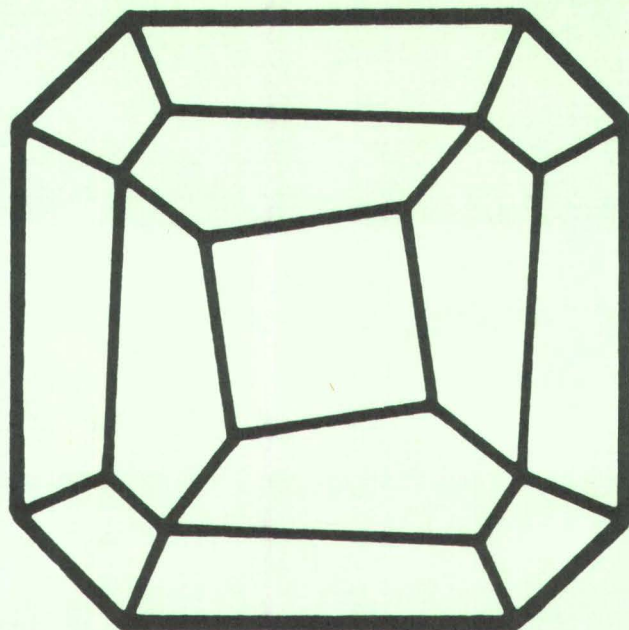


Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



Band 139

1994

Herausgegeben von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
für das Vereinsjahr 1993
Eigenverlag

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Band 139

1994

Vereinsjahr 1993

Gefördert aus Mitteln des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung in Wien.

Impressum:

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Österreichische Mineralogische Gesellschaft, p.A. Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien

Redaktion: Friedrich Koller, Anton Beran, Kurt Mereiter, p. A. Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Luegerring 1, A-1010 Wien
Für den Inhalt sind die Autoren selbst verantwortlich.

Kleinoffsetdruck: Anton Riegelnik, Piaristengasse 19, A-1080 Wien
Printed in Austria

INHALT

S 47-GEO - Pre-Alpine crust in Austria: Final conference abstracts

Preface	S. 14
Achramowicz, S., Muszyński, A., Schliestedt, M.: New eclogites in the Sudetes Mts.	S. 15
Adam, A., Gutdeutsch, R., Aric, K.: Results of the magnetotelluric and audiomagnetotelluric measurements along the Messern arc	S. 16
Aftalion, M., Bowes, D.R., Košler, J.: Isotopic "golden spikes" in structural successions in the Bohemian Massif, Czech Republic	S. 17
Aleksandrowski, P., Žaba, J.: Evidence for Early Carboniferous dextral strike-slip displacements at the north-eastern margin of the Bohemian Massif (the Intra-Sudetic Fault Zone, SW Poland)	S. 19
Aric, K., Adam, A., Gutdeutsch, R., Heinz, H., Meurers, B., Seiberl, W., Steinhauser, P.: Results of the geophysical measurements in the Bohemian Massif	S. 21
Aric, K., Gutdeutsch, R., Brückl, E.: The results of the seismic measurements in the Bohemian Massif	S. 24
Arndt R., Römer, A., Heinz, H.: 3-D interpretation and visualization of potential Fields/casestudy Hollabrunn	S. 25
Balogh, K., Dunkl, I.: K/Ar dating of metamorphic rocks from the Sopron Mts., Lower Austro-Alpine Unit (Hungary)	S. 26
Bezák, V., Šefara, J.: Pre-Alpine crust in the central Western Carpathians (Slovakia)	S. 27
Bielik, M., Lillie, R.J., Karner, G.D.: Crustal structure study of the European Plate passive margin beneath the Western Carpathians based on gravity data	S. 28
Brause, H.: Paleogeographic control of geothermal caused variability in a lithosphere section	S. 29
Breiter, K.: The youngest Variscan magmatic rocks in the southern part of the Bohemian Massif - example "Homolka" granite	S. 30
Büttner, S., Kruhl, J.H., Nega, M.: Syn- to postmagmatic deformation in the Rastemberger Granodiorite and its country rocks: An element of the late Hercynian development of the South Bohemian Pluton	S. 33
Cháb, M., Schulmann, K., Holub, F.V.: Petrological study of evolution of stromatitic layering: An example from the Czech part of the Gföhl gneisses	S. 34
Dallmeyer, R.D., Fritz, H., Neubauer, F. Urban, M.: Tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif: evidence from New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages	S. 35

Dallmeyer, R.D., Neubauer, F., Fritz, H.: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age control of Pre-variscan and Variscan tectonic processes: The Alpine-Carpathian Belt versus the Bohemian Massif	S. 37
Dirnhofer, M., Mayer, R., Höck, V., Marschallinger, R., Leichmann, J.: The crystalline Basement of the Molasse zone in northern Lower Austria	S. 38
Eichhorn, R., Höll, R., Jagoutz, E.: Geochemical and isotopical investigations of gneisses in the Central Tauern Window (Austria)	S. 39
Finger, F: Geodynamic evolution of the Southeastern Bohemian Massif: From a Cadomian arc over an Early Paleozoic rifting event to a Visean subduction-collision scenario - A typical Variscan story	S. 40
Frank, W.: Geochronology and evolution of the South Bohemian Massif: A review	S. 41
Fritz, H.: Kinematic and geodynamic evolution of the SE-Bohemian Massif: Evidence from the Thaya section and the Moravian nappe pile	S. 44
Fritz, H.: The Raabs serie, a dismembered ophiolite in the SE-bohemian Massif: a key for the tectonic interpretation	S. 45
Fritz, H, Loizenbauer, J.: Fluid activity during late stage of Variscan deformation in the Moravian nappe complex: Preliminary Results	S. 47
Gee, D.: Europrobe - Lithosphere research across a united Europe	S. 49
Grecula, P., Harcek, S., Orlický, O., Túnyi, I.: Magnetism of the Paleozoic rocks from the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. (Slovakia)	S. 50
Gutdeutsch, R., Jeram, G., Chwatal, W., Aric, K.: The thickness of the Earth's crust at Eastern Alps and Bohemian Massif derived from teleseismic earthquakes analysis	S. 52
Handler, R. Hermann, S., Dallmeyer, R.D., Neubauer, F., Frank, W.: Contrasting pre-Alpine tectonothermal evolution of Austro-Alpine Basement Units: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr mineral dating	S. 53
Hauzenberger, Ch., Höller, W., Hoinkes, G.: Transition from eclogite- to amphibolite facies metamorphism in the Austroalpine Ulten Zone, Southern Tyrol	S. 55
Heinz, H., Seiberl, W.: Physical properties of altered sections in South Bohemian Granites	S. 57
Höck, V.: Metamorphic Evolution of the Moravian Zone in Austria (Thaya Dome)	S. 58
Hoinkes, G., Thöni, M., Bernhard, F., Kaindl, R., Lichem, Ch., Tropper, P.: Prealpine magmatic and metamorphic evolution of the Austroalpine Ötztal basement in the Kaunertal Area	S. 59
Hübl, G., Slapansky, P., Belocky, R., Seiberl, W., Heinz, H.: Modeling of magnetic anomaly sources in the area of Liebenau and its implications	S. 61

Jawecki, Ch.: Fluid inclusion studies in the Austrian Moldanubian Zone: Implications for a retrogressive event	S. 62
Józefiak, D.: Staurolite-grade mica schists SE of the Góry Sowie Block (NE Bohemian Massif)	S. 64
Klečka, M., Bendl, J., Matějka, D.: Rb-Sr-dating of acid subvolcanic dyke rocks - Final magmatic products of the Moldanubian Batholith	S. 66
Klötzli, U.S., Parrish, R.R.: Zircon Pb-Pb and U-Pb geochronology of the Rastenberg granodiorite (Lower Austria): Evidence for the incorporation of Cadomian and possibly Archean crust into Variscan granitoids of the South Bohemian Pluton	S. 68
Kolarikova, A., Schulmann, K.: The effect of the metamorphic grade on deformational mechanisms within the Vysoka Hole basement thrust sheet (Jeseniky Mts.)	S. 70
Koller, F.: The South Bohemian Pluton - A complex batholith with a multiple intrusion history	S. 71
König, Ch.: Gravity investigation of the diorite in the area of Gebharts	S. 74
Košler J., Rogers, G., Bowes, D.R., Hopgood, A.M.: Rb-Sr isotopic evidence for polymetamorphism in the Domažlice crystalline complex from a study of mica-feldspar pairs in a segregation pegmatite near Stráž, Western Bohemia	S. 75
Kräutner, H.G.: The pre-Alpine crust in the Romanian Carpathians	S. 76
Kryza, R., Mazur, S.: Contrasting metamorphic paths in the eastern part of the Karkonosze-Izera block, NE Bohemian Massif	S. 78
Leichmann, J., Höck V.: Granitoids from the southern part of the Brno massif (Brunovistulian)	S. 80
Linner, M.: Metamorphism and migmatization of the paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum	S. 83
Loizenbauer, J., Wallbrecher, E. & Fritz, H.: P-T Conditions and deformation mechanisms of strike slip faults within the Southern Bohemian Massif: A fluid inclusion study and microfabric analysis	S. 84
Loth, G. & Höll, R.: Origin of banded amphibolites from the Stubach Group ("Altkristallin" Formation) in the Central Tauern Window - New aspects from zircon morphological and typological studies	S. 86
Mauritsch, H.J., Lenz, B., Reisinger, J.: Petrophysical investigations in the Southern Bohemian Massif (Austria): Data - acquisition, - organization and - interpretation	S. 87
Meurers, B.: Two dimensional interpretation of the gravity field of the Southern Bohemian Massif	S. 88
Montag, O., Höck, V.: Geochemical examinations of Moldanubian amphibolites from the Waldviertel (Austria)	S. 89
Nega, M., Kruhl, J.H., Büttner, S.: The structural and metamorphic evolution of Dobra gneiss and Rastenberg granodiorite, at the eastern margin of the South-Bohemian Massif	S. 90

Neubauer, F.: Geodynamic significance of Moldanubian orthogneisses within the Southeastern Bohemian Massif, Austria	S. 91
Neubauer, F.: Structure and kinematics of Moldanubian units within the Southeastern Bohemian Massif: Evidence for the emplacement of deep-crustal nappes	S. 93
Neubauer, F., Fritz, H., Dallmeyer, R.D.: Syn- and post-orogenic Lamprophyre dyke systems in the Southeastern Bohemian Massif	S. 95
Neubauer, F., Topa, D., Höck, V.: Conditions of eclogite formation within the Monotonous unit, Southeastern Bohemian Massif	S. 97
Ntaflos, Th., Thöni, M.: Evolution of upper mantle beneath Bohemian Massif, Lower Austria and beneath Austroalpine Basement in Ultental, Northern Italy: A comparison	S. 99
Petrakakis, K.: Metamorphic evolution of Moldanubian rocks	S. 101
Pressel, Ch.: A comparison among the metamorphism of the various lithotectonic units in the area of the Drosendorf Window, E Moldanubicum	S. 104
Puziewicz, J., Mazur, S.: Late-orogenic sinistral shear zone at the NE margin of the Bohemian Massif	S. 105
Raumer von, J.F.: The Alps - a Variscan structure between Gondwana and Laurasia	S. 107
Reisinger, J., Edel, J.B., Mauritsch, H.J.: Late Carboniferous - Late Permian paleomagnetic overprinting of Carboniferous granitoids in Southern Bohemian Massif (Austria)	S. 108
Römer, A., Heinz, H. & Arndt, R.: 3-D forward modeling of the Berchtesgaden magnetic anomaly	S. 109
Schulmann, K., Melka, R., Holub, F., Venera, Z.: The mechanism of emplacement of Trebic durbachite massif based on petrofabric study	S. 111
Schuster, R., Frank, W.: The Pre-Alpine metamorphic and palaeogeographic pattern of the Austroalpine Units east of the Tauern Window	S. 112
Slapansky, P., Belocky, R., Fallick, A.E., Göd, R., Högelsberger, H., Koller, F.: Hydrothermal alterations of granites in the South Bohemian Pluton	S. 115
Štípská, P., Cháb, M., Schulmann, K.: Metamorphism at the northern part of the Moravian Zone of the Thaya Window: Geotectonical implications	S. 116
Suk, M.: The deep structure of the Bohemian Massif in the contemporary erosion level	S. 117
Thöni, M.: Variscan vs. Alpine eclogites in the Eastern Alps: Geochronology and isotope geochemistry	S. 118
Tomek, C. & Höck, V.: Deep seismic reflection line 8HR through the Svatka Window, Eastern Margin of the Bohemian Massif	S. 119
Vellmer, C., Wedepohl, K.H.: Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria	S. 120

Venera, Z., Schulmann, K., Melka, R.: Polyphase intrusion of the Cista stock (the Bohemian Massif) in relation to the regional tectonics	S. 121
Vrana, S.: Polyphase Deformation - Metamorphism Evolution of the Kaplice unit in the NW Roof Domain of the Moldanubian Pluton	S. 122
Wallbrecher, E., Brandmayr, M., Dallmeyer, R.D., Handler, R.: Conjugate Shear Zones in the Southern Bohemian Massif: Kinematics during Ductile and Brittle Behaviour	S. 123
Wilamowski, A.: The Karkonosze granite from Łomnica, Sudetes, Poland: Its tectonic position inferred from geochemical data	S. 125
<u>Originalarbeiten</u>	S. 127
Hejl, E. und Ney, P.: Flotationsverfahren zur Abtrennung von Apatit und Zirkon aus silikatischen Paragenesen	S. 129
Ertl, A., Libowitzky, E. und Pertlik, F.: Chemische und röntgenkristallographische Untersuchungen an Eskimoit ($\sim \text{Ag}_7\text{Pb}_{10}\text{Bi}_{15}\text{S}_{36}$) und Heyrovskyit ($\sim \text{AgPb}_{10}\text{Bi}_5\text{S}_{18}$) vom "Rauriser Goldberg", Hüttwinkeltal, Land Salzburg	S. 135
Hertweck, B. : Reflexionsmessungen an anisotropen Pyriten	S. 143
Vorwort zu den Originalarbeiten des 2. Österreichisches Fluid Info Treffen	S. 149
Robl, K. und Paar, W.H.: Fluid Inclusion-Untersuchungen an Gold-erzen der Goldzeche, Sonnblickgruppe, (Hohe Tauern, Kärnten)	S. 151
Götzinger, M.A.: Einschluss-Untersuchungen mittels Rasterelektronenmikroskopie und Edx-Analytik	S. 159
Raith, J.G. und Högelsberger, H.: Fluidentwicklung und Skapolithbildung in metamorphen Gesteinen der Saualpe	S. 169
<u>Vorträge</u>	S. 185
Kurzweil, H: Die Quarzsande im Mittleren Burgenland und ihre Verwertbarkeit als Massenrohstoff	S. 187
Melcher, F.: Mineralogie und Ablagerungsbedingungenaltproterozoischer chemischer Sedimente in Ghana, Westafrika	S. 203

Henn, U.: Die Edelsteinvorkommen Sri Lankas	S. 217
Morrissey, Ch.J.: Some novel aspects of economic mineralogy	S. 223
Klemd, R.: Petrologie und Thermobarometrie an eklogitfaziellen Metasedimenten der Münchberger Gneismasse (NE-Bayern)	S. 237
<u>Vortrag- und Posterabstrakte für die Tagung MinPet94 in Eggenburg</u>	S. 265
Aigner-Torres, M., Koller, F.: Erste Ergebnisse über ultrabasische, basische und saure Magmatitabfolgen des Szarvaskő Komplexes, Bükk Gebirge, NE-Ungarn	S. 266
Belocky, R., Högelsberger, H.: Fluidentwicklung junger mineralisierter Granitoide im Südböhmischen Pluton	S. 269
Bendl, J., Heřmánek, R., Klečka, M., Matějka, D., Čekal, F.: Highly evolved granites (Šejby and Nakolice Stocks) in the Nové Hradý Mts., Moldanubian Batholith: Geochemistry and Rb-Sr dating	S. 271
Bendl, J., Klečka, M., Moneim, M., Svobodová, J.: Rb-Sr dating of the topaz-bearing muscovite granite stock Homolka, Moldanubian Batholith	S. 273
Bernhard, F., Hoinkes, G., Kaindl, R.: Geochemische Charakterisierung von Metabasiten im westlichen Ötztal-Stubai-Kristallin (Kauertal)	S. 275
Bojar, H.-P.: Die Arsenkies - Goldvererzung am Strassegg, Steiermark	S. 277
Breiter, K., Frýda, J.: Phosphorus-rich alkali feldspars and their geological interpretation - example Homolka magmatic center	S. 279
Büttner, S., Kruhl, J.H.: Tektonik, Metamorphose und Plutonismus in südöstlichen Moldanubikum am Beispiel des Rastenberger Granodiorites und seiner Rahmengesteine	S. 281
Černý, P.: Petrogenesis of rare-element granitic pegmatites - evidence available and missing links	S. 282
Chowanetz, E.: The age of the Ötztal-migmatites - Still a matter of debate	S. 284
Dachs, E.: The annite - phlogopite join: an ideal solution?	S. 286
Dingeldey, Ch., Koller, F.: Zusammensetzung von Helleglimmern in Gesteinen des Reckner-Komplexes und seiner Nebengesteine (Tarntaler Berge, Tirol)	S. 287
Dirnhofer, M., Mayer, R., Höck, V., Marschallinger, R., Leichmann, J.: Der kristalline Untergrund der Molassezone im nördlichen Niederösterreich	S. 290
Egle, S.: Hydrologische Untersuchungen an Thermalwässern und Kaltwässern im Raum Gastein: geochemische und isotope-geochemische Aussagen zum Einfluß des wasserleitenden Gesteins, Badgastein, Österreich	S. 291

Flörke, O. W.: SiO ₂ -Mineralogie: Quarz, Cristobalit, Opale und Raritäten	S. 293
Frank, W., Mair, V., Miller, Ch., Purtscheller, F., Schuster, R.: Geological map of the Kailas area and preliminary laboratory results	S. 295
Frasl, G.: Blöcke von Stilpnomelan-Metagranit im Cenoman des kalkalpinen Wienerwaldes bei Mödling	S. 296
Friedl, G., Finger, F.: Zur Intrusionsfolge im Südböhmischen Batholith: Neue Aspekte bezüglich der Stellung des Eisgarner Granits	S. 298
Gier, S., Kurzweil, H.: Zur Entwicklung hochmineralisierter Grundwässer im SW von Wien	S. 299
Giester, G., Lengauer, C.L.: Synthese und Charakterisierung von Carlinit, (Ti ₂ S)	S. 300
Göd, R.: Zur Mineralogie und Geochemie einer karbonatgebundenen Arsenmineralisation, Saualpe/Kärnten	S. 302
Götzinger, M.A., Handl, M.: Eine Kupferkies-Silber-Vererzung in Quarzlagen des Bittescher Gneises bei Horn, Niederösterreich	S. 305
Gregurek, D.: Zur Polymetamorphose des südlichen Korralpenkristallins	S. 307
Hammer, V.M.F.: Zerstörungsfreie gemmologische Bestimmungen mittels RDA.	S. 309
Haunschmid, B., Finger, F.: Der Quarzmonzodiorit von Sarleinsbach: Eine Kummulativvariante des Weinsberger Granits	S. 310
Höck, V.: Die Hellglimmer in Orthogneisen der Moravischen Zone	S. 312
Högelsberger, H., Houzar, S., Novak, M.: Marbles along the eastern margin of the Moldanubicum - a contribution to its regional classification	S. 315
Höller, W., Stumpfl, E.F.: Die Blei-Zink Lagerstätte Rampura Agucha, Rajasthan, Indien	S. 316
Kaindl, R., Hoinkes, G.: Mikrothermometrie und Ramanspektroskopie an Flüssigkeitseinschlüssen im westlichen Ötztal-Stubai-Kristallin (Kaunertal)	S. 318
Klötzli, U.S.: 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	S. 320
Koller, F.: Prä-Variszische Krustenreste im Weinsberger Granit und Rastenberger Granodiorit	S. 322
Kralik, C., Kiesel, W.: Geochemische Untersuchungen an Spatmagnesiten der östlichen Grauwackenzone	S. 324
Kreher, B., Okrusch, M., Schubert, W.: Mineralogie des Gabbros vom Frankenstein/Odenwald	S. 327
Košler, J., Wendt, J.I., Klečka, M., Fiala, J.: Early Palaeozoic arc-type magmatism in the Bohemian Massif as revealed by U-Pb zircon internal dating, zircon internal fabric and whole-rock geochemistry	S. 328

Leichmann, J., Höck, V.: Die Diorite im Brünner Massiv	S. 330
Libowitzky, E., Beran, A.: OH-Defekte in Forsterit	S. 331
Libowitzky, E., Giester, G. und Tillmanns, E.: Zur Kristallchemie des neuen Sulfosalzminerals Jankovicit, $Tl_5Sb_9(As,Sb)_4S_{22}$	S. 333
Losos, Z., Sulovský, P., Zimák, J., Krausová, D. : Chlorites from pegmatites of the Zulová granitic massif (Czech Republic)	S. 335
Mair, V.: Der Königspitzpluton - Ein Beispiel komplexer kalkalkalischer Intrusionen im Zuge des postkollisionalen, periadriatischen Vulkanismus	S. 338
Malý, K., Hladíková, J., Fojt, B.: Die Erzvorkommen im Nordabschnitt der Svatka-Kuppel	S. 340
Mirwald, P.W., Schmidbauer, E.: Elektrische Leitfähigkeit von Ringsilikaten	S. 341
Mirwald, P.W., Brüggerhoff, St.: Untersuchungen der Verwitterungsvorgänge an Kalkstein unter Mitteleuropäischen Klima- und Immissionsbedingungen mittels Freiland-Expositionsversuchen	S. 344
Modjtahedi, M.: Evolution of ore minerals in the layered gabbroic intrusion in the Mischo Mountain area between Sofian-Shabestar and Marand Eastazerbaidjan, Iran	S. 346
Mogessie, A., Hoinkes, G., Stumpfl, E.F., Bjerg, E., Kostadinoff, J.: The petrology and mineralization of the basement and associated mafic-ultramafic rocks, San Luis Province, Central Argentina	S. 347
Monsberger, G., Hoinkes, G., Thöni, M.: Geochemie und Kontaktmetamorphose des Eisenkappler "Granits"	S. 349
Neumayr, P., Cabri, L.J., Groves, D.I.: Ion-microprobe analysis of gold in arsenopyrite/löllingite: evidence for synmetamorphic gold mineralization in the Mt. York District (Australia)	S. 350
Novák, M., Klečka, M., Šrein, V.: Compositional evolution of Nb-Ta-oxide minerals from alkali-feldspar muskovite granites Homolka and Šejby, Southern Bohemia, and its comparison with other rare-element granites	S. 353
O'Brien, P.J., Carswell, D.A.: The metamorphic development in different fundamental units of the Bohemian Massif: Mono-, multi- and poly-phase histories	S. 355
O'Brien, P.J., Vrana, S.: Eclogites within the Monotonous Series of the Bohemian Massif: Examples from South Bohemia and Lower Austria	S. 357
Petrakakis, K., Richter, W.: Entwicklung Moldanubischer Gesteine in Österreich: Eine Perspektive aus der Sicht der Metamorphose	S. 359
Pirchl, T., Sieder, G., Brunner, P., Purtscheller, F., Stingl, V., Tessadri, R.: Geochemische, mineralogische und Geologische Aspekte zur Radon-Anomalie in Umhausen/Ötztal	S. 360
Přichystal, A.: Magmatic rocks with anomalous magnetic susceptibilities and subvolcanics from the Austrian part of the Moldanubian Pluton	S. 362

René, M.: Genetic classification of the Moldanubian granitoids in the SW part of the Bohemian Massif	S. 363
Sabbas, Th., Kurzweil, H.: Umweltschonende Verwendung von Braunkohlenasche beim Landfilling in ausgekohlten Tagebauen	S. 365
Schermaier, A., Haunschmid, B., Finger, F.: Die variszischen Granitoide der Schladminger und Bösenstein - Seckauer Alpen - Petrographie und Geochemie	S. 366
Schmücker, M., Hildmann, B., Schneider, H.: Umwandlungsverhalten und Kornwachstum in nanokristallinen Aluminiumsilikat-Fasern	S. 369
Seifert-Falkner, C., Miller, C.F., Wooden, J.F., Heizler, M.T.: Evidence for magma mingling within Aztec Wash Pluton, Eldorado Mountains, Nevada	S. 369
Slapansky, P., Seiberl, W., Heinz, H., Göd, R., Koller, F., FALLICK, A.E.: Geophysik und Sauerstoffisotopie einiger Granitoide des Südböhmischen Massivs	S. 371
Staněk, J.: Fe-Mn Phosphatminerale und ihre Rolle in den Pegmatiten aus der Umgebung von Bory in Westmähren, Tschechische Republik	S. 373
Štemprok, M.: The Krušné Hory (Erzgebirge) granite batholith	S. 374
Tessadri, R.: Energiedispersive Röntgenfluoreszenzanalyse (EDX-RFA): Anwendung für geochemisch-petrologische Fragestellungen	S. 374
Tomek, C., Höck, V., Leichmann, J.: Are the Moravian windows Permian large-scale folds?	S. 379
Walter, F.: Phasenumwandlung und Entwässerung von Wein ebeneit	S. 380
Wildner, M., Giester, G., Lengauer, C.L.: Kristallstrukturuntersuchungen an Erythrin und Annabergit	S. 382
Winkler, W.: Ein neuer Zugang zu den Geowissenschaften ?	S. 385
<u>Exkursionsführer zur Minpet94 in Eggenburg</u>	S. 387
Götzinger, M.A., Beran, A., Libowitzky, E.: Exkursion A: Mineralvorkommen und Lagerstätten im östlichen Waldviertel	S. 389
Höck, V., Leichmann, J.: Exkursion C: Das Moravikum der Thaya-kuppel	S. 407
Breiter, K., Göd, R., Koller, F., Slapansky, P., Kopecký, L.: Exkursion D: Mineralisierte Granite im Südböhmischen Pluton	S. 429
<u>Kurzfassungen von Diplomarbeiten und Dissertationen österreichischer Universitäten</u>	S. 457

Errata

S. 466

Tätigkeitsbericht über das Vereinsjahr 1993

S. 467

.



**PRE-ALPINE CRUST IN
AUSTRIA**

**Final Conference of the
National Research Project**

S 47-GEO

held from

April 6th to 10th 1994 in Krems/Lower Austria

sponsored by the Austrian Science Foundation

Preface

The meeting in Krems/Austria brings a national project to an end, which was established more than five years ago by the Austrian Science Foundation. The aim of the project was to bring together geoscientists from all over Austria looking into the problem of pre-Variscan and Variscan crustal development in Austria from many aspects: geophysics, geochemistry, petrology, structural geology and tectonics, geochronology etc. The development of the project increased enormously the level of our knowledge in the evolution of the Variscan Mountain Chain within the Bohemian Massif and the Alps. The outcome of the joint efforts during the last few years will be presented in this meeting, compared and discussed with colleagues from many countries interested in the Variscan orogeny.

The fundamental political change in Eastern Europe shortly after the start of the project was a lucky incident. It enabled an intensive still growing exchange of data and ideas, and made areas accessible for studying and excursions, which were closed for decades. The meeting is an expression of this new freedom of movement and exchange.

After several years of joint cooperation I feel a deep gratitude to all my colleagues who helped in many ways to complete successfully the whole program. I feel especially indebted to C. Lublasser and F. Koller, without their continuous help and assistance the meeting and this volume would have never been completed. Sincere thanks are last not least due to the Austrian Science Foundation for its generous financial support. Apart from postdoctoral positions and travel grants much of the analytical equipment (microprobe, mass-spectrometer, X-ray fluorescence, magnetometer) were renewed in cooperation with the Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung. This gave a big positive impact to the Austrian geosciences.

Finally, I wish all participants a successful conference time, fruitful discussion and pleasant visit to the Bohemian Massif, the Danube Valley and Krems.

V. Höck

NEW ECLOGITES IN THE SUDETES MTS.

ACHRAMOWICZ, S.¹, MUSZYŃSKI, A.² & SCHLIESTEDT, M.³

¹ Institute of Geological Science, Polish Academy of Science, Wrocław, Poland

² Institute of Geology, A. Mickiewicz University, Poznań, Poland

³ Institute of Mineralogy, Hannover University, Germany

Recently, in the Western Sudetes, Poland, NE margin of the Bohemian Massif, eclogites have been found which are situated farthest to the east within the Saxothuringian Zone. The Western Sudetes area displays a mosaic composed of several sutured metamorphic blocks stitched with Variscan granites.

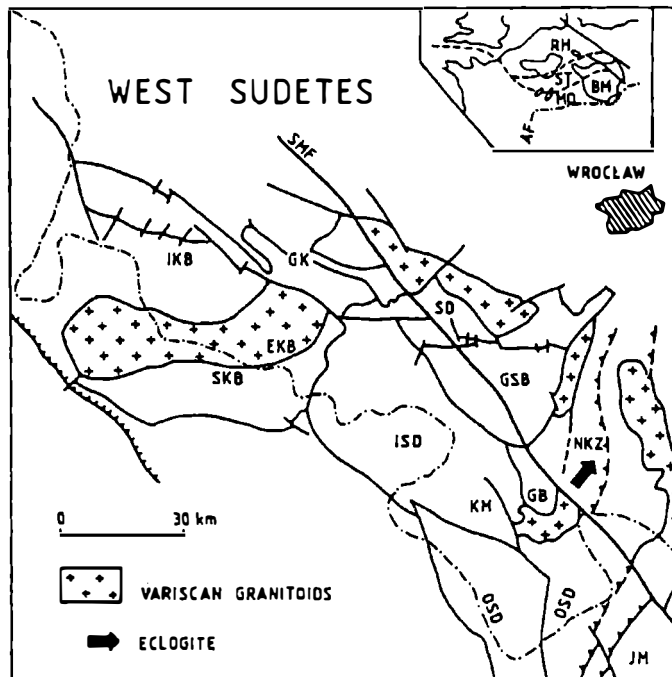


Fig. 1: Geological sketch of the Western Sudetes. EKB=East Karkonosze; GB=Góry Bardzkie; GSB=Góry Sowie block; IKB=Izera-Karkonosze block; ISD = Intra -Sudetic depression; JM = Jeseník Massif; KM = Kłodzko metamorphic unit; NKZ = Niemcza-Kamieniec Zabkowicki mica schist zone; OSD = Orlica-Snieżnik dome; SD = Swiebodzice depression; SKB = South Karkonosze block; SMF = Sudetic marginal fault. Inset map shows the European Variscan belt. AF - Alpine front; BM - Bohemian Massif; MO - Moldanubian Zone; RH - Renohercynian Zone; ST - Saxothuringian Zone.

The eclogites form small lensoid bodies within the Niemcza-Kamieniec-Zabkowicki-schist zone (NKZ, Fig. 1). They contain the primary mineral assemblage of garnet-omphacite-rutile. Retrogression to amphibolite-facies assemblage containing blue-green hornblende-plagioclase-(clinozoisite) is frequent. The country rocks include metapelites (which are now garnet-kyanite-mica schist) and meta-acidites: plagioclase-quartz gneisses with pseudomorphs of plagioclase + haematite after Na-pyroxene.

Preliminary data show the peak conditions for eclogite stage T = 600° - 650 °C and P in excess of 15 kbar. Geochemical analyses indicate that a protolith of the eclogite has probably P-MORB characteristics. There are some textural evidence for a possible gabbroic protolith rock. The eclogites and the country rocks which had been developed during HP deformation within the Saxothuringian Zone, were later reworked by thrusting connected with the stacking over the Moravo-Silesicum.

RESULTS OF THE MAGNETOTELLURIC AND AUDIOMAGNETOTELLURIC MEASUREMENTS ALONG THE MESSERN ARC

ADAM, A.¹, GUTDEUTSCH, R.² & ARIC, K.²

¹ Geodetical and Geophysical Research, Institute of the Hungarian Academy of Sciences, Sopron, Hungary

² Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien, Österreich

At the endpoints of the seismic profile "Messern-Rothweinsdorf" deep magnetotelluric (MT) soundings and along the profile audiomagnetotelluric (AMT) soundings have been carried out at 12 sites. Their first goal has been to study the distribution of the electric resistivity of the different rocks and secondly to search for correlation between the resistivity and seismic reflectivity values. The combined AMT and MT measurements (with periods from 3000 s to 1/2300 s) show in Messern a definite resistivity decrease (inversion) to 2 - 25 Ωm at a depth of 1300 m. This inversion may hint a lower boundary horizon of the Bittescher Gneis (400 - 3000 Ωm) outcropping here. The very low resistivity values (inversion) are certainly caused by pyrite or graphite bearing phyllitic micaschists covering the Bittescher Gneis. These results are consistent with the seismic ones. The thickness of the well conducting zone has been estimated to some kms. Below, a resistive layer appears in the vertical resistivity section of Messern and it ends in a definite resistivity inversion with some Ωm at the depth of 130 km. In this depth range the top of the low resistivity asthenosphere is suspected.

At the western end of the profile (in Rothweinsdorf) the resistivity distribution is different. The conducting layer appears at the shallower depth of 300 - 400 m. The resistive half space with some thousands Ωm begins from 2 - 2.5 km. The

deeper part of the vertical section is strongly shielded here by the near-surface conductive formations. As only two deep MT soundings have been carried out in this very heterogeneous region, the results should be considered preliminary.

According to the AMT soundings (between 4.1 and 2300 Hz 12 frequencies) in about the middle of the seismic profile a very conducting formation (0.1 - 3.6 Ωm) crops out along a shear zone and sinks to about 500 m at the western end of the profile where the resistive granulite (300 - 3000 Ωm) lies on the surface. According to the geologic mapping the so-called "Bunte-Serie" contains graphitic lenses (in some cases with pyrite) with extremely low resistivity values.

The resistivity values with their wide variety along the seismic profile from East to West may be connected - with some caution - to different rocks, such as granulite, rocks of the "Bunte-Serie", Bittescher Gneis and phyllitic mica schist.

ISOTOPIC "GOLDEN SPIKES" IN STRUCTURAL SUCCESSIONS IN THE BOHEMIAN MASSIF, CZECH REPUBLIC

AFTALION, M.¹, BOWES, D.R.² & KOŠLER, J.³

¹ Scottish Universities Research and Reactor, East Kilbride, Scotland

² Department of Geology and Applied Geology, University of Glasgow, Scotland

³ Department of Geochemistry and Mineralogy, Charles University, Prague, Czech Republic

Determination of reference points in the multi-episodic history of the Bohemian Massif is dependent on (1) establishing which isotopic data can be integrated, without ambiguity, into structural successions that constrain the relative times of crystallization of igneous bodies and development of metamorphic mineral growths and (2) using the local structural successions as bases for correlation within and discrimination between tectonic domains. In this way the equivalents of "golden spikes" used in the stratigraphy of sedimentary domains can be put into the deformational - metamorphic - igneous - sequences. However as at least two, and usually more, phases of metamorphism are present in these sequences, interpretation of Rb-Sr as well as K-Ar isotopic data presents problems and, except for the products of late events where metamorphic overprinting is not a factor, unambiguous interpretation is the exception. It is U-Pb data, particularly for zircon and monazite, that has proved to be the most useful but not only is it limited in amount, it also requires integration with the relevant structural succession(s). In practise this has meant that establishing "golden spikes" has followed where collecting for age dating has been governed by geological - structural constraints.

The upper intercept 496 ± 1 Ma U-Pb zircon age for a gabbro pegmatite in the Mariánské Lázně complex in western Bohemia (BOWES & AFTALION, 1991) is integrated into the deformational sequence for the Mariánské Lázně tectonic

domain (BOWES et al., 1992), and much of the latter part of this sequence corresponds to that of the southern Fichtelgebirge tectonic domain in the Saxothuringian zone of the Hercynides (BOWES et al., 1993). Unambiguous interpretation of the age being that of magmatic crystallization in an ophiolitic complex stems from the near concordance of the data points. This indicates that the U-Pb isotopic systems in the zircons (from rock with a relict igneous fabric and no signs of metamorphic foliation) remained nearly closed during subsequent deformational and metamorphic events.

The upper intercept U-Pb zircon age of 373 ± 5 Ma for gneisses from the Staré Sedlo complex that has the gross form of a roof pendant above the Central Bohemian Pluton, together with upper intercept and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isochron ages of 369 ± 4 and 375 ± 5 Ma, respectively for these and the nearby Mirovice complex gneisses, give the age of crystallization of a plutonic protolith with geochemical features indicative of an arc regime (KOŠLER et al., 1993; KOŠLER & FARROW, 1994). This interpretation is not controversial as oscillatory zoning is common in the zircons and subsequent ductile deformation (before emplacement of the Central Bohemian Pluton) only caused fracturing in them leading to only a small loss of Pb. The interpretation that c. 370 Ma U-Pb age for some zircon in granulites in southern Bohemia reflects a magmatic crystallization age of precursors (WENDT et al., 1994) is consistent with mid-late Devonian granitoid plutonism being a point of reference in at least part of the Bohemian Massif.

While the presence of inherited Pb is a complicating factor in the interpretation of some U-Pb zircon data, it has very limited significance in the interpretation of U-Pb monazite data. Accordingly the 338 ± 2 Ma (near concordant) age of monazite from granulites at Mohelno, southern Moravia, rather than U-Pb zircon ages, establishes the age of the end stage of granulite facies metamorphism there (van BREEMEN et al., 1982). This can be linked to late D₂ in the structural succession (HOPGOOD & BOWES, 1987) and so can be used as a "golden spike". The possibility of correlation with the end stage of granulite facies metamorphism in the Blanský les granulites in southern Bohemia is indicated by both (1) a corresponding (within errors) U-Pb zircon (single crystal) concordant age (AFTALION et al., 1989) and (2) a corresponding position in the local structural succession (VRÁNA, 1979). The greater range of U-Pb zircon ages and Pb-Pb isotope proportions in both granulite assemblages (van BREEMEN et al., 1982; WENDT et al., 1994) points to the complications due to inherited Pb and small Pb losses, respectively.

The demonstration of the post-metamorphic and relatively late stage of development in the local structural succession of muscovite books near Bechyně, southern Bohemia, means that 331 ± 5 Ma (Rb-Sr) represents a crystallization age (van BREEMEN et al., 1982). This and their structural siting in the hinge zones of SE-verging asymmetrical folds means that they represent a potential reference point.

The use of such "golden spike" reference points in the elucidation of the geological history of the Bohemian Massif must take into account the structural complexity resulting from the tectonic interdigitation of different structural domains of

cover and basement rocks during the Hercynian episode, and the potentially large distances that may originally have existed between rock assemblages now geographically in close proximity. However when integrated with structural successions, well-constrained isotopic data that can be interpreted without ambiguity can play a vital role in correlation and in elucidation of geological history.

- AFTALION, M., BOWES, D.R., VRÁNA, S. (1989): N.Jb.Miner.Mh. 1989, 145 - 152.
BOWES, D.R., AFTALION, M. (1991): N. Jb. Miner. Mh. 1991, 315 - 326.
BOWES, D.R., HOPGOOD, A.M., TONIKA, J. (1992): In: Kukul, Z. (Ed.): Proc. 1st Internat. Conference on the Bohemian Massif. - Geol.Surv.: Prague.
BOWES, D.R., HOPGOOD, A.M., TONIKA, J. (1993): Zbl. Geol. Palaont. I 1992, (7/8) 773 - 783.
HOPGOOD, A.M., BOWES, D.R. (1987): Acta Univ. Carolina Geol. 1987, 51 - 88.
KOŠLER, J., AFTALION, M., BOWES, D.R. (1993): N.Jb.Miner.Mh. 1993, 417 - 431.
KOŠLER, J., FARROW, C.M. (1994): Geol.Vereinigung-Czech Geol.Soc.Meeting, 17-19 Feb. 1994; Prague.
van BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MÍSAŘ, Z., POVONDRA, P., VRÁNA, S. (1993): Trans.R.Soc.Edinburgh Earth Sci., 73, 89 - 108.
VRÁNA, S. (1979): Věst.Ústf.Úst.Geol. 54, 75 - 88.
WENDT, J.L., KRÖNER, A., FIALA, J., TODT, W. (1994): J.Geol.Soc.London, 151, 83 - 90.

EVIDENCE FOR EARLY CARBONIFEROUS DEXTRAL STRIKE-SLIP DISPLACEMENTS AT THE NORTH-EASTERN MARGIN OF THE BOHEMIAN MASSIF (THE INTRA-SUDETIC FAULT ZONE, SW POLAND)

ALEKSANDROWSKI, P.¹ & ŽABA, J.²

¹ Institute of Geological Sciences, University of Wrocław, Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland

² Department of Geology, Silesian University, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Poland

The Intra-Sudetic fault zone plays an important role in the tectonics of the NE margin of the Bohemian Massif and is interpreted as a common boundary to several terranes (MATTE et al., 1990; ALEKSANDROWSKI, 1990; OLIVER et al., 1993). The present authors have recently completed a structural study of a segment of this fault zone at Pilchowice near Jelenia Góra. The investigations consisted in structural mapping of both sides of the NW-SE trending fault zone: in the Iżera gneisses to the SW and in the Kaczawa phyllites to the NE of the fault. The study revealed that the motions on the fault were predominantly of strike-slip type and consisted of two main stages with mutually opposite sense of movement. The fault activity postdated a penetrative ductile sinistral shear fabric in the Iżera gneisses (deformational event D₁). The main displacement on the fault (event D₂) was dextral and resulted in a prominent pervasive s-c fabric in the Kaczawa phyllites and ductile to semi-brittle, localized shear zones in the Iżera gneisses, superimposed on the older fabric. The subsequent sinistral movement (event D₃)

produced sporadic semi-brittle mesoscopic structures in both gneisses and phyllites as well as a map-scale strike-slip duplex on the Iżera/Kaczawa boundary.

The main dextral motion on the fault (event D_2) must have taken place during the latest Devonian to late Viséan, i.e. (1) after Devonian pelagic sedimentation in the Kaczawa basin was replaced by Early Carboniferous syntectonic deposition (BARANOWSKI et al., 1990) and (2) before the emplacement of the Karkonosze granitoid massif (328 ± 12 Ma; PIN et al., 1987). The massif is bounded by the Intra-Sudetic fault but is unaffected by ductile shearing. The subsequent sinistral motion on the fault and the semi-brittle deformation D_3 were probably synchronous with the Karkonosze intrusion.

The oldest sinistral ductile shearing (event D_1) in the Iżera gneisses was interpreted by OLIVER et al. (1993) as reflecting the main activity of the Intra-Sudetic fault. However it must have preceded the formation of the fault, since the effects of this shearing are absent from the Kaczawa phyllites. It is generally known that textural transitions between unstrained granites and gneisses/mylonites are common over the whole Iżera massif, and are not confined to the vicinity of the Intra-Sudetic fault. Moreover, on a regional scale the strike of the foliation in the Iżera massif gradually changes from parallel to nearly perpendicular to the fault towards the south-west. Thus, the sinistrally sheared gneiss zone at Pilchowice most probably represents one of the numerous D_1 shear zones that cut the Iżera massif but which was reoriented together with the regional foliation in the NE part of the massif, assuming a sub-parallel position to the Intra-Sudetic fault as a result of the ductile dextral shearing D_2 on it. The D_1 sinistral ductile shearing in the gneisses may have occurred during the Early Palaeozoic (OLIVER et al., 1993), although this is not corroborated by the recent data of CHLUPAC & HLADIL (1992). To the present writers a more probable age for the D_1 deformation seem to be Middle to Upper Devonian.

Net dextral displacements on major NW-SE lineaments truncating the Variscan belt from the NE, such as the Intra-Sudetic fault, are nothing surprising or unexpected. Regional tectonic considerations led several writers to postulate such motions and some of these authors pointed directly to possible dextral motions on the Intra-Sudetic fault (PIN et al., 1988; MATTE et al., 1990). One of the present writers (ALEKSANDROWSKI, 1990) postulated a dextral offset of the order of 300 km on the Intra-Sudetic fault, which displaced the Rhenohercynian zone (in this interpretation including the Kaczawa terrane) relative to the Saxothuringian zone (including the Iżera massif) during the Early Carboniferous (a displacement analogous to that on the Bristol Channel-Bray fault of HOLDER & LEVERIDGE (1986)). The field results here reported are consistent with this idea.

ALEKSANDROWSKI, P. (1990): Early Carboniferous strike-slip displacements at the northeast periphery of the Variscan belt in Central Europe. - Int.Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe (IGCP Program 233), Göttingen-Giessen, Abstracts 7 - 10.

BARANOWSKI, Z. HAYDUKIEWICZ, A., KRYZA, R., LORENC, S., MUSZYNSKI, A., SOLECKI, A., URBANEK, Z. (1990): Outline of the geology of the Gory Kaczawskie (Sudetes, Poland). - N. Jb. Geol.Palaeont., 179, 223 - 257.

- CHLUPAC, I., HLADIL, J. (1992): New Devonian occurrences in the Jested Mts., North Bohemia. *Casopis pro Mineralogii a Geologii*, **37**, 185 - 191.
- HOLDER, M.T., LEVERIDGE, B.E. (1986): Correlation of the Rhenohercynian Variscides. - *J. Geol. Soc. London*, **143**, 141 - 147.
- MATTE, Ph., MALUSKI, H., RAJLICH, P., FRANKE, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: results of large-scale Variscan shearing. - *Tectonophysics*, **177**, 151 - 170.
- OLIVER, G.J.H., CORFU, F., KROGH, T.E. (1993): U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. - *J. Geol. Soc. London*, **150**, 355 - 369.
- PIN, Ch., MIERZEJEWSKI, M.P., DUTHOU, J.L. (1987): Rb/Sr isochron age of the Karkonosze granite from quarry Szklarska Poreba Huta and determination of its $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio. - *Przegląd Geologiczny*, **10**, 512 - 517.
- PIN, Ch., MAJEROWICZ, A., WOJCIECHOWSKA, I. (1988): Upper Palaeozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence. - *Lithos*, **21**, 195 - 209.

RESULTS OF THE GEOPHYSICAL MEASUREMENTS IN THE BOHEMIAN MASSIF

ARIC, K., ADAM, A., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P.

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Österreich

Seismic exploration of shallow geological structures

The boundary region between the Moravicum and the Moldanubicum has been investigated on two 5 km long seismic profiles close to the Messener Bogen. The aim was to find out whether a connection between the structure of the Bittescher Gneis and the Dobra Gneis exists. Refraction seismic studies show that a correlation between the P-velocity in the uppermost crystalline rocks and the structures found in the geological map is obvious. CPM-sections of the reflection seismograms highlight a westward dipping structure down to 600 m depth. The reflection elements are linked together only in parts. A second reflection horizon has been found in about 1500 m depth. They may be due to the contact zone between the structures of the Bunte Serie (above) and the Bittescher Gneis (below).

Results of the magnetotelluric and audiomagnetotelluric measurements

The end points of the seismic profile of Messern (E-W) have been chosen as the locations of MT-measurements. 16 sites between them have been selected as measuring points of additional AMT-soundings. The different depth resolution of both, MT- and AMT-sounding revealed a complex structure of the underground with lateral and vertical variations of the electrical impedance. A shallow inversion zone may be interpreted as graphite or pyrite bearing layers. The MT sounding yielded a resolution of the lower boundary of the of the lithosphere at a depth of about 130 km.

Structure of the earth's crust from P- and S-waves generated by distant earthquakes

The seismograms of the eastalpine seismographic station network have been used for an analysis of the P- and converted waves from distant earthquakes with the aim of modelling the structure of the earth's crust below the respective station. One of these stations, ZWETTL has been equipped with a 3-component registration of the seismic motion and provided the chance of evaluating not only the P- but also the converted S-signals. The models of the earth's structure has been established by a comparison of experimental with synthetic seismograms. The mean p-velocity in the earth's crust is 6.1 km/s and the depth of the MOHO 34 km.

Deep seismic sounding on a long seismic spread

This seismic equipment was carried out next a drilling hole of 297 m depth not far from St. Martin/Weittra. This site with underground of granite has a thin whethering layer of appr. 20 m. The aim consisted in a test, whether or not reflections from the MOHO can be observed on this site. Therefore the greatest possible length of seismic spread of the device, 4750 m, covered with 96 channels has been chosen. The 50 kg shots were fired in the drilling. The seismogram sections exhibit only weak reflection energy at times smaller than 4 s. At 8 s the first considerable energy enhancement occurs, and at 10.3 s, 11.5 s and later broad band of reflected energy indicates that the lower crust and the upper mantel show much more and detailed reflection horizons than the lower crust. The velocity measurements in the drilling hole and the seismic profile allowed a precise measurement of the P-wave velocity. The P-velocity is nearly constant down to depths of ca. 297 m.

Results of the gravity survey

A new gravity survey was performed resulting in about 5500 stations distributed regularly about the Bohemian Massif and the adjoining Molasse zone with station spacing of 3 km at maximum. The main tectonic units can be immediately recognised in the gravity map: The South Bohemian granite pluton is accompanied by a distinct negative anomaly. The transition to the metamorphic rocks adjoining in the East is characterized by a wide area with large horizontal gradients followed by a regional gravity high which extends far into the Molasse zone. This gravity high is superimposed by local anomalies of different sign which at several locations excellently coincide with density provinces determined by analysing surface rock samples. The gravity low of the Thaya pluton is followed in the east by a marked zone of positive anomalies. In this way an interesting negative-positive anomaly couple is formed which completely masks the gravity effect of the Molasse sediments with increasing thickness towards the East. As first interpretation step the magnitude of reduction anomalies caused by assuming constant rock density for the mass corrections has been investigated. Gravity map stripping has been performed for estimating the gravity effect of known crustal structures like the Mohorovicic discontinuity or the Molasse basement. The results indicate an high density upper crust west of the South Bohemian granite intrusion. They are confirmed by density deconvolution as well. Two dimensional modelling on four profiles covering the main tectonic units offers a first view to the upper crustal structures. A crustal

block of relatively high density which can be interpreted as deep reaching continuation of metamorphic rocks or as Brunovistulicum superimposed by Moldanubian and Moravian units is a general feature of different model conceptions.

Results of the magnetic survey

One of the main objects of the project S4710 was to clarify certain structural and tectonic questions in the Southern Bohemian Massif from magnetic data. This part of the Austrian territory was covered by aeromagnetic measurements in the late seventies and early eighties. The flight line spacing was 2 km; tie lines were flown with a distance of 10 km.

As the aeromagnetic survey in this area was flown in two different heights, in a first step the aeromagnetic data were transformed into a common survey level of 1400 m a.m.s.l. and afterwards reduced to the pole. Parallel to these activities new computer programs for 2- and 3-dimensional model calculations, including a package for graphic presentation of the data, were developed.

Looking at the magnetic data of the Southern Bohemian Massif from a qualitative point of view the southern part of Bohemian Batholite shows a rather quiet pattern of the geomagnetic anomalies, with the exception of contact zones between different granitic intrusions. In this areas interesting magnetic anomalies can be observed. These anomalies are caused by secondary formed magnetite which is usually concentrated in the alteration zones next to the above mentioned contact zones. This result is confirmed by air and ground radiometric investigations. Higher concentrations of potassium and sometimes of uranium can be also observed along these alteration zones between different granitic sequences.

2- and 3-dimensional model calculations indicate that the bodies causing the magnetic anomalies are quite narrow and the depth extension is approximately 1 km below surface. Furthermore, rather complicated cupola-structures, effected by tectonic events, have to be expected. The rock formations west and east of the southern part of the Bohemian Batholite (Bavaricum; Moldanubicum-Moravicum) are characterized by a different anomaly pattern. These rocks are mainly formed by metamorphic sequences. Similar to the geological findings the geomagnetic anomalies show that the transition between the Bohemian Batholite and the rocks of the Bavaricum is rather gradually, whereas in the E the contact with the rocks of the Moldanubicum-Moravicum is sharp. From a general point of view the Moldanubicum-Moravicum rock-complex shows higher magnetic susceptibility values. Towards E this complex is more and more covered by young sediments of the Molasse-zone and the Vienna Basin. A remarkable belt of magnetic anomalies, striking SSW-NNE can be found in this area. Model-calculations show that this anomalies are caused by bodies ranging from approximately 2 km to 6 km below surface. Their tectonic setting is still in discussion.

THE RESULTS OF THE SEISMIC MEASUREMENTS IN THE BOHEMIAN MASSIF

ARIC, K.¹, GUTDEUTSCH, R.¹ & BRÜCKL, E.²

¹ Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität, Wien, Österreich

² Institut für Theoretische Geodäsie und Geophysik der Technischen Universität Wien, Österreich

Seismic measurements have been carried out covering the boundary between Moravicum and Moldanubicum (Bohemian Massif) in the area of the arc of "Messern". The distance across both geological units is about 5 km, observed at the surface. It is an unsolved geological problem, whether the "Bittescher Gneis" on one side (Moravicum) and the "Dobra Gneis" on the other side (Moldanubicum) are connected in the depth or not. One hypothesis assumes a connection in the form of a syncline, another hypothesis favors a uniform dipping of the Moravian rock mass under the Moldanubicum. A decision between these two models should be achieved by the seismic investigations.

Refraction and reflection seismic measurement were carried through along one E-W line (Messern-Rothweinsdorf) and one N-S line. Both lines had a length of about 5 km. The lines start in the area of the "Bittescher Gneis" and proceed to "Bunte Serie" and reach the granulites with the "Dobra Gneis" as bottom. The refraction seismic measurements resolved an about 20 m thick layer consisting of quaternary sediments and the weathered bedrock (v_p - 1000 m/s). The top of the unweathered crystalline displays a smooth topography, but a distinct change of v_p can be observed along both lines. v_p averages to $4,6 \pm 0,2$ km/s in the formation of the "Bunte Serie" and to $5,4 \pm 0,2$ km/s in the formation of the "Bittescher Gneis". The mapping of v_p correlates with the boundaries of paragneiss, marble, schist, granulite, and gneiss documented in the geological map. These different v_p -values caused by the lithology enable one to follow up the geologic boundaries generally dipping to W.

The static corrections were calculated from the near surface velocity model which was calculated from the refraction seismic measurements. The optimum stacking velocity was found to $v_{rms} = 5,4$ km/s by series of constant velocity stacks. For the final CMP-stack the trace interval was increased to one or two station intervals, in order to enhance the signal to noise ratio by increasing the coverage. The CMP-sections of both lines clearly show reflections with a dominant frequency of 60 - 80 cps down to about 1 s two way reflection time. These reflection elements accumulate at a two way travelttime of 0,6 - 0,8 s and they can be correlated with the boundary between "Bittescher Gneis" and "Bunte Serie". These horizon was migrated using a migration velocity of 5,4 km/s. Contact zones and faults in the region of "Bunte Serie" can be traced down to a depth of 400 m and the dipping of the "Bittescher Gneis" beneath the "Bunte Serie" is indicated by reflection elements. A boundary is indicated by isolated strong reflection elements in a depth from 1400 up to 1800 m.

Summarizing the results one can say that valuable structural information has been gained by either refraction seismic and reflection seismic investigations.

3-D INTERPRETATION AND VISUALIZATION OF POTENTIAL FIELDS/CASESTUDY HOLLABRUNN

ARNDT, R., RÖMER, A. & HEINZ, H.

Geological Survey of Austria, Dept. of Geophysics, Vienna

In geophysics inversion techniques are applied to derive reasonable geological models from gravity and magnetic data.

Based on the direct expressions for potential fields of arbitrary polyhedral homogeneous bodies in three dimensions (HANSEN & WANG, 1988), a 3-D non-iterative inversion technique has been suggested (WANG & HANSEN, 1990). Using the spatial equivalent of frequency-domain auto-regression, series of coefficients have been calculated by solving an over-determined linear equation system. The numerical calculated solutions carry informations about depth and locations of polyhedral vertices. In the latter these so called "depth-points" can be volumized to a body which satisfies known geological conditions. However, the advantage of this non-iterative methods (no initial model and no density/susceptibility information are necessary) is balanced by both computational capacities and the problem to interpret clusters of depth-points in geological terms. Visualization packages applied during post processing enable us to attach geological informations to the more or less "abstract" results.

This sequence of techniques has been applied to a distinct group of anomalies located near the southeastern margin of the Bohemian Massif close to the Vienna Basin (Hollabrunn; SEIBERL, 1991). Comparing the magnetic signatures of the Moravian/Moldanubian realm with the anomaly group near Hollabrunn striking differences become obvious. Whereas the signature over the plutonic domains is characterized by a calm pattern disturbed just by distinct anomalies close to the peripheric parts of the granitic bodies and the pattern of the metamorphic domain is dominated by several superposed structures due to sources not very deep below surface or even exposed, the "Hollabrunn group" is isolated and has close similarities to the high gradient/high amplitude structures typical for the Central Alpine region.

Visualizing the anomaly pattern of the southeastern margin of the Bohemian Massif, these similarities or differences become striking. The depth points are clustered generally in depths of more than 4 kms below field continued elevation; the maxima of depth point distribution are shown in Fig. 1.

The cluster 1/3 and 2/4 have been volumized; the resulting source bodies are dike type slabs with the top in 2100 m below surface (N), 3600 m (S) and bottom in 5100.m below surface (N) and 6100 m (S) - generally minimum values. Additional data and results from investigations on remanences (PIOCK-ELLENA, 1993) support the interpretation that the anomaly group is not definitely belonging to source bodies of the Bohemian Massif.

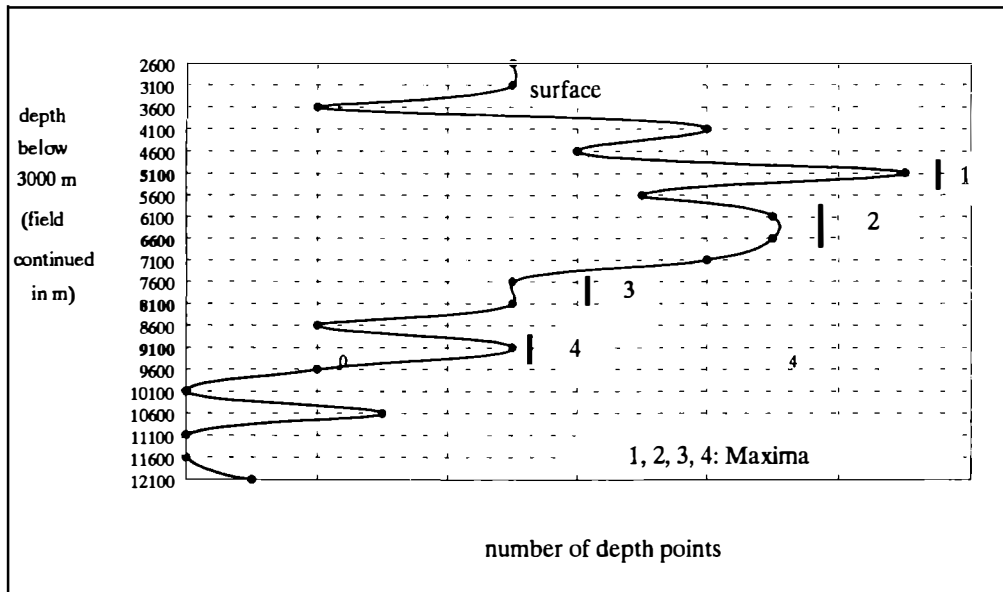


Fig. 1: Bi-modal magnetic anomaly near Hollabrunn. Distribution of depth points, showing 4 maxima. Data from ARNDT (1993) and inversion after WANG & HANSEN (1990).

- ARNDT, R., (1993): Drei-Dimensionale Interpretation und Visualisierung von Potentialfeldern. - Fallstudien aus dem Ostalpenraum - Unveröff. Diss., Form. Naturw. Fak., Univ.Wien.
- HANSEN, R.O., WANG, X., (1988): Simplified Frequency-domain Expression for Potential Fields of Arbitrary Three-dimensional Bodies. - *Geophysics*, **53**, 365 - 374.
- PIOCK-ELLENA, U. (1993): Mündliche Mitteilung zu den vorläufigen Ergebnissen der unveröff. Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Geophysik, Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Rep. Österreich 1:1.000.000. - Geol.B.-A.: Wien.
- WANG, X., HANSEN R.O. (1990): Inversion for Magnetic Anomalies of Arbitrary Three-Dimensional Bodies. - *Geophysics*, **55**, 1321 - 1326.

K/Ar DATING OF METAMORPHIC ROCKS FROM THE SOPRON MTS., LOWER AUSTRO-ALPINE UNIT (HUNGARY)

BALOGH, K.¹ & DUNKL, I.²

¹ Institute of Nuclear Research, Hung. Acad. Sci., Debrecen, Hungary

² Geochemical Research Laboratory, Hung. Acad. Sci., Budapest, Hungary

Muscovite, biotite and feldspar were dated from leucophyllite and gneiss samples of the Sopron Gneiss Formation (Grobgneiss) and from the andalusite-sillimanite-biotite schist of the Obrennberg member of the Sopron Micaschist Formation.

Muscovite is present in two generations. The young generation was formed under hydrothermal conditions in the course of Alpine deformation mostly from K-feldspar and also from biotite and albite. The newly formed muscovite is concentrated in the fine-grained (80-160 μm) fraction and resulted ages from 91.6 to 81.1 Ma. The older generation of muscovite was formed in the Hercynian time, it is preserved in the coarser (315-630 μm) grains and gave ages from 160 to 109.1 Ma. This implies that radiogenic Ar was not completely liberated from the old muscovite when the new generation was formed. Since older grains may be present in the finer grains too, the 81.1 Ma age could be the older limit for the formation of the new generation.

Six biotite samples were dated from the Sopron Gneiss Formation, the K/Ar ages range from 102.8 to 78.5 Ma. The ages do not correlate with the grain size, nor with the atmospheric Ar content. Therefore, the scatter of ages is explained by the retention of some radiogenic Ar and not by the incorporation of excess Ar when the new generation of muscovite was formed.

K-feldspar and albite were probably formed during the hydrothermal process too. The slightly older ages from 103.8 to 84.6 Ma are explained by the incorporation of some radiogenic Ar from the hydrothermal fluids.

The accordance of the youngest muscovite and feldspar ages indicate about 80 Ma for the hydrothermal/deformation process and, on the basis of some preserved radiogenic Ar in the biotite and coarse-grained muscovite, suggest ~ 300 °C for the temperature of this process. The small difference of muscovite, biotite and feldspar ages indicate a fast uplift during or soon after the hydrothermal/deformation process.

In contrast to the gneiss, biotites from the andalusite-sillimanite-biotite schist resulted Hercynian ages of 272 and 281 Ma, suggesting that the crystalline schists were in a more elevated position than the orthogneiss when the Austro-Alpine Nappe System was formed.

PRE-ALPINE CRUST IN THE CENTRAL WESTERN CARPATHIANS (SLOVAKIA)

BEZÁK, V.¹, ŠEFARA, J.²

¹ D. Štúr Institut of Geology, Bratislava, Slovakia

² Dep. of Applied and Environmental Geophysics, Comenius University, Bratislava, Slovakia

Density modelling and results of other geophysical methods (seismic, MTS, magnetic) indicate a complicated structure of the crust in the Western Carpathian realm which is a result of repeated continental collisions during:

- Tertiary (collision of the European and the Carpatho-Pannonian plate);
- Mesozoic (shortening within the frame of the Central Western Carpathians plate with the rise of two main paleoalpine tectonic units - the Tatricum and the Veporicum);
- Paleozoic (the crystalline basement of the last mentioned Alpine tectonic units comprise relicts of three main Hercynian lithotectonic units, being mutually overthrustured during continental collision in the mesohercynian stage).

The pre-Alpine crust of the Central Western Carpathians originated as a result of the Hercynian continental collision. Reconstruction of the pre-collisional situation is difficult because reliable structural and geochronological data for the early Hercynian stages and fragments of the Cadomian consolidated crust either are lacking. The stage of continental (microcontinental) Hercynian collision was preceded by subduction since in certain segments of the Western Carpathians crystalline relicts presumably of an oceanic crust and higher pressure metamorphic rocks are present. Consolidated continental crust was formed in the collisional stage (after early Paleozoic subduction) as an amalgamated cluster of the Precambrian fragments, the early Paleozoic metamorphic rocks and granitic intrusions. This crust was later affected by extension in the late Hercynian stage.

CRUSTAL STRUCTURE STUDY OF THE EUROPEAN PLATE PASSIVE MARGIN BENEATH THE WESTERN CARPATHIANS BASED ON GRAVITY DATA

BIELIK, M.¹, LILLIE, R.J.² & KARNER, G.D.³

¹ Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences, Bratislava Slovakia

² Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA

³ Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, N.Y., USA

The Carpathians are included in the northern branch of the European system of the Alpides. Together with the Eastern Alps and the Dinarides they are the result of a Mesozoic and Cenozoic continental collision between Europe and several continental fragments to the south, including Africa.

Gravity models show changes in the degree of continental convergence in the Eastern Alpine and Western Carpathian region. Analysis of the continental collision zone incorporates a kinematic model of ocean basin closure, whereby gravity anomalies and topography are viewed as part of a continuum of continental crustal shortening, erosion and isostatic rebound. Thick crust and high topography in the Eastern Alps along with a broad Bouguer anomaly of -140 mGal amplitude, are consistent with about 175 km of crustal shortening, followed by 10 km of isostatic rebound. Eastward, crustal thicknesses and gravity anomaly widths and amplitudes

are less, so that only about 50 km of continental crustal shortening and 4 km of rebound occurred in the Western Carpathians.

Analysis of deflection, topographic and gravity data illustrate that the lithosphere in the Western Carpathians behaves elastically and flexural bulge of topography in foreland can be described in terms of the flexure of an elastic lithosphere acted upon by a vertical force and a bending moment. The Western Carpathian fold belt is characterized by a positive - negative anomaly "couple", as in the case of the Alps and the Appalachians. For the determination of the effective elastic plate thickness and effective flexural rigidity of the continental lithosphere beneath the Western Carpathians thin elastic plate theory was used. The elastic thickness varies from 24 km to 35 km. It seems to be that the origin of lithosphere deflection is the result of both, surface and subsurface loading. A long-wavelength asymmetric gravity low is associated with the flexure basin and/or in other words with the basement deformation of the passive margin of the European underthrusting plate. The gravity high that is unrelated to the topographic relief and surface geology has to be associated with the buried loads.

This suggestion is also supported by some lithospheric cross sections. The gravity models predicts that the depth to Moho progressively increases from the foreland to the Inner Western Carpathians units. In fact, the maximum depth to Moho is in between the thrust front and the obducted crustal block (subsurface load). Towards the Pannonian Basin the Moho shallows. The crustal thinning of the overriding plate beneath the flysch nappes is interpreted as a remnant of crustal thinning along the Mesozoic passive continental margin of Europe. Double crustal and lithosphere thinning is associated with Pannonian Basin extension. Note that shallowing lithosphere/asthenosphere boundary has propagated beyond the Carpathians into the European Platform. But crustal thinning appears to be confined to the Carpathian interior, so that crustal structure in the Eastern Alps and Outer Carpathians is a remnant of the earlier collision orogen.

PALEOGEOGRAPHIC CONTROL OF GEOTHERMAL CAUSED VARIABILITY IN A LITHOSPHERE SECTION

BRAUSE, H.

Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Bereich Boden und Geologie, Freiberg

At the bottom of the lithosphere the temperature is close to 1200 °C. The isostatic equilibrium is consistent with the normal geothermal situation. But anomalous geothermal conditions were caused by the alpidic metamorphism and tectonics. Anomalous geothermal fields cross the alpidic front. The paleoisotherms of the Bohemian Massif should go up in these cases. The Bohemian Massif gets isostatic uplifts in these times of melting of the barysphere.

In the northern parts of the section we know sea level changes in the Lusatian lignite region, corresponding to the alpidic movements.

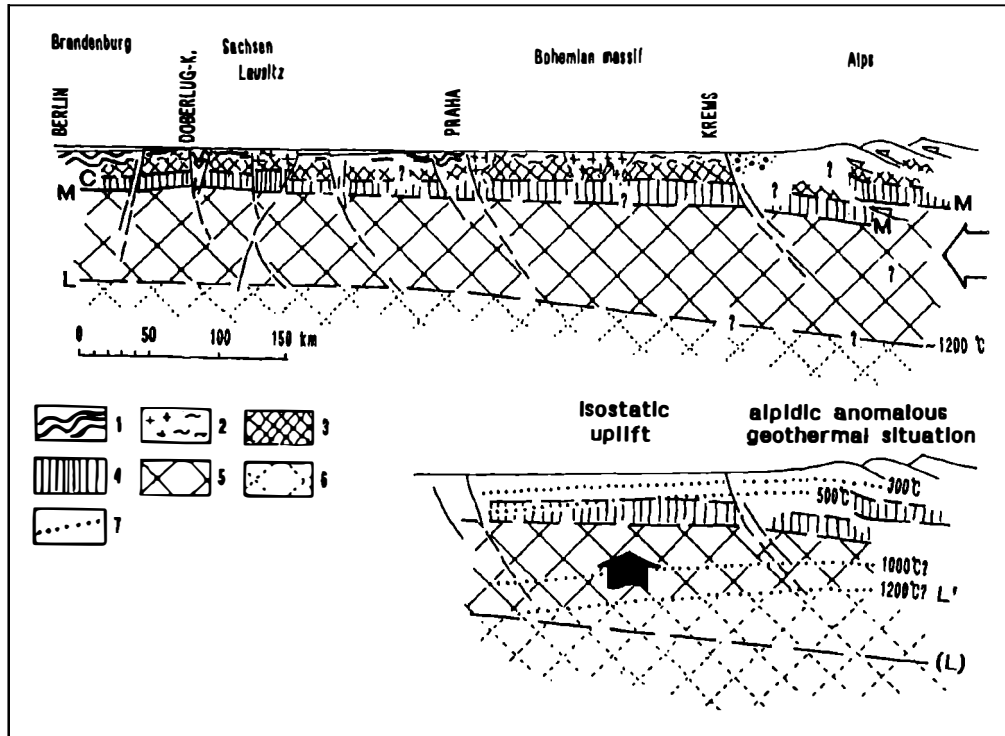


Fig. 1: Legend: 1 - Palaeozoic, Upper Proterozoic, 2 - crystalline, 3 - Upper crust, 4 - Lower crust, 5 - solid Upper mantle, 6 - asthenosphere, 7 - isotherm

THE YOUNGEST VARISCAN MAGMATIC ROCKS IN THE SOUTHERN PART OF THE BOHEMIAN MASSIF - EXAMPLE "HOMOLKA" GRANITE

BREITER, K.

Czech Geological Survey, Praha, Czech Republic

The last episode of Variscan granitoid magmatism in the southern part of the Bohemian Massif is documented by intrusions of felsic subvolcanic dykes in N-S trending zones of extensional tectonics followed by intrusions of strongly differentiated leucocratic granites. All these granitic rocks are enriched in F, Rb, Sn and/or

P, Li, W, Nb, Ta. This association of rocks was recently found or reinterpreted in several regions. They are from the W to the E:

1. Zone of P-rich albite-zinnwaldite-topaz granites between Weidhaus, Hagendorf (D) and Havran (CZ), about 20 km SE from KTB-fit (BREITER, 1994). There are characteristic manifestations of phosphate-rich pegmatites in the apical part of granite stocks.
2. Zone of rhyolitic subvolcanics along the W-margin of the Kladruby massif followed by intrusions of two-mica granite and muscovite-turmalin granites in "Sedmihoří" ring-massif NW from the Domažlice town. These granites are accompanied with quartz-wolframite veins and cassiterite aureole in recent sediments.
3. Tectonic zone between the Kaplice and Rožmberk towns with Sn-enriched muscovitic aplite dykes. Cassiterite and wolframite were detected in recent sediments.
4. stocks of muscovitic granite with aureole of granite porphyries ("Šejby") near the Nové Hradky town with occurrences of Sn and Nb-Ta mineralization (KLEČKA & MATĚJKA, 1993).
5. Zone of felsitic dyke rocks between Pelhřimov (CZ) and Litschau (A) (VRÁNA 1990; KLEČKA & VAŇKOVÁ 1988) with stock of albite-muscovite-topaz granite "Homolka" with indications of Sn, W, Nb and Ta mineralization (BREITER et al., 1994).

The best known example of associations mentioned above is the southern part of the Pelhřimov-Litschau zone between the Jindřichdův Hradec and Litschau towns. In this area three types of dyke rocks are distinguished:

- i. granite porphyry, often with cordierite,
- ii. felsitic dyke rhyolite, partly with fluidal fabric,
- iii. fine-grained leucocratic granite of "Josefsthal" type.

All these rocks are building dykes 10 - 20 m thick and hundreds of m long. They are peraluminous and enriched in lithophile elements (Rb 350 - 500 ppm, Nb 20 - 40 ppm, Sn 10 - 35 ppm). Even younger is the stock of albite-muscovite-topaz granite "Homolka", 6 km² in size. The rock is relatively homogeneous, medium- to coarse-grained, with schlieren of fine-grained and porphyritic facies. Marginal pegmatite is locally developed on the contact. Xenolites of Eisgarn-granite and granite porphyry were found in the central part of the body. The main substituents are quartz (33 - 35 %), albite (34 - 37 %), K-feldspar (19 - 22 %), muscovite with 0.35 - 0.5 % Li and 0.7% Rb (13 - 16 %), apatite (1 - 2 %) and topaz (up to 2 %). Cassiterite, ferrocolumbite, ilmenite and fluorite are accessory minerals.

The granite is peraluminous (ASI 1.1 - 1.2), enriched in P (0.7 - 1.0 %), F (0.5 - 0.6 %), Rb (800 - 1500 ppm), Sn (50 - 300 ppm), Nb (40 - 150 ppm), Ta (up to 60 ppm). On the other hand, the contents of Mg, Ba, Sr, Zr, Y and REE are very low. The Sn and Nb-Ta mineralization was mainly the product of magmatic processes. It was concentrated probably mainly in the apical part of intrusion, eroded during the

Tertiary. Remarkable contents of cassiterite were found in the Pliocene, as well as in recent sediments.

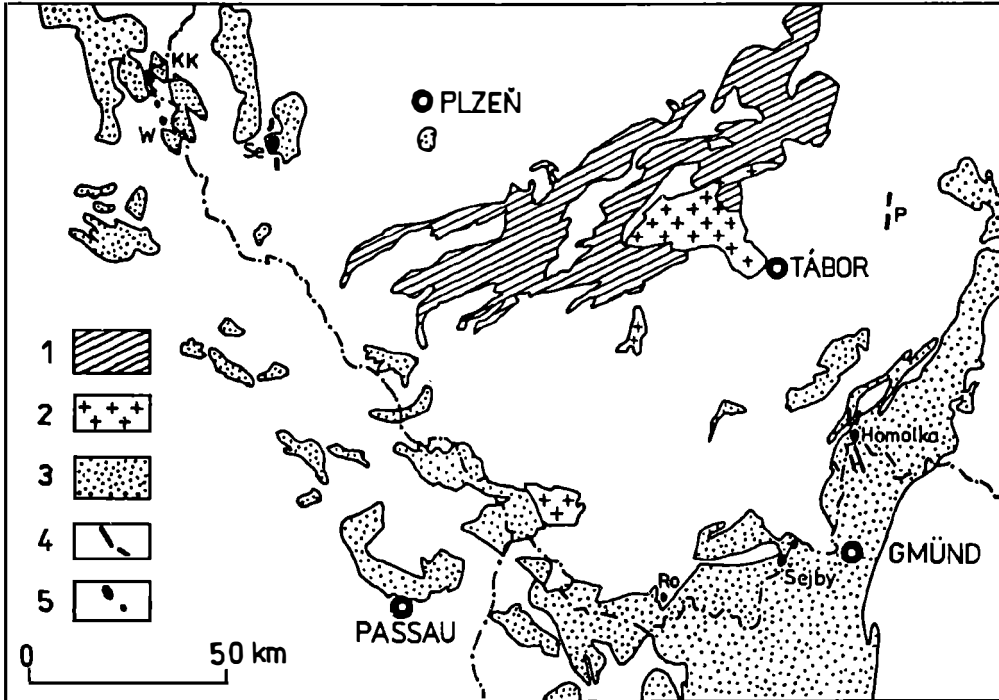


Fig. 1: Variscan granitoids in the southern part of the Bohemian Massif.

Legend: 1 - tonalite, 2 - granodiorite, granite, 3 - durbachitic rocks, 4 - subvolcanic rhyolitic dykes, 5 - strong differentiated granites.

Localities: KK - Křížový kámen/Kreuzstein, W - Weidhaus, Se - Sedmihoři, Ro - Rožmberk, P - Pelhřimov.

BREITER, K. (1994): Meeting Evolution of Variscan and comparable Paleozoic orogenic belts, Praha. Abstract.

BREITER K., KLEČKA, M., LOCHMAN, V., ŠREIN, V. (1994): A topaz bearing muscovite granite (Homolka type). - Mineral.Petrol., in press.

KLEČKA M., MATĚJKA D. (1992): Symposium Geochemie a životní prostředí. Abstract. Kostelec nad Č.lesy.

KLEČKA M., VAŇKOVÁ V. (1988): Čas.Mineral.Geol., 33, 225 - 249. Praha.

VRÁNA S.(1990): Věst.Ústř.Úst.geol., 65, 143-15.. Praha.

SYN- TO POSTMAGMATIC DEFORMATION IN THE RASTENBERGER GRANODIORITE AND ITS COUNTRY ROCKS: AN ELEMENT OF THE LATE HERCYNIAN DEVELOPMENT OF THE SOUTHBOHEMIAN PLUTON

BÜTTNER, S., KRUHL, J.H. & NEGA, M.

Institute of Geology, University of Frankfurt/M., Germany

The Rastenberger granodiorite is the most eastern pluton of the Southbohemian Batholith and cuts the collisional nappe system of the Austrian Moldanubian basement. The age of intrusion is dated by FINGER et al. (1993) with 323 ± 2 Ma. The Rastenberger pluton mostly consists of granodiorites and quartz bearing monzonites. Frequent dioritic bodies are due to magma mingling xenoliths. The tectonic history of the plutons and its country rocks is reflected by different types of macro- and microstructures:

1.) Macrostructures

In the marginal zones of the pluton a plane magmatic foliation is usually observed. It dips west near the eastern margin while it follows the east-dipping s-planes of the Monotonous unit in the western marginal zone of the pluton. Fine-grained granites and aplites penetrate the granodiorite and its metamorphic country rocks. The metamorphic country rocks east of the Rastenberger pluton (Dobragneis and the Varied unit) are cut discordantly. The thermal metamorphism near the contact caused a decussate texture built by equigranular quartz and feldspar as well as growth of potassium feldspar. The western pluton contact to the Monotonous unit is concordant. In the western marginal zones the granodiorite frequently shows deformation cleavage parallel to the magmatic foliation. Contactmetamorphic growth of cordierite rarely occurs.

The postmagmatic deformation in the Rastenberger granodiorite is characterized by low strain conditions in changing thermal environments. Because of the strain-sensitivity of quartz under nearly all metamorphic conditions, quartz is suitable for allocation of low-strain deformations.

2.) Microstructures

The grain boundaries of magmatic quartz in the Rastenberger granodiorite are coarse sutured ($50-200\mu\text{m}$) and mainly oriented parallel to the rhombohedral plane. After crystallization the pluton is deformed at high temperatures creating chessboard subgrains in quartz. Chessboard subgrains are developed by combination of prismatic and basal subgrain boundaries. The presence of visible basal $\{0001\}$ subgrain boundaries (SGB) is considered characteristic of c-slip. Dominant c-slip seems to be connected with deformation in high temperature environments (e.g. MAIN-PRICE et al., 1986; KRUHL & HUNTEMANN, 1991), possibly in coherence with the stability of β -quartz (VOLL, 1969). By way of contrast SGB parallel to prismatic planes $\{hki0\}$ are associated with greenschist to middle amphibolite facies deformation.

In shearzones chessboard SGB are overprinted by greenschist facies deformation. The magmatic grain boundaries migrate with fine suture lines ($10-50\mu\text{m}$) into neigh-

bouring grains. Complete recrystallization of quartz is observed in strongly deformed zones where chessboard SGB are replaced by prismatic SGB. A weak macroscopic schistosity parallel to the magmatic foliation is a typical fabric in these areas. Deformation lamellae and undulatory extinction verifies low grade deformation of the granodiorites quartz fabric.

Chessboard SGB also occurs in quartz of the country rocks. They are strongly overprinted by prismatic SGB in the Dobragneis and the Varied unit, whereas chessboards are the dominant texture of quartz in the Monotonous unit. In general, there are distinct clues to separated as well as common developments of the Rastenberger granodiorite and its country rocks. There is every indication that it is possible to distinguish these developments by classification of different types of chessboard SGB and comparison of subgrain textures at all.

FINGER, F., FRIEDL, G., von QUADT, A. (1993): Timing von Plutonismus und Regionalmetamorphose in der südlichen Böhmisches Masse. - Kolloquium im Schwerpunktprogramm "Orogene Prozesse: Ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisciden" vom 26-27. Mai 1993 in Gießen, Tagungsbeitrag.

KRUHL, J.H., HUNTEMANN, T. (1991): The structural state of the former lower continental crust in Calabria (S. Italy). - Geol. Rundsch. 80/2, 289 - 302.

MAINPRICE, D., BOUCHEZ, J.-L., BLUMENFELD, P., Tubia, J.A. (1986): Dominant c-slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic softening at high temperature. - *Geology*, 14, 819 - 822.

VOLL, G. (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. - Habil.Schr., Techn.Univ. Berlin, V + 206 S. Berlin.

PETROLOGICAL STUDY OF EVOLUTION OF STROMATITIC LAYERING: AN EXAMPLE FROM THE CZECH PART OF THE GFÖHL GNEISSES

CHÁB, M., SCHULMANN, K. & HOLUB, F.V.

Department of Petrology, Charles University, Prague, Czech Republic

The aim of this study is to propose a genetical model for the origin of layered leucosome from the Rokytná migmatitic complex (RMC). The RMC forms part of the Gföhl gneisses occurring at the eastern edge of the Moldanubicum of the Bohemian Massif. This migmatitic body includes a large volume of stromatites (up to 250 m thick) characterized by well-layered leucosome forming from 70 to 80% of the rock volume. The origin of this rock was explained by syntectonical migmatitization and alkalization (BECKE, 1881; PRECLIK, 1931) and more recently by the migmatitic mobilization of the rock primarily rich in the leucocratic components such as granulites or K-fsp rich sediments (MATĚJOVSKÁ, 1970). Another model suggests migmatitization of paragneisses with large import of granitic components (DUDEK et al. 1972).

Our studies are focused to test two elementary hypotheses of leucosome origin - the stress controlled viscous fluid segregation or strain dependent subsolidus segregation. In order to solve this problem we have used 1) statistical grain frequency methods (KRETZ, 1969; FLINN, 1969; MCLELLAN, 1982), 2) petrochemical analytical and mineral chemistry study and 3) micro fabric analysis. The result of our investigation is compared with the physical model to test gravitational stability of the rock if the viscous fluid segregation hypothesis is taken into account.

The results of micro fabric analysis (3) indicate solid state HT non coaxial deformation to be responsible for the stromatitic geometry of RCM. This hypothesis is in good accord with a physical model, that does not allow the latter hypothesis supposing evolution of stromatitic layering due to segregation from melt. The results of grain frequency analysis are equivocal. It is explained by release of Qz during dealcalisation of K-Fsp.

TECTONIC EVOLUTION OF THE SOUTHEASTERN BOHEMIAN MASSIF: EVIDENCE FROM NEW $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ MINERAL AGES

DALLMEYER, R.D.¹, FRITZ, H.², NEUBAUER³, F. & URBAN, M.⁴

¹ Dept. of Geology, Univ.Georgia, Athens (USA), GA 30 602

² Dept. of Geology and Paleontology, Univ. Graz, Austria

³ Dept. of Geology and Paleontology, Univ. Salzburg, Austria

⁴ Dept. of Geology, Charles Univ., 128 43 Praha 2, Czech Rep.

The eastern margin of the Bohemian Massif consolidated during continental collision within an overall transpressive regime. Available geochronological data (DALLMEYER et al., 1992; FRANK et al.1990) suggest late Variscan age of nappe stacking within the Moldanubian and the Moravian nappe complexes. Within the Moravo-Silesian foreland, however, Proterozoic ages have been reported by SCHARBERT & BATIK (1980). Structural characteristics indicate a clockwise displacement path with NNE-directed HT motion during emplacement of hot Moldanubian units onto cool Moravian foreland, followed by orogen-perpendicular LT displacements (FRITZ & NEUBAUER, 1993).

New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages have been elaborated from (1) an W-E section across the Svatka dome which include samples from the Svatka crystalline complex (Moldanubian hangingwall), samples from the Moravian nappe complex (intermediate nappe complex) and samples from the Svatka window (footwall) where imbricated basement units are exposed. (2) A second set of samples has been taken in a NE-SW section, parallel to the direction of HT nappe transport to reveal thermal influence during thrust propagation.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages for six muscovite concentrates and an amphibole concentrate (Fig. 1) within the Moldanubian and Moravian nappe complexes gave very homogeneous ages between 331.6 ± 3 Ma (2) and 325.1 ± 0.4 (1) Ma without any systematic variation. All other ages are indicated in Fig. 1.

These data are very sharply contrasted by data from the Thaya and Brno composite batholiths and the Deblin Fm., the host rocks of the Brno batholith. (Fig. 1). Both, muscovite and amphibole concentrates from the Svatka window, only a few meters below the major thrust plane, gave purely Cadomian ages with 565.3 ± 0.8 Ma (8) for pegmatitic muscovite and ages between 575.6 ± 2.2 Ma (11) and 596.1 ± 2.1 Ma (13) for amphibole. Muscovite concentrates from samples in a NE-SW section indicate increasing influence of the Variscan thermal event towards SW as indicated by isotopic exchange in low temperature increments (Fig. 1).

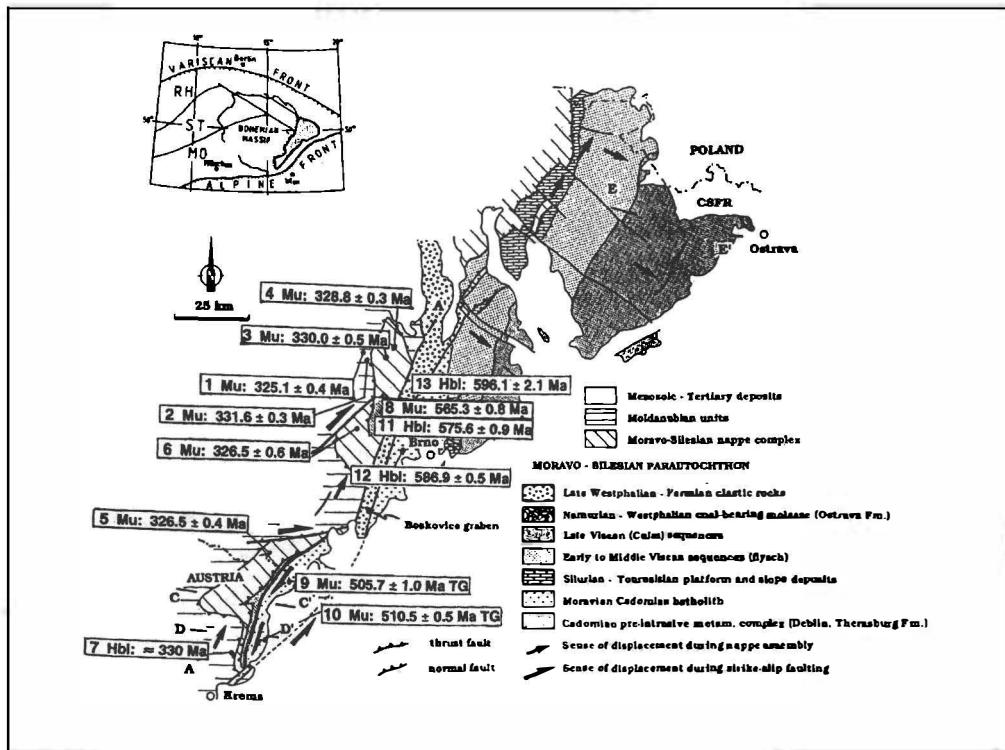


Fig. 1: Simplified geological map of the southeastern Bohemian Massif with apparent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. Mu = muscovite; Hbl = hornblende; TG = total-gas age; other ages are plateau ages.

We interpret (1) the late Proterozoic ages as cooling of the Thaya and Brno batholiths from c. 500 °C to c. 350 °C between appr. 596 Ma to 565 Ma. (2) Systematic increasing Variscan thermal influence towards the south is interpreted to result

from thrust propagation with root zone of the Variscan nappe assembly to the south. (3) Lack of Variscan thermal overprint beneath the major thrust is explained by rapid uplift associated with formation of ramp anticlines during forward nappe propagation. HT nappe assembly initiated in deep crustal levels in a thick-skinned tectonic style but subsequent uplift and exhumation of deep-crustal nappes changed the rheological behavior. Subsequently formed thrusts within the foreland progressively developed under LT conditions and thin-skinned tectonic style.

- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F., HÖCK, V. (1992): *Tectonophysics*, **210**, 135 - 153.
FRANK, W., SCHARBERT, S., THÖNI, M., POPP, F., HAMMER, S. (1990): *Österr. Beitr. Meteor. Geophysik*, **3**, 185 - 228.
FRITZ, H., NEUBAUER, F. (1993): *Geol. Rundsch.* **82**, 556 - 565.
SCHARBERT, S., BATIK, P. (1980): *Verh. Geol. B.-A.*, 385 - 405.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ MINERAL AGE CONTROL OF PRE-VARISCAN AND VARISCAN TECTONIC PROCESSES: THE ALPINE-CARPATHIAN BELT VERSUS THE BOHEMIAN MASSIF

DALLMEYER, R.D.¹, NEUBAUER, F.² & FRITZ, H.³

¹ Dept. of Geology, University of Georgia, Athens/GA 30 602, USA

² Dept. of Geology and Paleontology, University, Hellbrunner Str. 34, A-5020 Salzburg, Austria

³ Dept. of Geology and Paleontology, University, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Austria

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of muscovites and amphibole have been prepared from the southeastern Bohemian Massif (BM), and from basement units along a cross-section through all major Austroalpine units at the eastern margins of the Eastern Alps (EA), from the Western Carpathians (WC), and from a cross-section through the Southern Carpathians (SC). This contribution provides an overview on 'age' provinces and timing of pre-Variscan and Variscan tectonic processes based on these data. Preservation of Cadomian mineral ages within calc-alkaline magmatic suites within the Moravian unit (BM) and the Danubian basement (SC) display the importance of Cadomian subduction-related processes within the pre-Variscan basement which partly escaped Variscan tectonothermal overprint. Furthermore, consistent Cadomian ages of detrital muscovite within Ordovician sandstones argues for a similarly-aged Cadomian basement in the hinterland of the EA units.

Variscan tectonic processes cover a major time span between c. 420 and 280 Ma. Within the southeastern Bohemian Massif amphibole and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicate regionally consistent, rapid cooling from c. 500 to c. 350 °C between ca. 335 and 325 Ma. These ages relate to final emplacement of hot Modanubian tectonic units over the relatively cool Moravian units and final A-subduction of cold continental material.

In contrast, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite ages record various stages of post-metamorphic cooling after accretation within the EA and WC. These ages vary with present tectonic level within the Alpine nappe edifice. These stages include: (1) ages between 420 - 380 Ma postdated by pegmatites with c. 380 - 370 Ma; (2) an age group within pressure-dominated rocks with >375 Ma; (3) a group within 340 - 330 Ma which is related to similar ages within the BM; and, (4) a group with 320-310 Ma which occurs within high tectonic levels of the EA and which apparently covers the entire SC.

We interpret these 'age' provinces to record a succession of post-metamorphic cooling events after distinctly aged accretion events along the southern margin of the Variscides. These tectonothermal events are compatible with the stratigraphy of investigated units. Mineral muscovite and whole rock ages between c. 290 and 280 Ma from mylonites along steep shear zones record similarly-aged Permian shearing within the BM and SC.

In conclusion, both the extra-Alpine Variscides as recorded within the Bohemian Massif and the basement within the Alpine-Carpathian belt similarly record a linkage of these units to Cadomian/Baikalian/Pan-African units between Africa and the southern margin of Eurasia, along which a number of distinct tectonic units were accreted between c. 420 Ma. Final continent-continent collision apparently occurred between 340 and 320 Ma followed by regional uplift and cooling through 350 °C not later than 310 Ma. Both the Variscides and the Alpine belt were overprinted by intra-continental shear zones within the dextral wrench belt which developed between Africa and southern Laurussia.

THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE MOLASSE ZONE IN NORTHERN LOWER AUSTRIA

DIRNHOFER, M., MAYER, R., HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. & LEICHMANN, J.

Institute of Geology and Paleontology, University of Salzburg

The Molasse zone east of the Moravian Zone in northern lower Austria has been penetrated by many boreholes. They were drilled by the ÖMV and several entered into the crystalline basement which can be considered as the southern continuation of the Brunovistulicum according to DUDEK (1980). The crystalline cores of these drillholes were made accessible for studying by the courtesy of the ÖMV.

Several groups of rock types could be distinguished: Granodiorites and granites form in the northeastern most part a coherent area. It can be considered as a continuation of the Brno Pluton towards the south. The area of the granitoids is marked by the drillholes: Altprerau, Wulzeshofen, Mailberg, Stronegg and Staatz. The granitoids are mostly heavily weathered biotite bearing granites with a strong

carbonatisation. Some granites are highly deformed (Mailberg, Wulzeshofen) probably caused by the Mailberg fault. West and south of this area metapelites to metagreywackes prevail. The rocks consist of quartz, white mica, chlorite, plagioclase, kalifeldspar, biotite, staurolite, garnet, and rarely kyanite. The abundance of ore minerals is high. In some drillholes metatuffs with quartz, biotite, amphibole, plagioclase, clinozoisite, and minor muscovite were found.

The metamorphism of the sequence ranges from the upper greenschists to amphibolite facies as evidenced by the occurrence of biotite, staurolite, and garnet. This older metamorphism is overprinted by a low grade greenschists facies event. The metapelites and metagreywackes might be considered as a metasedimentary sequence closely associated with the Brno Pluton, thus being a part of the Bruno-vistulicum. There is a striking lithological similarity of these metasediments with those of the Therasburg formation in the Moravian zone. This argues for a close primary connection at least of the deeper part of the Moravian zone with the Bruno-vistulicum.

GEOCHEMICAL AND ISOTOPICAL INVESTIGATIONS OF GNEISSES IN THE CENTRAL TAUERN WINDOW (AUSTRIA)

EICHHORN, R.^{1,2}, HÖLL, R.¹ & JAGOUTZ, E.²

¹ Institut f. Allg. und Angew. Geologie, Luisenstr. 37, 80802 München, Germany

² Max-Planck-Institut f. Chemie, Abt. Kosmo, Saarstr. 23, 55122 Mainz, Germany

Several gneisses from the Felbertal tungsten deposit and its vicinity have been analysed. Most of these gneisses are reliably dated by U-Pb in zircons. Scheelite-rich quartzitic rocks with Lower Paleozoic/Precambrian (545 Ma) ages, muscovite-microcline gneisses (K1 and K3 with ages around 334 Ma), undated K2-gneisses as well as Granatspitz-Central gneisses (280 - 325 Ma) were investigated in the $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ -evolution diagram combined with their REE and LIL-elements pattern. The first three rock types represent characteristic host rocks within the scheelite deposit.

REE-patterns of the K1- and K3-gneisses (in total 21 analyses) fit patterns from monzogranites and syenogranites with small to moderate, negative Eu-anomalies (total amount of REE between 44 and 300 ppm). The samples taken from K2 show less or no Eu-anomaly. Patterns of the scheelite-rich quartzitic rocks are characterized by low REE-contents and by HREE-depletion. The LIL-elements patterns of these three rock types show differences analogous to the REE-patterns.

In the $\epsilon_{\text{CHUR}}^{\text{t}}\text{Nd}-\epsilon_{\text{UR}}^{\text{t}}\text{Sr}$ -evolution diagram (assumed age for correction: $t = 300$ Ma) the geochemical differences between K1/K3, K2 and the Central gneisses are supported by isotopical data. The samples, except from the K2-ore body, show

negative $\epsilon^{147}\text{Nd}$ values (-2 to -8). The data arrays diverge into two individual branches towards two end-member compositions. These arrays can be interpreted by two theoretical mixing hyperbolas indicating chondritic mantle-young crust and chondritic mantle-old crust mixing, respectively. The K2-samples corrected for 300 Ma do not allow a well-established mixing interpretation. Supposedly these gneisses are older than 300 Ma or highly disturbed in their Rb-Sr system.

The Felbertal deposit gneisses cannot be derived from a single magma reservoir. Magma mixing with at least two different crustal sources must be postulated. We want to draw attention to the data from the Granatspitz-Central gneisses with $\epsilon^{147}\text{Nd} \approx -5$ to -9 and $\epsilon^{87}\text{Sr} \approx +150$. These data are far outside the range of Central gneiss data in the literature ($\epsilon^{147}\text{Nd} \approx -1$ to -5 and $\epsilon^{87}\text{Sr} \approx +10$ to $+50$) and support the geochemical interpretation of the Granatspitz-Central gneiss protolith as a S-type granite. Furthermore they do not favour a genetical link to the gneisses within the ore deposit Felbertal.

GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE SOUTHEASTERN BOHEMIAN MASSIF: FROM A CADOMIAN ARC OVER AN EARLY PALEOZOIC RIFTING EVENT TO A VISEAN SUBDUCTION-COLLISION SCENARIO - A TYPICAL VARISCAN STORY

FINGER, F.

Institut für Mineralogie der Universität Salzburg

Many rocks of the southeastern Bohemian Massif, particularly in the Brunovistulian (DUDEK, 1980), but also in the Moldanubian unit, are remnants of a Cadomian magmatic arc. The nature and geometry of this arc system may be tentatively inferred on the basis of geochemical data (FINGER et al. 1989, 1994; JELINEK & DUDEK, 1993; FINGER & STEYRER, 1994): Parts of the arc are probably resting on Proterozoic Gondwana basement. On the other hand, there is also evidence for voluminous growth of juvenile Cadomian crust in an outer arc or island arc setting, and perhaps for the existence of a back arc basin, that closed through arc-continent collision.

This arc-type crust subsequently underwent extension in the Early Paleozoic, and was intruded by basalt melts issued from enriched subcontinental mantle (STEYRER & FINGER, 1992). A continental rift developed and enlarged to the size of a small ocean ("Raabs ocean" - FINGER & STEYRER, 1994), remnants of which are preserved in the realm of the Raabs-Meising unit (THIELE, 1984). Parts of the sedimentary record of the Drosendorf unit (THIELE, 1984) were deposited along the passive margin of this ocean.

Probably in the Devonian, the Raabs ocean started to close again in being subducted below another Gondwana derived active plate margin terrane, that finally

overrode the Raabs unit and the Drosendorf unit during the Variscan collision event (FRITZ & NEUBAUER, 1993), but is now widely eroded. The Gföhl nappe (THIELE, 1984), as hangingwall tectonic element of the Austrian Moldanubian unit, probably contains rests of this terrane, but it includes also oceanic material of the Raabs ocean. Petrographic and geochemical data (FINGER & STEYRER, 1994) suggest that the Gföhl nappe (in the sense of THIELE, 1984) is a voluminous tectonic melange of rocks of variable origin and metamorphic history, that were welded together in the subduction zone, where the Raabs ocean was consumed (the often used term "Gföhl terrane" is, therefore, a misleading term that should better be avoided).

Actually, the southeastern Bohemian Massif reveals a typical Variscan story in documenting Early Paleozoic rifting of Panafrican basement up to oceanization (break up of the northern Gondwana margin) and subsequent Devonian to Viséan subduction and collision tectonics, as a result of the general convergence and final collision of the megacontinents Gondwana and Laurasia (cf. e.g. FRANKE 1989).

- DUDEK, A. (1980): Rozpr. Cs. Akad. Ved R. Mat. Prir. Ved 90 (8), 1 - 85.
FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V., STEYRER, H. (1989): *Precam. Res.* 45, 234 - 245.
FINGER, F., FRASL, G., DUDEK, A., JELINEK, E., THÖNI, M. (1994): In DALLMEYER et al. (Eds.). - New York: Springer, in press.
FINGER, F., STEYRER H.P. (1994): *Tectonophysics* (subm.).
FRANKE, W. (1989): *GSA Special Paper* 230, 67 - 90.
FRITZ, H., NEUBAUER, F. (1993): *Geol. Rundschau*, 82, 556 - 565.
JELINEK, E., DUDEK, A. (1993): *Precambrian Research*, 62, 103 - 125.
STEYRER, H.P., FINGER, F. (1992): *Abstr. Vol. 7th Geol. Workshop in Kutna Hora*.
THIELE, O. (1984): *Jb. Geol. B.-A.*, 126, 513 - 523.

GEOCHRONOLOGY AND EVOLUTION OF THE SOUTH BOHEMIAN MASSIF: A REVIEW

FRANK, W.

Laboratory for Geochronology, University of Vienna, Franz Grillstraße 9, A-1030 Vienna, Austria

Lithostratigraphy: The Monotonous Series in the Bayrischer Wald near Regensburg, Bavaria, represents a late Proterozoic (Vendian) graywacke sequence of which the hinterland was overprinted for the last time during the Cadomian orogenic cycle. Rb/Sr-whole rock data from the Monotonous Series E of the Weinsberg granite are well in line with this interpretation. The Monotonous Series is tectonically overlain by the much older Dobra orthogneiss, which readily could be dated as a 1.38 Ga old granodiorite which has seen a metamorphic overprint around 600 Ma. It represents the basement for the Variegated Series in Lower Austria. At least a major part of the Variegated Series S of the Kamp valley represents a Proterozoic sequence. Sr isotope ratios around 0.706 from pure marbles, typical for the Variegated Series,

are only compatible with depositional ages of 800 - 900 Ma or older. Such low Sr ratios have not been found in other occurrences of marbles from the Variegated Series. Also Silurian sporomorphs in marbles from Český Krumlov are reported. Therefore, two different age group of carbonates are incorporated in the Variegated Series. A series of metabasic rocks of variable geochemical signature form the next rock unit, partly closely associated with clastic rocks. At least some of them belong to a late Proterozoic age group. The small Weiterndorf granite gneiss exhibits relictic discordant contacts with such amphibolite bearing sequences and Rb/Sr and zircon data of this small body indicate an age of > 600 Ma.

Ophiolite sequences from Rehberg and Raabs are now usually compared with the Letovice complex and are considered as remnants of the Paleozoic ocean between the Moldanubian terrain and the European Cadomian foreland. This may turn out to be true, but one should bear in mind that at present, except from a local mafic layer (zircon U/Pb: 358 ± 8 Ma) in the Drosendorf area, no conclusive ages from the main amphibolite bodies are known.

We consider the cluster of Rb/Sr whole rock data of 470 - 487 Ma from the Gföhl gneiss and the granitic portion of the granulite series to be good approximation of their protolith ages inspite of the strong Hercynian overprint of these rocks. Similar ages on granite gneisses have been found in the Sudetes. They coincide with the time span of the formation of intermediate to acid calcalcaline volcanics in the Barrandian during the Cambrian/Ordovician.

The Cadomian magmatism in the Bruno-Vistulian and Moravian units is well established. The lithological similarities between Dobra gneiss and Bites gneiss which includes Proterozoic carbonate rocks in close association with them is definitely a key point in the evolution of the two terrains but still not satisfactorily understood.

Variscan data: The oldest geochronological information about the Variscan high temperature and magmatic evolution are derived from zircons around 350 Ma from rocks related to the Weinsberg type granite and the Rastenberg granodiorite, which is well in line with former Rb/Sr whole rocks data of 349 ± 9 Ma from the same rock type. Several younger intrusions of similar lithology are known, the youngest showing U/Pb ages on monazite of 318 ± 4 Ma. In the Central Moldanubian pluton the magmatic activity was centered around 316 ± 7 Ma (Eisgarn granite) but continues until 303 Ma. The narrow time span of data relevant for the age of granulite facies metamorphism cluster around 340 - 338 Ma. This is interpreted as the end of this high temperature event.

Oldest mineral cooling ages (muscovite Ar/Ar: 343 ± 1.5 Ma) have been reported from pebbles in the Visean Moravo-Silesian fore deep. The time span 340 - 327 Ma is typical for the cooling from 500 °C to approximately 400 °C of both the Moldanubian nappe pile and the Moravian foot wall nappes. Locally biotite exhibits cooling ages of 315 Ma to 295 Ma. Mineral cooling ages of the plutonic rocks show no uniform regional trend. Muscovite Ar/Ar ages of 328 ± 1.5 Ma are found on late, cross cutting pegmatites and leucocratic granites (Pöchlarn). Several muscovites from the Eisgarn granite cluster around 326 ± 1.5 Ma. As these rocks yielded

a well defined Rb/Sr age of 316 ± 7 Ma, we assume a small but rather uniform ^{40}Ar excess in this intrusive rocks. Locally additional low temperature Ar excess steps are found. Also the Rastenberg granodiorite yielded older biotite cooling ages (Ar/Ar, K/Ar) than the surrounding country rocks. Varying cooling ages between 314 Ma and 293 Ma (Ar/Ar on muscovite and biotite) have been found in the Mühlviertel area reflecting the varying thermal distribution caused by several young granitic intrusives.

Orogenic evolution: An evolutionary model of the SE Bohemian Massif has to consider its syntaxial structure in the large scale continuation of the Variscan orogenic belt. The present day tectonic framework and its structural evolution is at the eastern margin is dominated by the transpressional contact with the Bruno-Vistulian indenter. Older evolutionary stages were lost or intensely reworked during this late orogenic stage. The Gföhl nappe characterised by its garnet peridotites, HT eclogites and HT/HP granulites is forming the uppermost tectonic unit surrounding the syntaxial structure in the N, NE, and E. The large age differences between the Dobra gneiss and the Monotonous Series clearly point to an important (early Variscan?) crustal shear zone between these two units. This tectonic contact was completely overprinted during the main (second) amphibolite facies metamorphism. The Gföhl nappe left its deep crustal level at about 340 - 338 Ma at a time when the large Weinsberg granite already was emplaced in a high crustal level and the Rastenberg granodiorite was still intruding. This situation and the metamorphic evolution at the Eastern contact of the Moldanubian which clearly points to an inverted crustal section, strongly indicate a later transpressional rotation of an older more linear trending deep crustal detachment zone comprising the Variegated Series and the Gföhl nappe. From the regional trend lines of the Variscan orogen we assume that the easterly continuation of the Saxothuringian zone was cut off by a large dextral transcurrent fault system in the earliest stage of the transpressional evolution. We postulate that an ocean existed between the Bruno-Vistulian/Moravian foreland and the propagating Variscan orogenic front. Remnants of this ocean may also have been offset by the supposed transcurrent fault zone.

Can we find any relics of these elements? In the Variscan part of the Penninic Tauern window we deal with a long term oceanic environment in which a near continental island arc developed in Devonian/L. Carboniferous times. Disregarding the Alpine structural overprint, Variscan volcanic/magmatic features together with L. Carboniferous (?) flyschoidal deposits are well preserved. Variscan granitoids of I-type affinity are widespread in the Zentral Gneis intrusives. Therefore the idea that the Variscan basement in the Tauern window represent an exotic crustal piece in the pre-Alpine crust squeezed off from the northern front of the Variscan orogen should be investigated.

KINEMATIC AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE SE-BOHEMIAN MASSIF: EVIDENCE FROM THE THAYA SECTION AND THE MORAVIAN NAPPE PILE

FRITZ, H.

Dept. of Geology and Paleontology, University of Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Austria.

A tectonostratigraphic subdivision of the nappe assembly in the SE portion of the Bohemian Massif includes from hangingwall to footwall unit: 1) The granulite and Gföhl Gneiss units which are closely connected within the Thaya section, 2) the Raabs unit which occurs mainly at the base of the granulite and Gföhl Gneiss terrane but, due to late Variscan imbrication, in other structural levels and 3) the Micaschist and Marble complexes of the Moldanubian Variegated Series and the Moravian Pernegg Formation (HÖCK & VETTERS, 1975) and the Moravian orthogneisses. Structural basement of this nappe assembly are the parautochthon Thaya and Brno batholith bodies and their host rocks, the Deblin Formation in the Czech Republic and the Therasburg Formation in Austria. Each of the units display different deformation paths and partitioned displacement directions as a response of deformation at different crustal levels and the distance to the parautochthonous foreland. However, interaction of the deformation histories of the single structural units provides information about the mechanisms of Variscan continental collision.

Structural evolution of the tectonostratigraphic units include:

The Gföhl and granulite tectonostratigraphic unit: NNE directed non-coaxial rock flow associated with decompression of HP-rocks are the earliest structures observed in the ultramafic enclaves within the Blumau granulite body. Subsequent deformation is characterized by E-W coaxial penetrative deformation with high temperature quartz textures and mineral assemblages which indicate equilibration under upper amphibolite facies conditions. Localized low temperature deformations typically reworked the margins of the Blumau granulite body and the Gföhl Gneiss where cataclasites and low temperature mylonites developed.

The Raabs unit: Migmatic banding and partial melting of gneisses and amphibolites occurred during HT rock-flow. Melt enhanced deformation is towards north. Continuous HT regime in a changed, east directed, kinematic frame caused refolding of the migmatic foliation.

Moldanubian Variegated Unit and Moravian nappe complex: Depending on the location within the nappe assembly different deformation paths are realized. The Moldanubian Variegated unit is characterized by NE-directed HT shear followed by refolding of the mylonitic foliation at an en echelon oriented approximately N-S striking fold axes. The Moravian rock assembly suffered NNE-directed thrusting associated with the formation of the Thaya and Svatka basement domes (SCHULMANN et al., 1991). Subsequent exhumation is achieved by a system of LT low-angle normal faults, strike-slip faults and open folds (FRITZ & NEUBAUER, 1993).

The parautochthon basement: Basement Series are characterized by NNE-directed imbrication in more internal portions of the orogene forming basement duplexes in the Svatka and Thaya dome, followed by E-directed imbrication in a thin-skinned tectonic style in external parts.

Common features of the displacement histories are a clockwise displacement path with mainly viscous penetrative deformation in deep crustal levels and distinct localized deformation in upper crustal portions. This deformation path is related to dextral transpression along the southeastern margin of the Variscan orogen. Crustal thickening is achieved by thrusting of the Paleozoic Gföhl and granulite tectonostratigraphic unit onto the Moldanubian and Moravian Micaschist and Marble complexes of Proterozoic age (FRANK et al., 1990) and the orthogneisses. The Raabs Serie is interpreted to reflect the oceanic suture. Post-stacking coaxial rock-flow within the granulite unit is interpreted in postcollisional collapse of the overthickened crust. Folding occurred in the lower plate, within the Moldanubian Variegated Series, due to passive amplification as response of the crustal thickening. Stacking in the foreland in a thin-skinned tectonic style and formation of the pericollisional flysch basin was coeval to extension in the hinterland. Late stage of the Variscan orogeny was characterized by modification of the plate boundary by a set of strike-slip and extensional faults. The repetition of the stratigraphy in the Drosendorf area is interpreted as positive flower structure between two major strike-slip faults.

- FRANK, W., SCHARBERT, S., THÖNI, M., POPP, F., HAMMER, S. (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse. - Österr. Beitr. Meteor. Geophysik, 3, 185 - 228.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. - Geol. Rundsch., 82, 556 - 565.
- HÖCK, V., VETTERS, W. (1975): Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). - Verh. Geol. B.-A.
- SCHULMANN, K., LEDRU, P., AUTRAN, A., MELKA, R., LARDEAUX, J.M., URBAN, M., LOBKOVICZ, M. (1991): Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: A Kinematic interpretation. - Geol. Rdsch., 80, 73 - 92.

THE RAABS SERIE, A DISMEMBERED OPHIOLITE IN THE SE-BOHEMIAN MASSIF: A KEY FOR THE TECTONIC INTERPRETATION

FRITZ, H.

Dept. of Geology and Paleontology, University of Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Austria

Variscan orogeny in the SE-Bohemian Massif has been classically explained by collision of the Moldanubian continental block with the Moravo-Silesian foreland. Consequently, a possible suture including oceanic fragments should be located along this boundary. Based on new geochronological, petrological and structural

arguments however, a different model for the Variscan tectonostratigraphy has been recently proposed by FRITZ & NEUBAUER (1993).

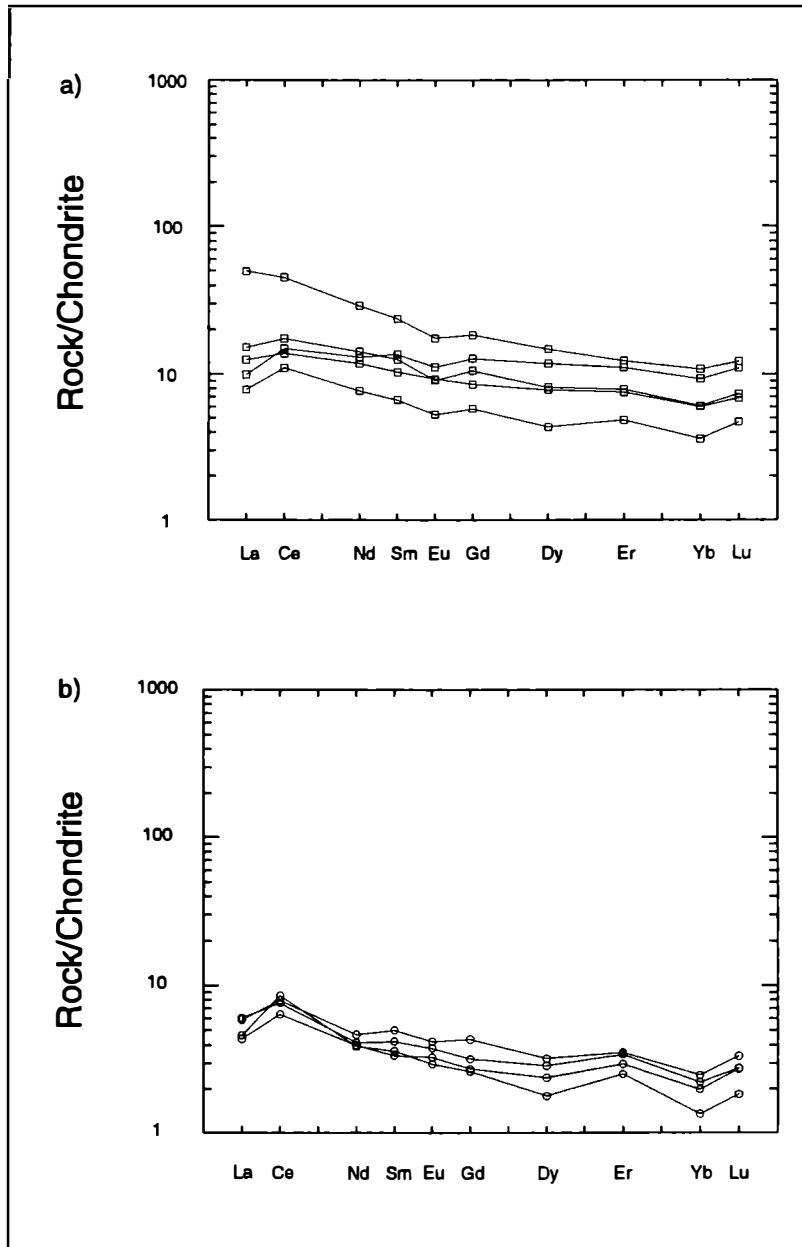


Fig. 1: Normalized REE pattern from amphibolites of the Raabs unit. a) Finegrained plagioclase garnet amphibolites; b) inferred meta-gabbros.

Two distinct crustal pieces are distinguished: (1) A Late Proterozoic terrane including the Moravian Nappe Complex and the Moldanubian Variegated and Monotonous Series and, (2) an Early Paleozoic terrane including Gföhl unit and granulite nappes (Gföhl terrane after FRANKE, 1989). The Raabs Serie is interpreted as an oceanic fragment separating these crustal blocks.

The Raabs Serie is defined by a highly metamorphosed meta-sedimentary sequence including metapsammites, metapelites and, to a lesser extent calcisilicates, marbles and quartzites which are closely connected with various types of amphibolites and serpentinites. The serpentinites derived from harzburgites and are extremely uniform in petrology and chemical composition. Al_2O_3 -CaO-MgO relations and petrology suggest metamorphic peridotites of oceanic or active margin origin.

Amphibolites differ in texture, mineral and chemical composition. Abundances of Rare Earth Elements (REE) normalized to average primitive mantle composition gave pattern subparallel to average E-type MOR-basalts for fine-grained plagioclase and garnet amphibolites (Fig. 1a). HFS element pattern normalized to N-type MORB are close to the unity line. Very coarse plagioclase amphibolites with gabbroic texture gave similar REE pattern but lower absolute abundances (Fig. 1b) and strong depletion of incompatible trace elements. Element patterns are explained by fractionation processes in gabbro respectively cumulate rocks.

A kinematic and geodynamic model which explains this situation includes: (1) The oceanic suture and hence the plate boundary is located within the Moldanubian Unit. Remnants of the suture are preserved in the Raabs and Letovice ophiolite bodies (MISAR et al., 1984). The Moldanubian/Moravian boundary is not a plate boundary but developed as a deep crustal decollement as an effect of continental underplating. (2) The Moldanubian Variegated Serie reflects an imbricated foreland unit and is comparable to the Moravo-Silesian Micaschist Complex.

FRANKE, W. (1989): Geol. Soc. Am. Special Publ. 230, 67 - 90.

FRITZ, H., NEUBAUER, F. (1993). Rundsch. 82, 556 - 565.

MISAR, Z., JELINEK, E., PACESOVA, M., (1984): Mineralia Slovaca.

FLUID ACTIVITY DURING LATE STAGE OF VARISCAN DEFORMATION IN THE MORAVIAN NAPPE COMPLEX: PRELIMINARY RESULTS.

H. FRITZ, H. & LOIZENBAUER, J.

Dept. of Geology and Paleontology, University of Graz, Heinrichstrasse 26, A-8010 Graz, Austria.

The southeastern margin of the Bohemian Massif suffered polyphase deformation during late Variscan orogeny. Kinematic analyses indicate that NNE-directed thrusting is followed by extensional tectonics with partitioned displacement

directions (FRITZ & NEUBAUER, 1993). The deformation path started close to peak metamorphic conditions and progressed under retrograde metamorphic conditions whereas the deformation mechanisms changed progressively from ductile to brittle regime. The rheology during late Variscan retrogressive greenschist metamorphic conditions is characterized by brittle deformation of feldspar and ductily deformed quartz. Major portions of diffusional mass-transfer in mylonites with solution and precipitation processes are especially observed in highly strained rocks. This caused boudinage structures with quartz precipitation in extensional areas. We analysed fluid inclusions within these boudins in order to correlate P-T conditions and fluid regime with kinematics of these events (Fig. 1).

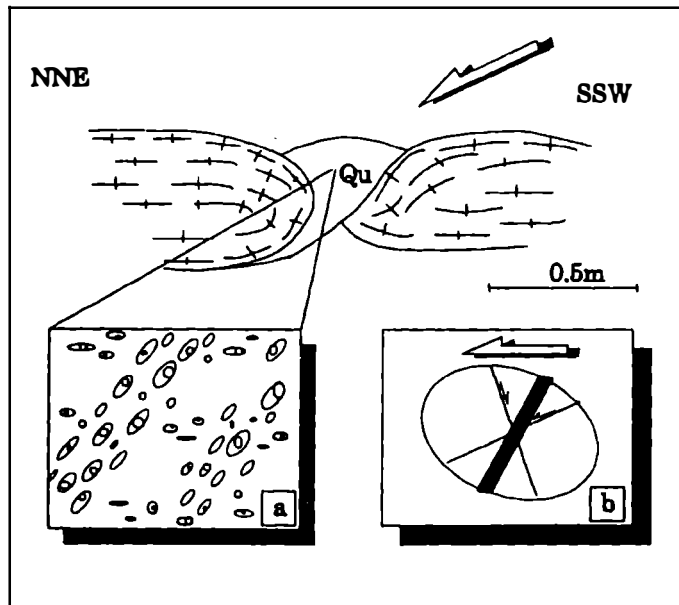


Fig. 1: Asymmetric boudin necks within the Bittesch Gneiss from the Hattey quarry and their kinematic interpretation (inset b). Orientation of inclusion trails are shown in inset a. Similar features occur in Weitersfeld Gneiss.

Syn- and antithetic microcracks as well as extension gashes developed within the boudin necks and along their margins and are used for kinematic interpretation. Fluid inclusion trails developed either parallel to the microcracks and hence are interpreted to reflect syntectonic trapping conditions (Fig. 1), or they are distributed randomly within the quartz grains. We analysed samples from the Moravian orthogneisses (Bittesch Gneiss, Weitersfeld Gneiss) and from Moravian marbles. Samples were taken from different structural levels and in a N-S section across different metamorphic isogrades (HÖCK et al., 1990).

- 1) Fluid inclusions from the Weikersfeld Gneiss at Weikersfeld: Dominant are 3 phase fluid inclusions which are parallel to shear- and extension cracks. Their composition is pure CO₂ gas and CO₂ liquid, and H₂O with salinity of approximately 7 - 8 wt%. A second type of H₂O fluids with approximately 7 wt% salinity is sub-parallel to the foliation and has a density of 0.95.
- 2) Fluids from the Bittesch Gneiss at Hattey quarry: CO₂ rich fluids have small portions of N₂ and/or CH₄, have low density and are oriented parallel to the foliation.
- 3) Fluids from the Bittesch Gneiss at Teichwiesenbachtal: First generation of H₂O rich fluids with 11 wt% salinity have densities in the range of 0.989 to 1.023. Second generation fluids with similar salinities have lower densities (0.891). Both types occur within recrystallized quartz grains.
- 4) Fluids from Moravian marbles at Waldschenke: CO₂ rich fluid trails are oriented parallel to shear- and extension veins.

Assuming coeval trapping of fluid types in the Weikersfeld Gneiss the isochores suggest P-T conditions of approximately 300 °C and 3,3 kb. Estimated temperatures fit very well the independent data from rheological behaviour of rock-forming minerals. Data from the southern portions of the Bittesch Gneiss (Teichwiesenbachtal) suggest two fluid-forming processes of high-density type followed by lower-density type. Microstructures and kinematic analyses from this area indicate polyphase evolution with HT-thrusting followed by LT-strike-slip displacement. The two fluid generations are interpreted to reflect this situation. The Bittesch Gneiss at Hattey quarry also suffered similar structural succession but only the LT features are preserved in the boudin necks where lower density fluids occur. Preliminary data suggest pressure decrease during progressive deformation.

- FRITZ H., NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. - *Geol. Rundsch.*, **82**, 556 - 565.
- HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R., TOPA, D. (1990): Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich.- *Österr. Beitr. Met. Geoph.*, **3**: 149-167.

EUROPROBE - LITHOSPHERE RESEARCH ACROSS A UNITED EUROPE

GEE, D.

Department of Geophysics, University of Uppsala, Sweden

Europrobe was launched by the European Science Foundation in January 1992 and now involves several hundred geoscientists from twenty-two European countries. The programme includes a wide range of multidisciplinary (geological and geophysical) investigations, all devoted to a better understanding of the tectonic evolution of the European crust and mantle, and the dynamic processes that controlled this evolution. The very different character of the lithosphere in eastern

and western Europe (with a stable ancient platform dominating the east and younger mobile belts in the west), together with greatly improved communication throughout Europe, have set the scene for many exciting new ventures in the Solid Earth Sciences.

During 1992-93, the Europrobe programme has focused on four main themes "Deep Europe" (DE), "Intraplate Tectonics and Basin Dynamics" (ITBD), the "Trans-European Suture Zone" (TESZ) and the "Uralides & Variscides" (U&V). Europrobe has held workshops in the Czech Republic, Denmark, Germany, Hungary, the Netherlands, Poland, Russia and Spain. Although the first two years of the programme have mainly concerned defining targets for multinational investigation of the main themes, Europrobe workshops have stimulated pilot projects (eg. in the Urals) and a wide range of other collaborative research.

Europrobe's first two years have resulted in the definition of several key projects that will provide foci for research in the mid 1990s. These include a multidisciplinary transect from Europe to Asia across the Urals, a basin dynamics focus on the Donetz-Dnieper-Pripyat and related aulacogenes of the East European Craton, new investigations of the Carpathian Arc-Pannonian Basin System, a combined study of Siberian (Yakutia) mantle xenoliths (kimberlitic) and deep seismic data to interpret mantle velocity discontinuities and the evolution of Archaean crust, a focus on the Trans-European Suture Zone (particularly the Palaeozoic accretionary history) and various other investigations of the contrasting signatures of the deeper lithosphere in eastern and western Europe. These and other projects will be running workshops in the years to come; people with related research interests are welcome to participate.

MAGNETISM OF THE PALEOZOIC ROCKS FROM THE SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE MTS. (SLOVAKIA)

GRECULA, P.¹, HARCEK, S.², ORLICKÝ, O.² & TÚNYI, I.²

¹ Geocomplex comp., Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia

² Geophysical Institute of Slovak Academy of Science, Dúbravská cesta 9, 842 28 Bratislava, Slovakia.

The Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. lie in the central part of Eastern Slovakia. This mountain system has a particular position in the geology of the West Carpathians. It is the only area in the West Carpathians with a complete Paleozoic sequence and is the most important ore district of the West Carpathians. Modern detailed investigation of this area is necessary for the comparison of lithostratigraphic, tectonic and metamorphic setting with other crystalline Mts. in the West Carpathians. The rocks of the investigated area have undergone a different degree of metamorphism up to the present. The age of studied rock types is Silurian - Permian (435 - 265 mil. years).

Groups Rock types	$\kappa \cdot 10^{-6}$ SI u.	RMP [nT]	Magnetic minerals in rocks	t_m °C	t_s °C
Paleozoic granites	53.5	4.1	Paramagnetic biotites (they convert into a magnetite during cooling from 700 °C)	600	400
Metapsammites Conglomerates	226.5	5.0	Magnetite-hematite solid solution	550	250
Porphyroides	247.0	35.6	Mostly paramagnetic biotites, rarely also magnetites	550	300
Phyllites and basic schists	496.3	2.6	Paramagnetic mineral (probably biotite), which converts into a mineral with $T_C \sim 530^\circ$ over 280°C; rarely biotite or pyrrhotite	500	200
Rhyolites	622.5	0.3	Magnetite with small amount of hematite	200	
Mylonites	283.3	1.3	Mostly paramagnetic biotites, paramagnetic mineral (probably biotite), which converts into a mineral with $T_C \sim 530$ °C ($T_C \sim 590$ °C) over 280 °C	250	
Lydites	0.8	0.7	Paramagnetic unknown mineral, which converts into a mineral with $T_C \sim 580$ °C (probably magnetite)	250	

Tab. 1.: Experimental results; Legend: t_m - temperature to which was rock mineralogically stabilized; t_s - temperature of the secondary cooling of rock without a mineralogical changes.

The aim of our experimental works is to contribute to the recognition of the thermal relations as well as thermal history of geological development of the mentioned Paleozoic formations and to recognize the influence of the metamorphic processes on the magnetic properties and magnetic mineralogy of rocks. On selected rock types the following complex of laboratory procedures were employed:

- a thermodemagnetization of natural remanent magnetic polarization (NRM);
- a thermodemagnetization of induced isothermal remanent magnetic polarization (IRM);
- an analysis of thermal dependence of magnetic susceptibility of compact rock samples;
- a study of magnetic susceptibility changes of separated magnetic minerals of rocks induced by temperature.

The investigated rocks were divided into seven groups. The representative experimental data are presented in Tab. 1. The character of demagnetization curves indicate that the range of variations of the NRM, IRM and susceptibility is very large. The rocks are in various magnetic and chemical stages, corresponding to

different degrees of their alteration. The values of remanent magnetic polarization (Tab. 1) varies from 0.3 to 35.6 nT and the bulk magnetic susceptibility from 0.8 to $622.5 \cdot 10^{-6}$ SI u.)

The main carriers of magnetism in rocks are magnetite, biotite and rarely hematite and pyrrhotite. Considering the results of demagnetization tests and knowledge about magnetic materials we can say that the RMP of most of the studied rocks is a secondary one.

Obtained results will be used in interpretation of data of the geophysical prospection. They also give information about the thermal history of geophysical units. Several of them, in which we can establish the stable magnetization, will find application in tectonic reconstruction of the development in the studied area.

THE THICKNESS OF THE EARTH'S CRUST AT EASTERN ALPS AND BOHEMIAN MASSIF DERIVED FROM TELESEISMIC EARTHQUAKES ANALYSIS

GUTDEUTSCH, R., JERAM, G., CHWATAL, W. & ARIC, K.

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, Österreich

The structure of the earth's crust in the Eastern Alps, especially at the 3-components station Zwettl (granitic bed-rock) was inspected from earthquake records. Crust discontinuities generates reflexions, which superpose the first arriving P-wave and the resulting signal describes a long wavetrain.

Reflexion and transmission functions (for a horizontal layered medium) with different crust models were computed and their impulse responses provided. The convolution of these impulse responses with a special input signal produce synthetic seismograms. These, when compared with the original records of earthquakes provide models of the crust. On the assumption of one mean P-velocity we calculated the thickness of the crust for all 8 stations. The influence of S-waves was also considered at the station Zwettl to calculate models analogous to the above discussed procedure. Compared to the P-model there are twice more data to consider because of the horizontal displacement, caused by the S-waves which contain additional information.

The computed depth of the Moho by the S-model is the same by the P-model. The accuracy of P- and S-wave models is ± 1 km. The thickness of the crust at the stations is: at Bleiberg 40 km, at Klagenfurt 45 km, at Sonnblick 47 km, at Mariazell 32 km, at Glashütten/Lockenhaus 36 km, at Pitten 33 km and at Zwettl 34 km. These qualitative results complete the available map of the Moho Depth from Austria and adjacent areas.

CONTRASTING PRE-ALPINE TECTONOTHERMAL EVOLUTION OF AUSTRO-ALPINE BASEMENT UNITS: EVIDENCE FROM $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ AND Rb-Sr MINERAL DATING

HANDLER, R.^{1,3}, HERMANN, S.¹, DALLMEYER, R.D.², NEUBAUER, F.³ & FRANK, W.⁴

¹ Institute of Geology and Paleontology, Karl-Franzens-University Graz, Austria

² Department of Geology, University of Georgia, Athens, USA.

³ Institute of Geology and Paleontology, Paris-Lodron-University Salzburg, Austria

⁴ Laboratorium for Geochronology, BVFA Vienna, Austria

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr mineral dating has been carried out on hornblendes and white micas of different basement units at the eastern margin of the Eastern Alps. Samples have been collected within the Kaintaleck Metamorphic Complex (KMC) of the Upper Austro-Alpine Nappe Complex and the Troiseck-Floning Crystalline (TFC) of the Middle Austro-Alpine Nappe Complex. Sample localities and selected results are shown in Fig. 1.

All $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of the hornblendes display disturbed age spectra which are antipathetically matched in low-temperature release steps by fluctuations in K/Ca ratios. Hornblendes from amphibolites of the KMC are influenced by incorporation of extraneous ^{40}Ar components. The youngest ages reported in the medium- and high-temperature release steps are c. 400 - 420 Ma. From Rb-Sr whole-rock vs. white mica trend lines of garnet-micaschists of the KMC ages of c. 413 - 370 Ma have been calculated. White micas from the same rocks yielded systematically increasing apparent ages from c. 200 - 250 Ma in low-temperature release steps to c. 375 Ma in high-temperature release steps. The ages are interpreted to reflect post-metamorphic cooling. The pre-existing foliation of the amphibolites and garnet-micaschists is crosscut by discordant pegmatite and aplite. Rb-Sr whole-rock vs. white mica analyses on these rocks yielded ages of c. 348 - 390 Ma. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses yielded well-defined plateau ages of c. 364 Ma and c. 375 Ma respectively. The ages from pegmatite and aplite are interpreted to reflect post-magmatic cooling post-dating the intra-Devonian metamorphism.

A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis on a hornblende from a biotite-hornblende gneiss of the TFC yielded systematically increasing apparent ages in the medium- and high-temperature release steps from c. 175 Ma to c. 320 Ma. From Rb-Sr whole-rock vs. white mica trend lines of garnet-micaschists of the TFC ages of c. 332 Ma have been calculated. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses on these white micas yielded systematically increasing apparent ages from c. 240 - 250 Ma to c. 290 - 330 Ma. From a discordant pegmatite a Rb-Sr whole-rock vs. white mica analysis yielded an age of c. 284 Ma. The ages of the amphibolites and garnet-micaschists are interpreted to reflect post-metamorphic cooling following a Carboniferous metamorphic event. The metamorphic event is post-dated by the intrusion of the discordant pegmatite at c. 284 Ma.

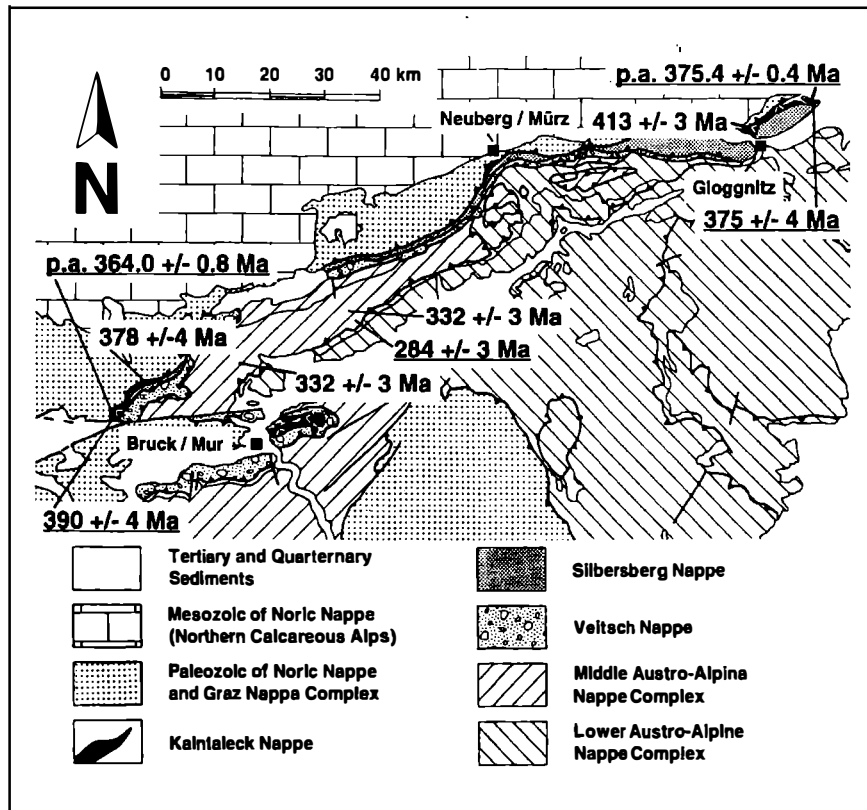


Fig. 1: Sample locations in the eastern part of the Eastern Alps. Ages preceded by p.a. indicate plateau ages from selected $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses on white micas. Other ages refer to selected results of Rb-Sr whole-rock vs. white mica trend lines. Underlined characters indicate results from pegmatite and aplite samples.

The difference between Devonian (eg. Caledonian) and Carboniferous (e.g. Variscan) tectonometamorphic evolution within the Austro-Alpine basement is also reflected in detrital material in different cover sequences within the Upper Austro-Alpine Nappe Complex. Cover sequences of Permian Verrucano-type sequences of the Silbersberg Nappe contain detrital white micas which report a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age of c. 360 Ma, white micas separated from a gneiss boulder of the Kalwang conglomerate (cover sequence of the KMC) yielded a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age of c. 384 Ma. In contrast, detrital white micas from a molasse-type sequence of the Upper-Carboniferous Veitsch Nappe and Permian to Scythian red-bed sediments of the Noric Nappe yielded $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages of c. 311 Ma and c. 303 Ma respectively. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital minerals are interpreted to reflect cooling through the respective closure temperature of the source area prior to erosion, transport and sedimentation.

Our analyses clearly proof the independent tectonothermal evolution of the Upper Austro-Alpine basement complex, exposed in the KMC during the Late-Paleozoic. Whereas the Middle Austro-Alpine basement, exposed in the FTC, suffered Carboniferous metamorphism and pegmatite intrusion due to Variscan tectonothermal activity, the Upper Austro-Alpine basement of the KMC experienced intra-Devonian metamorphism and pegmatite intrusion.

TRANSITION FROM ECLOGITE- TO AMPHIBOLITE FACIES METAMORPHISM IN THE AUSTROALPINE ULTEN ZONE, SOUTHERN TYROL

HAUZENBERGER, Ch., HÖLLER, W. & HOINKES, G.

Institute of Mineralogy-Crystallography and Petrology, University of Graz, Austria

The crystalline basement, situated southwest of Meran (Italy) between the Peio line and the Insubric lineament, must be considered as distinct block within the Austro-alpine basement units. Besides the occurrence of lense-shaped ultramafic bodies embedded in metapelites and metagranitoids, migmatites, "granulites" and metabasites (partly eclogites) indicate high grade metamorphic conditions. The granuloblastic paragneisses consist of the primary mineral assemblage M1 (GRT-KY-BIO-MS-KFS-PL-QTZ-RT), indicative of eclogite facies conditions, which was replaced by retrograde amphibolite-facies reequilibration during uplift. In metacalcsilicates pseudomorphs of MRG and CZO after LWS are representative of the prograde path to the eclogite facies event M1. During the retrograde M2 MRG + CZO was replaced by AN + QTZ. Further reactions in paragneisses during decompression are:

1. $GRT + MS = BIO + 2KY + QTZ$
2. $2KFS + GRT + H_2O = 3QTZ + BIO + MS$
3. $GRT + 3RT = 3ILM + KY + QTZ$

The M2 mineral assemblage of the paragneisses comprises GRT-KY-BIO-MS-PL-QTZ-ILM ± KFS ± ST. Using cation exchange thermometers (GRT-BIO, GRT-CPX), experimentally calibrated mineral reactions (Ghent-barometry, GRAIL), net transfer reactions (HODGES & CROWLY, 1985) and multiequilibrium methods (TWEEQ according to BERMAN, 1991) conditions for the high-grade metamorphic event M1 of about 700 °C and at least 15 kbar and for M2 about 7 - 8 kbar and 600 °C are estimated.

High-density fluids entrapped in kyanite are CO₂-rich and represent the fluid during M1, whereas secondary fluids entrapped during M2 along healed fractures in quartz have H₂O-rich compositions of high salinity. The migmatites occur in both lithologies, metagranitoids and metapelites. Melting started on the prograde path of metamorphism under fluid present conditions. First melts appeared in orthogneisses

due to the simplified reaction $KFS + PL + QTZ + H_2O = L$. The very rare occurrence of KFS in metapelites shifts the melting reaction to higher temperatures.

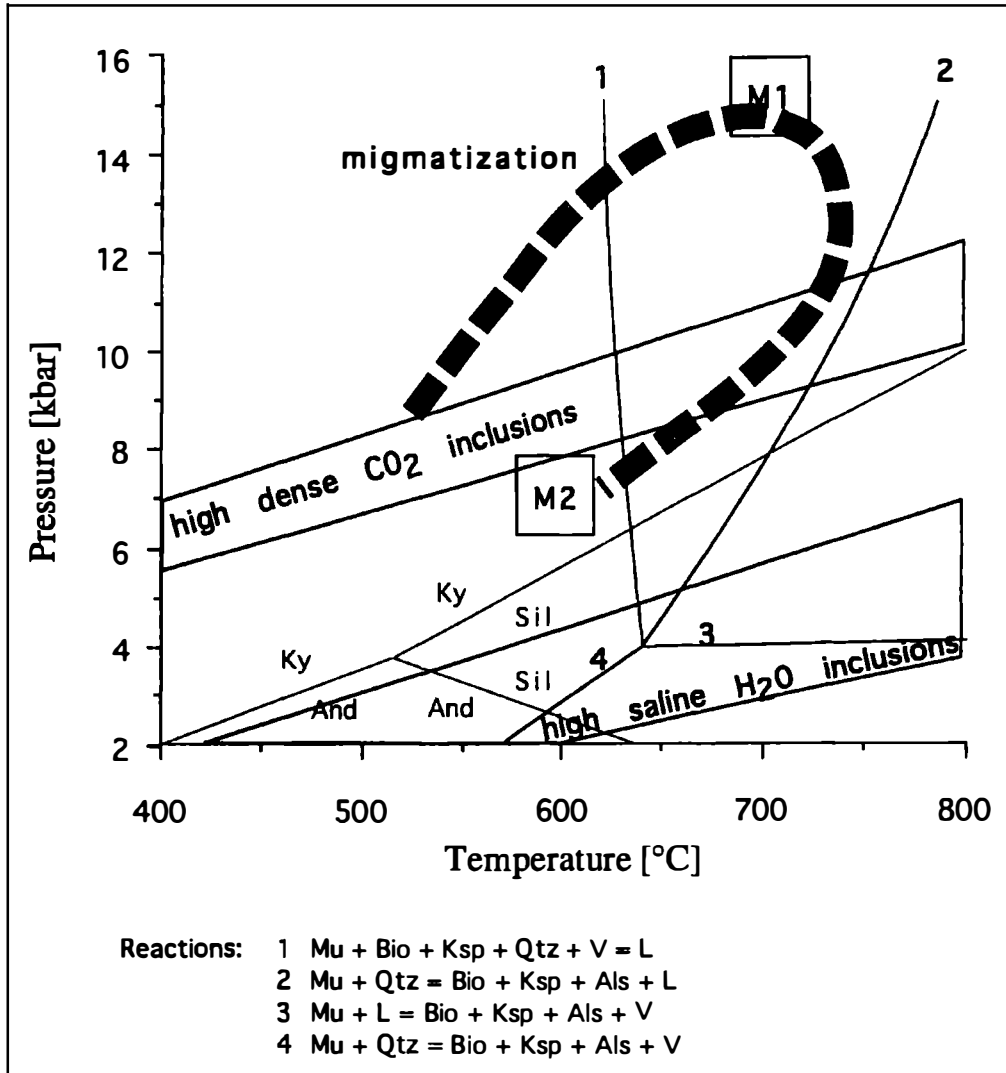


Fig. 1: P-T-path of the Variscian metamorphism, melting reactions in KFMASH and isochores for the fluid inclusions.

The lack of the restite phase KY in scarce melanosomes indicates that the MS-breakdown reaction $MS + QTZ = KFS + KY + L$ was not responsible for melt formation. The relatively small areas of migmatites in the Nonsberg region indicate only small amounts of a H_2O-CO_2 -fluid. It is thought that H_2O was used up by melt reactions leading to a remaining CO_2 -rich fluid composition which still can be found

in KY. Subsequent uplift leads to crystallization of melts and the release of a H₂O rich fluid, allowing a thorough chemical equilibration of mineral assemblages and entrapment of this aqueous fluid during the M2 stage (Fig. 1).

^{207/206}Pb evaporation dating of single zircons of orthogneiss-migmatites shows two distinct age groups of about 470 m.y. and 365 m.y.. The Caledonian ages are suggested to date the magmatic intrusion and crystallization. The Variscan zircon ages as well as the garnet Sm-Nd age of 345 ± 1 m.y. and the white mica Rb-Sr ages of about 300 m.y. determine the Variscan metamorphic overprint.

Mineral abbreviations after KRETZ (1983)

Acknowledgements:

M. Thöni and U. Klötzli performed the geochronological data. Their help and the financial support by FWF-project S4708-GEO is gratefully acknowledged.

BERMAN, R. G. (1991): Thermobarometry using multi equilibrium calculations: A new technique with petrological application. - *Can. Min.* **29**, 833 - 855.

HODGES, K.V., CROWLEY, P.D. (1985): Error estimation and empirical geothermometry for pelitic systems. - *Am. Min.*, **70**, 702 - 709.

KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. - *Am. Min.*, **68**, 277 - 279.

PHYSICAL PROPERTIES OF ALTERED SECTIONS IN SOUTH BOHEMIAN GRANITES

HEINZ, H. & SEIBERL, W.

Geological Survey of Austria, Department of Geophysics, Vienna

Interpreting the magnetic anomalies in the Central Southern Bohemian Plutonic Massif the main problem is to classify their sources, genetic conditions and alterations. It is obvious that magnetic structures are clustered close to the marginal parts of the granitic bodies. Very frequently they coincide with highly altered and mineralized sections (e.g. Hirschenschlag, Nebelstein, Liebenau). Generally, all of these phenomena are due to a quite complicated multiface sequence of intrusive processes with a late Hercynian crustal level of the area: intrusive bodies younger than the three well-known standard types of granites especially biotite rich granites (known solely from drilling evidence) are involved into the alteration events.

The magnetic anomalies are due to secondary magnetites which have been proved by very frequent inclusions of rock forming mineral phases within accumulated magnetite grains. However, large areas of homogenous-looking granites (e.g. Karlstift type) are characterized by random distributions of magnetites. The Karlstift granite intrusively cuts the Weinsberg mass near the village of Liebenau; the contact zones are emphasized by magnetic anomalies with (relatively) high ampli-

tudes. Whereas the magnetic susceptibilities are generally low within the Weinsberg granite, the Karlstift type values are definitely higher ($0.05 - 0.08 * 10^{-3}$ SI vs. $0.23 - 7.00 * 10^{-3}$ SI). These magnetic structures are due to marginal parts of the Karlstift granites which have been tectonically dislocated (HÜBL, 1993). The very intensive alterations in these areas are undefined additionally by the results from gamma-ray spectrometric measurements, especially from the ^{40}K -channel; the potassium distribution traces the horse-shoe-shaped margin of the Karlstift body. The central parts of the intrusion contrast its marginal areas in a way, that depletion in the inner part and enrichment in the outer part (due to the selective good mobility of potassium) becomes obvious.

Comparable behavior of the radiating mineral phases in the Nebelstein area could be observed. In the western part of the large magnetic structure near St. Martin - St. Wolfgang the U-Th ratios are very high (2.6). This is due to enrichment of U whereas the contents of Th remains stable. All these results are in good coincidence with the increasing depth of the top-bottom of modelled sources and the results from isotopic and FI-studies (HÜBL, 1993; SLAPANSKY et al., 1994).

HÜBL, G. (1993): Modellrechenmethoden und ihre Anwendung auf eine Gruppe magnetischer Anomalien nahe Liebenau in der Böhmisches Masse. - Unveröff.Dipl.Arb., Form.Naturw. Fak., Univ. Wien.

SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., FALLICK, A.E., GÖD, R., HÖGELSBERGER, H., KOLLER, F. (1994): Hydrothermal alterations of granites in the South Bohemian Pluton. - Mitt.Österr.Min.Ges., 139, 115 - 116.

METAMORPHIC EVOLUTION OF THE MORAVIAN ZONE IN AUSTRIA (THAYA DOME)

HÖCK, V.

Institute of Geology and Paleontology, University of Salzburg, Austria

The Thaya dome has been affected by several phases of metamorphism termed the older Moravian, the middle Moravian and the younger Moravian phase (FRASL 1970).

The first one is possibly of Cadomian age and caused by the intrusion of the granitoids of the Thaya batholith into the Therasburg formation. Apart from some migmatic textures, mainly preserved in the northern part, mineral relicts of this phase are rare. Possible pseudomorphs after cordierite and almandine-rich cores of distinct two-phase garnets from the Therasburg formation are interpreted as mineralogical evidence of the older Moravian phase.

The Hercynian middle Moravian phase formed an inverse metamorphism with a mineral zonation from the greenschist to the amphibolite facies oblique to the

regional strike. Temperatures calculated from coexisting garnet-biotite pairs (rim composition of garnet) revealed temperatures of 590 °C for the garnet-biotite zones and 590 to 620 °C for the garnet-biotite-staurolite zone according to the model of HODGES & SPEAR (1982). In the absence of pressure-indicative Al_2SiO_5 minerals the overall pressure can be estimated based (1) on the garnet-muscovite-plagioclase-biotite-geobarometer in the micaschists (HODGES & CROWLEY, 1985) and (2) on phengite-barometry in adjacent gneisses between 6 to 8 kbars. The younger Moravian phase finally leads to a regressive assemblage of chlorite and muscovite partly completely replacing garnet, biotite and staurolite.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ cooling ages of white micas from orthogneisses and hornblende from amphibolites range from 326 to 329 Ma (DALLMEYER et al., 1992). These ages are very well comparable to these from the Moldanubian zone. These are probably due to the late amphibolite facies event in the Moldanubicum with PT conditions of 5 - 6 kbars and approximately 500 °C which is slightly lower than the peak metamorphic condition in the Moravian.

The mineral zones (isogrades) are obliquely cutting the lithological boundaries in the south and in the north of the Thaya dome. At the same time they show clearly an inverse sequence with low temperatures in the structural deeper and higher temperatures in the structural upper parts. This inverse temperature zonation of the middle Moravian phase is believed to have formed together with the overthrusting of hot Moldanubian crustal material over the Moravian block. The oblique strike of the mineral zone in respect to the lithological boundaries could be explained by differential uplift between the central part and the northern/southern areas of the Moravicum.

PREALPINE MAGMATIC AND METAMORPHIC EVOLUTION OF THE AUSTRO-ALPINE ÖTZTAL BASEMENT IN THE KAUNERTAL AREA

HOINKES, G.¹, THÖNI, M.², BERNHARD, F.¹, KAINDL, R.¹, LICHEM, Ch.¹ & TROPPEL, P.¹

¹ Institute of Mineralogy-Crystallography and Petrology, University of Graz, Austria

² Institute of Geology, University of Vienna, Austria

Petrological and geochemical investigations of the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the Ötztal-basement were carried out in the Kaunertal area which was last effected by retrogression during the Alpidic orogeny. This area is mainly composed of quartzo-feldspatic to pelitic metasedimentary rocks with intercalations of different concordant metagranitoid bodies and amphibolites.

The metagranitoids can be subdivided into three groups using petrographic and geochemical constraints. These are:

- (1) Muscovite- and biotite-bearing metagranites with transitions to biotite-free compositions: The characteristic geochemical features are high SiO₂- and Rb-contents of 72 - 78 wt.-% and 100 - 400 ppm, respectively. The highest values of both SiO₂ and Rb characterize the biotite-free types. The total amount of REE (18 - 84 ppm) is the lowest of all types and the (La/Yb)_{Ch}-ratio is 2.9 - 10.5. Both the negative Eu-anomaly and the (Sm/Nd)_{Ch} (0.72 - 1.35) increase with the degree of differentiation. εNd-values are in the range of -4 to -6 (489 Ma) and in combination with a δ¹⁸O of +9.4 ± 1.0 they favour a mantle influence during magma genesis.
- (2) Mainly biotite-bearing metagranitoids: They are dominantly granodiorites with 68 - 74 wt.-% SiO₂ and are characterized by the highest CaO contents (2 - 4 wt.-%). They are enriched in total REE (150 - 190 ppm) with a (La/Yb)_{Ch}-ratio of 8.5 - 10.1. εNd-values are lower (-8 to -9, 489 Ma) and similar to the metasedimentary rocks.
- (3) A small intrusion of hornblende-bearing metagranite with two subtypes containing either clinopyroxene and hornblende or hornblende and biotite as mafic minerals: This type (3) is clearly distinguished by higher Na₂O + K₂O contents of 8 to 9 wt.-% and high Y (65 ppm) and Zr (400 - 550 ppm) values. They show the highest HREE-contents resulting in low (La/Yb)_{Ch}-ratios of 2.4 - 3.7 with a total REE amount of 140 - 240 ppm. εNd-values of +1.6 (480 Ma) and δ¹⁸O between +5.0 and +6.6 both suggest a major mantle input. Type (3) metagranites are probably genetically related to the central-Ötztal (meta)basites (MILLER & THÖNI, in prep.).

Geochronological studies were performed to unravel the magmatic and metamorphic evolution, using separated minerals and whole rock samples. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb evaporation dating of single zircons from a type (3) metagranite resulted in a mean value of 481 ± 7 Ma which is consistent with a Sm/Nd-age of sphene (478 ± 5 Ma) from the same outcrop. These mineral ages and a Sm/Nd-whole rock errorchron age using ten different type (1) metagranitoid samples of 489 ± 74 Ma most probably reflect a magmatic event. The Rb/Sr whole rock ages of the three different types vary between 454 ± 15 Ma (type 1), 408 ± 20 Ma (type 2) and 417 ± 9 Ma (type 3) and coincide with the numerous published Rb/Sr-whole rock ages from the Ötztal-basement (470 - 420 Ma).

A Sm/Nd-age of apatite (429 ± 8 Ma) from a type (1) metagranite and a Rb/Sr-age from coarse grained (> 1 mm) muscovite (435 ± 8 Ma) fall within the same age group which most probably dates the Caledonian metamorphic event. These ages coincide with Rb/Sr-data of migmatites from the central Ötztal area (CHOWANETZ, 1990).

Rb/Sr- and Ar/Ar-cooling ages of white micas (300 - 330 Ma) as well as Sm/Nd-ages of garnet from metapelites (330 - 345 Ma) indicate a high grade Variscan metamorphic episode which produced the dominant mineral assemblages in the study area.

The Variscan metamorphic conditions are best derived from the mineral assemblages in the metapelites. The KFMASH assemblage Gt-Sta-Ky-Bio-Mus-Plg-Qu was

used to derive P-T-conditions applying multiequilibrium methods (TWEEQU according to BERMAN, 1991) and conventional geothermobarometers, resulting in 570 - 650 °C and 5.5 - 7 kbar. Nonequilibrium textures as (1) continuous chemical zoning of garnets, (2) the replacement of garnet by biotite and fibrolite and (3) the growth of porphyroblasts of andalusite including kyanite and fibrolite are typical and were used to constrain the P-T-path during P-release: Application of the Gibb's method (SPEAR, 1991) shows a prograde growth of garnet with decreasing P. Quantification of the garnet breakdown using the SGAM-geothermobarometer (McMULLIN, 1991) revealed temperatures of 550 - 600 °C and rather low pressures of about 4 kbar. Andalusite formation is thought to represent the final indication of the Variscan P-T-evolution.

In summary, the magmatic and metamorphic evolution of the western Ötztal basement is characterized by an emplacement of acid magmatic rocks followed by high temperature metamorphism leading partly to migmatization during the Caledonian event. The dominant metamorphic overprint occurred during the Variscan orogeny which is characterized by a P-T-evolution from eclogite- to amphibolite-facies conditions.

This work was carried out with the financial support by the FWF-project S4705. Analytical data were kindly provided by Prof. S. Hoernes ($\delta^{18}\text{O}$), Dr. H.R. Pfeiffer (RFA), Dr. U. Klötzli ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) and Dr. M.A. Cosca (Ar/Ar). Their help is gratefully acknowledged.

- CHOWANETZ, E. (1990): Der Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol): Argumente für eine altpaläozoische Anatexis. - Unpubl. diploma thesis, University of Vienna.
- BERMAN, R. G. (1991): Thermobarometry using multi equilibrium calculations: A new technique with petrological applications. - *Can. Min.* **29**, 833 - 855.
- McMULLIN D. W. A. et al. (1991): Calibration of the SGAM thermobarometer for pelitic rocks using data from phase equilibrium experiments and natural assemblages. - *Can.Min.*, **29**, 889 - 908.
- SPEAR F.S. et al. (1991): Computer programs for petrologic P-T-t path calculations. - *Am. Min.*, **76**, 2009 - 2013.

MODELLING OF MAGNETIC ANOMALY SOURCES IN THE AREA OF LIEBENAU AND ITS IMPLICATIONS

HÜBL, G., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., SEIBERL, W. & HEINZ, H.

Geological Survey of Austria, Dept. of Geophysics, Vienna

The main target of this study has been the development and application of easily usable program packages to calculate source bodies of magnetic anomalies and more over to interpret the results in respect to geochemical and geological evidences. Close reference is made to the papers and posters by SLAPANSKY et al. (1994) and HEINZ & SEIBERL (1994). As a result the program MAGI has been deve-

loped which offers advantages such as several interactive functions due to established algorithms used in magnetic modelling and high resolution graphics.

Several cross sections across the magnetic macrostructure near Liebenau have been calculated. 2-D, 2½-D and 3-D models are available and point to an irregularly shaped body with its flanks marked by accumulations of magnetite. The source bodies of the magnetic anomalies are obviously due to fault systems like e.g. a lineament parallel to the Vitis fault or the Pfahl direction. The calculated susceptibility values are in good accordance with the measured values from the anomalous granite type "Karlstift".

The bottom depth distribution of these bodies and the Hirschenschlag structure, as well as the Nebelstein-area indicates a tilting of this part of the Bohemian Massif, which is supported by the results of isotopic and fluid inclusion studies.

FLUID INCLUSION STUDIES IN THE AUSTRIAN MOLDANUBIAN ZONE: IMPLICATIONS FOR A RETROGRESSIVE EVENT

JAWECKI, Ch.

Institute of Petrology, University of Vienna, Austria

The aim of this study is to correlate the results of fluid inclusions investigations with the metamorphic history of the Austrian Moldanubian Zone.

Geology: The Moldanubian Zone exhibits a nappe like structure striking NNE-SSW and dipping towards SE. It is intruded to W by the Southern Bohemian Pluton. The eastern boundary is a tectonic contact to the underthrust Moravian Zone. The Moldanubian nappe pile consists of three main units. These are from bottom to top, the Monotonous Group (MG), the Varied Group (VG) and the Gfoehl Unit (GU). The MG mainly consists of paragneisses, the VG of amphibolites, para- and orthogneisses, calc-silicate rocks and marbles, and the GU of amphibolites and orthogneisses, which are overlain by granulites. Reported peak metamorphic conditions are about 700 °C and 4.5 kbar (P_{min}) for the MG (LINNER, 1994), 700 - 770 °C, 7- 9 kbar for the VG (PETRAKAKIS, 1986) and 750 °C, 8.5 - 9 kbar for the GU (PETRAKAKIS & RICHTER, 1991).

Description of the fluid inclusions: Fluid inclusions were investigated in samples of the VG and GU. The studied lithologies comprise (garnet)-amphibolites, ortho- and paragneisses, calc-silicate rocks and granulites. Most inclusions are hosted by quartz, very few by garnet. They are arranged in trails and clusters, thus their origin is regarded as secondary. The widespread occurrence of transposition phenomena indicated by irregular shapes of the inclusions and bimodal size distribution is a typical feature.

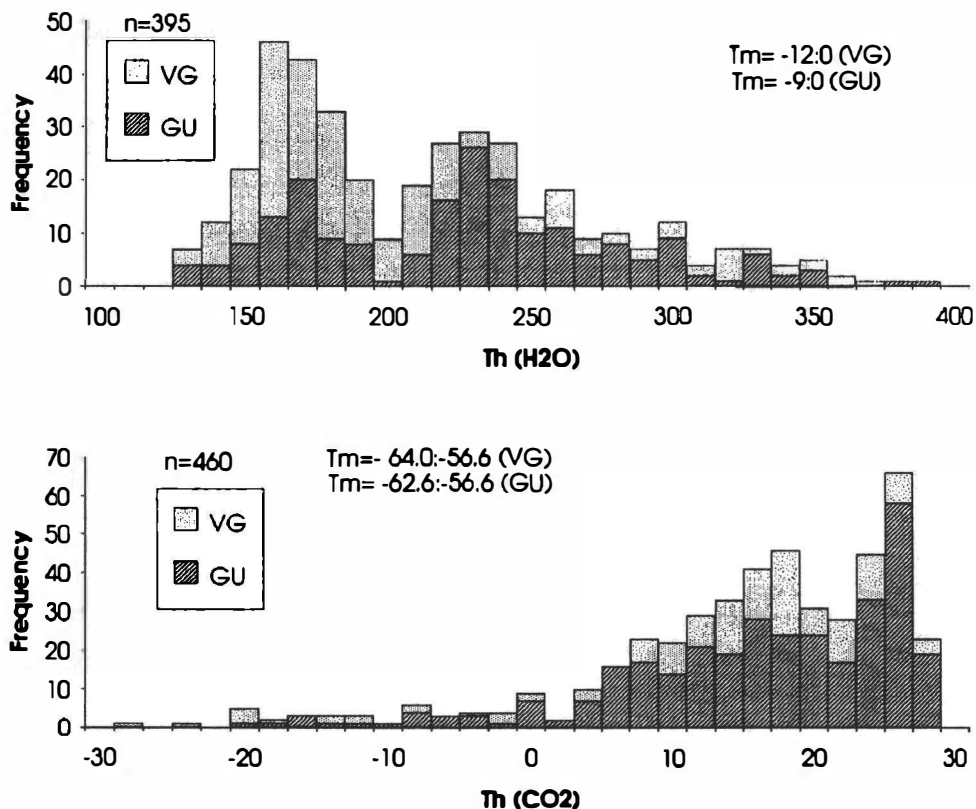


Fig. 1: Microthermometric data for type 1 and type 2 inclusions of seven samples from the Gfoehl Unit and five samples of the Varied Group. Th: homogenization temperature (°C) of H₂O and CO₂, T_m: temperature range of last melting temperatures (°C).

Four different types of fluid inclusions were distinguished:

- type 1a CO₂-dominated (CO₂ + 0 - 43 % CH₄, 0 - 15 % N₂)
- type 1b 1a + H₂O (X_{H₂O} = 0.3 - 0.9)
- type 2 H₂O + NaCl (sal.: 0 - 15 wt % NaCl_{eq})
- type 3 CH₄-dominated (± CO₂, N₂, ± H₂O)
- type 4 N₂-dominated (± CO₂, CH₄, ± H₂O)

Type 1 and 2 are very common, type 3 and 4 are rare and mainly restricted to late quartz-veins. Results of microthermometric measurements are shown in Fig. 1. Note the large range of Th (CO₂) data. The mode at T > 20 °C indicates very low densities. The shape of both histograms is characteristic for a late final equilibration event.

Discussion: There is no apparent correlation between the occurrence of the different fluid inclusion types on one hand and the geological position of the host rock and the lithology on the other hand.

Type 1 and 2 are of different age. This is evidenced by the fact that they form different trails. The occurrence of type 2 inclusions in texturally late veins together with type 3 and 4 indicate that type 2 are younger than type 1. Among type 1b inclusions, some of the phenomena heterogeneous trapping, fluid immiscibility followed by unmixing, and H₂O-leakage out of originally mixed inclusions took place in the individual samples.

Characteristic features of the fluid inclusions (mode of occurrence, density) clearly show that their equilibration is younger than the peak of metamorphism and took place during a retrogressive stage of the evolution of the rocks. It is assumed that the CO₂-dominated inclusions were trapped continuously during a long period of uplift and cooling. The aqueous inclusions were equilibrated at a later stage and could represent the fluid that caused large scale rehydration.

LINNER, M. (1994): Metamorphism and migmatization of the paragneisses of the Monotonous group, SE Moldanubicum. - *Mitt.Österr.Miner.Ges.*, **139**, 83 - 84.

PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphism of high grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. - *J.met.Geol.*, **4**, 323 - 344.

PETRAKAKIS, K., RICHTER, W. (1991): Metamorphosebedingungen in der Gföhler Einheit. - *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, 1, 167 - 180.

STAUROLITE-GRADE MICA SCHISTS SE OF THE GÓRY SOWIE BLOCK (NE BOHEMIAN MASSIF)

JÓZEFIAK, D.

Institute of Geological Sciences, University of Wrocław, Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland

In the Sudetic area, the eastern margin of the Bohemian Massif is located to the east of the Góry Sowie gneissic block. Mylonites of the Niemcza Zone and schists of the Niemcza-Kamieniec metamorphic complex form the easternmost part of the Massif (Fig. 1). The Niemcza-Kamieniec crystalline complex is dominated by mica schists. Its northern part, situated immediately to the east of the Niemcza Zone, is mylonitized. The sinistral or top to the south sense of shear is recorded in its rocks.

The southern part of the complex consists of intercalated mylonitized and non-mylonitized schists. The sense of shear in the former ones is the same as in the northern part of the complex, and the non-mylonitized ones exhibit top to the north direction of tectonic transport. This abstract shows some details on metamorphic history of the mica schists forming the southern part of the Niemcza-Kamieniec crystalline complex.

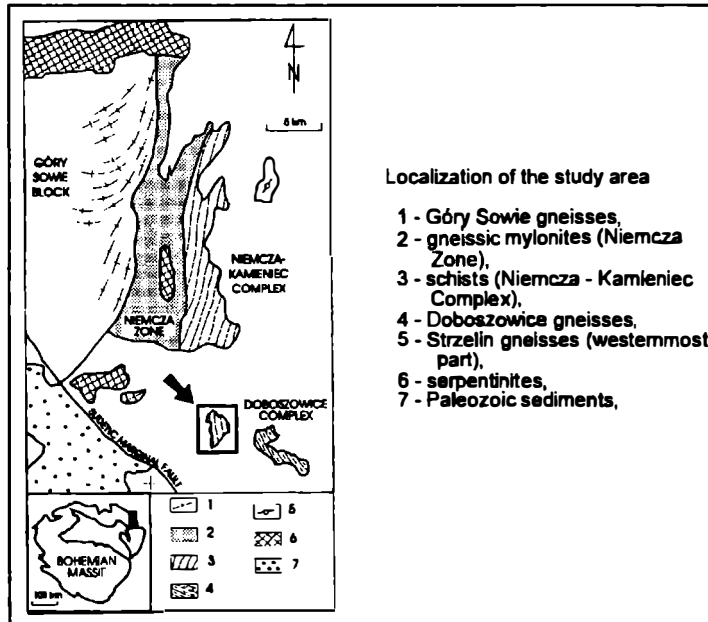


Fig. 1: Geological sketch map of the investigated area.

		Main deformation	
Muscovite	-----	-----	--
Biotite	-----	-----	-----
Garnet		-----	
Kyanite	-----		
Sillimanite			?---
Andalusite			-----
Staurolite		-----	--
Plagioclase	-----		-----
K-Feldspar			?---
Chlorite			-----

Fig. 2: Crystallization sequence in the mica schists of southern part of the Niemcza-Kamieniec metamorphic complex.

The non-mylonitized schists are coarse-grained. Their main components are quartz and muscovite. Significant amounts of garnet, biotite, andalusite, sillimanite, kyanite, staurolite, chlorite, plagioclase and K-feldspar occur in them. Tourmaline,

apatite, rutile, ilmenite and zircon are accessories. The main deformation produced porphyroblasts of garnet with quartz, muscovite and biotite in pressure shadows. The supposed crystallization sequence of other minerals is depicted in Fig. 2. The mylonitized schists are fine-grained. Andalusite and plagioclase 2 are lacking. The syndeformational staurolite is common. Muscovite, biotite and quartz occur in its pressure shadows.

The non-mylonitized schists were subjected to kyanite metamorphism, followed by a high-temperature (K-feldspar) event. The main deformation was later and took place under staurolite-grade conditions. The post-deformational andalusite marks the end of metamorphism.

The northward directed shear sense in the non-mylonitized schists corresponds to that typical of the Moravian/Moldanubian boundary in the Czech Republic and Lower Austria. The schists are the northernmost element with this shear sense, in which the mineral crystallization sequence and conditions of metamorphism can be reasonably evaluated.

Rb-Sr-DATING OF ACID SUBVOLCANIC DYKE ROCKS - FINAL MAGMATIC PRODUCTS OF THE MOLDANUBIAN BATHOLITH

KLEČKA, M.¹, BENDL, J.² & MATĚJKA, D.³

¹ Institute of the Rock Structure and Mechanics, Academy of Science of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, Czech Republic

² Czech Geological Survey, Klárov 3, 11821 Praha 1, Czech Republic

³ Department of Mineralogy, Geochemistry and Crystallography, Charles University, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech Republic

Acid dyke rocks of subvolcanic character are common in the southwestern part of the Moldanubian (South-Bohemian) Batholith and along its western margin (KLEČKA, 1984). These rocks correspond to alkali-feldspar bearing peraluminous and highly-differentiated granites with associated Sn-W mineralization (KLEČKA, 1986). They represent the youngest products of magmatism associated with an extensional regime of the final stages of Variscan orogeny in the Moldanubian core of the Bohemian Massif.

The acid dykes build a N-trending ca 85 km long volcanotectonic zone across the Czech-Austrian boundary. The zone is spatially associated with several ring volcanotectonic structures (VRÁNA, 1990) and small intrusive stocks (KLEČKA & MATĚJKA, 1992; KLEČKA & ŠREIN, 1992; KLEČKA et al., 1994) that are typically represented by topas-bearing muscovite granite (Homolka type) and Kozí hora-Hirschenschlag granite.

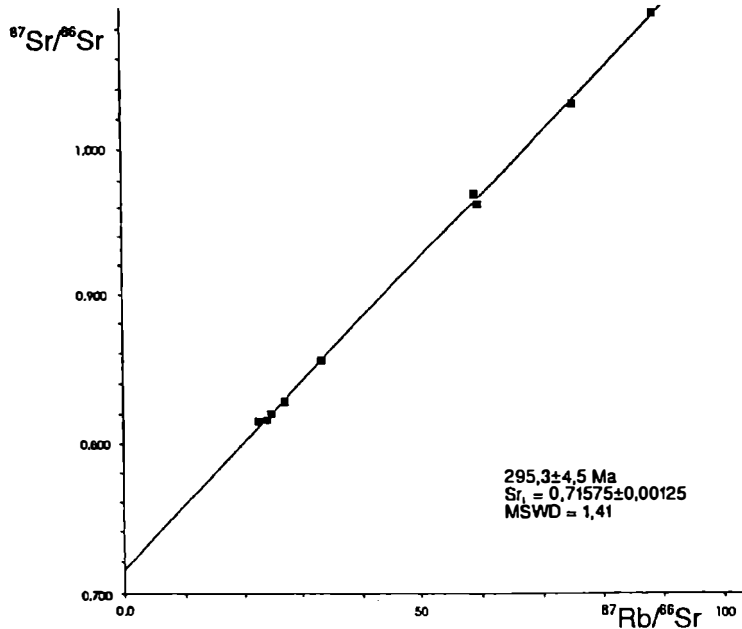


Fig. 1: Rb-Sr-isochrone plot for the subvolcanic dyke rocks from the Moldanubian Batholith.

The dykes have a subvertical dip, their thickness and length vary from 2 to 20 m and 100 to 2000 m, respectively. The dykes intrude Moldanubian metasediments as well as granites (Lásenice type and the Číměř variety of Eisgarn type). The contacts with the country rocks are always sharp, with no contact metamorphism present. In most cases the structure of dykes shows a marked zonation with a zone of felsitic microgranite at the contact, up to 50 cm thick, showing pronounced fluidal textures. Vitreous parts are sometimes present at the contact. The central part of dykes is formed by felsitic granite porphyry. The field affiliations of the dykes suggest their early Permian age (KLEČKA, 1992; KLEČKA & MATĚJKA, 1992), however, reliable geochronological data were lacking. Unspecified K-Ar data yield an age 228 Ma (VRÁNA, 1990).

Rb-Sr whole rock isochron of 9 samples (30 - 50 kg) yield an age of 295 ± 5 Ma and a corresponding $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio of 0.71575 ± 125 . The obtained age (295 Ma) value straddles the Carboniferous - Permian boundary and is interpreted as a cooling age of acid subvolcanic dyke rocks in this part of the Moldanubian zone. It fits within the previously reported geochronological framework for the Austrian part of the Moldanubian Batholith (Rb-Sr whole-rock data of the Eisgarn type: 316 ± 7 Ma (SCHARBERT, 1987)).

- KLEČKA, M. (1984): Felsitic and vitreous dyke rocks from the surrounding of Lásenice at Jindřichův Hradec. - Čas.Mineral.Geol., 29, 293 - 298 (in Czech).
- KLEČKA, M. (1986): New found of tungstenite mineralization in the Jindřichův Hradec area. - Čas. Mineral. Geol., 31, 314-315 (in Czech).
- KLEČKA, M. (1992): Lásenice near Jindřichův Hradec (Vojřův gamekeeper's lodge), a subvolcanic felsic dike with tungsten mineralization. - In: Field trip guidebook. "Lepidolite 200" - International symposium on the mineralogy, petrology and geochemistry of granitic pegmatites. - 47 - 51, Nové Město na Moravě 29.8. - 3.9.1992, Masaryk University - Moravian Museum Brno.
- KLEČKA, M., MATĚJKA, D. (1992): Moldanubian Pluton as an example of the late Variscan crustal magmatism in the Moldanubian zone. - In: Abstracts. 7th Geological workshop: "Styles of superposed Variscan nappe tectonics", Kutná Hora 24. - 27.4.1992, 13 - 14.
- KLEČKA, M., ŠREIN, V. (1992): Homolka Hill near Lásenice, a topaz bearing muscovite granite with Sn-(Nb-Ta) mineralization. - In: Field trip guidebook. "Lepidolite 200" - International symposium on the mineralogy, petrology and geochemistry of granitic pegmatites. - 47 - 51, Nové Město na Moravě 29.8. - 3.9.1992, Masaryk University - Moravian Museum Brno.
- KLEČKA, M., BREITER, K., ŠREIN, V., LOCHMAN, V. (1994): The Sn-Nb-Ta bearing granite (Homolka type), central massif of the Moldanubian plutonic complex, Czechoslovakia. - Mineralogy Petrology (in press).
- SCHARBERT, S. (1987): Rb-Sr-Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. - Mitt. Österr. Mineral. Gesell., 132, 21 - 37.
- VRÁNA, S. (1990): The Pelhřimov volcanotectonic circular structure. - Věst. Ústř. Úst. geol., 65, 143 - 156.

ZIRCON Pb-Pb AND U-Pb GEOCHRONOLOGY OF THE RASTENBERG GRANODIORITE (LOWER AUSTRIA): EVIDENCE FOR THE INCORPORATION OF CADOMIAN AND POSSIBLY ARCHEAN CRUST INTO VARISCAN GRANITOIDS OF THE SOUTH BOHEMIAN PLUTON

KLÖTZLI, U.S.¹ & PARRISH, R.R.²

¹ Laboratory for Geochronology, University of Vienna, Franz Grillstr. 9, A-1030 Austria

² Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, K1A 0E8, Canada.

Introduction: The existence of metamorphic and plutonic rocks of Cadomian (pan-African) age either consolidated with or reworked into the European basement during the Variscan orogeny is well documented for the central and eastern part of the Bohemian Massif (i.e. "Moldanubicum" of Bohemia, "Bruno-Vistulicum"; ZOUBEK, 1988; ZWART, 1986). For the South Bohemian Pluton in Austria and the Czech Republic such evidence was lacking until now. A combined zircon Pb-Pb evaporation and conventional U-Pb study from the Rastenberg type granodiorite demonstrates for the first time the existence in the South Bohemian Pluton of inherited zircons derived from pre-Variscan basement.

The Rastenberg type granodiorite forms a separate intrusion of ~ 170 km² east of the large composite South Bohemian Pluton in Austria (EXNER, 1968; KLÖTZLI, 1993). It crosscuts the Monotonous Series and the Dobra gneiss of the Variscan

nappe sequence. It shows no post-intrusive tectonic or metamorphic overprinting. Two distinct zircon populations can be identified throughout the pluton (KLÖTZLI, 1993):

Population 1: Ø S24 subtype of Pupin, colorless to slightly pink, clear to turbid, often with cores, few to abundant inclusions, long prismatic (Ø 3:1);

Population 2: Ø S4 subtype of Pupin, colorless to reddish or slightly pink, clear to slightly turbid, no visible cores, abundant inclusions, tabular habitus, short prismatic (< 2:1). All the zircons investigated show true magmatic morphologies.

Results:

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Evaporation	Conventional U-Pb analyses
338 ± 1.4 Ma (rims from population 1 and total crystals from population 2; 9 zircons)	338 ± 2 Ma (upper intercept of discordia with 2 fractions of population 2, regression through origin)
353 ± 9 Ma (total crystals from population 1 and 2; 3 zircons)	352 ± 2 Ma and 2005 ± 12 Ma (discordia with 3 fractions of population 1).
623 ± 22 Ma (cores from population 1; 5 zircons)	
1206 Ma - 2540 Ma (cores from population 1, not well defined; 6 zircons)	

Interpretation: The Carboniferous ages of 338 ± 2 Ma are interpreted as the time of intrusion of the Rastenberg type granodiorite. The not very well defined ages of 353 ± 9 and 352 ± 2 Ma resp. are interpreted as the time of a first zircon formation during a first magmatic event which eventually led to the intrusion of the granodioritic magma close to 338 ± 2 Ma. These older ages are restricted to the eastern part of the pluton.

The pre-Cambrian ages of 623 ± 23 Ma are interpreted as minimum ages of an earlier magmatic or possibly metamorphic event. They clearly demonstrate in the investigated granodiorite the presence of inherited zircons from protoliths of Cadomian age. When recognizable the zircon cores investigated show magmatic morphologies (i.e. domination of {100} prisms in the population 1 zircon cores). This and the limited scatter in the age distribution suggests that the reworked Cadomian protoliths were magmatic rocks in origin, possibly metamorphosed during the Cadomian or an earlier event. Also because of the limited scatter in the age distribution the ages are not interpreted as resulting solely from lead loss of > 1206 Ma old rocks. As up to 50 % of the zircons in the investigated samples exhibit the same morphology and habitus as the dated zircons with Cadomian ages,

it is postulated that the amount of reworked Cadomian basement is quite substantial.

The ages > 1206 Ma are interpreted as minimum ages for magmatic or metamorphic zircon growth during the Proterozoic and Archean. It cannot be decided whether these old zircons belong to the Cadomian or to the Moldanubian (basement-) sequences.

Conclusion: The zircon investigations in the Rastenberger granodiorite clearly demonstrate the presence of reworked Cadomian and older, possibly Archean basement within or at least below the present Moldanubian crustal rock sequences. It is not yet clear whether the Cadomian rocks belong to the overridden basement complex of the "Bruno-Vistulikum" microplate or whether they belong to the Moldanubian microplate probably having been incorporated there during earlier stages of the Variscan orogeny. Geochemistry and relatively low Sr isotope systematics favor the latter model (LIEW et al., 1989; KLÖTZLI, 1993).

The study demonstrates the complex age distribution of zircons found within one single small plutonic body due to both zircon inheritance from rock sequences with varying ages and new zircon growth during magma generation. Only precise investigation of zircon typology and single zircon dating can unravel these complex age patterns. The study also clearly demonstrates the usefulness of zircon evaporation analysis when combined with conventional U-Pb analysis.

- EXNER, Chr. (1968): Zur Rastenberger Granittektonik im Bereich der Kampfwerke (Südliche Böhmisches Masse). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 61, 6 - 39.
- KLÖTZLI, U.S. (1993): Einzelzirkon-²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Datierungen an Gesteinen der südlichen Böhmisches Masse (Rastenberger Granodiorit, Weinsberger Granit). - Mitt. Österr. Miner. Ges., 138, 123 - 130.
- LIEW, T.C., FINGER, F., HÖCK, V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. - Chem. Geol., 76, 41 - 55.
- ZOUBEK, V. (1988): Precambrian in Younger Fold Belts, European Variscides, the Carpathians and Balkans. - John Wiley & Sons, New York.
- ZWART, H. J. (1986): The Prevariscan basement in the European Variscan belt. - In Freeman R. et al.: Proceedings "Third EGT Workshop", ESF, 25 - 31.

THE EFFECT OF THE METAMORPHIC GRADE ON DEFORMATIONAL MECHANISMS WITHIN THE VYSOKÁ HOLE BASEMENT THRUST SHEET (JEŠENÍKY MTS.)

KOLARIKOVA, A. & SCHULMANN, K.

Department of Petrology, Charles University, Prague, the Czech Republic

The Vysoká hole basement thrust sheet presents the stack of rocks transported to the NE during Variscan deformation. The base of the unit is formed by Cadomian

metagranitoids and migmatites and the upper part by Devonian metapelites. It is possible to recognize metamorphic zonation decreasing from the sillimanite zone on the West to the chlorite zone on the East and diminishing as well from the top to the bottom. The metamorphic isogrades cross-cut the lithological boundaries between metasediments and quartz-feldspatic rocks.

This study presents the correlation between deformational microstructures within quartz-feldspatic rocks and metamorphic grade determined from mineral assemblages in metapelites.

Typical deformational microstructures of metagranitoids in the garnet zone is a dynamically recrystallized plagioclase producing the main part of the fine-grained matrix. As well, ribbon structure of recrystallized quartz, that is a rheologically weak phase, presents a characteristic structure of the rock. The deformational mechanism in garnet zone corresponds to dislocation creep in both plagioclase and quartz. Biotite zone in metapelites corresponds with the formation of wide quartz lenses and destabilisation of plagioclase to fine-grained mica-rich matrix.

In the chlorite zone, plagioclase is completely replaced by fine-grained sericite, that is the main matrix forming mineral, and quartz exhibits big isolated grains of asymmetric shape. Thus, quartz in biotite and chlorite zones represents a harder phase and its main deformational mechanism is low-temperature plasticity. In the mica-rich matrix predominate the grain-size sensitive creep.

From the rheological point of view, the load bearing framework structure characterizes the medium grade part of the sheet, consequently the low grade parts exhibit typical interconnected weak layer rheology. These changes in deformational mechanisms connected with metamorphic grade can play an important role in progressive strain localisation and for rheological behaviour of middle to lower crust.

THE SOUTH BOHEMIAN PLUTON - A COMPLEX BATHOLITH WITH A MULTIPLE INTRUSION HISTORY

KOLLER, F.

Institute of Petrology, University of Vienna, Dr. Karl Luegerring 1, A-1010 Vienna, Austria

The Bohemian Massif is part of the Hercynian orogenic belt of Europe which comprises different metamorphic units and granitic intrusions such as the South Bohemian Pluton. This pluton extends for 160 km from Jihlava (Czech Republic) in the north to the Danube river in the south, and forms large areas in the Austrian part of the Bohemian Massif. The northern and western part of the Bohemian Massif in Austria is mainly built up by intrusives of the composite South Bohemian Pluton. Besides minor basic or intermediate plutonic rock this intrusive complex

consists of three main types of granitoid intrusions, named the Weinsberg-, Mauthausen-, and Eisgarn-type granites. For all three main type granites different subgroups have been described by various authors in the past (GÖD & KOLLER, 1989; KOLLER et al., 1992, 1993, 1994; LIEW et al., 1989).

The basic and intermediate igneous plutonics such as gabbros or diorites form small complexes and are located within or near all granite subtypes. Based on geochemical investigations this basic melt derived from a subcontinental mantle and variation is mainly controlled by crustal assimilation. From coexisting mineral phases the last equilibration corresponds with amphibolite facies conditions at pressures about ~4 Kb. Smaller inclusions within granites are completely metasomatized and commonly recrystallized.

Apart from subordinate basic and intermediate rocks related to the granitoids the South Bohemian pluton consists mostly of different types of granites. The coarse grained Weinsberg granite is the most widespread. In general the Weinsberg granite shows a large geochemical variation and is classified in previous works partly as I-type and partly as S-type granite.

A smaller body of this granite close to the Bavarian border contains dark patches of a quartz monzodioritic composition. This complex consists of two assemblages which are not in equilibrium. The younger one with Variscan age (KOLLER & HÖCK, 1993) is crystallized from a biotite granitic melt with dark colored orthoclase, plagioclase ($An_{\sim 30}$), quartz, and biotite. Both feldspars show clear magmatic textures and zoning. The older one with pre-Variscan age is formed by a granulitic assemblage of $plag(An_{\sim 50})-opx-cpx \pm K\text{-feldspar}$ with a metamorphic texture. This fragments derive from a charnockitic igneous suite (KOLLER et al., 1994). The X_{Mg} value range for the cpx from 0.50 - 0.54 and for the opx from 0.35 - 0.42. Plagioclase and both pyroxenes are homogenous and the latter partly replaced by amphiboles and biotite. A myrmekitic reaction zone of oligoclase and quartz, locally including biotite, is common between the two assemblages.

The SiO_2 content of the quartz monzodiorites ranges from 54 - 62 wt.%. This is identically with the range of the common diorites. MgO, CaO, and Cr contents are significantly lower, K_2O , Zr and Ba higher than in the diorites. Their geochemical composition resembles that of charnockites contaminated by some upper crustal components. The Weinsberg granite itself ranges from 63 - 74 % SiO_2 forming a distinct evolution trend with the charnockitic samples. The petrography and the geochemistry of these quartz monzodiorites indicate an important contribution of granulitic lower crust to the formation for the Weinsberg granitic melt system.

The Mauthausen type granite varies from granodioritic to granitic composition and most of the fine-grained biotite granites have been related to this group. They form dikes and irregularly stocks within or in the vicinity of the Weinsberg granite. They are characterized by a clear I-type geochemistry. According to the Rb-Sr-isotope composition an age relationship close to the Weinsberg granites seem to be typical. Inclusions of xenoliths and K-feldspar xenocrysts derived from the Weinsberg type granite are a common phenomenon for Mauthausen granite.

Recent investigations on a small fine grained biotite granite intrusion with 2 - 5 km in diameter near Schrems show three different subtypes unequal in bulk, trace, and isotope geochemistry. This indicates and supports a reclassification or a remapping of all the fine-grained biotite granites.

The third granite group is related to the Eisgarn type granite, which is commonly a muscovite rich granite with clear S-type characteristic. Andalusite is a typical accessory mineral and indicates a derivation from a relative small P-T-field between the andalusite stability field and the granite minimum melt system at low pressure conditions. The internal variations of the Eisgarn type granite are not investigated so far.

In the last years a fourth group of granites have been found. They form relative small intrusions of highly fractionated biotite or muscovite granites commonly enriched in trace elements (GÖD & KOLLER, 1989; KOLLER et al., 1993, 1994; BREITER, 1993). Within this group several local intrusions are summarized and most of them show greisen phenomena. Recent investigations define a relative shallow intrusion level for this younger granites (KOLLER et al., 1993, 1994).

- BREITER, K. (1993): Rare-metal-bearing granites of the Bohemian Massif. - In: SELTMANN, R., KÄMPF, H., MÖLLER, P., KNIPE, S. (Eds.): Metallogeny of Collisional orogens of the Hercynian type: Abstract Volume IAGOD meeting Geyer 1993, 18 - 19.
- GÖD, R., KOLLER, F. (1989): Molybdenite-magnetite bearing greisens associated with peraluminous leucogranites, Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - *Chemie der Erde*, **49**, 185 - 200.
- KOLLER, F., GÖD, R., HÖGELSBERGER, KOEBERL, Ch. (1994): Molybdenite mineralization related to granites of the Austrian part of the South Bohemian pluton (Moldanubicum) - a comparison. - In: SELTMANN, R., KÄMPF, H., MÖLLER, P. (Eds.): Metallogeny of Collisional Orogens. - Geol. Survey Prague, in press.
- KOLLER, F., HOECK, V. (1993): Remnants of granulite-facies rocks in granites of the South Bohemian Pluton. - *Terra Abstract*, Abstract supplement No. 1, Terra Nova 5, 428.
- KOLLER, F., HÖGELSBERGER, H., KOEBERL, C., (1992): Fluid - rock interaction in the Mo-bearing greisen complex Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - *Mineralogy Petrology*, **45**, 261 - 276.
- 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. - *Mitt. Österr.Miner.Ges.*, **138**, 177 - 195.
- LIEW, T.C., FINGER, F., HÖCK, V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. - *Chem. Geol.*, **78**, 41 - 55.

GRAVITY INVESTIGATION OF THE DIORITE IN THE AREA OF GEBHARTS

KÖNIG, Ch.

Institute of Meteorology and Geophysics, University of Vienna, Austria

The main task of detailed gravity measurements was the investigation of separated diorite bodies as known in the area of Gebharts (Waldviertel, Lower Austria). They are surrounded by other kinds of granites such as the Eisgarn and Wolfsegg types and cordierite gneisses. A net of about 150 gravity stations has been established equally distributed within an area of nearly 24 km² covering the main diorite complex near Gebharts. The station interval varies between 200 and 350 m. A separated outcrop of diorite east of Gebharts was covered by a gravity profile with 50 m station interval. An additional density investigation was performed by analyzing surface rock samples. Unfortunately representative rock samples could be gathered only at few locations, but it was possible to determine mean densities for all important rock types.

The Bouguer anomaly was computed using both constant and variable reduction density. The terrain correction of the area close to the stations was calculated based on digitization of detailed topographic maps and interpolation on a 250 m grid. Due to the interpolation algorithm the irregular distribution of the digitized points caused at several locations unacceptable differences between digitized and interpolated heights. Separation of the area into four smaller districts resulted in a remarkable reduction of the errors. Terrain corrections were calculated by numerical solution of the corresponding boundary integrals.

The Bouguer anomaly was interpolated on a 250 m grid according to the mean station interval. The residual field was separated by wavelength filtering. The best results were achieved by using a cut off wavelength of about 5 km corresponding to a maximum source depth of about 2 km. Several gravity profiles were selected in order to develop two-dimensional models for estimating the vertical extension of the main diorite body. The question whether the diorite body is a continuous source or separated in different parts will be investigated by three-dimensional modelling.

Rb-Sr ISOTOPIC EVIDENCE FOR POLYMETAMORPHISM IN THE DOMAŽLICE CRYSTALLINE COMPLEX FROM A STUDY OF MICA-FELDSPAR PAIRS IN A SEGREGATION PEGMATITE NEAR STRÁŽ, WESTERN BOHEMIA

KOŠLER J.¹, ROGERS, G.², BOWES, D.R.³ & HOPGOOD, A.M.⁴

¹ Department of Geochemistry and Mineralogy, Charles University, Prague, Czech Republic

² Scottish Universities Research & Reactor Centre, East Kilbride, Scotland

³ Department of Geology & Applied Geology, University of Glasgow, Scotland

⁴ Department of Geology, University of St Andrews, Scotland

An Rb-Sr isotopic study of muscovite plagioclase and biotite plagioclase pairs in coarse-grained segregation pegmatite whose crude foliation is continuous with the dominant foliation in the host psammitic-semipelitic schists gives evidence of two thermal events separated by more than 100 Ma. Two pairs of muscovite porphyroblasts (books 4 - 5 cm across aligned within the foliation) and matrix plagioclase give ages of 501 ± 4 and 492 ± 3 Ma. The biotite porphyroblasts, which are up to 6 cm across, are variably disposed, some within the foliation and some randomly. One biotite-plagioclase pair gives an age of 373 ± 3 Ma.

Low Rb contents in both the pegmatite (35 ppm) and the host rock (90 ppm) and their complementary REE patterns are consistent with formation as the result of metamorphic segregation rather than intrusion and crystallization of LILE-rich melt. On the basis that the foliation in the pegmatite formed at the same time as that in the host rocks, the age of the dominant foliation-forming phase of deformation in the metasedimentary schists that are in the regionally-expressed garnet zone 4 km S of Domažlice is interpreted as being Tremadoc (earliest Ordovician). The mid-late Devonian biotite-plagioclase age is interpreted as giving the time of a thermal event during which there was isotopic re-equilibration between these two minerals, associated with the growth of some biotite across the foliation. On the assumption that the composition of the large muscovites did not change during this later and lower temperature event the Sr isotopic composition of the plagioclase constrains any reduction of the true muscovite-plagioclase age due to isotopic equilibration between plagioclase and early-formed biotite to less than 10 Ma.

The data available do not permit ready integration of this new geochronological information into the regional geology. The early Ordovician (496 ± 1 Ma) U-Pb zircon age recorded from the Mariánské Lázně complex 60 km to the N relates to the magmatic crystallization of a gabbro pegmatite in an ophiolitic assemblage (BOWES & AFTALION, 1991) and not to a tectonothermal regime like that in which the early Ordovician Stráž segregation pegmatite developed. In addition, the occurrence of these ophiolitic rocks with other lithological units, including eclogites, in an allochthonous tectonic stack (BOWES et al., 1992) means that the original positions relative to one another before Hercynian tectonic activity of the two very different lower Ordovician lithological assemblages are not known. It is possible that the Stráž rocks themselves are part of a tectonic slice thrust into the Domažlice crystalline complex as the Teplá-Barrandian assemblage, which includes the

Domažlice complex, was metamorphosed and deformed before the deposition of lower Cambrian sediments in the Barrandian basin. Even if this was as late as 530 Ma (cf. PATCHETT et al., 1980), and there is no unanimity about the early Cambrian time-scale, it pre-dates by at least 20 Ma the age of the Stráž segregation pegmatite determined from the Rb-Sr isotopic systems of the muscovite-plagioclase pairs. Also to be taken into account is the lack of expression in the Rb-Sr isotopic system of the biotite-plagioclase pair of the early Carboniferous tectono-thermal event(s) so prominently expressed in other parts of the Bohemian Massif (cf. AFTALION et al., 1989).

Generally coeval with the products of the mid-late Devonian reheating shown in the Stráž rocks are granitoid rocks, formed in an arc-type environment, and now seen as the Staré Sedlo and Mirovice gneisses in central Bohemia (U-Pb zircon data; KOŠLER et al., 1993), and eclogites in the eastern Bohemian Massif (Sm-Nd data; BRUECKNER et al., 1991) indicative of plate tectonic activity. Whether the 380 - 370 Ma K-Ar mineral ages for the northwestern part of the Massif (KREUZER et al., 1989) represent corresponding activity and what relationship generally coeval events in the Polish segment bear to the events in the main part of the Massif are matters requiring further investigation. The same is the case for the significance in the development of the Bohemian Massif of the new Rb-Sr data presented here. With a multi-episodic history that reflects the operation of polymetamorphism, polyphase deformation including many phases of thrusting, and multiple igneous injection, not only is much more isotopic data needed, but data that can be linked, without ambiguity, to geological events.

- AFTALION M., BOWES, D.R., VRÁNA, S. (1989): N. Jb.Miner. Mh. 1989, 145 - 152.
BOWES, D.R., AFTALION, M. (1991): N.Jb.Miner.Mh. 1991 , 315 - 326.
BOWES, D.R., HOPGOOD, A.M., TONIKA, J. (1992): In: KUKAL, Z. (Ed.) Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif, 36 - 43. - Geological Survey: Prague.
BRUECKNER, H.K., MEDARIS, L.G., BACKUM-CZUBAROW, N. (1991): N.Jb.Miner.Abh., 163, 169 - 196.
KOŠLER, J., AFTALION, M., BOWES, D.R. (1993): N.Jb.Miner. Mh. 1993, 417 - 431.
KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, K.-L., RASCHKA, H. (1989): Tectonophysics, 157, 149 - 178.
PATCHETT, J., GALE, N.H., GOODWIN, R., HUMM, M.J. (1980): J.Geol.Soc.London, 137, 649 - 656.

THE PRE-ALPINE CRUST IN THE ROMANIAN CARPATHIANS

KRÄUTNER, H.G.

Institut f. Allgemeine u. Angewandte Geologie, Univ. München

Reconstructions of the Alpine sedimentation domains by retrotranslation of nappe transport suggest that the Variscan basement included in the Alpine tectonic units

of the Carpathians represents a part of the southern continuation of the Mid-European Variscan structures, disintegrated in the following three main terranes by NNE-SSW oriented Triassic and Jurassic rifting and spreading systems.

1. Danubian Terrane: The pre-Alpine basement consists of Variscan low grade metamorphics on O-C₁ sedimentary and volcanic educts (Drencova-Piriul Rece, Dr; Brustur, Bt; Valea Izvorului, Vlz) covering a composite Precambrian basement. Both, cover and basement are imbricated by Variscan napping. The Precambrian metamorphics, represented mainly by MT/MP amphibolitic (Ielova, Ie; Dragsani, Dg; Maru-Zeicani, MZ), gneiss amphibolitic (Neamtu, Nt) and MT/LP gneissic (Lainici-Paius, LP) associations, were intruded by Variscan (Siehevita, Si), Caledonian (Sfirdinu-Cherbezeu, SCh, 370 - 400 Ma) and Cadomian (Susita, Su, 610 Ma, Tismana, Ts, 590 Ma) granitoids. At the end of the Proterozoic this Precambrian continental crust split and a late Precambrian or early Cambrian oceanic crust (Tisovita Terrane, Ts) was interposed. In the Cambrian magmatic arc deposits formed on this oceanic crust (Berkovica-Corbu, Bk, HAYDOUTOV, 1987), related to a first, Cambrian, subduction. In the Caledonian event this arc deposits were subjected to a LT/MP metamorphism, the oceanic crust was obducted eastward under greenschist metamorphism conditions (Corbu shear zone, Plavisevita metagabbro) and then pierced by Caledonian granitoids, probably related to a new subduction zone. The mentioned structures were transgressively covered by O-S and D-C₁ sediments. This Paleozoic cover and its pre-Variscan basement were involved in Variscan low grade metamorphism and subsequently in a tectonic shortening by napping. The non-metamorphic overstep sequence started with the Westfalian C.

2. Bucovino-Getic Terrane: The pre-Alpine basement consists of a pile of Variscan nappes, involving both Variscan metamorphics on Paleozoic sedimentary and volcanic educts and Precambrian and early Caledonian crustal fragments. Two main zones of S-C₁ low grade metamorphic sequences were recognized: Poiana Rusca (PR) -LT/MP- in lower tectonic position in the pile of nappes, and Rodna (Ro) -LT/LP- in highest tectonic position. These zones are separated by Caledonian LT/MP metamorphites on arc related Cambrian bimodal volcanics (rhyolite/basalt) and sediments (Tulghes, Tg) and by Precambrian MT/MP ± LP polymetamorphic sequences (Carpian, Cp; Sebes-Lotru, SL). In the Precambrian crustal fragments large shear zones, originating from the lower crust, may be recognized (Sebes-Lotru, Leaota-lezer). They were active in MT/MP conditions and produced long distance tectonic transport of exotic (anisofacial) fragments from the lower crust and upper mantle (garnet-peridotites, eclogites granulites).

3. Apuseni Terrane: Probably an accretionary prism on the European margin. Below Permian sediments a pre-Variscan composite basement and a Paleozoic low grade metamorphic cover (Paiuseni) may be distinguished. In the eastern part Caledonian (Biharia-Muncel) and Precambrian (Baia de Aries) crustal fragments show resemblances with the Bucovino-Getic Terrane.

The synmetamorphic structures in the Carpathians, their lithology, lithostratigraphic sequences, tectonic nappe emplacement and arrangement in two main thrust belts,

separated by imbricated pre-Variscan units, show evident resemblance with the Variscan crust of Middle Europe. The dominant south-west vergency in the Carpathians suggests that prior to the Mesozoic compression a south-vergent Variscan framework existed south of the actual northern Alpine front, partially with a sequence of the main units (Carpian+Sebes-Lotru, Rodna, Carpian, Poiana Rusca), quite similar as in the north (Moldanubian, Saxo-Thuringian, Middle German Rise, Rheno-Hercynian). It seems that the Moravo Silesian and Schwarzwald-Vogese zones belonged to this southern ensemble in that the Variscan regional metamorphism was more intensive as in the north.

CONTRASTING METAMORPHIC PATHS IN THE EASTERN PART OF THE KARKONOSZE-IZERA BLOCK, NE BOHEMIAN MASSIF

KRYZA, R. & MAZUR, S.

Institute of Geological Sciences, Wrocław University, Poland

The eastern margin of the Karkonosze-Izera Block is a longitudinally aligned metamorphic belt, between the Variscan Karkonosze pluton in the west and the Carboniferous-Permian Intrasudetic Basin in the east (Fig. 1). Four tectonolithostratigraphic units can be defined there (MAZUR, 1993; KRYZA & MAZUR, 1994); from west to east, and structurally upwards, these are: (a) Kowary gneiss group, composed of orthogneisses yielding a 500 Ma U-Pb age (OLIVER et al., 1993) and minor mica schists; (b) Czamiów schist formation, comprising variegated metasedimentary and metavolcanic rocks of assumed Late Precambrian Early Paleozoic age (CHALOUPSKY, 1989; TEISSEYRE, 1973); (c) Niedamirów schist formation of phyllites and basic metavolcanogenic rocks (?Late Precambrian - Early Paleozoic and/or ? Ordovician-Silurian; (CHALOUPSKY, 1989; TEISSEYRE, 1973), and (d) Leszczyniec meta-igneous complex formed of metabasites dated at ca. 490 Ma (OLIVER et al., 1993) and of orthogneisses. These major subdivisions are tectonically bounded, and most boundaries represent ductile shear zones related to E-W extension (MAZUR, 1993).

Evidence of HP metamorphism in the area was reported in several papers (e.g. WIESER, 1978; CHAB & VRANA, 1979; GUIRAUD & BURG, 1984) but new systematic studies of PT paths are still needed. 17 specimens have been analyzed using CAMEBAX microprobe. Particular tectonostratigraphic units are found to have experienced different PT paths. The Kowary and Czarnów units bear the evidence of medium pressure low grade metamorphism (apparently below the amphibolite facies) overprinted by a later high-temperature event. This metamorphic path is recorded by inverted zonation in plagioclase, Si content in white mica (Fig. 2a) decreasing from 3.3 in core to 3.1 in rim, and Alm-richer garnet rims. The higher units of Niedamirów and Leszczyniec, both represent higher-pressure metamorphic series.

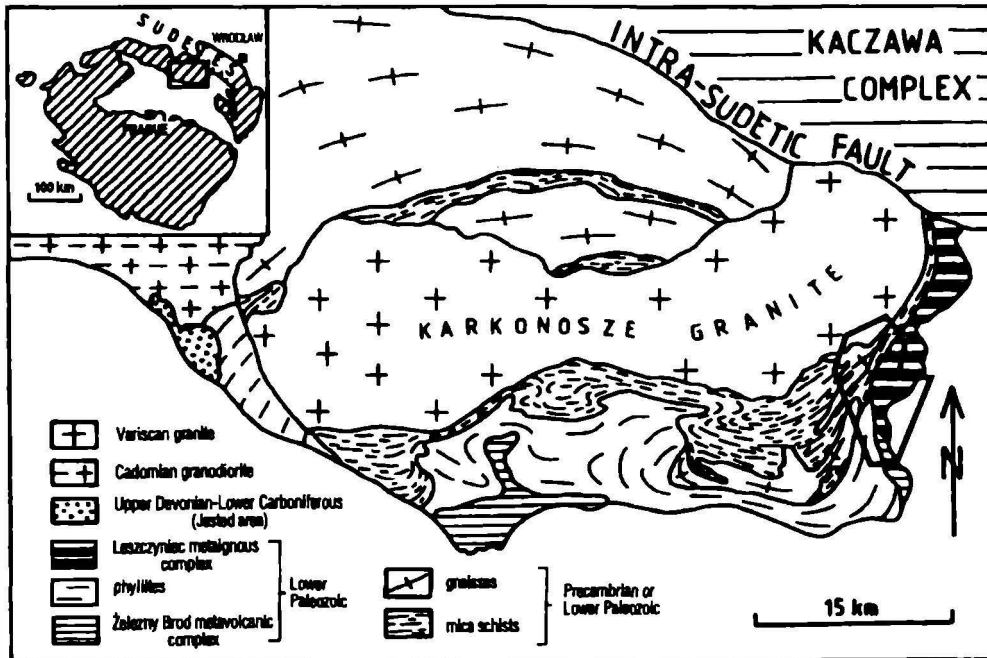


Fig. 1: Geological sketch of the Karkonosze-Izera Block and its location within the Bohemian Massif. The study area is outlined in the east of the block.

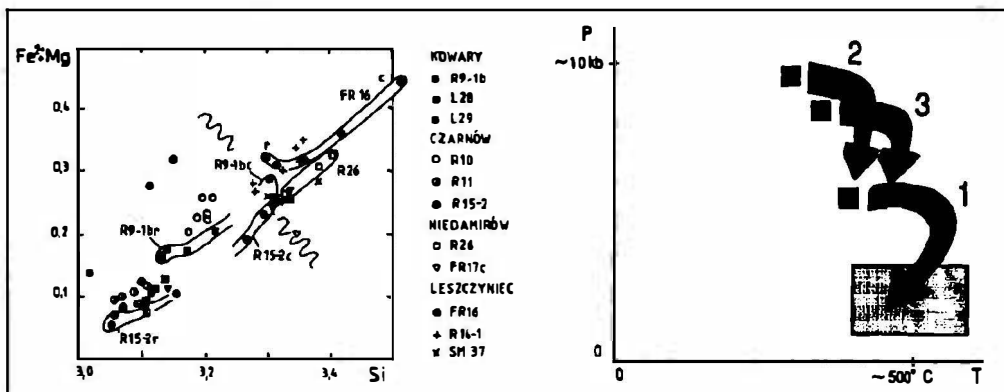


Fig. 2: a) Left side: White mica compositions: Samples having strongly zoned micas are enclosed by aligned loops with core (c)- and rim (r)-end indicated. The wavy line separates the micas of the Niedamirów and Leszczyńiec unit rocks (Si above ca 3.3) from those of the Kowary and Czarnów unit rocks (Si below ca. 3.3). b) Right side: Tentative PT paths for Kowary and Czarnów units (1), Niedamirów unit (2), and Leszczyńiec unit (3). Shaded box represents the approximate PT field of LP-HT metamorphism related to the granite intrusion.

The Niedamirów unit displays records of higher P and lower T (glaucophane, Sps-rich garnet, and albite) than the uppermost Leszczyniec complex. In both, the early P-dominated metamorphic events are followed by moderate-pressure metamorphism (Si content in white mica decreasing from 3.5 in core to 3.3 in rim). The Karkonosze-Izera block seems to represent a typical example of Variscan core complexes. The metamorphic core (Kowary and Czarnów units) is characterised by MP/MT metamorphism followed by a HT/LP event (Fig. 2b). The core is tectonically overlain by the Niedamirów and Leszczyniec units, which form the "upper plate". The units display inverted metamorphic zonation characteristic of a nappe pile. At a late stage, it underwent uplift and normal faulting related to the Karkonosze granite intrusion in the west, and the subsidence of the Intra-Sudetic basin in the east.

MAZUR, S. (1993): Unpublished PhD. Thesis, Wrocław University.

KRYZA, R., MAZUR, S. (1994): in prep.

OLIVER, G.J.H. et al. (1993): J. Geol. Soc. London, 150.

CHALOUPSKY, J. (Ed.) (1989): Ustr. ust. geol., Praha.

TEISSEYRE, J.H. (1973): Geol. Sudetica, 8, Warszawa.

WIESER, T. (1978): Mineralogia Polonica, 9, Kraków.

CHAB, J., VRANA, S. (1979): Vestník Ustr. Ust. geol., 54/3, Praha.

GUIRAUD, M., BURG, J.P. (1984): N. Jb. Miner. Abh., 149.

GRANITOIDS FROM THE SOUTHERN PART OF THE BRNO MASSIF (BRUNOVISTULICUM)

LEICHMANN, J. & HÖCK, V.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg

Based on detailed field work, petrology and geochemistry seven granitoid groups can be distinguished and mapped in the southern part of the Brno massif (Fig. 1), apart from more basic magmatic rocks such as diorites and basalts. There are

1. Leucogranites (G1)
2. Fine-grained garnet bearing granites (G2)
3. Biotite granite to granodiorites (G3)
4. Biotite granodiorites (G4)
5. Hornblende biotite granodiorites (G5)
6. Hybrid granitoids (G6)
7. Trondhjemites (G7)

The Leucogranites (G1) together with fine grained garnet bearing granites (G2), biotite granites to granodiorites (G3) and hornblende biotite granodiorites (G5) show clearly a **calc-alkaline trend**. In contrast the trondhjemites (G7) belong in the K-Ca-

Na triangle according to BAKER (1979) to a trondhjemitic trend. The biotite granodiorites have a transitional position between this two trends (Fig. 2). The hybrid granitoids (G6) are interpreted as a possible mixture between granite and diorite, their exact classification is difficult. Calc-alkaline and Trondhjemitic types show basic differences in their geological position, petrology, geochemistry, and zircon typology.

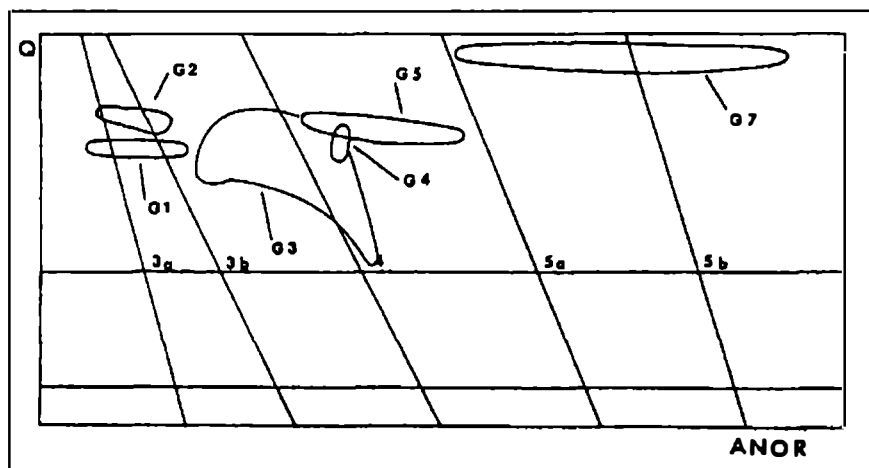


Fig. 1: Q-ANOR diagram (STRECKEISEN & Le MAITRE, 1979), the numbers correspond with group numbers in text.

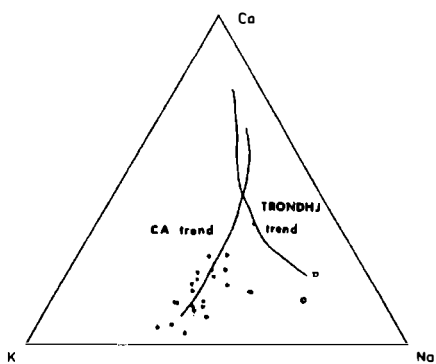


Fig. 2: CaNaK triagle, CA and Trondhjemitic trends according BAKER (1979).

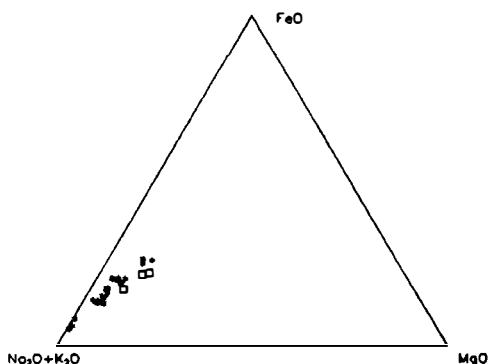


Fig. 3: AFM triangle, stars for calc-alkaline group, squares for trondhjemitic group. Two different trends are visible.

Calc-alkaline granitoids are characterized by granitic to granodioritic composition (Fig. 3) with biotite or with chlorite after biotite and rare hornblende. The relation $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ fluctuates around 1 or is <1 . The zircon typology parameters after PUPIN (1980) correspond to alkali rich granitoids with I-type characteristic.

The second - trondhjemitic - type has a tonalitic composition (Fig. 3) with potassium feldspar content $<1\%$. The medium composition is quartz - 34%, plagioclase (albite) - 57, chlorite (after pyroxene, hornblende?) - 6%, white mica (secondary) - 1%, or and secondary minerals - 2%. The low mafic mineral content and the predominance of albite are typical signs for trondhjemite. The relation $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ is >4.5 . Zircon typology data with predominance of prism (110) and pyramid (211) show aluminum enrichment in this rocks and correspond very well with chemical parameters. In the mesonorm classification (MIELKE & WINKLER, 1979) 4 - 5 % content of normative corundum is typical for trondhjemites.

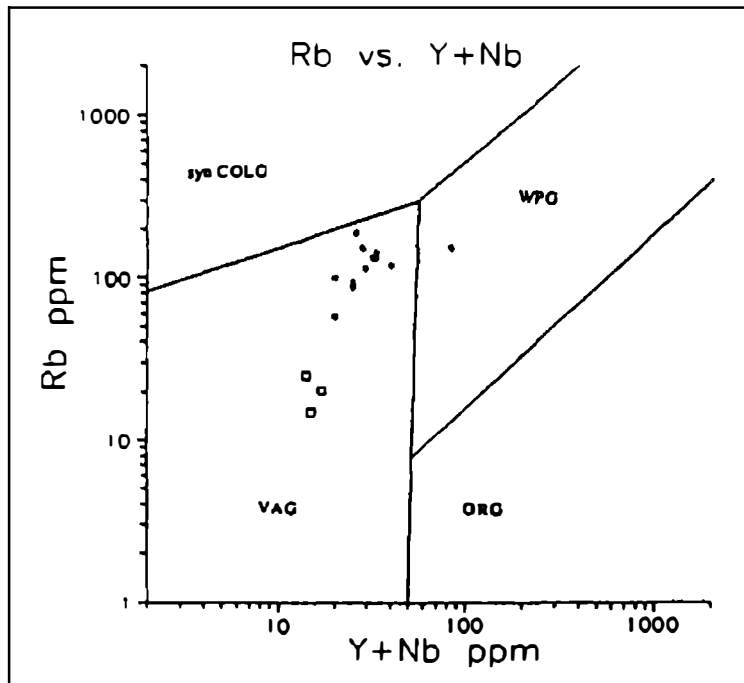


Fig. 4: Rb/Y+ Nb diagram (PEARCE et al., 1984). VAG = island arc granitoids, ORG = ocean ridge granites, WPG = within plate granitoids, syn COLG = collision zone granitoids.

Low grade metamorphic overprinting and hydrothermal alteration are two very important processes changing the original mineralogy and geochemistry of the most granitoids rocks. The sericitization of oligoclase is widespread. Andesine from the hornblende biotite granodiorite (G5) is partial replaced by epidote and albite from

trondhjemites by kaolinite. Biotite and partly hornblende from the calc-alkaline type granitoids are often partly or completely replaced by chlorite. Nevertheless the original minerals can be recognized, except for G7, the trondhjemitic group. Here the relict minerals are mostly missing. The youngest alteration process is the microclinization. Newly formed potassium feldspar encloses altered plagioclase and biotite. The microclinization, unlike sericitization and chloritization is not regional, it affected only leucogranites and restricted zones in the biotite granites (G3).

According to PEARCE et al. (1984) all granitoids, with one exception of the biotite and garnet bearing granite, plot in the Nb/Y and Rb/Y + Nb diagram in the field of volcanic arc granitoid (Fig. 4). The same situation has been shown by JELINEK & DUDEK (1993) for the subsurface part of Brno pluton and by FINGER et al. (1989) for the Dyje massif.

METAMORPHISM AND MIGMATIZATION OF THE PARAGNEISSES OF THE MONOTONOUS GROUP, SE MOLDANUBICUM

LINNER, M.

Institute of Petrology, University of Vienna, Dr. Karl Luegerring 1, A-1010 Austria

In this study rocks of the southern part of the Monotonous Group (Ostrong area) were investigated. Paragneisses form the main part of the Monotonous Group. They are accompanied by leucocratic sillimanite-bearing orthogneisses, subordinate calc-silicate-gneisses, and sporadic eclogite-amphibolites. Two types of paragneisses can be distinguished: cordierite-gneisses, which are characteristic gneisses for the Monotonous Group, and cordierite-free paragneisses. A typical feature of the cordierite-gneisses is the migmatization to stromatic- or nebulitic cordierite-migmatites. The geochemistry of the paragneisses indicates shales respectively greywackes as educt material for cordierite-bearing and cordierite-free paragneisses. The environment of deposition is probably an active continental margin.

Three stages of metamorphism are recorded in the paragneisses:

- * The early stage is preserved as kyanite relics in cordierite-gneisses and kyanite/staurolite relics in garnet-paragneiss. The conditions, 570 °C and 6 kbar (P_{\min}), are estimated from the latter rock.
- * The peak of temperature was determined in cordierite-gneisses and one garnet-bearing paragneiss as around 700 °C at P_{\min} 4.5 kbar. Dehydration melting (THOMPSON, 1982) took place in this stage and initiated the migmatization of the cordierite-gneisses.
- * Neoblasts of white mica crystallized during the retrogressive stage mainly in the cordierite-migmatites.

The deformation of the cordierite-migmatites near the tectonic boundary ("Granulit-lamelle", FUCHS & SCHARBERT, 1979) with the overlying Varied Group shows that the migmatization essentially took place before the tectonic emplacement of the Drosendorf Unit (Varied Group). There is no indication for a genetic relation between the intrusion of the granites and the migmatization of the cordierite-gneisses at the contact of the South Bohemian Pluton to the Monotonous Group. The only effect is an alteration of cordierite, biotite, and potassium feldspar into fine-grained aggregates of chlorite and white mica. This alteration occurs close to the contact and rapidly fades away with increasing distance. It is explained by fluid supply during the granite intrusion.

FUCHS, G., SCHARBERT, H.G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. - Verh.Geol.B.-A., 2, 29-49.

THOMPSON, A.B. (1982): Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. - Am.J.Sci., 282, 1567-1597.

P-T CONDITIONS AND DEFORMATION MECHANISMS OF STRIKE SLIP FAULTS WITHIN THE SOUTHERN BOHEMIAN MASSIF: A FLUID INCLUSION STUDY AND MICROFABRIC ANALYSIS

LOIZENBAUER, J., WALLBRECHER, E. & FRITZ, H.

Department of Geology & Paläontology, University of Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Austria

The Vitis Shear Zone and the Karlstift Shear Zone are two sinistral strike slip faults of the late Variscan conjugate shearsystem within the Southern Bohemian Massif (WALLBRECHER et al., 1990). Both shear zones transect mainly the Weinsberg granite. Although the two faults display identical kinematics and timing, they show different deformation characteristics. The Vitis Shear Zone mainly consists of cataclasites, built by prograding brittle deformation of quartz- and feldsparclasts, while the Karlstift Shear Zone is dominated by ductile deformation which leads to the formation of mylonites. Microfabric analysis shows that temperature differences during the deformation were responsible for the different rheological behaviours of the rocks within the two faults. The temperatures deduced from feldspar and quartz behaviour after VOLL (1976), TULLIS & YUND (1980, 1991) and PRYER (1993) ranged between 400 °C and 450 °C in the Karlstift Shear Zone and between 280 °C and 320 °C in the Vitis Shear Zone. There are two possibilities to explain these temperature differences: 1) The intrusions of the younger "Feinkorn"-granites reheated the rock assemblages within the Karlstift Shear Zone during the deformation, which includes the assumption that both shear zones were active in the same crustal level, or 2) the rocks within the Vitis Shear Zone had been deformed in higher crustal levels than those of the Karlstift Shear Zone.

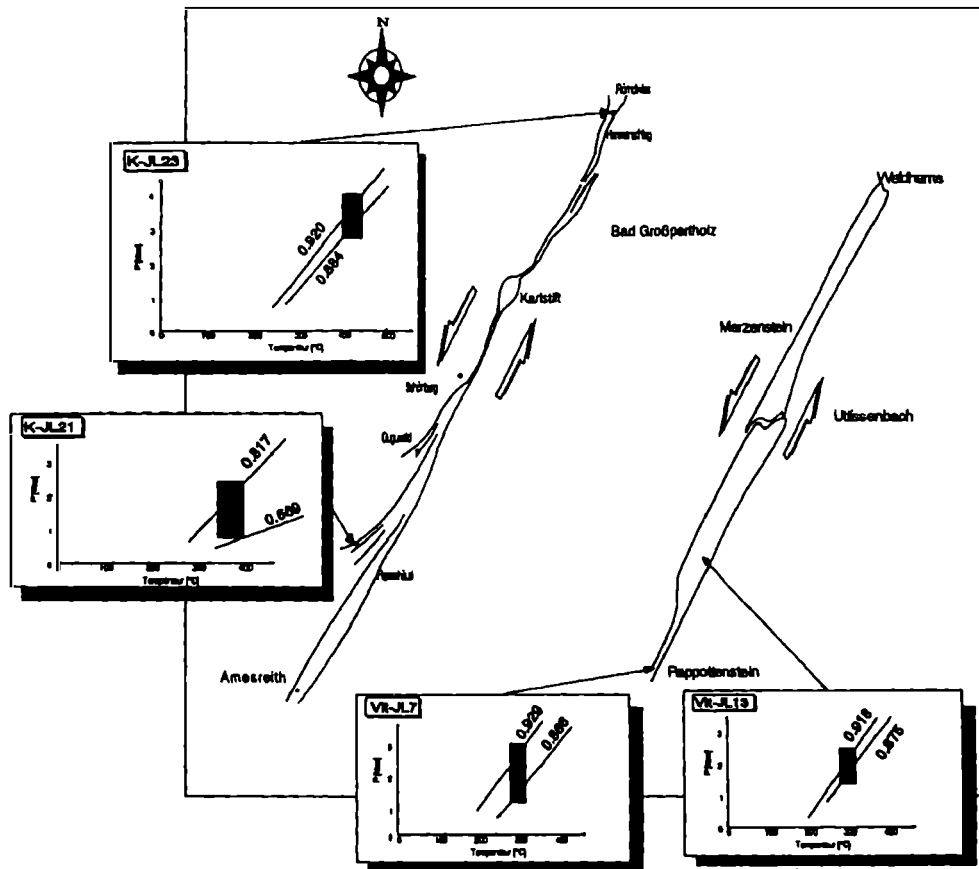


Fig. 1: Sketchmap of the Karlstift Shear Zone (left) and the Vitis Shear Zone (right). Four locations are shown where samples were taken for fluid inclusion study to construct p-t diagrams. The boxes indicate the estimated p-t conditions obtained from a combination of microfabric analyses and microthermometry. Density values are indicated.

To clarify this geological question fluid inclusion studies were carried out on a Chaixmeca heating/freezing stage. Isochores for aqueous fluid inclusions with low salinity were constructed after equations from BROWN & LAMB (1989). We used the temperature data from microfabric analysis to get an independent thermometer, which we combined with the data obtained from microthermometry. Thus we got the pressure conditions that prevailed in the individual faults during deformation and which allowed us to estimate the original depth of the deformation (see Fig. 1). The pressure in the Vitis Shear Zone varied between 1.6 kbar and 2.6 kbar, which corresponds to an average crustal depth of about 6 km. In the Karlstift Shear Zone there was a great pressure gradient. In the SW we found low-density fluid inclusions (0.669 g/cm^3), which also indicate pressures of approximately 2 kbar and hence a crustal depth of about 6 km. In the NE the fluids have higher densities

(0.920 g/cm³), which leads to pressure values in the range of 3 kbar to 4 kbar. According to these data the northeastern part must have been deformed in deeper crustal levels of the Karlstift Shear Zone (between 10 and 13 km) than the south-western one and also than the whole Vitis Shear Zone.

We conclude that crustal blocks between the different Shear Zones suffer different uplift histories.

PRYER, L. (1993): J. Struc. Geol., 15, 21 - 36.

TULLIS, J., YUND, R.A. (1980): J. Struct. Geol., 2, 439 - 451.

VOLL, G. (1976): Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 56, 641 - 647.

WALLBRECHER, E., BRANDMAYR, M., HANDLER, R. (1990): Österr. Beitr. Met. Geophys., 3, 97-120.

YUND, R., TULLIS, J. (1991): Contrib. Min. Petr., 108, 346 - 355.

ORIGIN OF BANDED AMPHIBOLITES FROM THE STUBACH GROUP ("ALTKRISTALLIN" FORMATION) IN THE CENTRAL TAUERN WINDOW - NEW ASPECTS FROM ZIRCON MORPHOLOGICAL AND TYPOLOGICAL STUDIES

LOTH, G. & HÖLL, R.

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstr. 37 D-80333 München

In the central Tauern Window, four occurrences of polymetamorphic rock units exist tectonically incorporated within Habach Group rocks: The basal amphibolite formation including the Stubach ultramafic complex, the Zwölferzug formation, the Sturmmannseck formation and the Sturmbach formation. These four rock units can be summarized as Stubach Group (the former "amphibolite sequence" of the "Altkristallin" formation sensu FRASL & FRANK, 1966) due to lithological as well as zircon morphological and typological data (LOTH & HÖLL, 1993). The Stubach Group consists of amphibolites, ultramafic rocks and several gneiss types of orthogenic and paragenic origin. The most abundant rock types are banded amphibolites ("Bänderamphibolite"). The banding is characterized by a succession of amphibolite and leucocratic hornblende-plagioclase-gneiss layers and changing grain sizes of distinct amphibolite layers. The thickness of the gneisses ranges from a few mm (characteristic in the basal amphibolite formation) to more than one m (common in the Sturmmannseck formation). The contacts of the amphibolites and gneisses are sharp. The origin of the banded amphibolites has been discussed controversially. The amphibolites and hornblende-plagioclase-gneisses were mostly interpreted as one related rock unit formed by Variscan anatexis. Our investigations of eight amphibolites and ten hornblende-plagioclase-gneisses from the basal amphibolite, the Zwölferzug, and the Sturmmannseck formations yielded different zircon populations in the two rock types. The zircons from the amphibolites are mostly anhedral; rounded crystals and long prismatic needles are seldom. The

typological data cannot be identified unambiguously in any sample. On the contrary zircons from hornblende-plagioclase-gneisses are euhedral or subhedral. Their morphological characteristics are very homogeneous. The mean points of the zircon populations of all investigated hornblende-plagioclase-gneisses plot in the "S₁₂" and "S₁₃" fields of the zircon typology diagram of PUPIN (1980), and a plutonic protolith is inferred for the gneisses.

We interpret the amphibolites and orthogenic hornblende-plagioclase gneisses of the Stubach Group as two pre-Variscan rock types. However, their origin is not yet sufficiently constrained: They may have formed in a layered intrusion or in a layered gabbro sequence of an ophiolite complex or as leucocratic dikes within mafic rocks. In the latter case, an age difference between both rock types should exist. A U-Pb zircon dating of our samples is in preparation.

FRASL, G., FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster unter besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. - Aufschluß, Sonderh. 15, Heidelberg.

LOTH, G., HÖLL, R. (1993): Zirkon-Untersuchungen an polymetamorphen Gesteinen aus dem zentralen Tauernfenster (Ostalpen). - Europ.J.Mineral., 5, Beih. 1, 272.

PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. - Contrib.Mineral.Petrol., 73, 207 - 220.

PETROPHYSICAL INVESTIGATIONS IN THE SOUTHERN BOHEMIAN MASSIF (AUSTRIA): DATA - ACQUISITION, - ORGANIZATION AND - INTERPRETATION

MAURITSCH, H.J., LENZ, B. & REISINGER, J.

Institute of Geophysics, Mining University Leoben, A-8700 Leoben, Austria

Within the framework of a comprehensive geophysical study of the Southern Bohemian Massif (Austria) predominantly magmatic and some metamorphic rocks of the Moldanubian and Moravian Zone have been sampled for the purpose of petrophysical investigations.

Data-Acquisition: Laboratory measurements on 2600 samples established the petrophysical parameters *Density*, *Magnetic Susceptibility*, *Natural Remanent Magnetization* and *Königsberger Ratio*.

Data-Organization: Using the dBase IV - program package a special database system ("rockbase") running on a MS-DOS PC has been developed to facilitate organization and administration of petrophysical data.

Data Interpretation: According to geological and petrological considerations selected data files exported from the database are used as input files for commercial software, e.g. Grapher for Windows, to visualize the information contained in the

data set. In a first attempt, data of granitoids of the South Bohemian Pluton were used to check possible correlations.

TWO DIMENSIONAL INTERPRETATION OF THE GRAVITY FIELD OF THE SOUTHERN BOHEMIAN MASSIF

MEURERS, B.

Institute of Meteorology and Geophysics, University of Vienna, Austria

The results of gravity map stripping performed for gravity effect estimation of well known crustal structures (crust-mantle boundary, Molasse sediments) and density deconvolution indicate the existence of a high density upper crust beginning at the eastern margin of the South Bohemian pluton. In order to develop a first view to the upper crustal structures two dimensional modelling is performed. Four profiles covering the main tectonic units of the Bohemian Massif and running more or less across the strike of the main gravity anomalies are selected. The Bouguer gravity calculated assuming variable reduction density and corrected regarding the gravity effect of the crust-mantle boundary is used as reference signal. Therefore, all models can be restricted to upper crustal structures as long as no further information is available about the crust-mantle discontinuity and density inhomogeneities within the lower crust. Important geometrical parameters like boundaries of causative bodies at the surface or the Molasse basement structure are controlled by geological maps and the depth distribution of the Molasse basement determined by refraction or reflection seismics and drilling.

Different model conceptions are presented. A common feature of all sections is a high density crustal block which begins at the eastern margin of the South Bohemian granite intrusion and extends far towards the East. It may be interpreted as deep reaching continuation of high density metamorphic rocks. In addition to the results of gravity map stripping mentioned above the analysis of rock samples obtained by drilling achieving the Molasse basement at different locations on both sides of the Mailberg fault supports this model conception. An alternative model partly explains the general positive anomaly pattern by the Brunovistulicum superimposed by Moldanubian and Moravian units.

The gravity high between Retz and Hollabrunn can be interpreted by the lateral density contrast between the metamorphic crust and the Thaya pluton (0.15 gcm^{-3}) or Molasse sediments ($0.3 - 0.4 \text{ gcm}^{-3}$) respectively, which is shaped like a horst structure in this area and contains a deep reaching zone of slightly higher densities. The sources of magnetic anomalies are supposed to be seated at its eastern flank. The local gravity high near Hollabrunn cannot be interpreted exclusively by an upwelling basement structure as detected by refraction seismics. Its amplitude can only be explained by an additional high density source close to the surface, which

probably also causes the local magnetic anomaly. The Thaya batholite increases with regard to both horizontal and vertical dimensions from South to North. Its eastern part is covered by shallow Molasse sediments. The eastward extension into the Molasse zone increases from 2 - 4 km in the South to about 10 km in the North.

The South Bohemian granite intrusion causes the regional gravity low in the centre region of the investigated area. Assuming a density contrast corresponding to the results of surface rock density investigations the intrusion extends down to a depth of about 10 km which also agrees well with the results of density deconvolution. The upper crust west of the South Bohemian granite intrusion is characterized by nearly mean crustal density. The general gravity decrease from North to South observed in that area can be explained neither by the steeply sloping Moho discontinuity nor by increasing thickness of the Molasse sediments alone. It is probably caused by a large subsurface structure with high density contrast:

GEOCHEMISTRY OF MOLDANUBIAN AMPHIBOLITES FROM THE WALDVIERTEL (AUSTRIA)

MONTAG, O. & HÖCK, V.

Institute of Geology, University of Salzburg, 5020 Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, Austria

Three units can be distinguished in the Moldanubicum: the Ostrong unit including the "Monotone Serie" with its cordierite gneisses, a few orthogneisses and calc-silicate-schists. The Drosendorf unit, separated from the Ostrong unit by a narrow granulitic layer, consists of orthogneisses at the bottom and of the "Bunte Serie"- a succession of paragneisses, amphibolites, quartzites, calc-silicate-schists and graphite bearing marbles in its upper parts. The Gföhl unit finally is marked by the Gföhl Gneiss, granulites, ultramafites, amphibolites and metamorphic anorthosites.

Only two, the Drosendorf unit and the Gföhl unit contain significant amounts of amphibolite. To which tectonic unit an individual amphibolite might be ascribed is disputable. However, all occurrences were summarized under the term "Rehberg amphibolite". In fact, apart from several smaller layers in the metasediments of the "Bunte Serie" three main amphibolite bodies can be recognized. The first, east of the Gföhl Gneiss is the only one which should be named Rehberg amphibolite s. str., the second west of it is named Buschhandlwand layer. A third larger occurrence can be traced along the base of the Gföhl Gneiss north of the Danube as well as south in the Dunkelstein Forest.

Especially in the first unit careful fieldwork indicates that in many amphibolite bodies, despite their medium- to highgrade metamorphism, relicts of old magmatic textures are recognizable. An interlayering of coarse-grained and fine grained

amphibolites can be easily interpreted as former gabbros cutted by basaltic dikes. This texture, together with the occurrence of ultramafites and basaltic-andesitic-rhyolitic volcanics on top argues for an ophiolitic origin of the Rehberg amphibolite. The composition of the mafic rocks is characterized by a slight enrichment of elements such as K, Rb, Ba, Th, and a relative depletion of Ta, P, Zr, Y etc. This distribution suggests an island arc origin for the Rehberg amphibolite. But the internal relations are more complex. The dikes cutting the metagabbros show a tholeiitic chemistry, while the volcanic association with metabasalts and meta-andesites are of a calcalkaline composition. The geochemistry of the acidic (rhyolitic) layers is consistent with a volcanic arc environment.

The Buschhandlwand amphibolites show no clearcut relations but a tendency towards within-plate basalts. The amphibolites located in the Weiental and the Dunkelstein Forest show unequivocally within plate signatures. True MOR basalts (either T, E, P or N type) as described by STEYRER & FINGER (1993, 1994) or FRITZ (1994) from the Raabs-Meisling unit (probably equivalents to the Rehberg amphibolites) could not be proved yet. The Rehberg amphibolite seems to be a relict of an ancient island arc or marginal basin above a subduction zone. It is clearly distinguishable from most of the other amphibolites and quite well comparable to the Letovice amphibolite situated north of the Moravian Svatka window (JELINEK et al., 1984).

However, it is important to note that the former "Rehberg amphibolite" consists of several units with a different texture, chemistry and origin. Unfortunately the protolithes of most amphibolites including the former ophiolites are not dated properly and could have developed sometime between the Upper Proterozoic and the Devonian. Keeping that in mind it seems to be premature using the Rehberg ophiolites as a basis of geotectonic hypothesis.

THE STRUCTURAL AND METAMORPHIC EVOLUTION OF DOBRA GNEISS AND RASTENBERGER GRANODIORITE, AT THE EASTERN MARGIN OF THE SOUTH-BOHEMIAN MASSIF

NEGA, M., KRUHL, J.H. & BÜTTNER, S.

Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Frankfurt/M., Germany

Detailed mapping and tectonometamorphic studies across the Rastenberger granodiorite, Dobra gneiss and the Variegated Group within the Kamp Valley (Lower Austria, Waldviertel), reveal a polyphase history of this area.

The first observable event is the intrusion of the Dobra pluton and of the late aplites inside the Dobra pluton. Garnet-biotite thermometry on a specimen of Dobra gneiss indicates a granulite facies metamorphic event after the intrusion. The age of this

metamorphism is unknown. Formerly basaltic dykes, which are now amphibolites, point to an extensional regime, which brought the Dobra gneiss from the lower crust to higher crustal levels. It is not clear which crustal level is reached during the uplift. Some authors, (e.g. FUCHS and MATURA, 1980), argue for a sedimentary contact of Dobra gneiss and Variegated Group. Consequently the Dobra gneiss has been exposed. However, it is also possible that both units have been tectonically juxtaposed. In any case, the subsequent metamorphism and deformation history of Dobra gneiss and Variegated Group is the same. This metamorphism reached the higher amphibolite facies and is of Variscan age (PETRAKAKIS, 1986). The deformation during the later retrograde amphibolite- to greenschist facies metamorphism reactivated and overprinted the older fabrics. Isoclinal folds and boudinage developed within the Dobra gneiss and the overlaying Variegated Group. Subsequently, these structures are overprinted by an open folding.

This structural environment was intruded by the Rastenberger granodiorite at the border of the Ostrong Unit/Drosendorf Unit. In contrast to the concordant contact of the pluton to the Monotonous Group in the west, the contact to the Dobra gneiss/Variegated Group in the east is discordant. During the emplacement of the pluton the foliation of the gneisses was rotated about 60° into a subvertical position nearby the contact. Another contact effect was the growth of K-feldspar up to a distance of 30 m from the contact. Discordant intrusions of fine-grained granitic dykes into the rim of the Rastenberger granodiorite as well as in the wall rocks and the intrusion of discordant lamprophyric dykes into the Dobra gneiss are the final events.

- PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphism of high grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. - *J. Metamorphic Geology* 4, 323 - 344.
FUCHS, G., MATURA, A. (1980): Die Böhmsche Masse in Österreich. - In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. - Springer: Berlin, Heidelberg, New York, 121 - 143.

GEODYNAMIC SIGNIFICANCE OF MOLDANUBIAN ORTHOGNEISSES WITHIN THE SOUTHEASTERN BOHEMIAN MASSIF, AUSTRIA

NEUBAUER, F.

Institut für Geologie und Paläontologie, Paris-Lodron-Universität, Hellbrunner Str. 34, A-5020 Salzburg, Austria

Moldanubian orthogneisses within the southeastern Bohemian Massif differ largely in field relationships, petrography and geochemistry. The following orthogneiss bodies have been distinguished during this study: (1) The Spitz gneiss and the melanocratic Dobra gneiss include granodioritic to tonalitic compositions within bodies which are largely subparallel to country rocks. (2) The leucocratic Dobra-gneiss, here called Braunegg gneiss, forms discordant stocks within the melano-

cratic Dobra gneiss. (3) The Weiterndorf gneiss has mostly granitic compositions and forms a major discordant stock. (4) the Streitwiesen gneiss having granitic compositions forms a concordant layer within metasedimentary country rocks. Two major trends were recognized from petrography and chemistry (Fig. 1, 2): (i) The Spitz gneiss and the melanocratic Dobra gneiss include calc-alkaline suites (Tonalite, granodiorite) which have low Rb, Y, and variable K, Ni, Cr contents, enriched LREE abundances and no, respectively a limited negative Eu anomaly. Chemical characteristics argue for pre-collisional origin of parental magmas. (ii) The Weiterndorf gneiss, the Brauneegg gneiss and likely the Streiwiesen gneiss have granitic compositions, high Al contents as expressed in the presence of metamorphic sillimanite, relatively high Th, low Zr, and variable Rb contents, and significant negative Eu anomaly. These features suggest a syn-collisional granitic parental magma which resulted from melting of crustal rocks.

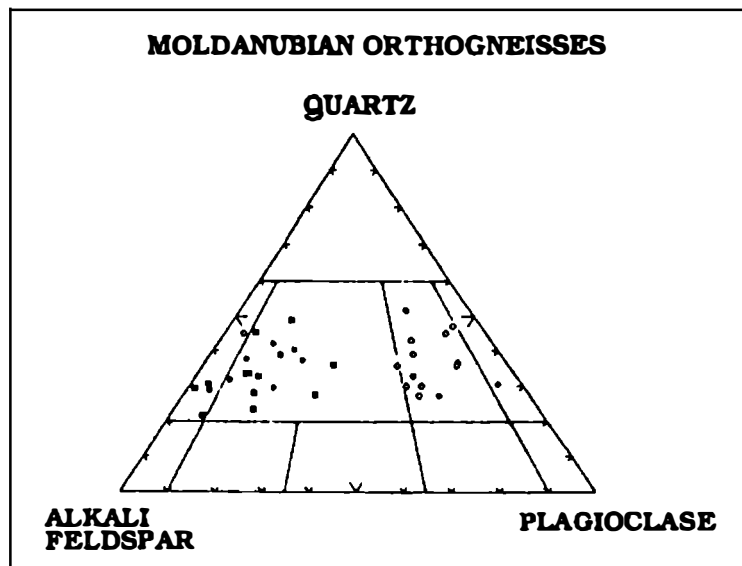


Fig. 1: Present modal compositions of Moldanubian orthogneisses within the southeastern Bohemian Massif. Legend: Circles: Spitz gneiss; filled squares: Weiterndorf gneiss; filled circles: melanocratic and leucocratic Dobra gneiss.

The protoliths of all these orthogneisses intruded during pre-Variscan, most likely Cadomian events interpreted to record an earlier supra-subduction-zone magmatism along an active continental plate margin and a later syn-collisional magmatic event. High-grade metamorphic overprint and deformation occurred during Variscan, early Carboniferous plate collision of higher Moldanubian units with the Moravian foreland. Both age-relationships and present tectonostratigraphy argue for a close

relationships of these Moldanubian events with the Cadomian calc-alkaline batholiths (Thaya, Brno batholiths) within the Moravian units.

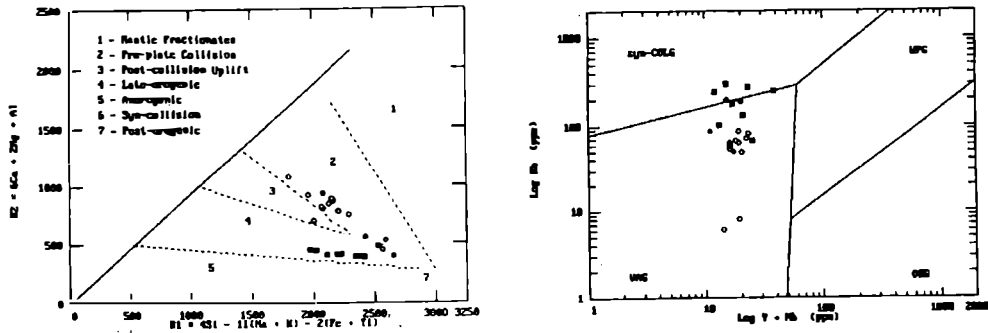


Fig. 2: Variation diagrams of Moldanubian orthogneisses showing evolution trends of Moldanubian orthogneisses:
 Left side: Major elements factorization diagram after BATCHELOR & BOWDEN (1985).
 Right side: Trace element diagram after PEARCE et al. (1984). Both diagrams basically display the pre-plate collisional (Dobra/Spitz gneisses) vs. the syn-collisional to late orogenic trend of the Weiterndorf gneiss. Legend: Circles: Spitz gneiss; filled squares: Weiterndorf gneiss; filled circles: melanocratic Dobra gneiss.

BATCHELOR, R.A., BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. - *Chem. Geol.*, **48**, 43 - 55.
 PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *J. Petrol.*, **25**, 956 - 983.

STRUCTURE AND KINEMATICS OF MOLDANUBIAN UNITS WITHIN THE SOUTH-EASTERN BOHEMIAN MASSIF: EVIDENCE FOR THE EMPLACEMENT OF DEEP-CRUSTAL NAPPES

NEUBAUER, F.

Department of Geology and Paleontology, University, Hellbrunner Str. 34, A-5020 Salzburg, Austria

The Moldanubian units of the southeastern Bohemian Massif include a pile of Variscan nappes which formed within high- and medium-grade metamorphic conditions. An evaluation of presently used definitions, the strict application of a

balancable stratigraphy and new field evidence argue for a new distinction of major tectonic units and tectonostratigraphy, respectively. From hangingwall to the foot-wall the section includes: (1) the Dunkelstein-St. Leonhard-Blumau nappe with granulite and granet peridotite forming klippens; (2) the Rosenberg nappe with partly migmatitic micaschists; (3) the Gföhl nappe with the Gföhl gneiss s. str. and ultramafic bodies. The units (1) to (3) are interpreted to form the upper plate. The lower plate includes (4) the Raabs nappe which is likely related to the Rehberg-Buschandelwand zone, all including much amphibolite of uncertain, in part likely of ophiolitic origin; (5) the Bunte Serie with predominantly supracrustal rocks; and, finally, (6) the Monotonous Serie with migmatitic paragneiss. Monotonous and Bunte Serie are affected by the intrusions of the Weinsberg/Rastenberg plutons.

An apparent inverted metamorphic section with the Gföhl granulite nappe at the top and the Bunte Serie and Monotonous Serie with higher amphibolite facies conditions at the base of Moldanubian units together with tectonically emplaced mantle rocks at the base of the Gföhl nappe s.str. indicate the presence of a plate boundary at the base of the Gföhl nappe. The general structure of the Moldanubian units is that of forward dipping upper-plate duplex which lies on the eastern front of a likewise forward dipping upper margin of a lower plate flake, the latter represented by the Monotonous Serie.

Detailed structural and microfabric studies reveal that high-grade metamorphism is synkinematic with pervasive ductile deformation through the entire nappe pile. Although noncoaxial fabrics with shear sense indicators top to the NNE along NNE-trending mineral lineations (D1) are often observed in outcrop-scale structures crystallographically preferred quartz and calcite c-axis patterns are completely annealed in lower portions of the section, or display coaxial fabrics formed during a later extensional stage within the Gföhl gneiss and granulites. Basically, top to the NNE shear is interpreted to have resulted in the formation of the nappe pile. The western portion of the section is largely modified by a succession of at least three large-scale folding phases (D2 - D4) which formed synchronously with final emplacement of the Moldanubian nappe pile on the Moravian units. The D4 folds with S-trending large-scale domes and open synforms are associated with the dextral, NE-trending ductile shear zone along the southern margin of the Ostrong dome which exposes the Monotonous Serie. These D4 structures are interpreted to have resulted from E-W shortening by blocking of shortening on a steep NNE-trending dextral stretching fault within the Moravian foreland. Dome formation argues for blind (ductile?) thrust faults at the depth.

General relationships to the NNE-trending Moldanubian front with the Moravian units as well as fold vergence during D1 and D3 indicate nappe stacking and crustal shortening along a dextrally transpressive margin.

The Weinsberg granite intruded within similar strain conditions. A flat-lying magmatic foliation and a generally NNE-trending magmatic lineation (D5) is preserved within eastern portions of the granite. In the Moldanubian units to the east of the pluton a relatively regular pattern of radial granite dykes has been observed which resulted from similar stress conditions. The western portion of the

Weinsberg pluton is overprinted by a solid-state deformation which formed synchronously with NW-SE extensional structures (D6) to the east of the pluton. These low angle normal faults largely affected the former thrust contacts. Another set of localized flat-lying semiductile shear zones (D7) with general top to the N displacement within southern Moldanubian units transects granitic dykes. It is most likely independent from D6 and is interpreted to result from N-S stretching of the Moldanubian nappe pile, or is associated with final top to the NNE displacement along the Moldanubian front.

Sinistral shear along NE-trending fault zones like the Vitis and Diendorf fault zones (D8) are of late Carboniferous and Early Permian age because of the formation of step-over and transcurrent basins along the Diendorf fault. The NNE-trending unmetamorphic lamprophyric dykes which transect Moldanubian units likely synchronously intruded within similar stress conditions.

General geometrical relationships of Moldanubian units to footwall tectonic units within the Bohemian Massif argue for a continental indenter within the present Alpine realm as the driving force which was responsible for the formation of transpressive structures as expressed from D1 to D8 within the southeastern Bohemian Massif. Available geochronological data of metamorphism and associated deformation as well as the formation of short-living, Visean foreland basin indicate (1) that continent-continent collision did not occur before Visean, and that this process was a relatively short process. This indenter resulted in NNE-directed nappe stacking of continental margin sequences and final emplacement of these nappes onto the Moravian foreland on which a transpressive foreland formed.

SYN- AND POST-OROGENIC LAMPROPHYRE DYKE SYSTEMS IN THE SOUTH-EASTERN BOHEMIAN MASSIF

NEUBAUER, F.¹, FRITZ, H.² & DALLMEYER, R.D.³

¹ Department of Geology and Paleontology, University, Hellbrunner Str. 34, A-5020 Salzburg, Austria

² Dept. of Geology and Paleontology, University, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, Austria

³ Dept. of Geology, University of Georgia, Athens/GA 30 602, USA

The southeastern Bohemian Massif is transected by two generations of lamprophyric dykes. Dykes from the first generation include internally foliated and metamorphic dykes which trend ESE. This generation is interpreted to result from syn-orogenic emplacement of thrust sheets during final WNW-ESE shortening of the Variscan nappe complex. The majority of second generation dykes with unfoliated and unmetamorphic dykes follows a major NNE-trending zone ("Waldviertel dykes"). Emplacement of these dykes postdates Variscan deformation of the Bohemian Massif and is related to ongoing extension in the Alpine-Carpathian belt because of

parallelism with the Alpine-Carpathian front or, alternatively, with post-collisional remelting of the subducted lithosphere.

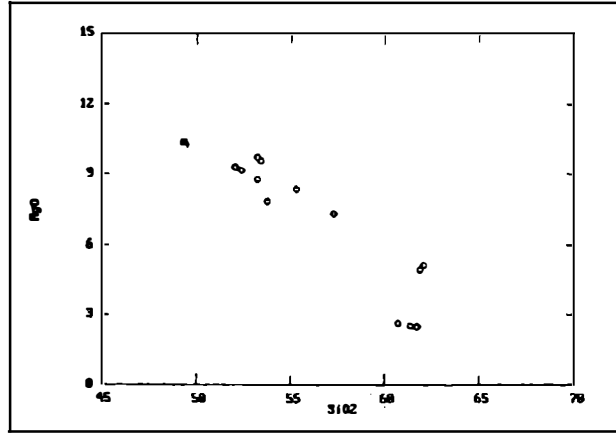


Fig. 1: Harker diagram displaying variations within dykes from the southeastern Bohemian Massif.

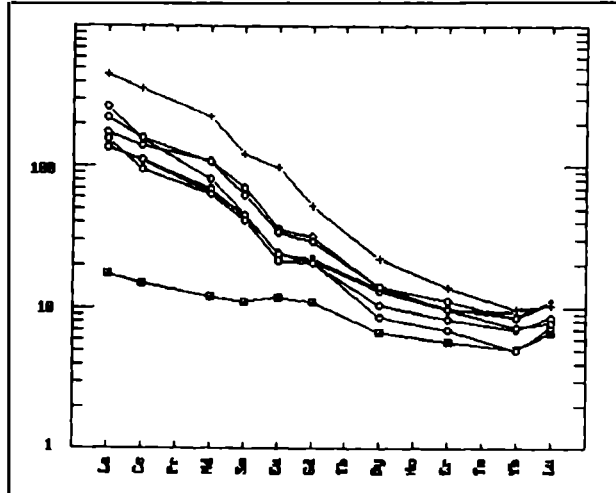


Fig. 2: REE patterns of lamprophyric dykes. Cross: Maissau sample; circles: second generation mafic potassic and trachyandesitic dykes; half-filled quadrangle: gabbro from the second generation dykes.

Chemical composition of fifteen samples of the second generation and one (unmetamorphic) sample (Maissau quarry) from the first generation has been examined in detail. The second generation shows a regionally controlled variation from gabbroic, potassic mafic to trachyandesitic compositions (Fig. 1).

Internal zoning of dykes with biotite-rich marginal zones, clinopyroxene-rich intermediate and rare felsic central sectors has been often observed. Both first and second generation dykes are enriched in Ba, K, Rb, Sr, Ni, Cr, P and LREE, and depleted in Nb. The degree of enrichment is higher, as exemplified in REE patterns, within the Maissau sample (Fig. 2). According to Sr isotopic characteristics ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$: c. 0.714) a major crustal component is included within these mafic potassic and trachyandesitic magmas (FRANK et al., 1990) of the second generation. Chemical characteristics argue for a largely crust-contaminated mantle source which we explain to result from post-collisional remelting of the subducted lithosphere. Supposing (1) low internal fluid pressure, respectively fluid pressure in equilibrium with hosts rocks within the lithosphere, and (2) open connection between the primary magma chamber at depth and present crustal level during magma emplacement the high density contrast between dykes and crustal country rocks argue for an origin deep within the lithospheric lid.

FRANK, W., SCHARBERT, S., THÖNI, M., POPP, F. & HAMMER, S., (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse. - Österr. Beitr. Meteor. Geophysik, 3, 185 - 228.

CONDITIONS OF ECLOGITE FORMATION WITHIN THE MONOTONOUS UNIT, SOUTHEASTERN BOHEMIAN MASSIF

NEUBAUER, F., TOPA, D. & HÖCK, V.

Department of Geology and Paleontology, University, Hellbrunner Str. 34, A-5020 Salzburg, Austria

Detailed studies in order to evaluate the P-T conditions of eclogite formation and subsequent retrogression have been carried out on the Gutenbrunn eclogite which is exposed within the Monotonous Unit near the southwestern margin of the Rastenberg Granodiorite (EXNER, 1970). The eclogitic mineralogies are well-preserved within patchy lenses which are variably overprinted by symplectite formation during retrogression. Garnet and jadeitic clinopyroxene occurs within completely annealed fabrics. Garnet displays some internal zoning within weight percent range of FeO, MgO and CaO, with highest MgO values along margins. The garnet-clinopyroxene thermometer of ELLIS & GREEN (1979) in the modification proposed by CARSWELL & HARLEY (1990) was used to estimate T conditions, and the pressure-control on clinopyroxene composition for minimum P estimation (HOLLAND, 1983). Considering the jadeite content of ~0.35 within clinopyroxene, compositional variations within garnet rims and clinopyroxene the peak conditions of the Gutenbrunn eclogite are estimated to be within 760 ± 40 °C and $> 17 \pm 2$ kb.

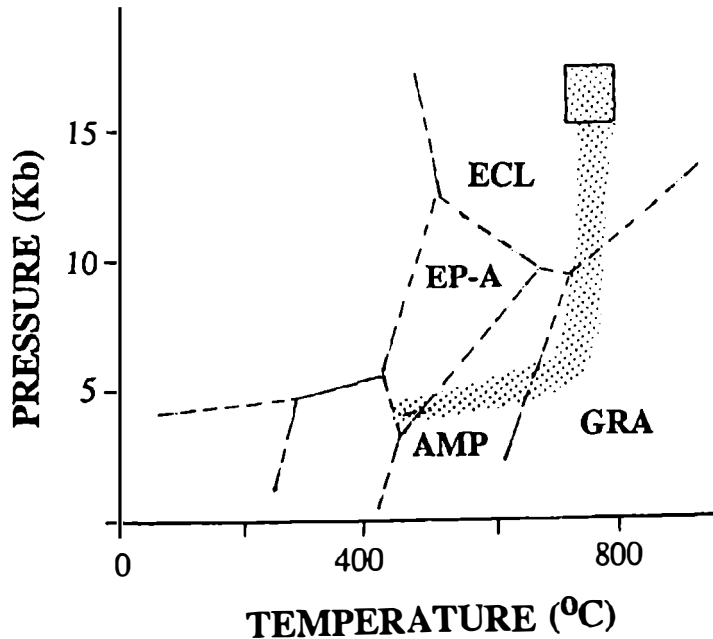


Fig. 1: Suggested P-T path of the Gutenbrunn eclogite.

Retrogression after peak P-T conditions formed symplectite in several stages under static stress conditions. Symplectite includes diopsidic clinopyroxene which is partly replaced by amphibole, plagioclase, olivine, spinel and epidote. Succession of mineralogical assemblages suggest first ca. isothermal decompression later followed by nearly isobaric cooling. A supposed P-T path is given in Fig. 1. The Gutenbrunn eclogite evidences deep burial of rocks within the Monotonous unit. We suppose a short period of burial which is followed by rapid decompression and cooling as indicated by the well-preserved eclogite mineralogies. We interpret that the burial of the Monotonous unit as western extension of the foreland-related, lower continental plate resulted from a subduction respectively from loading of that unit by the Gföhl microcontinent. Exhumation and decompression of the Gutenbrunn eclogite is interpreted by duplex stacking which resulted from footwall propagation of thrust surfaces within the foreland continental crust.

- CARSWELL, D.A., HARLEY, S.L. (1990): Mineral barometry and thermometry. - In: CARSWELL, D.A. (ed.): Eclogite facies rocks. 83-110, Blackie: Glasgow.
- ELLIS, D.J., GREEN, D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13 - 22.
- EXNER, C. (1970): Zur Rastenberger Granittektonik im Bereich der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 61, 9 - 39.
- HOLLAND, T.C.B. (1983): The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 214 - 220.

EVOLUTION OF UPPER MANTLE BENEATH BOHEMIAN MASSIF, LOWER AUSTRIA AND BENEATH AUSTRALPINE BASEMENT IN ULTENTAL, NORTHERN ITALY: A COMPARISON

NTAFLOS, Th.¹ & THÖNI, M.²

¹ Institute of Petrology, University of Vienna, Dr. Karl Luegerring 1, A-1010 Austria

² Institute of Geology, University of Vienna, Universitätsstraße 7, A-1010 Austria

Bohemian Massif: The peridotitic rocks are mainly garnet lherzolites, garnet-spinel lherzolites and harzburgites containing occasionally phlogopite and amphibole. They occur as lenses within granulites. Generally peridotites are highly serpentinized and therefore a textural characterization is difficult. However, specimens with very low degree of serpentinization from Weitenegg and Meidling im Tal exhibit protogranular and transitional porphyroclastic to equigranular textures respectively. Fine grained garnets are in many cases totally kelyphitized whereas coarse grained up to 5 cm garnets are only randomly kelyphitized. Common garnet inclusions are ol, opx and cpx. Cr-rich spinel ($Cr/Cr + Al = 0.33$) enclosed by garnet has been found only in peridotites from Meidling im Tal. Garnets are typically pyrope-rich with Py_{66} and with Cr_2O_3 up to 2.8 wt % in the spinel-free rock type and up to 0.72 in the garnet spinel rock type. Temperatures and pressures were estimated by simultaneously applying selected geothermometers and geobarometers as discussed by BREY & KÖHLER (1990) and KÖHLER & BREY (1990). Core garnet and orthopyroxene composition yield T-P-equilibrium conditions for garnet-spinel harzburgites of 900 °C and 19.5 kbar. A pressure of about 32 kbar and temperature of 1070 °C has been obtained for the spinel-free garnet peridotites. This is consistent with those estimated using other formulations by CARSWELL (1990). Orthopyroxene rims in contact with garnet for both peridotite types yield a pressure of 13.5 kbar and a temperature of 810 °C consistent with the equilibrium P-T conditions of the surrounding granulites as estimated by PETRAKAKIS (1993). REE and trace elements in the less serpentinized garnet spinel peridotites from Meidling im Tal (L.O.I. less than 2.0 wt %) are consistent with an origin as a residue in the upper mantle after variable degrees of partial melting and melt extraction. The La/Yb values between 1.8 and 2.2 indicate a LREE enrichment. The Tb/Yb ratio of 0.17 implies that the melt extraction took place in the garnet and not in the spinel lherzolite field (BODINIER et al., 1988).

Ultental: The peridotitic rocks consisting mainly of fine and coarse grained garnet-bearing and garnet-free spinel lherzolites and harzburgites which occur as lenses embedded within metasediments and metabasites of the Ultental basement (OBATA & MORTEN, 1987; NTAFLS et al., 1993). Protogranular and porphyroclastic textures are typical for the coarse grained type and porphyroclastic and equigranular textures for the fine grained type. Peridotites are occasionally cut by veins, up to 1m thick, consisting of garnet clinopyroxenites and very rare garnetites up to 10 cm thick. Garnet is pyrope-rich with Py_{65} and Cr_2O_3 up to 1.10 wt % showing variable degree of kelyphitization. Cr-rich spinel ($Cr/Cr + Al$ up to 0.45) is always enclosed by garnet. Equilibrium T-P conditions of 780 °C and 18 kbar were calculated using

formulations for geobarothermometers as discussed by BREY & KÖHLER (1990). Major, trace and REE elements confirm the existence of a wide range of compositions from depleted spinel harzburgites to fertile garnet spinel lherzolites. The linear correlation between Ni-MgO, Yb-Al₂O₃, and CaO-Al₂O₃ (MORTEN & OBATA, 1991; NTAFLOR et al. 1993) is consistent with an origin in a homogeneous upper mantle source after variable degrees of partial melting and melt extraction (FREY et al., 1985). Model melt calculations using bulk FeO, MgO concentrations and Fo in Olivine (HANSON & LANGMUIR, 1978) indicate that the inferred melts appear to be picritic and originated in the garnet peridotite field. The Tb/Yb ratios which are much less than unity imply that major melting processes took place in the garnet and not in the spinel lherzolite field. Whole rock ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd isotopic ratios for fine grained type yield ϵ_{Nd}^0 values between 0.04 and 1.33 whereas the coarse grained type yield ϵ_{Nd}^0 values between 5.56 and 16.37. In contrast to the ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios, the ¹⁸⁷Os/¹⁸⁶Os ratios are relatively homogeneous for all type of rocks with ratios between 0.98000 and 1.0985. Further isotopic analyses on minerals will be needed for interpretation of the scattering of the Nd isotope signatures. An age of 339 ± 3 Ma has been obtained in one sample using the Sm-Nd garnet-whole rock method.

Conclusions: Bohemian and Ultenal peridotites are different in many respects:

1. The Bohemian peridotites with some exceptions are heavily serpentinized. The Ultenal peridotites are not very serpentinized.
2. Bohemian peridotites have experienced higher equilibrium temperatures and pressures than the Ultenal peridotites.
3. Bohemian peridotites are derived primarily from the garnet peridotite field with the exception of the garnet spinel peridotites from Meidling im Tal which probably come from the transition zone between garnet and spinel peridotite field. The Ultenal peridotites come from the transition zone between garnet and spinel peridotite field.
4. Tb/Yb ratios from both units indicate that partial melting took place in the garnet and not in the spinel peridotite field.
5. The peridotites from Bohemian Massif yield Sm-Nd garnet-whole rock ages of 370 Ma (BECKER, 1993) whereas from Ultenal an age of 339 Ma is obtained.

- BECKER, H. (1993): Contrasting origin of Variscan high-P granulites and high-T peridotites (Bohemian Massif): evidence from Sm-Nd garnet ages. - *Terra Nova*, **5**, 380.
- BODINIER J.C., DUPUY C., DOSTAL J. (1988): Geochemistry and Paragenesis of Eastern Pyrenean peridotites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 2893 - 2907.
- BREY, G.P., KÖHLER, P.T (1990): Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and Practical Assessment of the Existing Thermobarometers. - *J. Petrology*, **31**, 1353 - 1378.
- CARSWELL, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - *Eur.J.Mineral.*, **3**, 323 - 342.
- FREY, F.A., SUEN, C.J., STOCKMAN, W.H. (1985): The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. - *Geochim.Cosmochim.Acta*, **49**, 2469 - 2491.
- HANSON, G.N., LANGMUIR, C. (1978): Modelling of major elements in mantle- melt systems using trace elements approaches. - *Geochim.Cosmochim.Acta*, **52**, 725 - 741.

- KÖHLER, T.P., BREY, G.P. (1990): Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. - *Geochim.Cosmochim.Acta*, 54, 2375 - 2399.
- MORTEN, L., OBATA, M. (1990): Rare earth abundances in the eastern Alpine peridotites, Nonsberg area, Northern Italy. - *Eur. J. Mineral.*, 2, 643 - 653.
- NTAFLOS, Th., THÖNI, M., YIN, Q. (1993): Geochemie der Ultentaler Ultramafite. - *Mitt. Österr. Ges.* 138, 169 - 177.
- OBATA, M., MORTEN, L. (1987): Transformation of Spinel Lherzolite to Garnet Lherzolite in Ultramafic Lenses of the Austridic Crystalline Complex, Northern Italy. - *J. Petrology*, 28, 599 - 623.
- PETRAKAKIS, K. (1993): Korund Relikte und Margarit Neubildungen in Granuliten aus dem Dunkelsteiner Wald. - *Mitt.Österr.Ges.*, 138, 197 - 209.

METAMORPHIC EVOLUTION OF MOLDANUBIAN ROCKS

PETRAKAKIS, K.

Institute of Petrology, University of Vienna, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Vienna, Austria.

Despite differences in lithology between the Bunte Series and the Gföhl Unit, common rock types within both units show paragenetic similarities that suggest comparable conditions of metamorphism. The assemblage Grt + Bi + Sill + Kfs + Plg + Q + Ilm + Ru (A), is common in migmatic gneisses within the "Bunte Serie", in blastomylonitic rocks comprising the tectonic boundary ("Granulite-lamella") between the "Monotone Serie" and "Bunte Serie", as well as in the Gföhl gneiss and the acid granulites (PETRAKAKIS & RICHTER, 1990). These types of rocks share further paragenetic and textural features such as (a) homogenised garnets showing cooling-and-resorption affected rims, (b) inclusions of kyanite, white mica, potash feldspar, quartz, plagioclase, rutile and biotite within garnet, (c) polymorphic transformation of kyanite into sillimanite and, (d) ilmenite overgrowing rutile. Nevertheless, textural differences among these rock types are also apparent and probably related to their tectonic position within the granulite terrain. Acid granulites and the rocks of the "Granulite-lamella" exhibit typical blastomylonitic fabrics characterised by sharp compositional banding (dark-coloured, Bi + Grt Sill-bands alternating with light-coloured, Fsp + Q-bands) and the occurrence of (a) porphyroclastic garnet and, occasionally, kyanite, (b) coarse-grained augen-perthite and, (c) ribbon-quartz, within a fine-grained matrix composed of quartz, feldspars, biotite, sillimanite, ilmenite and rutile. On the other hand, the gneisses of the "Bunte Serie" and the Gföhl-gneiss commonly show syn-tectonic migmatic features and are generally medium-grained. Textural transitions to intensively deformed fabrics with ribbon-quartz are occasionally developed at some margins of the latter rock type. This observation and the geochemical similarity between Gföhl-gneiss and acid granulites (VELLMER, 1992) suggest that the blastomylonitic granulites, which generally occur at the highest tectonic position within Moldanubia, represent a "tectonic facies" of the widespread Gföhl-gneiss.

Garnet or clinopyroxene amphibolites are common in the "Bunte Serie" and the "Gföhl Unit". The assemblage Grt + Cpx + Amp + Plg + Ilm + Ru + Q (B) is rarely observed in amphibolites in both units. In all known cases quartz is only accessory or forms inclusions in garnet. Opx + Grt-bearing assemblages are less abundant and characterize some gneisses and granulites in the "Gföhl Unit". The characteristic assemblage is Grt + Opx + Bi + Plg + Q + Ru + Ilm (C) for the former, usually migmatic rock type (LIEBERMAN & PETRAKAKIS, 1991) and Grt + Opx + Bi + Kfs + Plg + Q + Ru + Ilm (D) for pyroxene-bearing granulites (PETRAKAKIS & JAWECKI, 1994).

Conditions of metamorphism were estimated on the basis of petrogenetic grids and geothermobarometry. Migmatic and graphite-bearing gneisses from the "Bunte Serie" (assemblage A) typically contain garnets which preserve adjacent inclusions of the relic assemblage Mu + Kfs + Ky + Plg + Q, suggesting that the break-down of Mu + Q took place in the Ky-stability field. The textural and paragenetic relations as well as the characteristic assemblage (A) point to a prograde and/or decompressional P,T-path of the rocks at temperatures around 700 °C or higher and pressures higher than 6-7kbar for a_{H_2O} much lesser than 0.5 (PETRAKAKIS, 1986a). This model-P-T-path leads to generation of partial melts via dehydration melting of white mica and is consistent with the occurrence of graphite and the migmatic nature of the gneisses. Geothermobarometric determinations confirmed these results and yield T = 700 - 770 °C and P = 7 - 9 kbar. The application of internally consistent geothermobarometric methods that allow for the evaluation of the equilibrium state (BERMAN, 1991) on amphibolites, gneisses and granulites characterised by the assemblages B,C and D are, in view of the estimated uncertainties involved in the calculation, in agreement with the above estimates (LIEBERMAN & PETRAKAKIS 1991; PETRAKAKIS & JAWECKI, 1994). In the case of the pyroxene-bearing granulite from the Dunkelsteiner Wald a tendency to higher recrystallization pressures (~ 10.5 kbar) is obvious.

The estimated conditions generally confirm the uniform character of the recrystallization-event which affected both units. The estimated temperature of recrystallization most probably corresponds to T_{max} , whereas P_{max} is expected to be 1-2 kbar higher. Such high pressures imply a geotectonic environment characterised by appreciable crustal thickening, most probably due to collision. These data as well as the distinct lithological differences between the "Bunte Serie", exhibiting epicontinental affinities (HÖGELSBERGER, 1989), and the "Gföhl Unit", containing rocks of the lower crust, suggest, that the juxtaposition of both units might have taken place before this uniform recrystallization. Further evidence suggests that the Moldanubian rocks were subject to metamorphism and deformation predating the apparent (and obviously last) high-temperature overprint. It includes (PETRAKAKIS & JAWECKI, 1994) (a) corundum + spinel preserved within garnets of pyroxene-bearing granulites, (b) clinopyroxene-relics overgrown by orthopyroxene, and (c) the occurrence of garnet + Na-bearing-pyroxene corundum rocks intercalated within acid granulites. Interestingly, relic, Ca-rich cores in homogenised Fe,Mg-garnets (PETRAKAKIS, 1986a), and Grt + Cpx + Q-assemblages are also found in rocks of the "Bunte Serie". This evidence for older metamorphic episodes is in line with the late Proterozoic formation age of marbles within the "Bunte Serie" (FRANK et al., 1990).

The P,T-path of the Moldanubian rocks after the last high-temperature overprint is well constrained by the following textural and paragenetic criteria (PETRAKAKIS, 1986a, b; PETRAKAKIS & JAWECKI, 1994; HARLEY, 1989): (a) garnets in pyroxene-bearing granulites are generally isolated from orthopyroxene by moats of plagioclase. (b) Opx + Plg-symplectites are formed around garnet in amphibolites from the "Bunte Serie". (c) ilmenite generally rims rutile especially in the rock matrix. (d) syn-tectonic formation of partial melts are observed in many rock types. These textures demonstrate rapid, nearly isothermal decompression (ITD), most probably related to the **post-collisional intra-Moldanubian overthrusting**. This process might be responsible for the overprint of typical blastomylonitic fabrics in the rocks of the Granulit-lamella, and in the granulites that typically occur at the highest tectonic position (PETRAKAKIS, 1986a, b). The ITD-segment is followed by nearly isobaric cooling (IBC) of the rocks at considerable depth (5 - 6 kbar) as demonstrated by retrograde, undeformed intergrowths of zoisite + margarite around corundum inclusions in garnet and the diasporization of the latter (PETRAKAKIS & JAWECKI, 1994). Further uplift of the rocks probably involved new tectonic activity (ELLIS, 1987; HARLEY, 1989), possibly related to **Moldanubian overthrusting** over the Moravian zone.

- BERMAN, R. (1991): Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. - *Canadian Mineralogist*, 29, 833 - 855.
- ELLIS, D.J. (1987): Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. - *Geology*, 15, 167 - 170.
- FRANK, W., SCHARBERT, S., THÖNI, M., POPP, F., HAMMER, S. (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse. - *Österr. Beitr. Met. Geoph.*, H. 3, 185 - 228.
- HARLEY, S.L. (1989): The origins of garnulites: a metamorphic perspective. - *Geol.Mag.*, 126, 215 - 247.
- HÖGELSBERGER, H. (1989): Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. - *Jb. Geol. B.-A.*, 132, 213 - 230.
- LIEBERMAN, J., PETRAKAKIS, K. (1991): TWEEQU Thermobarometry: analysis of uncertainties and applications to granulites from western Alaska and Austria. - *Canad.Mineral.*, 29, 857 - 887.
- PETRAKAKIS, K. (1986a): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets. - *J. Metamorphic Geology.*, 4, 323 - 344.
- PETRAKAKIS, K. (1986b): Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. - *Tschermaks Miner.Petr.Mitt.*, 35, 243 - 259.
- PETRAKAKIS, K., JAWECKI, C. (1994): High-grade metamorphism and cooling evolution of Moldanubian granulites, Austria. - *European Journ. Mineral.*, in review.
- PETRAKAKIS, K., RICHTER, W. (1991): Gföhler Gneise und granulite aus dem mittleren und südlichen NÖ-Moldanubikum: eine paragenetische und textuelle Gegenüberstellung. - *Österr. Beitr. Met. Geoph.*, 3, 121 - 135.
- VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmisches Masse in Niederösterreich. - *Diss., Georg-August-Univ., Göttingen.*

A COMPARISON AMONG THE METAMORPHISM OF THE VARIOUS LITHO-TECTONIC UNITS IN THE AREA OF THE DROSENDORF WINDOW, E MOLDAUBICUM

PRESSEL, CH.

Institute of Petrology, University of Vienna, Dr. Karl Luegerring 1, A-1010 Austria

Rock samples of different compositions such as amphibolites, granulites, paragneisses, orthogneisses, and garnet-pyroxenites were examined by petrological and geochemical methods in the area of the Drosendorf Window, situated about 100 km NW of Vienna in the eastern part of the Moldanubicum. All lithotectonic units in this area (Monotonous Group, Varied Group, Gföhler Unit, Raabs Unit; (FUCHS, 1976; 1986; 1991)) were considered in this investigation.

The results of the studies suggest three different stages of metamorphism :

- 1.) The oldest one may be related to a high-pressure event, especially documented in some "dry" granulites and garnet-pyroxenites. For granulite paragenesis pressure conditions were estimated to be at least 16 kbar for temperatures around 750 °C (BERMAN, 1987, 1991; BERMAN et al., 1987). Increased MnO content in the cores of some old garnets could be relictic of an early stage of this metamorphic event.
- 2.) The second event is characterized by high temperatures (around 800 °C) at comparatively low pressures. Pressure conditions were near 10 kbar in all tectonic units, except in the Monotonous Group (near Weikertschlag), where only 6 kbar was reached. The typical paragenesis of this low pressure (6 kbar) rocks is Cord + Ga + Kfsp + Plag + Qu + Bi. Evidence is also found for by a later reaction consuming Cord + Ga to form Sillimanite and Biotite. The difference in pressure between these rocks and those of the Varied Group, Gföhler Unit and Raabser Unit (for example calculated for hercynite-gahnite-bearing paragneisses) may suggest a tectonic window near Weikertschlag, where the Monotonous Group appears at the surface. A complete new orientation of the schistosity of some samples belonging to the Gföhler Unit and the Varied Group is possibly related to the emplacement of the nappes towards their final positions. These tectonic events were followed by an extreme decompression of about 4 kbar in a comparably short time (exemplified by the breakdown of garnet into Plag + Cummingtonite + Ore Phases in amphibolites of the Varied Group and the formation of Px - Plag symplectites around garnet in the garnet - pyroxenites). Especially in the anisotropic rocks of the Varied Group near Drosendorf, the formation of an extensional crenulation cleavage is recognized (PLATT & VISSERS, 1980).
- 3.) The youngest and best documented event was a recrystallisation, increasing in intensity from W to NE with P-T conditions at 5 - 6 kbar and 550 - 600 °C. Infiltration of external fluids, especially occurring in a slab of the Gföhler

Gneiss, led to massive formation of sheet silicates. As the growth of the micas is believed to be related to the Moravian Overthrust, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age dating of the micas was attempted to estimate the age of thrusting. Chlorine was detected by massspectroscopic methods in the micas. This suggests that these rocks may have been affected by percolating brines, which also have led to the decomposition of potassium feldspar and Al-silicates. A saline horizon located in the region of the Moravian overthrust is possibly responsible for the formation of these brines.

- BERMAN, R.G. (1987): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. - Jour.Petr. 29, 445 - 522.
- BERMAN, R.G. (1991): Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: A new technique, with petrological applications. - Can.Miner.Vol.29, 833 - 855.
- BERMAN, R.G., BROWN, T.H., PERKINS, E.H. (1987): GEO-CALC: software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams. - Am. Miner. 72, 861 - 862.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - Jb.Geol.B.-A., 119, 45 - 61.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. - Jb.Geol. B.-A., 129, 41 - 49.
- FUCHS, G. (1991): Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch. - Jb.Geol.B.-A., 134, 701 - 770.
- PLATT, J.P., VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. - J.Struct.Geol. 2/4, 397 - 410.

LATE-OROGENIC SINISTRAL SHEAR ZONE AT THE NE MARGIN OF THE BOHEMIAN MASSIF

PUZIEWICZ, J. & MAZUR, S.

Institute of Geological Sciences, University of Wrocław, Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland

The eastern margin of the Bohemian Massif corresponds to a ductile NW-dipping shear zone characterized by NE direction of tectonic transport (RAJILICH, 1987). The zone, covered by sediments, continues supposedly in the NE corner of the massif, eastwards of the Góry Sowie gneissic block (Fig. 1). In this area, the eastern margin of the Bohemian Massif consists of a few metamorphic/igneous complexes cropping out to the east and south-east of the Góry Sowie gneisses. These are: the Niemcza Zone, the Niemcza-Kamieniec metamorphic complex and the Doboszowice metamorphic complex (Fig. 1).

The **Niemcza Zone** consists of mylonitized gneisses of the Góry Sowie Block with minor ultrabasites, amphibolites and quartz-graphite schists. The mylonites are intruded by numerous small dikes and veins of late- to post-tectonic granodiorites and quartz diorites or quartz syenites. The mylonitic mineral assemblages are of both high- and low-temperature type. The high-temperature assemblage contains biotite and fibrolitic sillimanite. Chlorite and muscovite are typical of the low temperature one.

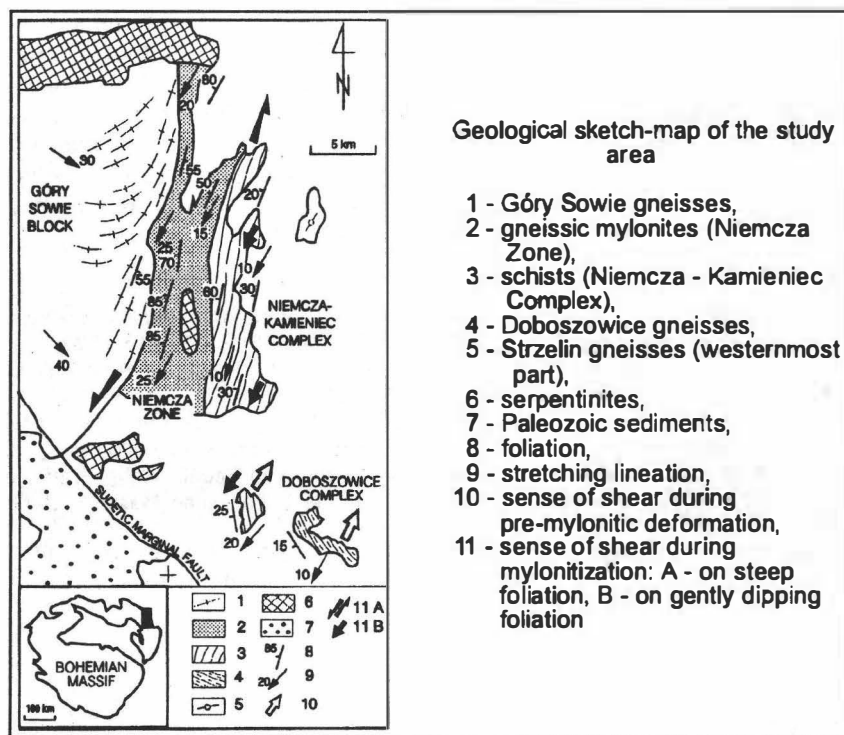


Fig. 1: Geological sketch-map of the investigated area

The mica schists of the **Niemcza-Kamieniec complex** (Fig. 1) are strongly mylonitized in its northern part located immediately eastwards of the Niemcza Zone. In the southern part of the complex the zones of mylonitic schists alternate with nonmylonitized rocks. Along the contact with gneissic mylonites of the Niemcza Zone, there occurs a relatively thin layer of semi-pelitic schists intercalated with quartzofeldspathic schists. Much thicker layer of pelitic schists occurs further to the east. The pelitic mica schists were subjected to relatively high-pressure (i.e. kyanite) metamorphic event followed by the staurolite-grade metamorphism. The mylonitization in the northern part of the complex took place under low-grade conditions. The western part of the **Doboszowice metamorphic complex** is formed of a strongly deformed granitic pluton. In the east there occur paragneisses with intercalations of amphibolites (Fig. 1). The deformed granite is leucocratic. Its chemical composition is constant, whereas the texture is highly variable ranging from coarse-grained augen-gneiss to fine-grained mylonitic varieties. The paragneiss consists of muscovite, biotite, quartz, oligoclase, K-feldspar plus subordinate garnet and sparse kyanite. Locally, a migmatitic structure is visible. The metamorphic history of the paragneiss comprises relatively high-pressure (kyanite) event, followed by high-temperature one (K-feldspar, migmatization). The last metamorphism of the paragneiss (muscovite) affected also the neighboring granitic pluton and took place under conditions transitional between those of greenschist and amphibolite facies.

The fabric of mylonites in the Niemcza Zone is characterized by a NNE-SSW stretching lineation on the steep west-dipping foliation planes (Fig. 1). The lineation is subhorizontal or dips gently to SW. Kinematic indicators demonstrate a consistent sinistral sense of shear. The mylonitized schists of the Niemcza-Kamieniec Complex display a top to SSW sense of shear (on the foliation dipping gently to WNW) compatible with a sinistral movement in the Niemcza Zone. The fabric related to an earlier top to NNE displacement is locally preserved in the non-mylonitized schists of the S part of the complex. The same NNE-directed sense of shear (on subhorizontal foliation) is well-defined in the Doboszowice Complex (Fig. 1). Generally the pre-mylonitic fabric of rocks east of the Niemcza Zone indicates the NNE direction of tectonic transport characteristic of E margin of the Bohemian Massif.

The Niemcza Zone developed due to a large-scale sinistral displacement between the Góry Sowie Block with "sudetic" WNW-ESE stretching lineation and the area to the east characterized by NNE-SSW lineation. It resembles the sinistral NNE-SSW trending strike-slip faults in the SE part of the Massif (BRANDMAYR, et al. in press). The development of the Niemcza Zone post-dated the phase of NE-directed displacements interpreted to reflect kinematics of nappe stacking. It may be related to the late-orogenic modification of the previously thickened crust.

THE ALPS - A VARISCAN STRUCTURE BETWEEN GONDWANA AND LAURASIA

RAUMER von, J.F.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Fribourg, Schweiz

The cross-section of the pre-Mesozoic basement in the Alps includes a major suture between Gondwana and Laurasia, a highly condensed (through Alpine events) cross-section through the Variscan fold belt, where early rifting was followed by crustal shortening comprising subduction, obduction and collision. The Late Variscan evolution is dominated by post-collisional collapse, strike-slip and exhumation.

Following von RAUMER & NEUBAUER (1993), in the long-lasting geological evolution, several main stages should be differentiated. There is no doubt, that oldest elements have preserved a Cadomian/pan-African type of evolution, thus representing relics of an older metamorphic crust. They underwent, during the Late Proterozoic and/or the Early Palaeozoic, rifting with formation of sedimentary troughs containing volcanics, and at many places relics of oceanic crust were recognized. The latter may indicate the existence of at least one or several oceanic sutures, the former width of which cannot yet be evaluated. They are mainly concentrated on the Alpine Pennine Realm and the adjacent areas and, in consequence, the question

arises, whether they represents already a different type of crust since the Proterozoic.

During the Ordovician, in the Helvetic domain, formation of eclogites and island-arc type metagranitoids indicate crustal shortening and, in the Tauern region, a comparable situation should have existed. In contrast, in the South-Alpine and Austro-Alpine domains, sedimentary sequences and volcanics resulted from Ordovician subsidence. A very large zone situated between the Helvetic and the Austro-Alpine domains, enregistered the intrusion of many granitoids, most of which needing still a precise geochemical definition to give a better insight on their specific palaeotectonic significance.

From the Silurian onwards, the Helvetic domain is supposed to undergo early collision of the continental margins, and the corresponding domains are interpreted to represent an active margin, whereas the passive margin has to be situated in the Upper Austro-Alpine and South-Alpine units. Since the Early Carboniferous, final collision occurs in the entire domain through asymmetric approach of the continental blocks.

Postcollisional evolution during the Late Carboniferous and Permian is accompanied by regional strike-slip, giving way to the formation of transtensional basins with detrital sediments and/or volcanics and the intrusion of many granitoids.

Acknowledgements: As this small report is based on the book mentioned below, I am pleased to have the occasion, to give my warmest thanks first of all to Franz Neubauer (Salzburg), coeditor, and also to the many Austrian authors, for their constructive and understanding collaboration.

RAUMER von, J.F., NEUBAUER, F. (Eds.) (1993): The pre-Mesozoic Geology in the Alps. - Springer: Berlin-Heidelberg-New York, 677p.

LATE CARBONIFEROUS - LATE PERMIAN PALEOMAGNETIC OVERPRINTING OF CARBONIFEROUS GRANITOIDS IN SOUTHERN BOHEMIAN MASSIF (AUSTRIA)

REISINGER, J.¹, EDEL, J.B.² & MAURITSCH, H.J.¹

¹ Institute of Geophysics, Mining University, A-8700 Leoben, Austria

² Institut de Physique du Globe, University of Strasbourg, France

Paleomagnetic investigations on Early - Middle Carboniferous granitoids (granites and mainly associated diorites) of the Austrian part of the so-called South Bohemian Pluton (48.5°N, 14.5°E) yielded two groups of ChRM-directions, one being characterized by SSW-declinations and positive inclinations and labelled A1 (D = 200°, I = 14°, k = 67, N = 6; VGP 31°N, 170°E), the other group (labelled A)

having the same declinations but with negative inclinations ($D = 201^\circ$, $I = -21^\circ$, $k = 88$, $N = 18$; VGP 48°N , 162°E).

The main carrier mineral of the A1-directions has been found to be magnetite (with unblocking temperatures in the range of $550 - 580^\circ\text{C}$) while the A-directions are due to a low temperature mineral, interpreted as either pyrrhotite or titanomagnetite, with unblocking temperatures in the range of $300 - 400^\circ\text{C}$.

Both magnetizations (A1, A) are considered as magnetic overprints due to distinct recrystallization processes that occurred under different hydrothermal and tectonic conditions. Briefly speaking, the GRANITOIDS investigated were emplaced in Early to Middle/Late Carboniferous whereas the period of acquisition of characteristic remanent magnetizations lasted from Late Carboniferous to Late Permian. This yields as an important result of this study that the magmatic and PALEOMAGNETIC history of a crystalline basement maybe slightly but significantly different, possibly with a rather short overlapping period.

3-D FORWARD MODELING OF THE BERCHTESGADEN MAGNETIC ANOMALY

RÖMER, A., HEINZ, H. & ARNDT, R.

Geological Survey of Austria, Department of Geophysics, Vienna

According to modern trends in seismics, 3-D algorithms gain more and more significance in interpreting magnetic and gravity data. Based on BARNETT (1976) a more simple expression for potential fields of arbitrary polyhedral bodies in three dimensions has been introduced by PEDERSEN (1978) showing that required calculations are simpler in frequency domain and therefore correspondingly faster. All these algorithms have requirements for special coordinate systems or coordinate transformations, which, under practical circumstances, need more calculations as well as additional computer capacity. HANSEN & WANG (1988) generalized the expression for the spectra of the potential field of homogeneous three-dimensional polyhedra.

This method has been applied for the computation of direct models of a low frequency magnetic anomaly ("Berchtesgaden structure", see Fig. 1) observed in the Alpine margin in central Austria, SEIBERL (1991). Geological models are presented. Delimitations of these models are:

- the depth of the Curie isograde which is usually about $25 - 27$ kms below surface (normal geothermal gradients provided) - bottom of the body.
- the surficial geological information, comprising the thickness of the overlying sequences (Northern Calcareous Alps, Rhenodanubian Flysch, Helvetic Nappes at least) - top of the body.

- indirect geological evidences (e.g. heavy mineral spectra in sediments influenced by erosion of the body which has been exposed at times of sedimentation) - petrophysical properties of the body.
- geotectonic evidences - extension of the body.
- geodynamic background - is it a part of the Bohemian Massif or an Alpine element?

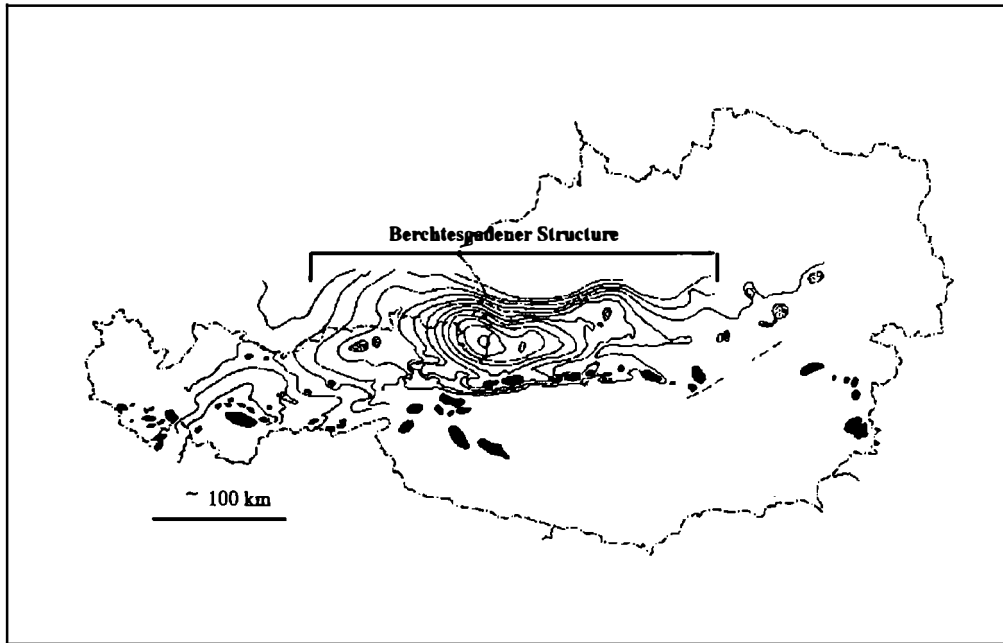


Fig. 1: Magnetic pattern of central Austria. Black: limited structures. Dotted: superposed anomalies. Berchtesgaden structure indicated by isolines (equi-distance: 10 nT, center of anomaly: +160nT, reference field: 47141 nT/Epoch: 1977.7), after SEIBERL (1991).

One possibility of interpreting the results would be the assumption of a large scale ultramafic body within the consolidated (Hercynian) southern margin of stable Europe. However, as we have to assume that the Hercynian basement in this area consists mainly of Granites without magnetic signatures of importance, it is very probable that the source body is due to Alpine elements. The original magnetic signature of the basement could be represented by the superposed anomalies (dotted in Fig. 1).

BARNETT, C.T. (1976): Theoretical Modelling of the Magnetic and Gravitational Fields of an Arbitrary Shaped Three-dimensional Body. - *Geophysics*, 41, 1353 - 1364.
 HANSEN R.O., WANG, X. (1988): Simplified Frequency-domain Expression for Potential Fields of Arbitrary Three-dimensional Bodies. - *Geophysics*, 53, 365 - 374.

- PEDERSEN, L. B. (1978): Short Note on Wavenumber Domain Expressions for Potential Fields from Arbitrary 2-, 2 ½-, and 3-Dimensional Bodies Gravity interpretation using Fourier Integral. - *Geophysics*, **43**, 626 - 630.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich, 1:1 000 000. - Geologische Bundesanstalt, Wien

THE MECHANISM OF EMPLACEMENT OF TREBIC DURBACHITE MASSIF BASED ON PETROFABRIC STUDY

SCHULMANN, K., MELKA, R., HOLUB, F. & VENERA, Z.

Department of Petrology, Charles University, Prague

The Trebic durbachite massif is a triangular shaped pluton intruding high grade rocks of Moldanubicum at the eastern margin of the Bohemian Massif. This plutonic body occurs at the boundary between two important intra-Moldanubian units: migmatites of Gföhl unit at the east and monotonous greywackes of Drosendorf unit at the west.

The rocks have a fairly homogeneous composition throughout the whole body ranging from dark magnesium rich type at the margins to clearly high potassium varieties prevailing at the core. The associated dyke swarm is mostly aplitic in composition. The internal fabric of durbachitic body is very strong and was studied in great detail both mesoscopically in the field and also using optical goniometry in the laboratory. This tedious work was done in samples in which both magmatic foliation and lineation were hardly distinguishable. In order to study the fabric elements of prophyric rocks a special apparatus was designed allowing measurements of orientations of feldspar clasts by optical means. The orientation of magmatic fabric elements was further calculated using standard eigenvalue method allowing precise determination of directions of principal axes of fabric ellipsoid elements. Another apparatus was devised to determine the sense of magmatic flow using asymmetry in preferred orientation of phenocrysts of different axial ratio.

A numerical computer model based on simulation of movement of rigid triaxial particles in slowly moving viscous Newtonian fluid was established to model the behavior of rigid feldspar phenocrysts in durbachitic magma. It was found that an asymmetric fabric develops, but only if the flow is not strictly non-coaxial and if a small amount of contemporaneous shortening occurs. This condition plays a decisive role for estimation of kinematics in flowing viscous Newtonian magma.

The internal structural pattern of the magmatic body exhibits geometrical coherency with the surrounding metamorphic sequences. The southern part of the intrusion is marked by steep east-dipping flow planes and almost a subhorizontal flow direction with consistent sinistral kinematics. There is a clear transition from postsolidus magmatic fabric prevailing at the core to subsolidus SC fabrics dominating at the

margins. The magmatic fabric is partly overprinted by late extensional shear zones indicating mostly top to the SW oriented movements under subsolidus conditions.

The part of the durbachite body north from the Trebic fault exhibit mostly vertical fabrics indicating subvertical magma movements near the feeding chimney of the intrusion. Going to the margins of the apparatus the foliation changes its trend being subparallel to the margins of the pluton. Flow direction is almost subhorizontal and associated with sinistral movements. The early magmatic fabric is here overprinted by subhorizontal flat postsolidus shear zones indicating outward magma upwelling during late stages.

The structural and petrofabric study of the Trebic durbachite massif reveals complicated interplay between regional tectonic evolution of intra-Moldanubian nappes and dynamics of magma flow. The body is emplaced along major intra-Moldanubian thrust boundary and probably reflects the change of direction of nappe movement at the northern termination of the Moldanubian zone. Here, to a NE oriented transpressional tectonics typical for eastern margin of the Bohemian Massif is gradually converted into a NW oriented transtensional one. This process led to the opening of elongated space in considerable depth of the crust which was filled by deep-seated durbachitic intrusion.

THE PRE-ALPINE METAMORPHIC AND PALAEOGEOGRAPHIC PATTERN OF THE AUSTROALPINE UNITS EAST OF THE TAUERN WINDOW

SCHUSTER, R. & FRANK, W.

Institute of Geology, University of Vienna, Universitätsstraße 7, A-1010 Vienna

Based on metamorphic petrology and geochronological investigations an important new Alpine thrust at the base of the Bundschuh Crystalline below the Gurktal Nappe was discovered. This new observation leads to an palaeogeographic evolution model which is much more simple than previous ones in respect of the relationship of the Austroalpine tectonic elements before the Early Alpine orogenic events and the pre-Alpine reconstruction of the crystalline basement units.

Today the tectonically lowest units of the Austroalpine crystalline E of the Tauern Window are the polymetamorphic Schladming- and Seckau Crystalline in the north and the lithologically different polymetamorphic Millstatt Serie in the south. Based on the lithology and the types of Variscan garnet zoning pattern, the Millstatt Serie represents an equivalent of the Saualm- and Koralm Crystalline E of the Gurktal Nappe.

The Wölz Crystalline, comprising the Radenthein serie, Wölz micaschists and the Kliening- and Wolfsberg window, is overlying these units W and N of the Gurktal

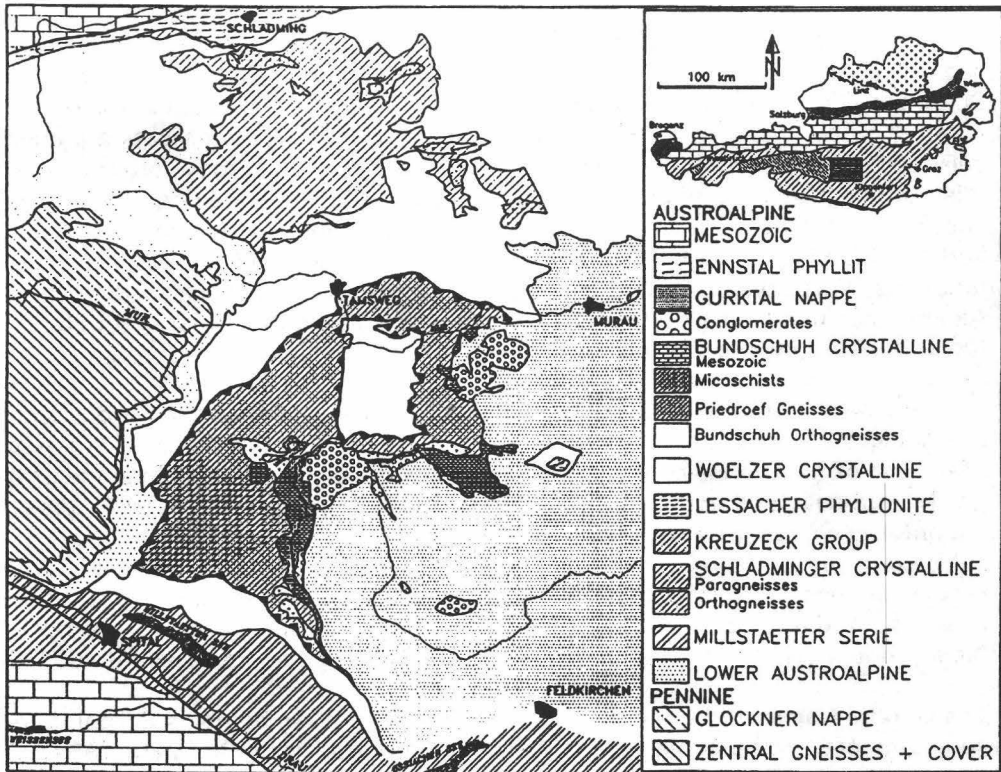
Nappe. The Wölz Crystalline consists mainly of micaschists, with intercalations of graphitic micaschists, amphibolites and marbles. No autochthonous Mesozoic sediments are known here. Variscan garnet only can be found in the area around Schönberg. The main structural and metamorphic imprint happened in Alpine time, as Sm-Nd data on garnets (83 ± 6.5 Ma) confirm. The Alpine garnets are chemically zoned, the core containing 6 - 8 % Ca. All elements show growth curves (distribution profiles) that argue for a single stage prograde metamorphism. In most cases it can be demonstrated that staurolite and kyanite also belongs to the same Early Alpine metamorphic event. As a consequence, we conclude that in Variscan times the Wölz Crystalline was characterized by lower greenschist facies, while in Alpine times conditions of the amphibolite facies with about 7 kbar and 580 °C in the south and greenschist facies in the north were reached.

The polymetamorphic Bundschuh Crystalline rests tectonically on the Wölz Crystalline along the western border of the Gurktal Nappe. This crystalline wedge is the basement of the Stangalm Mesozoic. It consists of paragneisses with some orthogneiss intercalations and also micaschists. The Stangalm Mesozoic transgresses unconformably on a large scale gentle the synclinal structure. The basement suffered a Variscan amphibolite facies metamorphism with more than 600 °C and 5 kbar, deduced from the chemical homogenization within the garnets, while the Alpine overprint happened in most areas under medium to high grade greenschist facies conditions. The Alpine garnet rims around older grains have also 6 - 8 % Ca.

The Gurktal Nappe at the top of the Bundschuh Crystalline contains Carboniferous conglomerates with pebbles of the Bundschuh orthogneiss (FRIMMEL, 1987). For that reason the Gurktal Nappe and the Bundschuh Crystalline must have been neighboured units already during the Carboniferous. E of the Gurktal Nappe the polymetamorphic Saualm- and Koralm Crystalline overrides the Wölz Crystalline, visible in the Kliening- and Wolfsberg windows.

The lithology and the metamorphic history of the Bundschuh Crystalline has much more in common with parts of the Ötztal Crystalline than to any other rock series E of the Tauern window. The same is true for the paraautochthonous Mesozoic sediments with their clastic intercalations in the Anisian, a serious argument for a connection to the west of the Austroalpine cover unit: Therefore we postulate that the Bundschuh Crystalline and its Mesozoic cover together with other units were transferred from a western position to the E along important strike slip faults prior to the onset of the Early Alpine thinskin tectonics.

The transport history of the present tectonically stacked units is well in line with other findings in the last years (NEUBAUER, 1987). The compressive deformation starts with a direction to the NW and turned to N and NNE. This process can also be seen in the way how the units took place on the Wölz crystalline. At first the Bundschuh Crystalline-nappe came from the SE. The same is true for the Murau Nappe, the lower part of the Gurktal Nappe, while the upper Stolzalpe Nappe had a direction to the NNW.



This model has another important consequence: The vast area (especially when the considerable crustal shortening in the Saualm-Koralm area is considered) of the Wölz-Saualm Crystalline has lost its primary Permomesozoic cover tectonically during the very early stages of the Early Alpine event. So a reasonable reconstruction of the Prealpine crust E of the present Tauern window reveals a vast area without any autochthonous mesozoic cover. It obviously represents the depositional area of the Northern Calcareous Alps in the eastern half of the Eastern Alps.

FRIMMEL, H. (1987): Strukturgeologische, Geochemische und Geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke. - Unveröff. Diss., Form. u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.

KRAINER, K. (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. Carinthia II, 177/97, 49 - 92.

KRAINER, K. (1989): Molassesedimentation im Oberkarbon der Ostalpen am Beispiel der Stangnock Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke (Österreich). - Zentralbl. Geol. Paläont. Teil I, 1988, H. 7/8, 807 - 820.

NEUBAUER, F. (1987): The Gurktal Thrust System within the Austroalpine Region - Some Structural and Geometrical Aspects.- In: FLÜGEL, H. W. & FAUPEL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - Deuticke: Wien, 379 - 406.

HYDROTHERMAL ALTERATIONS OF GRANITES IN THE SOUTH BOHEMIAN PLUTON

SLAPANSKY, P.¹, BELOCKY, R.¹, FALLICK, A. E.⁵, GÖD, R.⁴, HÖGELSBERGER, H.² & KOLLER, F.³

¹ Geological Survey, Rasumofkygasse 23, A-1030 Vienna

² Greenpeace Österreich

³ Institute of Petrology, University of Vienna, Dr. Karl Luegerring 1, A-1010 Vienna

⁴ Geotechnisches Institut, BFPZ Arsenal, Wien

⁵ Scottish Universities Research and Reactor Centre, East Kilbride, Glasgow

The South Bohemian Pluton shows a complex multiphase intrusion history. All three main types of granites (Weinsberg, Mauthausen, and Eisgarn granite) are affected by local hydrothermal alterations. Petrological and geochemical studies, fluid inclusion and O-isotope investigations on whole-rock samples have been carried out in the areas of Nebelstein and Hirschenschlag. In both cases the intensive alteration and mineralization is connected with the intrusion of a young biotite granite known from drilling cores only. This granite can be interpreted as thermal source for fluid convection leading to greisenization processes (GÖD & KOLLER, 1989; KOLLER et al., 1992, 1994).

O-isotope studies of unaltered granites (Weinsberg granite $\delta^{18}\text{O}$ 8.7 - 9.8, Mauthausen granite 9.0 - 10.5, Eisgarn granite 10.2 - 10.9) show no penetrative influence of surface-derived fluids (data partly from VELLMER, 1992).

Nebelstein is characterized by strongly altered two-mica and muscovite granites as well as irregularly shaped bodies of greisen rocks in connection with a disseminated sulphidic mineralization and a cogenetic formation of magnetite. Preexisting fluids (aqueous, low salinity) in granites show a peak homogenisation temperature (T_h) at 300 °C. The greisen rocks contain mixed $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (three phase) inclusions with a peak of T_h at 200 °C and enhanced salinity.

O-isotope data show little scatter in altered granites ($\delta^{18}\text{O}$ 8.2 - 9.8) but more scatter and enhanced values ($\delta^{18}\text{O}$ 8.5 - 12.0) in greisen rocks with late infiltration of quartz veins. This points to a multiphase complex fluid evolution, which is not fully understood at present. It could be consistent with a cooling magmatic (high $\delta^{18}\text{O}$) fluid.

At Hirschenschlag the type of greisenization and vein type mineralization is of a more "distant" style, fitting to more apical parts of greisen systems. Additionally to pure aqueous and three phase $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions, also inclusions containing pure CO_2 are found. Aqueous fluid inclusions show a single frequency peak of T_h at 200 °C. The lower salinity of the aqueous inclusions at Hirschenschlag seems to be due to more intense mixing with meteoric water. O-isotope data show clear tendency towards lower values with increasing alteration. $\delta^{18}\text{O}$ values as low as 4.8 in the most altered rocks suggest high temperature interaction with surface-derived (meteoric?) fluids.

A combination of all those data demonstrates that lower crustal levels are exposed in the S (Nebelstein) than in the N (Hirschenschlag). This evidence corresponds very well with geophysical data (HEINZ & SEIBERL, 1994; HÜBL et al., 1994) and is probably due to large scale tilting of the southern Moldanubian area.

- GÖD R., KOLLER F. (1989): Molybdenite bearing greisens associated with peraluminous leucogranites, Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - Chem. Erde 49, 185 - 200.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. (1994): Physical properties of altered sections in South Bohemian granites. - Mitt. Österr.Min.Ges., 139, 57 - 58.
- HÜBL, G., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., SEIBERL, W, HEINZ, H. (1994): Modelling of magnetic anomaly sources in the area of Liebenau and its implications. - Mitt.Österr.Min.Ges., 139, 61 - 62.
- KOLLER F., HÖGELSBERGER H., KOEBERL C. (1992): Fluid-rock interaction in the Mo-bearing greisen complex Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - Mineralogy Petrology, 45, 261 - 276
- KOLLER F., GÖD R., HÖGELSBERGER H., KOEBERL Ch. (1994): Molybdenite mineralizations related to granites of the Austrian part of the South Bohemian Pluton (Moldanubicum) - A comparison. - In: SELTMANN, R., KÄMPF, H., MÖLLER, P. (Eds.): Metallogeny of Collisional Orogens. - Geol. Survey Prague, in press.
- VELLMER C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmisches Masse in Niederösterreich. - Thesis Univ. Göttingen, 111 S.

METAMORPHISM AT THE NORTHERN PART OF THE MORAVIAN ZONE OF THE THAYA WINDOW: GEOTECTONICAL IMPLICATIONS

ŠTÍPSKÁ, P., CHÁB, M., & SCHULMANN, K.

Department of Petrology, Charles University, Prague, the Czech Republic

Inverted metamorphic zonation in the nappes of Moravian zone of the Thaya dome is characterized by 1) kyanite and sillimanite zones in the upper thrust sheet (Bíteš nappe), 2) staurolite zone in the lower thrust slice (Pleissing nappe) and the upper part of the parautochthonous unit (Therasburg formation) and by 3) garnet zone in the rest of the parautochthonous domain. This anomalous inverted metamorphic gradient is marked by temperature and pressure difference between the top and the base of the stack reaching about 150 °C and 2 - 3 kbars for the thickness 5 - 6 km of continental crust. This type of Barrovian thrust related metamorphism is well known from other collisional zones, e.g. the Himalayas and the French Massif Central. It is commonly interpreted in terms of overthrusting of a hot crystalline slab over cold basement rocks (hot iron effect) or as a result of stacking of previously metamorphosed crystalline sheets.

One dimensional thermal model was worked out for Moravian zone introducing the thickness of individual sheets, calculated P and T data and displacement rate characteristic for viscous deformation of continental crust. It is shown that conductive heat from the Moldanubian hot slab is not sufficient to perturb continen-

tal geotherm and produce inverse metamorphic series. The Barrovian metamorphism marked by normal metamorphic zonation originated during slow underthrusting of the Brunovistulian basement while the inversion of isogrades originated later during rapid exhumation along syn- to post-metamorphic mylonite zones at the bases of individual nappes.

THE DEEP STRUCTURE OF THE BOHEMIAN MASSIF IN THE CONTEMPORANEOUS EROSION LEVEL

SUK, M.

Faculty of Science Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, CZ

There are many outstanding differences between the Hercynian, crystalline units of the Bohemian Massif in the contemporaneous erosion level, well documented by geological, petrological and sedimentological data. The relicts of the pre-Hercynian, most probably Cadomian, erosion level determinate the location of deeper levels in the WNW part of the Erzgebirge Mountains (Freiberg-Ústí n.L.) and upper parts in ESE (the Fichtelgebirge). The boundary of this development is situated on the Ohře fault zone. In the crystalline units of the Bohemian Massif core (Moldanubicum, Barrandian) the relicts of the post-Hercynian erosion level are predominant, because of a strong uplift during the closing time of Hercynian orogeny, in south part of the Bohemian Massif especially. A difference in the erosion level between the Elbe fault zone and Donau fault zone is more than 12 km in the depth of crystalline units. Corresponding differences in the contemporaneous erosion level are displayed by units in the north of the Bohemian Massif between Odra lineament and Elbe fault zone and in the south, between the Donau fault zone and Insubric lineament in the basement of the Alps. By this way originated an imbricated structure of the Bohemian Massif. This is caused probably by subduction of the Larusia under Gondwana and by block desintegration of the Hercynian orogenic belt during the closing of Hercynian orogeny.

In the east of the Bohemian Massif the depth of erosion level is increasing from east to west (DVOŘÁK, 1993) in the Paleozoic units, but the relicts of Postcadomian erosion level are traceable, too. Therefore the knowledge of the tendencies in erosion level is important for paleogeography (eg. discussion on the origin of feldspars in Permo-Carboniferous greywackes), for metallogeny, and for interpretation of deep seismic sounding and localisation of scientific drill holes.

VARISCAN vs. ALPINE ECLOGITES IN THE EASTERN ALPS: GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOCHEMISTRY

THÖNI, M.

Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien

The polymetamorphic basement units of the Eastern Alps exhibit strongly varying Alpine structural and thermal overprint with temperatures reaching from lowest greenschist to higher amphibolite facies grade. Metabasic eclogites, remnants of former oceanic crust material, occur as tectonized relics in both Alpine low and higher grade gneiss-micaschist matrix rocks.

From the **Ötztal** basement SW of Innsbruck gabbro relics within an amphibolite-eclogite series prove the derivation of some of these eclogites from gabbroid protoliths, whereas others show geochemical signatures of MORB-type basalts. Sm-Nd as well as Rb-Sr isotope data for plag-cpx pairs define a minimum age for the crystallization of the gabbros between 515 and 530 Ma. Initial values range at +5 to +8 ϵ for Nd and 0.7023 to 0.7029 for Sr. Sm-Nd mineral isochron ages (garnet, omphacite, zoisite, whole rock) from kyanite-bearing eclogites and Fe-eclogites yield a probable age for the eclogite event between 340 and 370 Ma. Garnets from sillimanite-andalusite bearing gneisses to the southwest of the eclogite zone give somewhat younger Sm-Nd ages (330 - 340 Ma). Compared with the eclogite data, these ages are interpreted to date a later stage of exhumation and pressure release. A common Variscan subduction-exhumation history may thus tentatively be constructed for the metabasite-gneiss/micaschist association in the Ötztal basement.

Eclogites exposed as pods and lenses within the gneiss to micaschist series of the **Saualpe and Koralpe**, SW of Graz, and hitherto also believed to be pre-Alpine in age by most authors, proved to have been formed during an Alpine subduction event. The exact timing for the high-P stage is difficult to assess due to isotopic disequilibrium during the eclogite stage as well as later overprinting during pressure release, but a lower and an upper age limit for this event may be derived from Sm-Nd and Rb-Sr data of the high-P assemblage. These figures range at ca. 90 and 150 Ma, respectively. In one case, where a continuous transition of gabbro into eclogite is observed on the outcrop scale, the (minimum) magmatic age of the eclogite protolith was dated by the Sm-Nd method (cpx-plag) at 275 ± 18 and 261 ± 10 Ma. Pb, Sr and Nd isotope signatures point to a MORB-type source for the magmatic precursors of the eclogites. The evolutionary scheme for the southeastern Alps therefore depicts a "Late Variscan" extensional regime for the southern parts of today's Austroalpine basement. This resulted in limited production of oceanic crust and may be related with the nucleation of the westernmost Alpine Tethys. In Jurassic to L. Cretaceous time, convergence processes of N. Adria and the European plate led to subduction of parts of the southern Austroalpine units to depths of 50 - 60 km. Exhumation and cooling was accomplished in the Upper Cretaceous.

DEEP SEISMIC REFLECTION LINE 8HR THROUGH THE SVRATKA WINDOW, EASTERN MARGIN OF THE BOHEMIAN MASSIF

TOMEK, C. & HÖCK, V.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Austria

The Svatka tectonic window is situated on the eastern margin of the Bohemian Massif and presents itself together with the Thaya (Dyje) window major antiformal structures within the stack of the Moldanubian, Moravian and Brunovistulian nappes and imbrications. Deep seismic reflection line 8HR was shot on the ESE-WNW trending line passing from the Carpathian foredeep through the Brno Massif north of Brno, the Boskovice Furrow to the central part of the Svatka window and then to the Moldanubicum. All upper crustal reflections beneath both - the Brno Massif and Svatka window - dip uniformly 40 degrees to the WNW. WE interpret them as deep upper crustal shear zones within the tectonically lower Brunovistulic complexes. There is good evidence on the seismic line that the Boskovice (Diendorf) fault divides this package of reflections into two parts. The shallower eastern portion - about 6 - 8 km thick belongs to the Brno Massif, the deeper western one to the core of the Svatka window made by the strongly sheared Svatka granite gneiss complex. The western reflection package reaches a depth of at least 20 km. Moldanubian and Moravian nappes are observable as relatively thin overthrust complex lying on thick Brunovistulian crustal imbrications. There are two approaches how to explain the origin of the Svatka Window. The first - classical one from the Suess times - describes the window as an antiformal duplex structure (of course in modern terminology) directed by the movement of the Moldanubian plate from the West to the East. The second puts emphasis on the lateral ramp geometry double stage nappe stacking due to a northwards directed dextral transpression. Seismic results support the classical view in the JAROS and MISAR (1976) variant, i. e. eastward compressional movement of the Moldanubian - Moravian nappe complex over the Tisnov - Brunnides (part of the Brunovistulicum). The Tisnov - Brunnides were strongly deformed and sheared in thick - skinned style. The Moldanubian and the Moravian complex had been amalgamated earlier due to ductile nappe stacking. This event might be dominated by north- to northeastwards directed movements, but there is no seismic indication confirming southward dipping reflexes.

The origin of the window itself, however, was not necessarily tied to any deformation event described above. Indeed, the information from the N-S oriented seismic line 3 and the analysis of the Permian folding in the Boskovice Furrow might lead to a new interpretation of the origin of the Svatka window. It could possibly be interpreted, including its opposing part in the Brno Massif, as large-scale Permian basement fold cut by the steep Boskovice thrust fault.

GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION AND ORIGIN OF GRANITOIDS FROM THE SOUTH BOHEMIAN BATHOLITH IN LOWER AUSTRIA

VELLMER, C. & WEDEPOHL, K.H.

Geochemisches Institut Göttingen, Germany

Major and 31 minor elements have been determined in 39 large samples of Variscan granitoids from 6 plutons or intrusions from the South Bohemian Batholith (Rastenberg, Weinsberg, Mauthausen, Schrems, Eisgarn and Gebharts). The granitoids include diorites, tonalites, trondhjemites, granodiorites but are mainly granites. Their melts formed at water-undersaturated conditions and intruded at 10 to 15 km depth during late tectonic and post-tectonic phases of the Variscan orogeny (about 330 to 300 Ma ago). Hydrothermal or low temperature alteration is excluded for the majority of samples from a study of oxygen isotopes. δD in a selection of unaltered amphiboles and biotites permits characterization of the water composition at melt formation. The thickness of the plutons is estimated at about 6 km from a heat balance. By analogy with experimental partial melting three different sources of the granitoids can be identified and chemically characterized.

- (i) The trondhjemites, tonalites and diorites in the early Rastenberg Pluton are products of 15 to 40 % melting respectively of mafic (amphibolitic) lower crust. Redwitzites from the West Bohemian Massif which are comparable in age partly resemble the Rastenberg rocks. The Rastenberg granitoids and most redwitzites are crustally contaminated as reflected in their Sr-Nd isotopes.
- (ii) The very large syntectonic Weinsberg Pluton was formed from about 30 % partial melting of felsic (tonalitic) lower crust at 800 - 850 °C. Its low proportion of ca. 10% restite has a ferrodioritic composition. The post-tectonic finegrained Mauthausen and Schrems granites which tend to a granodioritic mode are very low in restite and are also products of a tonalitic source.
- (iii) The youngest (leuco-)granite in the Eisgarn Pluton (high in Si, P, Li, Rb, Cs, U, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and low in Ca, Sr, Ba) reflects a pelitic source. The change from mafic to tonalitic to pelitic source composition for the granite sequence may indicate that the depth of melt formation decreased with time. The concentration of HREE decreased from Weinsberg to Eisgarn which is conformable with an increasing proportion of garnet in the source.

The orogenic heat conformable with a heat flow of about 100 mWm^2 was provided by mafic intrusions. An alternative would be a drastic increase in crustal thickness which cannot be recognized by barometry of the associated metamorphic rocks. Exposed metamorphic country rocks occur in higher amphibolite facies indicating about 5 kb pressure. Mafic intrusions contain gabbros (Kleinzwettl) or have formed diorites (Gebharts), the latter being contaminated by granitic melts from partial melting of the wall rocks (MASH process). Large-scale contamination by crustal materials can be observed in $\delta^{18}\text{O}$ and in Sr-Nd isotopes. The major mafic activity

was probably caused by depression of solidus temperatures in the mantle wedge above a subduction zone where water was available from dehydration of subducted ocean crust. This water initiated partial melting of ultramafic rocks and metasomatism in the uppermost mantle above the level of melting. The water also mobilized highly incompatible elements (Ba, Th, U, La, Ce, Pb, Nd, Sr and K) from the uppermost mantle and transported them into the lower crust. An alternate or additional source of metasomatic fluids may have been dehydration of lower crustal rocks during Variscan high grade metamorphism. A comparison of granulite-facies granitoid rocks from nearby outcrops with our Variscan granitoids shows a dramatic depletion of Cs, Th, U, and Sr in the former and an enrichment in the latter. Average concentrations of Ba, Th, U, La, Ce, Pb, Nd, Sr, and K in the Weinsberg, Mauthausen and Schrems granites exceed those in average felsic I- and S-type granites by factors ranging between 2.1 and 1.3. Indicators of a nearby subduction zone of late Variscan age in addition to the specific association of granitoid rocks are abundant upper mantle tectonites.

POLYPHASE INTRUSION OF THE CISTA STOCK (THE BOHEMIAN MASSIF) IN RELATION TO THE REGIONAL TECTONICS

VENERA, Z., SCHULMANN, K. & MELKA, R.

Department of Petrology, Charles University, Prague, the Czech Republic

The Cista stock is a part of the larger Cista-Jesenice plutonic massif that penetrated the Proterozoic low-grade volcanosedimentary sequence in a north-western flank of the Barrandian basin, the Bohemian Massif. The body is built-up of two main igneous components. Biotitic granodiorite forming a subvertical plug is rimmed by biotitic granite which prevails in the rest of the plutonic massif. The contact between these two granitoids is conformable and partially coincides with a significant brittle-ductile shear zone striking NE-SW. Macroscopic observations of the internal structure of the intrusion were complemented with the results of AMS study (CHLUPACOVA et al., 1975). Planar fabrics dip predominantly to NW under medium to steep angles whilst the lineation gently plunges preferentially to SW, with the exception of the N part where it dips steeply to NE. The area affected by this shear zone, containing both magmatites and the country rocks, exhibits a number of clear kinematic criteria indicating a sinistral strike-slip combined with normal faulting.

In a greater detail, strain evolution of the two rheologically different magmatites deformed under roughly the same PT conditions within the shear zone were explored. The granodiorite retains its load-bearing frame for a longer interval before it collapses into interconnected weak layers. At the same time, a less resistant frame of the granite breaks loose readily and deforms chiefly in the field of interconnected weak layers.

The results lead us to the hypothesis on the emplacement of the igneous massif. The rise of the older granitic pluton was supposedly enhanced by extensional tectonics. Re-activation of this unstable system enabled intrusion of the granodioritic stock that began in its NE part and then continued the motion even after the normal fault had evolved into an oblique sinistral strike-slip producing an ellipsoidal shape of the body.

POLYPHASE DEFORMATION - METAMORPHISM EVOLUTION OF THE KAPLICE UNIT IN THE NW ROOF DOMAIN OF THE MOLDANUBIAN PLUTON

VRANA, S.

Czech Geological Survey, Klarov 3, 118 00 Praha 1, Czech Republic

The Kaplice unit, comprising muscovite-biotite paragneisses with quartzite and calc-silicate intercalations forms the NW roof of the Moldanubian pluton between Linz and Ceske Budejovice. This part of southern Bohemia is now completely covered by printed 1:25.000 geological maps. The unit trending NE-SW, 50 km long and up to 10 km wide, is continuously in intrusive contact with the Eisgarn type ("Mrakotin variety") Ms-Bt granite of the underlying Moldanubian pluton. In NW the Kaplice unit is structurally overlain by sillimanite-cordierite-biotite-paragneiss of the Monotonous unit. The Kaplice unit represents the most remarkable example of muscovite-rich gneisses in the interior of Moldanubicum compact (metagreywacke) varieties contain about 5 vol.% Ms, schistose varieties (similar to mica schists) carry up to 30 vol.% muscovite. Owing to high Ms, Bt and Qtz contents, the gneisses reacted readily via pressure solution and fabric reorientation to successive, contrasting stress patterns and record a series of successive deformation - recrystallisation events. The regional structural and petrological analyses shows rather coherent, regular record of successive events.

1. The following aspects make the structural member of the polycomponent crustal stack of southern Bohemia
2. A comparable complex structural pattern is unknown in most Ms-free gneisses in Moldanubicum
3. Late deformation events (D4, in part D3?) represent regionally significant crustal extension associated with emplacement of the Moldanubian Pluton.

Four major deformation - recrystallisation events in amphibolite facies are characterized by geometry of the structures as successive, superimposed deformations. Several hundred meters long zone of kyanite-quartz segregation lenses near Lipno dam, that developed parallel to the late, NW-dipping regional shear foliation S3, shows transformations $Ky > And$, $Ky > Sill$ ($Ky > Ms$) including coexistence of three Al_2SiO_5 polymorphs in a single sample. Adjacent to the pluton the following sequence of mineral phases is documented: staurolite > andalusite, sillimanite,

cordierite. A low frequency of garnet having a low Grs and Prp content is in line with the prevalence of late, low-P mineral assemblages in the Kaplice unit.

BARTEK, J. (1979); The regional metamorphism of the Kaplice series. - Postgradual thesis, p.169; Czech Geological Survey, Prague (in Czech, unpublished).

VRANA, S. (1979): Polyphase shear folding and thrusting in the Moldanubicum of southern Bohemia - Bull.Geol.Survey Prague 54, 75 - 86.

CONJUGATE SHEAR ZONES IN THE SOUTHERN BOHEMIAN MASSIF: KINEMATICS DURING DUCTILE AND BRITTLE BEHAVIOUR

WALLBRECHER, E.¹, BRANDMAYR, M.¹, DALLMEYER, R.D.² & HANDLER, R.³

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Austria

² Department of Geology, University of Georgia, Athens, USA

³ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Austria

Mylonitic fabrics which developed in wrench fault systems of the Southern Bohemian Massif display dextral shear sense in the NW-SE striking systems and sinistral shear sense in NE-SW trending systems. Ductile fabric elements were studied in both systems.

In the Danube Shear Zone (along the Danube between Eferding and Passau) diatexites and metablastites are ductilely deformed into protomylonites. A mylonitic foliation dips steeply NNE to NE, and an almost horizontal stretching lineation in the direction of strike is well penetrative. Mesoscopic and microscopic S-C fabrics and shear bands indicate a dextral shear sense. X-ray textural goniometer analyses of quartz fabrics in (xz)-sections show that the c-axes are arranged in dextrally oblique girdle distributions. The a-axes form a cluster distribution in the S-direction of the S-C fabric. Temperatures cannot have exceeded those of greenschist metamorphism because the feldspar porphyroclasts are brittlely deformed.

In the Pfahl Shear Zone (parallel to the Danube shear Zone in the Mühl Valley), protomylonites derived from a granite or orthogneiss-protolith (Weinsberg Granite, Eisgarn Granite, and "Grobkorn Gneis") are most common along the shear zone margins. Towards the centre of the shear zone, mylonites and ultramylonites are developed. Ductil shear bands, asymmetric pressure shadows, and antithetic "book shelf" structures indicate dextral shear. X-ray textural goniometer analyses of the quartz fabric from marginal parts of the shear zone show similar patterns as in the Danube Shear Zone. In the centre of the Pfahl Shear Zone, however, a prism-c-glide system was activated. This means that temperatures exceeded 700 °C, and that hydrous conditions existed.

In the NE-SW trending Rodl Shear Zone (located in the Rodl Valley) mylonitization and phyllonitization affected a variety of protoliths (Pearl Gneiss, Pearl Diatexite,

Weinsberg Granite, and Schlieren Granite). A penetrative, steeply NW-dipping mylonitic foliation and a horizontal NE-SW striking stretching lineation are well developed. From fabrics in meso- and microscopic scale a sinistral shear is evident. In highly deformed mylonites a very high flux of fluids can be derived from a complete change of feldspar into sericite. Mineral reactions suggest retrograde metamorphism under greenschist conditions. X-ray textural goniometer analyses of the quartz fabric result in girdle distributions with sinistral obliquity and clusters of *a*-axes in the direction of the *x*-axis of the finite strain ellipsoid.

⁴⁰/₃₉Ar dating of various size fractions of muscovites formed during mylonitization yielded ages of 287.3 ± 0.6 Ma (NW-SE system) and 294.5 ± 0.7 - 260.3 ± 0.9 Ma (NE-SW system). The shear zones are, therefore, interpreted as a late Variscan conjugated system. Rb-Sr dating of muscovites yields an age of 190 Ma which is interpreted to indicate partial Alpine rejuvenation.

The shear zones of both directions are affected not only by ductile deformation but also by patterns of brittle slickenside planes with striations which must be younger than the ductile fabric, because they cut through it and because many of them are coated with fresh fault gouges. This means that they were established in a post-Variscan stress pattern. Post-Variscan movement is also suggested for the easternmost Diendorf Shear Zone because it forms a structural boundary for a tectonic graben containing Permian sedimentary rocks. In these young displacement systems slickenside planes, striations, and sense of displacement were measured, and paleo-stress directions were reconstructed. Identical stress patterns were found for both shear zone directions. The axis of maximum principal stress is oriented horizontally in N-S direction, whereas the axis of minimum principal stress is aligned horizontally in W-E direction. These relationships indicate that within both sets of ductile shear zones, younger brittle deformation acted in a strike slip manner with a shear sense similar to the one which was active with ductile deformation.

These observations lead us to the conclusion that the shear zones in the Southern Bohemian Massif appear to have developed as wrench faults at crustal levels below the brittle-ductile transition. Some developed at very high temperatures (e.g. the Pfahl Shear Zone) and may reflect coincidence of the intrusion of late Variscan Granite (Eisgarn Granite) and initial shearing. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating suggests that the NW-SE and the NE-SW systems developed simultaneously in the late Variscan. These can be regarded as a conjugate orthogonal system of lateral shear zones. This pattern appears to extend into the Czech sections of the Bohemian Massif and to form a regular regional pattern. One direction (NW-SE) parallels borders of large crustal blocks in Middle and Eastern Europe (Elbe Line and Tornquist-Teisseyre Line) along the southwestern border of the Russian Shield. The other system is perpendicular to crustal block boundaries. The shear zone pattern developed in a broad zone perpendicular to the direction of Variscan convergence of Laurasia and Gondwana. This pattern of dextral and sinistral strike slip zones might be explained as *σ* and *β*-lines and represents trajectories of maximal shear stresses which developed north of an elongated E-W indenter. During the Alpine orogeny the Bohemian Massif represented a tectonic foreland. At this time a stress field must have been active

which was very similar to that in the Variscan. As a result, Variscan shear zones were reactivated at higher crustal levels.

THE KARKONOSZE GRANITE FROM ŁOMNICA, SUDETES, POLAND: ITS TECTONIC POSITION INFERRED FROM GEOCHEMICAL DATA

WILAMOWSKI, A.

Institute of Geological Sci., Polish Academy of Sci., Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warsaw, Poland

Sixty one granite core samples were taken from a 500 m deep borehole localised in the eastern part of the Karkonosze massif near Łomnica village in Polish Sudetes. This granite consists of quartz, plagioclase (An_{30-0}), alkali feldspar, biotite, and ilmenite. Its structure is coarse-grained and porphyric. The granite samples show wide variations in the intensity of secondary processes, such as chloritization, sericitization, and prehnitization. In extreme cases, the whole biotite was replaced by chlorite. The chemistry of the granite was analysed by using the XRF wavelength dispersion method. The accuracy of trace elements determination was about 1 ppm. On the QAP classification diagram (where Q, A, P are normative quartz, alkali feldspar and plagioclase contents) the studied samples cover the fields of granite and granodiorite. The chemical data point to a homogeneity of the granite with normal distribution of mineral-forming elements and a relative low standard deviation value. It seems, that all the investigated granite samples are indicative of the same magmatic event.

Many authors postulate, that there is a correlation between the chemical composition of a granitoid rock and its intrusive environment. This correlation provides a base for genetic interpretations of other granitoid massifs with particular reference to their original tectonic setting. However, the effect of subsequent processes must be considered to ensure a reliability of this tectonic interpretation. CWOJDZIŃSKI (1979) on the basis of paleomagnetic and geological data suggested, that the Karkonosze granite intruded during a collision event of the Bohemian Massif and the East-European Platform. The aim of this work was to test this hypothesis based on geochemical data.

The tectonic classification of PEARCE et al. (1984) based on trace elements like Rb, Y, Nb, Yb and Ta shows 4 types of granitic rocks: 1. ocean ridge granites - ORG, 2. volcanic arc granites - VAG, 3. within plate granites WPG and 4. collision granites - COLG. According to this classification, the studied granite samples plot at the border between the COLG and VAG fields. The chemical data presented in this paper do not allow a more detailed classification. However, it seems plausible that Yb and Ta distributions would help to classify precisely the studied granite. MANIAR & PICCOLI (1989) classify granitoids into 7 groups according to contents of major elements: Al, Fe, Mg, Ca, Na and K: 1. island arc granitoids - IAG, 2.

continental arc granitoids - CAG, 3. continental collision granitoids - CCG, 4. postorogenic granitoids - POG, 5. rift-related granitoids - RRG, 6. continental epeirogenic uplift granitoids - CEUG and 7. oceanic plagiogranites - OP.

A plot of chemical data of the studied granite suggests, that this granite belongs either to CAG or to CCG. These two fields overlap one another, and therefore it is hardly possible to provide a more detailed interpretation.

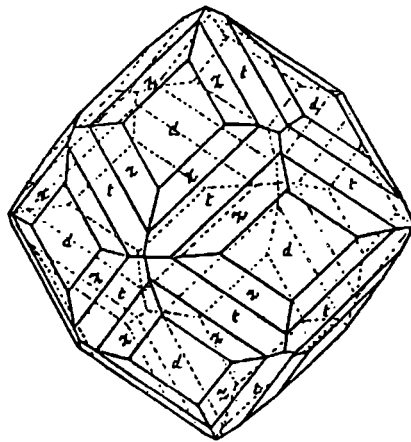
The classification of BATCHELOR & BOWDEN (1985) allow to discriminate granite types according to orogenic stage of their formation. This classification concerns the major element composition (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na and K) and allow to discriminate between the following genetic types: 1. mantle plagiogranites, 2. pre-plate collision (destruction of an active plate margin) related granitoids, 3. granitoids of post-collisional uplift, 4. late-orogenic granitoids, 5. anorogenic granitoids, 6. syn-orogenic anatectic 2-mica leucogranites and 7. post-orogenic granitoids.

According to this classification, the Karkonosze granite represents either a late-orogenic granite type or syn-orogenic 2-mica leucogranite. However, petrographical and geochemical data strongly suggest a late orogenic development of the studied granite. According to the first two classifications the Karkonosze granite is either a collisional granite or an island (continental) arc granitoid. The third classification implies that the granite intruded during a late orogenic stage. The environment of an island arc is highly impossible because the development of the Karkonosze intrusion occurred during a late stage of orogenesis. Therefore, the granite from Łomnica seems to be of collisional origin.

The present work was carried out with the NEWPET software.

- BATCHELOR, R.A., BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. - *Chem. Geology*, 48, 43 - 55.
- CWOJDZIŃSKI, S. (1979): A simplified mobilistic model of evolution of Polish Variscides. - *Bull. Asad. Pol. Sci. Sér. Sci. Terre*, 27, no. 1-2.
- MANIAR, P.D., PICCOLI, P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. - *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, 101, 635 - 643.
- PEARCE J. A., HARRIS, N.B.W., TINDLE A.G. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. - *J. Petrology*, 25, 956 - 983.

Originalarbeiten



**FLOTATIONSVERFAHREN ZUR ABTRENnung VON APATIT
UND ZIRKON AUS SILIKATISCHEN PARAGENESEN**

von

Ewald Hejl⁺ und Paul Ney⁺⁺

(eingelangt am 18. 1. 1994, angenommen am 31. 1. 1994)

Zusammenfassung

Die Kenntnis pH-abhängiger Zeta-Potentiale und die Durchführung mehrerer Flotationsversuche ermöglichten die Entwicklung eines rationellen Verfahrens zur Gewinnung von Apatit und Zirkon im geowissenschaftlichen Labor. Das beschriebene Flotationsverfahren eignet sich für die Feinsandfraktionen frisch gebrochener Silikatgesteine wie z.B. Granit oder Gneis. Gegenüber der herkömmlichen Dichtesortierung mit giftigen Schwereflüssigkeiten ist die wesentlich bessere Umweltverträglichkeit der Flotation hervorzuheben. Die Entsorgungsproblematik entfällt dabei vollständig. Außerdem ist diese Technik relativ preisgünstig und zeitsparend.

Abstract

A laboratory flotation procedure for the separation of apatite and zircon has been developed by the investigation of pH dependent zeta potentials and by several flotation experiments. This method is particularly suitable for the fine-grained sand fractions of freshly broken silicate rocks like granite or gneiss. The environmental

⁺ Dr. Ewald Hejl
Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg
Hellbrunnerstr. 34/III
A-5020 Salzburg

⁺⁺ Prof. Dr. Paul Ney
Institut für Mineralogie der Universität Salzburg
Hellbrunnerstr. 34/III
A-5020 Salzburg

influence of the very small quantities of flotation chemicals seems to be negligible compared to the pollution by mineral separation with toxic heavy liquids. The described flotation technique is also rather cheap and time-saving.

Einleitung

Für geochronologische Zwecke (z.B. Spaltspurdaterungen oder U-Pb-Datierungen) werden Apatit und Zirkon üblicherweise mittels Magnetscheidung und Dichtesortierung aus geeigneten Siebfractionen (meistens $< 300 \mu\text{m}$) abgetrennt. Viele Schwereflüssigkeiten wie z.B. Bromoform oder Tetrabrommethan sind teuer und sehr giftig. Die bei ihrer Handlung notwendigen Sicherheitsvorkehrungen sind mit zusätzlichen Kosten und Mühen verbunden.

Wässrige Lösungen von Natriumpolywolframat sind zwar ungiftig, haben aber bei Dichten über $2,5 \text{ g/cm}^3$ eine hohe Viskosität (PLEWINSKY & KAMPS, 1984). Auch bei Verwendung einer Zentrifuge ist der durch das Filtrieren, Auswaschen und Wiedereindicken verursachte Arbeitsaufwand beträchtlich.

Als Alternative bietet sich die Flotation an. Sie wird bei der industriellen Gewinnung vieler Mineralarten seit langem angewendet. Das dementsprechende Schrifttum ist sehr umfangreich (siehe z.B. bei NEY, 1973). Während bei industriellen Flotationsprozessen große Rohstoffmengen mit gleicher oder ähnlicher Zusammensetzung aufbereitet werden, schwanken die Mineralgehalte von Gesteinsproben, die im Labor separiert werden, oft sehr stark. Es war das Ziel unserer Untersuchung, ein Flotationsverfahren für Apatit und Zirkon möglichst gut an die Erfordernisse der Laborpraxis anzupassen.

Zeta-Potentiale von Apatit und Zirkon

Die in der Flotation eingesetzten Sammlerreagentien sind meistens schwache Säuren oder Basen oder deren Salze. Nach der Ladung der hydrophobierenden Ionen unterscheidet man anion- und kationaktive Sammler. Oft ist für die Adsorption der Sammlerionen die elektrische Ladung einer Mineraloberfläche ausschlaggebend. Das Zeta-Potential, das für die elektrokinetischen Eigenschaften einer Suspension verantwortlich ist, entspricht jener elektrischen Spannung, die sich an der Phasengrenze zwischen den Mineralteilchen und der umgebenden Flüssigkeit aufbaut. Diese Spannung kann mit dem Zeta-Meter nach RIDDICK (1960) bestimmt werden. Das Zeta-Potential einer Mineralart in wässriger Suspension hängt von der Konzentration der gelösten Ionensorten ab. Eine wichtige Einflußgröße ist der pH-Wert. Die Abhängigkeit des Zeta-Potentials von der Konzentration zugesetzter Säuren oder Basen kann als pH-ZP-Kurve dargestellt werden. Derartige Kurven für über 80 Mineralarten können dem Handbuch von NEY (1973) entnommen werden.

Zirkon hat in einem weiten pH-Bereich ein positives Zeta-Potential und sollte daher mit anionaktiven Sammlern flotierbar sein. Unterhalb von pH 3 zeigen auch alle Apatite ein positives Zeta-Potential. Bei mittleren pH-Werten (zwischen 3 und 9)

liegen die Zeta-Potentiale der Apatite in der Nähe des Nullpunkts (-10 bis + 10 mV). Die geringfügigen Unterschiede der Kurvenverläufe sind wahrscheinlich auf Abweichungen im Chemismus der Apatite zurückzuführen.

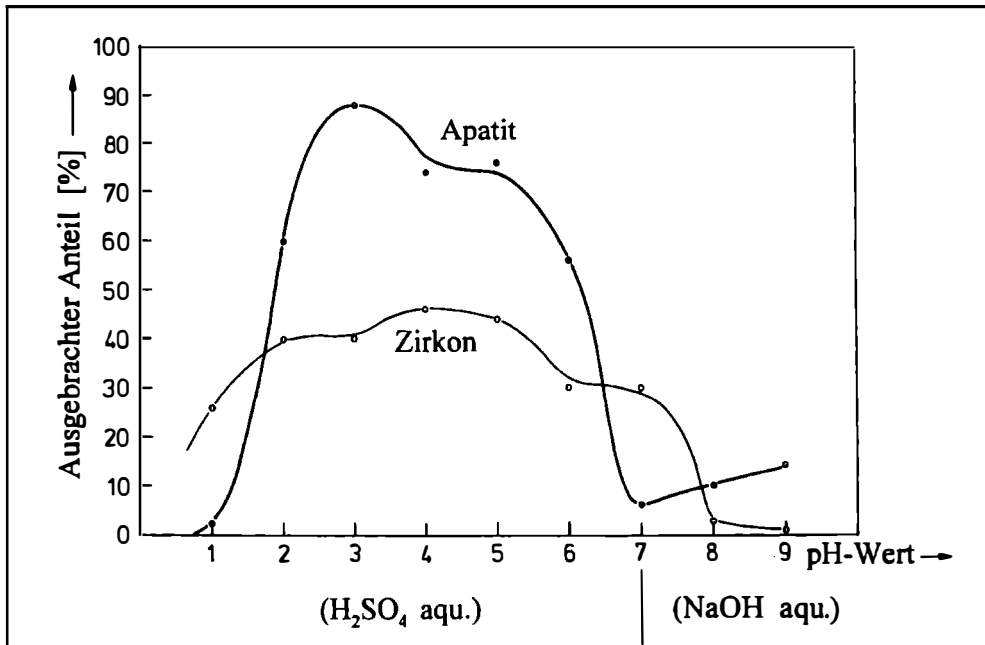


Abb. 1: Ausbringen von Apatit und Zirkon mit dem Sammler[®] HOE F 2874 in Abhängigkeit vom pH-Wert.

Flotationsversuche

Schüttelversuche mit Feinsandfraktionen von Apatit und Zirkon zeigten, daß der anionaktive Sammler[®] HOE F 2874 (Natriumsalz einer Sulfonatgruppen enthaltenden Karbonsäure) eine gute Hydrophobierung bewirkt. Flotanol D14 fördert die Schaumbildung.

Mit jeweils 5 g Apatit bzw. Zirkon (100 - 200 μm) wurden quantitative Flotationsversuche bei verschiedenen pH-Werten durchgeführt (Abb. 1). Der pH-Wert wurde immer vor der Zugabe des Mineralsandes und des Sammlers[®] HOE F 2874 eingestellt. Bei pH 3 bis 5 können ungefähr 80 % des Apatits und über 40 % des Zirkons ausgebracht werden. Flotationsversuche mit Gemengen von Apatit und

Quarz sowie mit Siebfractionen von Weinsberger Granit zeigten, daß Quarz und Feldspat nahezu vollständig in der Trübe bleiben. Das Aufschwimmen von Biotit kann durch die Zugabe von Tiron (Brenzcatechin-3,5-disulfonsäure Dinatrium-salz-Monohydrat; Summenformel = $C_6H_4Na_2O_8S_2 \cdot H_2O$) verhindert werden.

Empfohlene praktische Vorgangsweise

Die Flotationszelle unserer Laborflotmaschine hat 2 Liter Inhalt. Bei Flotationszellen mit abweichendem Volumen müssen die unten angeführten Mengenangaben entsprechend korrigiert werden. Wir empfehlen folgenden Arbeitsgang:

1. Brechen und Sieben der Probe im trockenen Zustand. Jeder Kontakt des Probengutes mit Leitungswasser ist zu vermeiden, um die chemischen Eigenschaften der frischen Mineraloberflächen nicht zu verändern.
2. Für die weitere Bearbeitung empfiehlt sich eine Korngrößenfraktion zwischen 63 und 250 μm . Sie wird mehrmals mit aqua dest. ausgewaschen und dekantiert, um Staubanteile zu entfernen. Wegen seiner geringen natürlichen Hydrophobie sammelt sich Apatit oft gemeinsam mit feinem Gesteinsstaub (häufig Glimmer) an der Wasseroberfläche und könnte beim Abgießen verloren gehen. Daher sollte die Suspension der Feinstanteile durch ein Sieb (63 μm) gegossen werden. Der ausgewaschene Rückstand auf dem Sieb kommt wieder zurück zur geschlammten Probe.
3. Einen großen Meßbecher füllt man mit 2 Liter aqua dest. und gibt mit einer Pipette 5 ml einer 10-prozentigen H_2SO_4 -Lösung dazu. Der pH-Wert sollte dann mit einem Indikatorstreifen überprüft werden und bei ca. 4 liegen.
4. Nun gibt man ungefähr 100 bis 200 g des gewaschenen Probengutes in die Flotationszelle und füllt diese bis 5 mm unter den Überlauf mit der schwach sauren H_2SO_4 -Lösung auf. Wenn Biotit oder andere Minerale mit zweiwertigem Eisen vorhanden sind, wird noch 1 ml einer wässrigen Tironlösung (1%) dazugegeben.
5. Bei eingeschaltetem Rührwerk wird die Suspension 7 Minuten lang konditioniert.
6. Mit einer Pipette werden dann 2 ml einer wässrigen Lösung (1 %) des Sammlers[®] HOE F 2874 zugegeben. Das Rührwerk bleibt weitere 5 Minuten eingeschaltet.
7. Zur Förderung der Schaumbildung gibt man nach Ablauf der 5 Minuten einen kleinen Tropfen[®] Flotanol D 14 in die Suspension und belüftet sofort. Sobald starke Schaumbildung einsetzt, was nach ungefähr einer Minute der Fall sein sollte, beginnt man mit dem Abstreifen des Schaumes. Dieser wird dabei vorsichtig mit einem Plastikspatel über den Überlauf geführt und in

einer Schüssel gesammelt. Wenn die Schaumbildung nachläßt oder zuviel Begleitminerale aufschwimmen, wird der Flotationsvorgang beendet - im allgemeinen nach 3 bis 5 Minuten.

8. Der Schaum wird in einen großen Filter gespült und das gewonnene Mineralkonzentrat gut ausgewaschen. Es wird anschließend getrocknet.
9. Reinigen der Flotationszelle und des Rührers mit viel Wasser. Zuletzt sollte beides mit aqua dest. ausgespült werden.
10. Falls es nötig sein sollte, kann das nunmehr sehr kleine Mineralkonzentrat mit dem Magnetscheider oder mit kleinen Mengen von Schwerflüssigkeiten nachsepariert werden.

Die Grundlagen der Flotation und allgemeine Arbeitsregeln im Labor vermittelt das Lehrbuch von NEY (1986).

Literatur

- NEY, P. (1973): Zeta-Potentiale und Flotierbarkeit von Mineralen. - Applied Mineralogy **6**, 214 S., 82 Abb., Wien-New York (Springer).
- NEY, P. (1986): Gesteinsaufbereitung im Labor. 157 S., 7 Abb., 9 Tab., Stuttgart (Ferdinand Enke).
- PLEWINSKY, B., KAMPS, R. (1984): Sodium metatungstate, a new medium for binary and ternary density gradient centrifugation. - Makromol. Chem., **185**, 1429 - 1439.
- RIDDICK, Th.M. (1960): Electrophoresis cell. - U.S. Patent 3 454 487 (Cl. 204-299; B 01 Kd). - 12 pp. Appl. 01 Dec. 1960.

© Registriertes Warenzeichen der Fa. Hoechst Aktiengesellschaft, Frankfurt am Main.

**CHEMISCHE UND RÖNTGENKRISTALLOGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AN
ESKIMOIT (~ Ag₇Pb₁₀Bi₁₅S₃₆) UND HEYROVSKYIT (~ AgPb₁₀Bi₅S₁₈)
VOM "RAURISER GOLDBERG", HÜTTWINKELTAL, LAND SALZBURG**

von

Andreas Ertl⁺, Eugen Libowitzky⁺ und Franz Pertlik⁺

(eingelangt am 22. 3. 1994, angenommen am 18. 4. 1994)

Zusammenfassung

Auf Halden, Zeugen des ehemaligen extensiven Bergbaues am "Rauriser Goldberg" im Hüttwinkeltal, wenige Zehnermeter unterhalb des Knappenhauses, konnten in dm-großen Quarzblöcken Einsprenglinge von Galenit, Sphalerit, Pyrrhotin und Chalkopyrit sowie die zu den Wismut-Sulfosalzen zu zählenden Minerale Eskimoit und Heyrovskyit im mm-Bereich identifiziert werden. Chemische Analysen dieser beiden Minerale werden Literaturangaben gegenübergestellt. Röntgenographische Einkristalluntersuchungen ergaben, bezogen auf Angaben in der Literatur, für Eskimoit eine Vervierfachung der Gitterkonstante b_0 (von 4,10 Å auf 16,40 Å) und für Heyrovskyit eine Verdopplung von c_0 (von 4,12 Å auf 8,24 Å). Diese Vervielfachungen (schwache Zwischenschichten) werden auf Ordnungsphänomene in der Atomanordnung zurückgeführt.

Historisches und Einleitung

Eskimoit (~ Ag₇Pb₁₀Bi₁₅S₃₆)

Das Mineral Eskimoit, idealisierte Formel Ag₇Pb₁₀Bi₁₅S₃₆ nach FLEISCHER (1987), ist nach Wissen der Verfasser bis heute von drei Fundpunkten in geologisch

⁺ Andreas Ertl, Dr. Eugen Libowitzky und
tit aO. Prof. Dr. Franz Pertlik
Institut für Mineralogie und Kristallographie
Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1
A-1010 Wien

ähnlichen Formationen beschrieben worden. Die Erstbeschreibung findet sich bei KARUP-MÖLLER (1977), der über dieses Mineral aus einer Paragenese mit Gustavit, Cosalit und Galenit im Kryolith von Ivigtut, Süd-Grönland, berichtet. Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen von Eskimoit konnten in dieser Erstbeschreibung zur Formel $\text{Ag}_{1.75}\text{Pb}_{2.50}\text{Bi}_{3.75}\text{S}_9$ verrechnet werden. Die röntgenographisch bestimmten Gitterkonstanten in [Å]: $a = 13,495(5)$, $b = 30,194(8)$, $c = 4,100(5)$, $\gamma = 93.35(1)^\circ$ ergaben eine Zelle mit vier Formeleinheiten, die systematischen Auslöschungen führten zu den möglichen Raumgruppen B2/m, B2 oder Bm. Es sind ferner angegeben: mittlere Reflexionswerte für vier Wellenlängen des sichtbaren Lichtes, die Mikrohärtigkeit, sowie ein Röntgen-Pulverdiagramm, ermittelt anhand einer Gandolfi-Aufnahme.

Einen weiteren Fundpunkt des Minerals Eskimoit stellt die Wolfram-Zinn-Mineralisation (Wolframit, Cassiterit) des Lineaments eines "Zweiglimmergranites" von Montanem (Galicien, Spanien) dar. Von GOUANVIC & BABKINE (1983) werden Pb-Ag-Bi-Sulfosalze (Pavonit, Lillianit, Gustavit, Schirmerit, Eskimoit, Ustarasit und Minerale der Reihe Galenit-Matildit) sowie elementares Wismut, Stannit, Sphalerit und Pyrrhotin teils frei, teils als Einschlüsse vor allem in Chalkopyrit und Arsenopyrit, erwähnt. Neben einer ausführlichen Beschreibung der Mineralparagenese dieser Lagerstätte, der Morphologie und Optik der einzelnen Minerale, werden chemische Analysen (Elektronenstrahl-Mikrosonde) von etwa einem Dutzend Sulfosalzen angegeben. Die Analyse für das Mineral Eskimoit ist in Tab. 1 wiedergegeben. Röntgenographische Untersuchungen an den Sulfosalzen dieser Lagerstätten wurden nicht durchgeführt.

Als dritter Fundpunkt von Eskimoit werden Quarzadern im "Gneis" des Steinbruchs von La Roche-Balue (Nantes, Frankreich) von MOELO et al. (1987) erwähnt. Anhand des Mineralinhalts werden hier prinzipiell drei Generationen von Quarzadern unterschieden:

- a) pneumatolytische Phase: Quarz mit Orthoklas,
- b) hydrothermale Phase (350 - 400° C): Quarz mit Scheelit, Arsenopyrit, Pyrrhotin, Molybdänit, Gold und Galenit sowie die Sulfosalze Gustavit I, Vikingit, Heyrovskyit und Eskimoit,
- c) epithermale Phase: Quarz mit Pyrit, Markasit, Chalkopyrit, Cosalit, Gustavit II, Tetraedrit und elementarem Wismut.

Die gesamte Paragenese wird als W-As-(Pb,Bi,Ag)-Mineralisation bezeichnet. Eskimoit tritt hier als epitaktische Verwachsung mit Ag- und Bi-reichem Heyrovskyit auf.

Heyrovskyit ($\sim \text{AgPb}_{10}\text{Bi}_{15}\text{S}_{18}$)

Eine Zusammenstellung der älteren Literatur bezüglich Namensgebung, teils unzureichender Beschreibungen in bezug auf physikalische Eigenschaften und lückenhafte chemische Analysen, die sich auf die Minerale Goongarrit und Warthait beziehen, finden sich bei MOZGOVA et al. (1976). Diese Autoren belegten die Identität obgenannter Minerale mit Heyrovskyit, dessen erste exakte Beschreibung

und somit legitime Namensgebung durch KLOMINSKY et al. (1971) an Kristallen aus den Quarzadern sowie Quarzgeröllen von den Halden der mittelalterlichen Abbaue von Hurky, etwa 65 km westlich von Prag, durchgeführt wurde. In den beschriebenen Quarz-Feldspat-Gängen (Albit und Mikroklin) findet sich in kleinen Adern und Imprägnationen eine Mineralisation folgender opaker Mineralien: Pyrit (eine Goldführung wird erwähnt), Sphalerit, Galenit, Molybdänit, Cosalit, Chalkopyrit und Covellin sowie Heyrovskyit. Dieses Mineral tritt in derben Massen, Durchmesser max. 2 cm, verwachsen mit Cosalit und Galenit, auf. Einige wenige Einkristalle erreichen max. 20 mm Länge und 0,1 bis 0,5 mm Dicke. Neben chemischen Analysen werden von diesem Mineral angegeben: Morphologie, Mikrohärt, Reflexionswerte für sichtbares Licht, Röntgeneinkristall- und Pulverdaten sowie daraus berechnete Gitterkonstanten. Eine Bestimmung möglicher Raumgruppen sowie die Berechnung der Dichte runden die Beschreibung ab.

Eskimoit	I	II		
a	13,495(5)	13,49(3)		
b	30,194(8)	29,95(5)		
c	4,100(5)	4 x 4,093(5)		
γ	93,35(1)	93,50(5)		
Heyrovskyit	I	II	III	IV
a	13,705(13)	13,583(5)	13,61(1)	13,62(3)
b	31,194(33)	30,533(10)	30,47(2)	30,51(5)
c	4,121(3)	4,129(10)	4,08(2)	2 x 4,080(5)

Tab. 1: Röntgenographisch bestimmte Gitterkonstanten in [Å] von Eskimoit (I: KARUP-MÖLLER, 1977 und II: eigene Werte) sowie von Heyrovskyit (I: KLOMINSKY et al., 1971; II: KARUP-MÖLLER & MAKOVICKY, 1981; III: MOELLO et al., 1987 und IV: eigene Werte).

Die mylonitisierte Zone eines granitoiden Gesteins von Castlegar, Britisch Kolumbien, enthält in einer Bi-W-Mo-Mineralisation neben Heyrovskyit eine Reihe von Mineralien, die als Lillianit-Homologe einordenbar sind, sowie weiters Scheelit, Molybdänit, Pyrit und Chalkopyrit (KARUP-MÖLLER & MAKOVICKY, 1981). Der auftretende Heyrovskyit wird als Ag-Bi-reich beschrieben. Die Gitterkonstanten wurden anhand von Drehkristall- und Weissenbergaufnahmen bestimmt, wobei von den Autoren ausdrücklich darauf hingewiesen, daß keine Verdoppelung der "4 Å Konstante", selbst auf Langzeit-Röntgenaufnahmen, auszunehmen ist.

Heyrovskiyt wird aber auch, wie schon erwähnt, von MOELO et al. (1987), zusammen mit Eskimoit aus La Roche-Balue, beschrieben. Chemische Analysen und ungefähre Gitterkonstanten, bestimmt aus Einkristallen, werden weiters gegeben.

Von ZAMBONINI et al. (1925) beschriebene Feldstudien an Fumarolen auf Vulkano (Liparische Inseln) führten vorerst zur Definition des Minerals Cannizzarit, neuere Untersuchungen am Originalmaterial durch MOZGOVA et al. (1985) erbrachten neben dem Nachweis einer ausgeprägten Selenführung sämtlicher opaker Mineralien dieser Fumarolenbildung auch den Nachweis für Heyrovskiyt, Lillianit, Galenobismutit und Galenit. Chemische Analysen der Blei-Wismut-Sulfosalze sowie Röntgen-Pulverdaten und Strukturdaten, ermittelt anhand von Elektronenbeugungsaufnahmen, werden weiters angeführt.

Im Zusammenhang mit der Strukturanalyse des Minerals Lillianit ($3 \text{PbS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$) durch TAKAGI & TAKEUCHI (1972) wird auch eine Strukturbestimmung von Heyrovskiyt erwähnt. Diese Autoren belegen ohne jegliche Zahlenangaben die von OTTO & STRUNZ (1968) für die Verbindung $6\text{PbS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ vorgeschlagene Struktur auch für Heyrovskiyt mit einem R-Wert von 0,09 als übereinstimmend.

Elemente und Sulfide (im weitesten Sinn) vom "Rauriser Goldberg"

Bereits E. FUGGER (1878) erwähnt vom Bergbau "Rauriser Goldberg" im Hüttwinkeltal verschiedene Minerale, die obigen Gruppen zuordenbar sind: gediegen Silber und Gold, Dyskrasit (= Antimonsilber), Pyrit, Markasit, Arsenkies, Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Antimonit und ein silberhältiges Fahlerz. STRASSER (1975) führt ergänzend noch Pyrrhotin (Magnetkies) an. PAAR (1979) beschreibt aus mehreren Fundpunkten aus dem Penninikum des Oberpinzgaues das Vorkommen von Pb-Bi-Sulfosalzen (Heyrovskiyt, Lillianit, Cosalit und Friedrichit).

Eine vor einiger Zeit von einem der Autoren (A. ERTL) durchgeführte Nachsuche am "Rauriser Goldberg" im Hüttwinkeltal (Verlängerung des Rauristales), Land Salzburg, erbrachte nun von den Halden unmittelbar unterhalb des Knappenhauses eine Belegung für die Pb-Bi-Sulfosalze Eskimoit und Heyrovskiyt.

Experimenteller Teil

Röntgenographische Untersuchungen

Die "Qualität" ausgewählter Kristalle wurde mittels Röntgen-Einkristallaufnahmen untersucht. Vor allem wurde kritisch auf die Symmetrie sowie auf mögliche Vervielfachungen der Gitterkonstanten geachtet, da bereits KARUP-MÖLLER (1977) schwache Zwischenschichten in Richtung [001] für das Mineral Eskimoit erwähnt und für Heyrovskiyt die Autoren KARUP-MÖLLER und MAKOVICKY (1981) sehr wohl derartige Zwischenschichten erwarteten, anhand der Aufnahmen der zur Verfügung stehenden Kristalle jedoch nicht vorfanden.

Eskimoit	1a	1b	2	3a	3b	
S	16,17(37)	16,40(16)	15,81	13,67-16,12	15,0(8)	
Bi	46,70(105)	44,79(80)	42,37	34,38-37,49	35,7(1,2)	
Pb	28,80(86)	30,42(61)	27,46	37,11-40,76	38,9(1,3)	
Ag	9,68(40)	9,64(11)	9,84	8,61-11,47	10,4(9)	
Cu	0,30(8)	0,21(3)	0,28	=	=	
Fe	-	-	0,63	=	=	
Au	-	-	0,16	=	=	
Heyrovskyit	1	2	3	4	5a	5b
S	14,4-15,1	16,6(4)	12,9-13,3	15,9-16,1	15,67-17,37	16,5(0,7)
Bi	24,9-28,3	44,1(5)	21,1-24,0	34,6-37,2	21,16-32,87	26,6(4,0)
Pb	51,9-58,6	28,2(6)	59,8-63,6	39,7-42,5	45,73-49,91	47,3(1,6)
Ag	0,5-2,5	10,5(3)	--	6,1-7,3	1,73-3,32	2,4(0,5)
Cu	~0,2	--	--	--	0,75-1,27	1,0(0,1)
Fe	~0,3	--	--	--	--	--
Zn	~0,8	--	--	--	--	--
Cd	~0,3	--	--	0,1-0,4	--	--
Sb	--	--	--	~0,1	1,31-10,22	6,2(3,1)
Se	--	--	2,5-3,0	~0,3	--	--

Tab. 2: Ergebnisse chemischer Analysen für Eskimoit in Gew.%. Partiiell sind in runden Klammern die Standardabweichungen der Analysenwerte angeführt. (--: Werte nicht bestimmt; =: Werte unter der Nachweisgrenze von etwa 0,1 Gew.%). Eskimoit: Probe 1a und 1b: Eskimoit von zwei Vorkommen in Ivigtut, Grönland (KARUP-MÖLLER, 1977; MAKOVICKY und KARUP-MÖLLER, 1977); 2: In Arsenopyrit eingewachsener Eskimoit-Kristall von Montenem, Spanien (GOUANVIC und BABKINE, 1983); 3: Eskimoit vom "Rauriser Goldberg". Gemessen wurden 2 Kristalle mit je 5 Meßpunkte (3a: Streuung der Meßwerte, 3b: Mittelwerte).

Analysen von Heyrovskyit mit folgenden Fundpunkten: 1: Hurky, Granodiorit-Massiv von Cistá, Tschechische Republik (KLOMINSKY et al., 1971); 2: Bi-W-Mo-Mineralisation von Castlegar, Britisch Kolumbien, Kanada (KARUP-MÖLLER & MAKOVICKY, 1981); 3: Sulfidmineralisation durch ausgeprägte Fumarolentätigkeit auf Vulkano, Liparische Inseln, Italien (MOZGAVA et al., 1985); 4: Gneis von La Roche-Balue, Departement Loire Atlantique, Frankreich (MOELO et al., 1987); 5: Heyrovskyit vom "Rauriser Goldberg". Gemessen wurden 2 Kristalle mit je 5 Meßpunkte (5a: Streuung der Meßwerte, 5b: Mittelwerte).

Die an den vorliegenden Kristallen durchgeführten Einkristallaufnahmen belegten eindeutig eine Vervierfachung der Konstante b bei Eskimoit, sowie eine Verdoppelung von c bei Heyrovskyit gegenüber den Angaben in der Literatur. In beiden Fällen sind die Reflexe, die die Vervielfachung bewirken, sehr schwach und teils auch diffus. Das Intensitätsverhältnis dieser Reflexe zu den "starken" Reflexen beträgt im Mittel etwa 1:100. Somit war zwar die Belegung der Symmetrie möglich, die sich auch aufgrund der Zwischenreflexe in beiden Mineralien nicht nachweislich ändert, eine Bestimmung der jeweiligen Raumgruppe dieser Zellen jedoch unmöglich. In Tab. 1 sind die Gitterkonstanten der untersuchten Kristalle, ermittelt anhand von Einkristallaufnahmen, den Literaturwerten gegenübergestellt. Die beträchtlichen Unterschiede in den Gitterkonstanten von Individuen einzelner Fundpunkte ist auf die Variabilität im Chemismus zurückzuführen, die große Standardabweichung in den Meßwerten auf die Profilbreite der Röntgenreflexe. Von sämtlichen untersuchten Kristallen war kein Individuum für eine Strukturanalyse mittels Einkristalldaten geeignet.

Chemische Analysen

Die sorgfältig ausgewählten Kristalle der beiden Minerale Eskimoit und Heyrovskyit wurden vorerst, wie oben erwähnt, anhand von Röntgen-Einkristallaufnahmen identifiziert und so auch mehr oder weniger die Homogenität belegt.

Je zwei ca. 0,3 mm große Kristalle von Eskimoit und Heyrovskyit wurden für die EDX-Messungen (JEOL Rasterelektronenmikroskop JSM-6400 mit LINK EDX-System) gemeinsam mit den externen Standards auf einen Acrylglas-Probenträger aufgeklebt und mit Kohlenstoff bedampft. Die Anregungsspannung betrug 20 kV, die Kanalbreite war auf 20 eV festgesetzt. Linieninterferenz- und Matrix-Korrekturen für Absorption und sekundäre Fluoreszenz wurden mit dem Programmsystem ZAF4 (LINK) durchgeführt und die geräteinternen Standards verwendet. Anhand externer Standards für die Hauptelemente (Ag, Bi, Pb, S) in Form von (Ag_2S , Bi_2S_3 , PbS) war nur eine geringfügige Korrektur der Meßwerte notwendig. Folgende Linien dienen zur Messung:

Ag: L-Serie, **Cu:** K und K β , **Bi:** L-Serie, **Sb:** L-Serie, **Pb:** L-Serie, **S:** K und K β , korrigiert für Bi und Pb M-Serie.

5 Meßpunkte mit ca. 1 μm Durchmesser wurden je Kristall gesetzt (d.h. je 10 für Heyrovskyit und Eskimoit). Die Ergebnisse sind gemeinsam mit Daten aus der Literatur in Tab. 2 zusammengefaßt. Die analytischen Fehler der Messungen liegen bei allen Elementen weit unter den Standardabweichungen, welche sich aus den Schwankungen im Chemismus an den einzelnen Meßpunkten ergeben. Die chemische Variationsbreite (welche sich auch in den variierenden Gitterkonstanten widerspiegelt) ist durchaus mit jener der angeführten Literatur vergleichbar. Bei Heyrovskyit führt der massive Einbau von Sb zu einer großen Bandbreite in der Zusammensetzung. Wie auch die ähnlich hohen Standardabweichungen für Sb und Bi zeigen, dürfte der Einbau von Sb auf Kosten von Bi geschehen. Dieser Trend war klar bei den Einzelanalysen von Heyrovskyit erkennbar: Die Analyse mit dem geringsten Sb-Wert (1,31 Gew.%) zeigte den höchsten Bi-Wert (32,87 Gew.%) und jene mit dem höchsten Sb-Wert (10,22 Gew.%) den niedrigsten Bi-Wert

(21,16 Gew.%). Bei den Cu- und Ag-Werten von Heyrovskyit trat dieser gegenseitige Ersatz nicht so deutlich zutage, obwohl anzunehmen ist, daß Cu für Ag eingebaut wird. Hier überdeckt die Schwankung im (Cu+Ag)-Wert eine klare Aussage bezüglich einer gegenseitigen Substitution.

Ergebnisse und Diskussion

Wie bereits PAAR (1979) andeutete, dürften die Pb-Bi-Sulfosalze eine sehr weit verbreitete Mineralspezies im alpinen Raum darstellen und überwiegend an die Quarzgänge der Randbereiche diversester Gneise gebunden sein. In diesem Zusammenhang sei auch auf den Edelmetallgehalt dieser Mineralisationen hingewiesen, die gerade am "Rauriser Goldberg" die Ursache für die regen Bergbauaktivitäten darstellte.

Am "Rauriser Goldberg" im Hüttwinkeltal ist Eskimoit im Quarz eingewachsen und unmittelbar mit Galenit, Sphalerit, Pyrrhotin und Chalkopyrit vergesellschaftet. Nach einleitender Zusammenstellung dürfte es sich bei Eskimoit hier um den vierten Fundort für dieses Mineral weltweit handeln. Eskimoit bildet silberweiße, stark metallisch glänzende Butzen und dünnste Äderchen aus, die eine Größe bis einige Zehntel Millimeter erreichen können. Selten sind sichtbare ebene Kristallbegrenzungen zu erkennen. Heyrovskyit ist am "Rauriser Goldberg" im Hüttwinkeltal unmittelbar mit Chalkopyrit, Pyrit und Sphalerit vergesellschaftet und bildet hellbleigraue, ebenfalls in Quarz eingewachsene Butzen und bis 1 mm dicke Äderchen. Eingewachsene nadelförmige Einkristalle erreichen eine Länge von maximal 0,5 mm.

Auffällig erscheint das kristallchemisch unerschiedliche Verhalten zwischen Eskimoit und Heyrovskyit. Während Eskimoit praktisch kaum Fremdelemente (jenseits der Nachweisgrenzen von ca. 0,1 Gew.%) in die Struktur einbaut, findet sich bei Heyrovskyit ein massiver Einbau von Sb anstelle von Bi, und ein Cu-Gehalt bis zu 1,27 Gew.%, welcher wahrscheinlich Ag substituiert. Verglichen mit den bereits bekannten Zusammensetzungen aus der Literatur (vgl. Tab. 2) zeigt Eskimoit auch in anderen Vorkommen nur Cu-Gehalte bis zu 0,3 Gew.%, was dem Bild einer sehr geringen Substitution von dem hier beschriebenen Vorkommen durchaus entspricht. Für Heyrovskyit wurden hingegen nur geringe Cu-Gehalte bis zu 0,2 Gew.%, und Sb-Gehalte bis zu 0,1 Gew.% beschrieben, welche von den hier beschriebenen Kristallen bei weitem übertroffen werden. Einschlußphasen anderer Sb-Verbindungen können aufgrund der Röntgen-Einkristallaufnahmen ausgeschlossen werden. Bezüglich der hohen Sb-Gehalte sei jedoch darauf verwiesen, daß vom "Rauriser Goldberg" im Hüttwinkeltal, wie einleitend erwähnt, auch Sb-Sulfide bekannt sind und somit die Sb-Führung belegt. In der unmittelbaren Umgebung des Fundpunktes konnten jedoch keine eigenständigen Sb-Mineralen aufgefunden werden. Hier wird offensichtlich der Einbau von Sb einer eigenständigen Mineralbildung vorgezogen.

Dank

Diese Arbeit wurde durch die "Hochschuljubiläumsstiftung der Stadt Wien" gefördert.

Literatur

- FLEISCHER, M. (1987): Glossary of Mineral Species. - The Mineral Record Inc., Tucson, Arizona, USA.
- FUGGER, E. (1878): Die Mineralien des Herzogthumes Salzburg. - Im Selbstverlag des Verfassers.
- GOUANVIC, Y., BABKINE, J. (1983): D'écouverte de sulfosels de Bi-Pb-Ag dans la mine de tungstène-étain de Monteneme (Galice, Espagne). - C.R.Acad. Sc.Paris, 296, Série II, 639 - 644.
- KARUP-MÖLLER, S. (1977): Mineralogy of some Ag-(Cu)-Pb-Bi sulphide associations. - Bull.Geol.Soc. Denmark, 26, 41 - 68.
- KARUP-MÖLLER, S., MAKOVICKY, E. (1981): Ag- and Bi-rich heyrovskyite from the Bi-W-Mo-mineralization at Castlegar, British Columbia. - Can.Mineral, 19, 349 - 353.
- KLOMINSKY, J., RIEDER, M., KIEFT, C., MRÁZ, L. (1971): Heyrovskyite, $6(\text{Pb}_{0.86}\text{Bi}_{0.08}(\text{Ag,Cu})_{0.04})\text{S.Bi}_2\text{S}_3$ from Hurky, Czechoslovakia, a New Mineral of Genetic Interest. - Mineral.Deposita, 6, 133 - 147.
- MAKOVICKY, E., KARUP-MÖLLER, S. (1977): Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series. Part II. - N.Jb.Mineral.Abh., 131, 56 - 82.
- MOELO, Y., MARCOUX, E., MAKOVICKY, E., KARUP-MÖLLER, S., LEGENDRE, O. (1987): Homologues de la lillianite (gustavite, vikingite, heyrovskyite riche en Ag et Bi...) de l'indice à W-As-(Pb,Bi,Ag) de La Roche-Balue (Loire Atlantique, France). - Bull. Minéral., 110, 43 - 64.
- MOZGOVA, N.N., BORODAEV, YU.S., SYRITSO, L.E., ROMANOV, D.P. (1976): New data on goongarrite (warthaite) and about the identity of heyrovskyite with goongarrite. - N.Jb.Mineral.Abh., 127, 62 - 83.
- MOZGOVA, N.N., KUZMINA, O.V., ORGANOVA, N.I., LAPUTINA, I.P., BORODAEV, Y.S., FORNASERI, M. (1985): New data on sulphosalt assemblages at Vulcano (Italy). - Rend.S.I.M.P., 40, 277 - 283.
- OTTO, H.H., STRUNZ, H. (1968): Zur Kristallchemie synthetischer Blei-Wismut-Spießglanze. - N.Jb.Mineral.Abh., 108, 1 - 19.
- PAAR, W. (1979): Pb-Bi-(Cu)-Sulfosalze (Heyrovskyit, Lillianit, Cosalit und Friedrichit) sowie Bi-hältiger Bleiglanz aus dem Penninikum des Oberpinzgau-es, Salzburg. - Der Karinthin, Folge 80, 97 - 98.
- TAKAGI, J., TAKÉUCHI, Y. (1972): The crystal structure of lillianite. - Acta Cryst., B28, 649 - 651.
- STRASSER, A. (1975): Salzburger Mineralogisches Taschenbuch. - Eigenverlag Strasser, A-5023 Salzburg.

REFLEXIONSMESSUNGEN AN ANISOTROPEN PYRITEN

von

Birgit Hertweck⁺

(eingelangt am 15. 4. 1994, angenommen am 18. 5. 1994)

Zusammenfassung

An vier orientierten Anschliffen von Pyritkristallen wurden die Reflexionsspektren im Bereich zwischen 400 und 700 nm in Luft gemessen: an den Flächen (100) und (111) jeweils für die abschließende Politur mit alkalischer SiO₂-Suspension bzw. mit 0.25 µm Diamantpaste. Die mit der SiO₂-Suspension behandelten Pyrite waren im Auflichtmikroskop betrachtet isotrop, während die diamantpolierten Proben anomale Anisotropie, jedoch keine meßbare Bireflexion aufwiesen. Der Vergleich der Reflexionsdaten zeigte, daß die Poliermethode keinen Einfluß auf das Reflexionsvermögen des Pyrits hat.

Summary

Reflectance spectra of four oriented pyrite crystals were measured in air in the range of 400 to 700 nm. The faces (100) and (111) were both finally polished with alkaline silica suspension and 0.25 µm diamond paste, respectively. The crystals treated with silica suspension were optically isotropic. On the other hand, the pyrites polished with diamond paste showed an anomalous anisotropy, but did not reveal measurable bireflectance. A comparison of the reflectance data suggests that the polishing method has no influence on the reflectance of pyrites.

⁺ Birgit Hertweck
Institut für Mineralogie und Kristallographie
Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1
A-1010 Wien, Austria

(100) [nm]	Chemomech. Politur		Standardpolitur	
	R [%]	s (rel) [%]	R [%]	s (rel) [%]
400	36,44	1,63	40,49	3,05
420	37,96	0,65	41,76	1,09
440	40,47	0,77	44,22	0,74
460	43,32	0,87	46,83	0,75
480	46,97	0,72	49,33	0,63
500	50,21	0,82	51,42	0,75
520	51,79	0,81	52,96	0,75
540	53,07	0,69	53,96	0,66
560	54,06	0,67	54,80	0,56
580	54,83	0,73	55,34	0,67
600	55,07	0,74	55,56	0,57
620	55,18	0,63	56,20	0,55
640	55,36	0,62	56,54	0,80
660	55,76	0,70	56,94	0,82
680	56,08	0,63	56,78	0,56
700	55,90	0,87	56,60	0,66
(111) [nm]	Chemomech. Politur		Standardpolitur	
	R [%]	s (rel) [%]	R [%]	s (rel) [%]
400	38,33	2,07	39,34	3,53
420	39,23	0,84	39,92	1,50
440	41,53	0,62	41,79	1,04
460	44,44	0,75	44,38	0,85
480	47,90	0,58	46,83	0,52
500	50,93	0,59	49,04	0,67
520	52,83	0,65	50,97	0,45
540	54,09	0,54	52,07	0,41
560	55,04	0,41	52,78	0,48
580	55,85	0,42	53,40	0,58
600	56,04	0,72	53,67	0,73
620	56,15	0,72	53,92	0,45
640	56,53	0,61	54,09	0,70
660	56,94	0,64	54,33	0,51
680	57,14	0,56	54,44	0,52
700	57,20	0,74	54,34	1,08

Tab. 1: Reflexionsdaten von Pyrit an den Flächen (100) und (111) nach verschiedenen Poliermethoden.



Einleitung

Durch auflichtoptische Untersuchungen von LIBOWITZKY (1994a) wurde nachgewiesen, daß die häufig beobachtete anomale Anisotropie bei Pyriten durch Oberflächendeformation verursacht wird, die auf den mechanischen Poliervorgang mit Diamantpasten zurückzuführen ist. Bei rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen mittels Electron Channeling Patterns an Pyritanschliffen zeigten diamantpolierte Pyrite (Endpolitur 0,25 μm Diamantpaste) eine zerstörte Oberfläche und waren, auflichtoptisch betrachtet, bis auf die Fläche (111) anisotrop. Eine abschließende Politur mit einer alkalischen SiO_2 -Suspension ("Mastermet", Buehler Ltd.) führte zu einer intakten Oberfläche und isotropem Verhalten. Bei dieser Technik wird chemische und mechanische Abtragung zur Herstellung einer polierten Oberfläche kombiniert. Der Einfachheit halber wird zur Unterscheidung der beiden Methoden im folgenden von chemomechanischer Politur und von Standardpolitur gesprochen.

Eine Untersuchung von PAULY (1986) über den Einfluß von verschiedenen Poliermethoden auf die Reflexion von Silizium zeigte, daß auch rein mechanische Methoden zu unterschiedlichen Ergebnissen führen können. Die chemomechanische Politur erhält bei Pyriten im Gegensatz zur Standardpolitur deren "perfekte" Oberfläche und damit auch ihre Isotropie. Bei Cuprit wurde neben anomaler Anisotropie auch Bireflexion festgestellt (CRIDDLE & STANLEY, 1993). Ob nun neben diesem bekannten Zusammenhang zwischen Poliermethode und Isotropie/anomaler Anisotropie des Pyrits auch eine Beziehung zur Reflexion besteht, sollte mit dieser Arbeit untersucht werden.

Experimentelles

Vier idiomorphe Pyriteinkristalle aus dem Habachtal in Salzburg, Österreich, wurden für die optischen Untersuchungen als orientierte Erzanschliffe präpariert. Die anomale Anisotropie des Pyrits hängt neben der Poliermethode auch von der Flächensymmetrie ab. Die Fläche (111) ist höhersymmetrisch (trimetrisch) und verhält sich in jedem Fall isotrop, während alle anderen Flächen nach dem Polieren mit Diamantpaste Anisotropie zeigen. Daher wurden für diese Untersuchung zwei verschieden symmetrische Flächen an Pyritkristallen gewählt, (111) und (100). Von beiden Flächen wurden je zwei Anschliffe mit unterschiedlichen Polituren hergestellt: nach dem Schleifen mit SiC Körnung 1000 und dem Polieren mit 6 μm , 3 μm und 1 μm Diamantpaste auf Nylontuch war der Poliervorgang (a) mit der Behandlung 0,25 μm Diamantpaste auf "Microcloth-Poliertuch" abgeschlossen, bzw. (b) es wurde chemomechanisch auf "Microcloth" nachbehandelt.

Die Messung der Reflexionswerte erfolgte an einem Auflichtmikroskop Leitz Orthoplan-Pol (Objektiv : Planachromat 20x, eff. N. A. 0,20) mit einem Photovervielfacher S20, EMI 9558, und einem Leitz Monochromator (Dk = 7 nm). Der Durchmesser des Meßfeldes betrug ca. 0,05 mm. Als Reflexionsstandard diente (W,Ti)C. Gemessen wurde mit linear polarisiertem Licht von 400 bis 700 nm in Schritten von 20 nm in fünf Durchläufen. Ein Meßwert pro Wellenlänge ergab sich aus 15 Stichproben. Jede Reflexionsmessung bestand aus zwei Proben- und drei Standardmessungen. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengefaßt.

Anschließend wurde die anomal anisotrope (100) Fläche des standardpolierten Pyrits am Auflichtmikroskop auf die zu erwartende Bireflexion untersucht. Bei einer Wellenlänge von 480 nm zeigt der Photovervielfacher seine größte Empfindlichkeit. Daher wurde der Pyrit, der auch in diesem Bereich relativ stark reflektierend ist, bei monochromatischem Licht dieser Wellenlänge um 360° gedreht und die Reflexionswerte gemessen.

Ergebnisse und Diskussion

Die vier erhaltenen Reflexionsspektren sind mit geringfügigen Änderungen der Werte innerhalb ihrer Fehlergrenzen geglättet in Abb. 1 dargestellt. Der Fehler der Reflexionsdaten beträgt allgemein (außer im extrem kurzwelligen Bereich) weniger als 1 % relativ und ist in der Abbildung als Fehlerbalken zu sehen. Die vier Kurven verlaufen praktisch deckungsgleich, fast innerhalb ihrer Fehlergrenzen, was sofort durch die sich zum Teil überschneidenden Balken offensichtlich wird.

Auffällig ist die allgemein starke Dispersion zwischen 440 und 540 nm, wobei gerade in diesem Abschnitt die Dispersion der einzelnen Reflexionskurven so verschieden stark ist, daß sich die Reihenfolge der vier Kurven völlig ändert. Am stärksten ist die Dispersion der beiden chemomechanisch polierten Flächen sowohl in diesem Abschnitt (ca. 12,5 %) als auch bei Betrachtung des gesamten gemessenen Spektrums mit einem Anstieg der Reflexion um ca. 19%. Demgegenüber haben die beiden standardpolierten Flächen eine wesentlich geringere Dispersion: im 440 - 540 nm Abschnitt ca. 10 % und gesamt 15,5 %.

Trotz der allgemeinen guten Übereinstimmung der vier Kurven gibt es im kurzwelligen Bereich zwischen 400 und 460 nm stärkere Abweichungen. Die Differenz der Reflexion beträgt über 3,5 % bis maximal 4 %. Dies kann zum einen durch die geringere Empfindlichkeit und daher größere Fehleranfälligkeit des Photometers bei kürzeren Wellenlängen erklärt werden. Zum anderen ist kurzwelliges Licht auf geringste Politur-unterschiede (feine Kratzer, Poren, etc.) empfindlicher als längerwelliges Licht. Eine besonders gute Übereinstimmung der Werte ist im Bereich zwischen 480 und 580 nm gegeben, wo die maximale Differenz aller Werte weniger als 2,5 % beträgt.

Die Reflexionsdaten dieser Untersuchung bestätigen die Literaturdaten für Pyrit von CRIDDLE & STANLEY (1993), die die Werte für den standardpolierten (0,25 µm Diamant) Pyrit auflisten. Diese Reflexionskurve befindet sich exakt im Bereich der

vier gemessenen Kurven dieser Arbeit. Zwischen 400 und 500 nm reflektieren die beiden chemomechanisch polierten Flächen maximal 2,5 % weniger, die standardpolierten Flächen im gesamten Spektrum auf der Fläche (111) bis zu 2 % weniger bzw. auf der Fläche (100) maximal 2 % stärker als der Pyrit von CRIDDLE & STANLEY (1993) ohne Angabe der gemessenen Fläche.

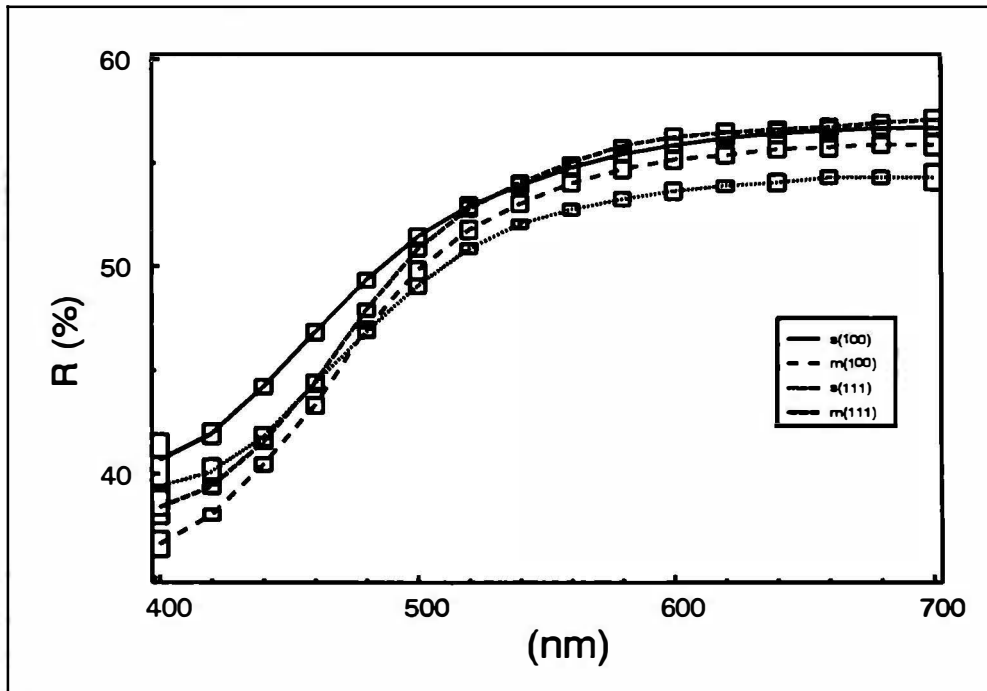


Abb. 1: Reflexionskurven von Pyrit: m bezeichnet die chemomechanisch polierten Flächen, s die standardpolierten Flächen.

Betrachtet man die Ergebnisse für die zwei Flächen (100) und (111) einzeln, stellt man fest, daß bei (100) die Abweichung zwischen Standardpolitur und chemomechanischer Politur im kurzwelligen Bereich unter 460 nm über 3,5 % beträgt. Über 560 nm ist die Übereinstimmung so groß, daß beide Kurven zum Teil innerhalb der Fehlergrenzen des anderen verlaufen. Die standardpolierte Probe reflektiert über das gesamte Spektrum stärker. Demgegenüber verhält sich die (111) Fläche genau entgegengesetzt. Beide Reflexionskurven verlaufen bis 460 nm deckungsgleich und differieren erst jenseits von 560 nm mit einem relativ konstanten Reflexionsunterschied um 2.5 %. Die beiden Kurven kreuzen sich bei 460 nm, sodaß darüber hinaus die chemomechanisch polierte Probe höher reflektiert.

Die Reflexionsmessung an der anomal anisotropen (100) Fläche des standardpolierten Pyrits ergab keine Bireflexion. Dieses Ergebnis war nicht zu erwarten, da

bei Cuprit, der nach der Standardpolitur ebenfalls eine deformierte Oberflächenschicht und daher anomale Anisotropie zeigt (LIBOWITZKY, 1994b), Bireflexion nachgewiesen werden konnte (CRIDDLE & STANLEY, 1993). Cuprit besitzt eine maximale Bireflexion von fast 2 % und weist einen Wechsel des Charakters der Bireflexion auf.

Die gemessenen Reflexionsdaten zeigen, daß die Standardpoliermethode trotz der Oberflächen- deformation und der dadurch entstehenden Anisotropie bei Pyriten in Bezug auf das Reflexionsverhalten keinen Unterschied zur chemomechanischen Behandlung ergibt.

Danksagung

Die Anregung zu dieser Arbeit erhielt ich von Dr. Eugen Libowitzky, Inst. f. Min. u. Krist. Univ. Wien, der mir auch das Untersuchungsmaterial zur Verfügung stellte. Ich danke ihm herzlich für seine Betreuung, insbesondere bei der Anleitung zur Meßtechnik am Auflichtmikroskop, wie auch für die kritische Durchsicht des Textes.

Literatur

- CRIDDLE, A.J., STANLEY, C.J. (1993) The quantitative data file for ore minerals. - Departement of Mineralogy, Natural History Museum, London.
- LIBOWITZKY, E. (1994a) Anisotropic pyrite: a polishing effect. - Phys.Chem. Minerals, in press.
- LIBOWITZKY, E. (1994b) Optical anisotropy of cuprite caused by polishing. - Can. Mineral., 32, in press.
- PAULY, H. (1986) Effects of different polishing methods on the reflectance of silicon. - Tschermaks Min.Petr.Mitt., 35, 261 - 273.

2. ÖSTERREICHISCHES FLUID INFO TREFFEN

Am 4. und 5. November 1993 fand an der Montanuniversität Leoben das 2. Österreichische Fluid Info Treffen statt, welches vom Institut für Geowissenschaften veranstaltet wurde. Etwa 50 Personen aus dem In- und Ausland nahmen daran teil. Das wissenschaftliche Programm umfaßte 18 Vorträge und 5 Poster.

VORTRÄGE:

- M. Götzinger (Wien): FI-Untersuchungen mittels Rasterelektronenmikroskopie und EDX-Analytik
- E.E. Horn (Göttingen): Infrarotmikroskopie
- A.M. Van den Kerkhof (Göttingen): Phasenübergänge in CO₂-CH₄-Einschlüssen hoher Dichte
- M. Ziemann (Potsdam): CO₂-N₂-Fluideinschlüsse in Sillimanit - ein thermodynamisches Mikrolabor für thermobarometrische und Mikro-Raman-Untersuchungen
- H. Högelsberger (Wien): Flüssigkeitseinschlüsse in retrograd überprägten metamorphen Arealen
- M. Stemprok (Praha): The role of liquid immiscibility in silicate melts for ore-bearing processes
- R. Thomas (Freiberg): Abschätzung des Wassergehaltes granitischer Schmelzen aus Einschlußdaten. Welche Rolle spielt der "Wasserverlust" durch Diffusion bei den thermometrischen Untersuchungen an Schmelzeinschlüssen
- A.M. Van den Kerkhof (Göttingen): Kathodenlumineszenz- und Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen in Goldlagerstätten (Eersting, S-Afrika)
- R. Abart (Zürich): Über metasomatische Bereiche der Adamello Aureole - Isotopen und Fluidinteraktionen
- V. Hurai (Bratislava): Hydrocarbon-rich fluid inclusions in quartz-calcite veins from Tertiary flysch sediments
- A. Kozłowski (Warszawa): Fluid inclusions in the Cracow Silesian sphalerite ore (Poland)
- J. Durisova (Praha): Fluid characteristics in gold- and tin-bearing assemblages of the Bohemian Massif
- J. G. Raith, H. Högelsberger (Leoben, Wien): Fluidentwicklung und Skapolithbildung in metamorphen Gesteinen der Saualpe
- C. Jawecki (Wien): Fluidregime im österreichischen Moldanubikum
- J. Loizenbauer (Graz): Fluid-Inclusion-Untersuchungen und Mikrogefügeanalysen in Störungszonen der Böhmisches Masse

- R. Belocky (Wien): Regional vergleichende Untersuchungen lagerstättenbildender Fluide in den Ostalpen
- W. Grum, M. Hafellner, W. Prochaska (Leoben): Fluidzusammensetzung der Au-Quarzgänge des Gasteinertales und der Fahlerz-Au-Quarzgänge von der Veitsch

POSTER:

- W. Paar, K. Robl (Salzburg): Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen an der AuLagerstätte Goldzeche, Sonnblickgebiet
- M. Götzinger (Wien): Strukturkontrollierte Fluoritkristallisation durch Druckentspannung im Helvetikum Vorarlbergs, Österreich
- W. Höller (Graz): Prealpine metamorphic evolution of the Austroalpine Ultental (Nonsberg) crystalline basement
- M. Hafellner (Leoben): Crushing-Leaching-Analysen an ausgewählten ostalpinen - Vererzungen
- M. Huber (Leoben): Genese der Leukophyllitvorkommen am Alpenostrand

Die folgenden drei Original-Arbeiten sind ein Beitrag zu dieser Veranstaltung.

**FLUID INCLUSION-UNTERSUCHUNGEN AN GOLDBERZEN DER
GOLDZECHEN, SONNBLICKGRUPPE, (HOHE TAUERN, KÄRNTEN)**

von

Klaus Robl⁺ und Werner H. Paar⁺

(eingelangt am 15. 3. 1994, angenommen am 15. 4. 1994)

Kurzfassung

Im Bereich der Goldzeche in der westlichen Sonnblickgruppe treten NNE-SSW streichende Erz-Quarzgänge auf, die dem Typus der Tauerngoldgänge (PAAR, 1994/95) zuzurechnen sind. Im Auflichtmikroskop können eine ältere Pyrit-Arsenopyrit-Gold betonte Vererzung von einer jüngeren Pb-Ag-Zn-Cu-Sb-Sulfid/Sulfosalz Mineralisation unterschieden werden. Zwischen diesen beiden Vererzungsphasen vermittelt ein an Edelmetallen reicher Vererzungsschub (Glaserz). Lediglich in der Quarzgangart konnten Fluid Inclusions untersucht werden. Es treten 5 Typen von Flüssigkeitseinschlüssen in Erscheinung, welche mit den einzelnen Vererzungsphasen korrelierbar sind. Die Totalhomogenisations-Temperaturen betragen 380 - 275° C bzw. 110 - 180° C bei Drucken von 0,7 - 1,3 kbar bzw. 0,4 - 0,8 kbar. Die Salinität sank im Laufe der Zeit von zunächst 11 Gew.% NaCl Äquivalenten auf 4 Gew.% und schließlich auf 1 - 3 Gew.%. Für die Erzausfällung sind vermutlich sinkende pT-Bedingungen, sowie möglicherweise ein verstärktes Hinzutreten meteorischer Wässer verantwortlich.

Stichworte: Kärnten, Hohe Tauern, Sonnblickgruppe, Tauerngoldgänge, Paragenese, Genese

⁺ Klaus Robl, Prof. Dr. Werner H. Paar
Institut für Mineralogie der Universität Salzburg
Hellbrunnerstr. 34/III
A-5020 Salzburg

Abstract

Numerous NNE-trending gold bearing structures occur in the western part of the Penninic Tauern window. The Goldzeche represents the westernmost of the four more important mining districts (Radhausberg, Siglitz-Erzwies, Goldberg, Goldzeche) and is located at elevations between 2600 and more than 3000 m. The steeply to the west or east dipping faults, which penetrate Variscan I-type granitoids of the Sonnblick mountain range, contain isolated, but sometime bonanza grade ore bodies with gold silver mineralization associated with a variety of sulphides, sulphosalts and gangue minerals. The ore-controlling faults can be traced for several km along strike and the maximum width of the mineralization is 1,5 m. Wall rock alteration is present as sericitisation and silicification.

Two main ore forming stages can be distinguished. The earlier one is dominated by pyrite, arsenopyrite and quartz. Gold preferably is included as droplets within pyrite or fills cracks of pyrite. The diameter of the gold inclusions that are mostly rich in silver (more than 20 wt.%) rarely exceeds 30 μm . The later ore mineralization is characterised by Ag-Pb-Zn-Cu-Sb-sulphides, namely galena, sphalerite, chalkopyrite and tetrahedrite. Galena contains a variety of Ag-sulphosalts which are the main reason for the sometimes high Ag-grade of the ore! The gangue mineral is formed by an Fe-Mg-carbonate. Another, quantitatively less important, but high grade ore assemblage was formed between the two main stages. Gold (less than 15 wt.% silver), gustavite as well as calcite and drusy quartz are the main components.

Fluid inclusion were only studied in quartz because of the difficulty to observe suitable inclusions in the carbonate gangue. The oldest quartz generation contains five types of low saline fluid inclusions which can be correlated with the ore forming stages. The initial mineralization is represented by primary inclusions that homogenize from 330 to 380° C. The estimated pressure at the time of trapping ranges from 0,7 to 1,3 kbar. The gold-gustavite-quartz-calcite mineralization shows fluid inclusion homogenization temperatures from 275 to 320° C. Pressure estimations vary from 0,7 to 0,9 kbar. It proved to be difficult to characterize the latest ore forming period by fluid inclusions as the intergrown carbonate does not bear inclusions that are worth to be measured. Due to repeated shear movements within the veins it is assumed that those inclusions that were formed during primary growth of the carbonate also sealed post-crystallization fractures of quartz. The homogenization temperatures range from 150 to 180° C. Another fluid inclusion generation homogenizes from 150 to 110° C.

The salinity of the fluids gradually decreased from 11 wt.% NaCl equiv. down to 5 and finally to 2 wt.%. Major changes of pressure are most probably caused by seismic pumping.

Cooling and decompression of the metal-carrying fluids and the mixing with meteoric water are assumed to be reasons for the precipitation of ores. Boiling of the fluids can be excluded due to the high pressures calculated.

Einführung

Im Herzen der Sonnblickgruppe - zwischen Hocharn (3254 m) und Hohem Sonnblick (3105 m) auf Kärntner Seite gelegen - befindet sich der einstmals bedeutende

Au-Ag-Bergbau der Goldzeche. Bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts wurden hier NNE - SSW streichende vererzte Strukturen - die sogenannten Tauerngoldgänge - im Untertagebau beschürft (ROCHATA, 1878; POŠEPNY, 1880). Die an den Zentralgneis gebundene Vererzung tritt sehr absätzig auf und weist nur in den bis zu 1,5 m mächtigen Veredelungszonen - das sind steil einfallende Erzfälle - bauwürdige Edelmetallgehalte auf. Die vererzten Strukturen sind das Ergebnis jungtertiärer postmetamorpher Bruchtektonik. Sie sind, wie das etwa aus dem Gasteiner Raum belegt ist, tiefreichend und bildeten somit ideale Wegsamkeiten für den Aufstieg erzbringender Fluide.

Heute sind die Stollen, die sich zwischen 2740 m und 2950 m Seehöhe befinden, verbrochen. So mußte die Bemusterung auf die ausgedehnten Halden beschränkt bleiben. Beim Aufsammeln der Proben konnte festgestellt werden, daß in den höher gelegenen Bereichen eine silberreiche Buntmetallvererzung neben Pyrit und Arsenopyrit dominiert, während sie in größeren Teufen stark zurücktritt. Im tiefstgelegenen Abbau, dem Annastollen, tritt eine interessante Sulfosalz-Gold-Mineralisation auf.

Auflichtmikroskopische Beobachtungen

Bereits im Auflichtmikroskop können zwei Hauptvererzungsphasen unterschieden werden. Es handelt sich zunächst um eine ältere von *Pyrit* und *Arsenopyrit* dominierte Paragenese. Intensive Gangtektonik verursachte eine starke bruchhafte Deformation der beiden spröden Erzminerale. Das *Gold* tritt hier fast immer tröpfchenförmig in Pyrit, in Rissen von Pyrit oder in Zwickel zwischen Pyrit und Arsenopyrit auf (Abb. 1). Die meist zwischen 5 und 30 μm großen Goldkörner enthalten in der Regel mehr als 20 Gew. % Ag. Die Gangart dieser älteren Vererzungsphase ist Quarz. Stark silifizierter und serizitisierter und teilweise vererzter Gneisfragmente begleiten die Paragenese und unterstreichen den initialen Charakter dieser Vererzung.

Die jüngere Erzmineralisation bilden Ag-Pb-Zn-Cu-Sb-Sulfide bzw. Sulfosalze (Abb. 2). *Galenit*, *Chalkopyrit* und *Sphalerit* sind der Reihe nach die dominierenden Erze. Galenit ist ausgesprochen reich an Silberträgern, wie zum Beispiel *Ag-Tetraedrit* - *Freibergit*, *Polybasit*, *Pyrrargyrit* oder *Akanthit*. Daneben findet sich sehr häufig *Bourbonit* in Galenit. Als Gangart tritt ein Fe-Mg-(Mn)-Karbonat (Sideroplesit) auf. Es muß damit gerechnet werden, daß zwischen diesen beiden Vererzungsschüben der metallbringende Fluidfluß nie gänzlich zum Erliegen kam. Wiederholter Gangtektonik zufolge dürften immer wieder Wegsamkeiten geschaffen worden sein, die einer erhöhten Fluidaktivität förderlich waren. Es kam zu einer zwar quantitativ eher unbedeutenden, in Bezug auf Edelmetallgehalte aber sehr interessanten Mineralisation, die wahrscheinlich das Haupterz der alten Abbautätigkeit darstellte und mit dem "Glaserz" (SIEGL, 1951) im Gasteiner Raum vergleichbar ist. Silberarmes (10 - 16 Gew.% Ag), grobkörniges (bis 5 mm) Gold tritt gemeinsam mit *Gustavit*, einem Ag-Pb-Bi-Sulfosalz auf. Die Gangart wird zuerst von Quarz, dann von Calcit gebildet.

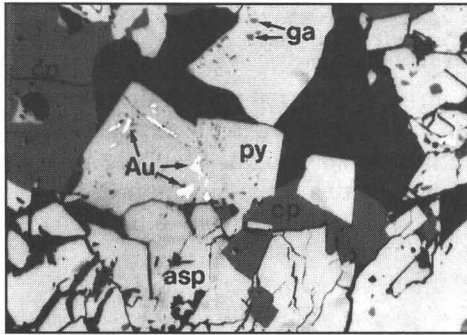


Abb. 1: Tröpfchenförmige Einschlüsse von Ag-reichem Gold, Galenit und Chalkopyrit in Pyrit und Arsenopyrit.
Lange Bildkante: 0,54 mm.

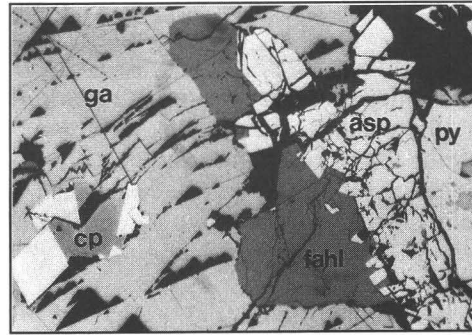


Abb. 2: Zonierte Fahlerzkörner zwischen Galenit und stark deformiertem Arsenopyrit.
Lange Bildkante: 0,54 mm.

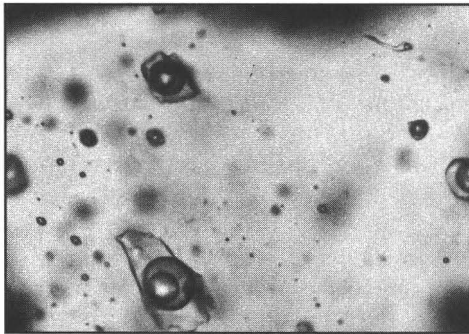


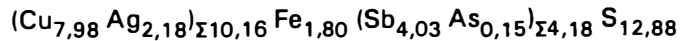
Abb. 3: Typische bis zu 50 μm große la Einschlüsse. Deutlich sind die beiden CO_2 -Phasen erkennbar.
Lange Bildkante: 0,22mm.

Abkürzungen: asp = Arsenopyrit, Au = Gold, cp = Chalkopyrit, fahl = Fahlerz (Tetraedrit-Freibergit), ga = Galenit, py = Pyrit.

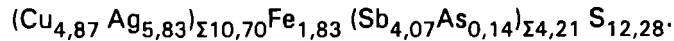
Mikrosonden-Untersuchungen

Neben den auflichtmikroskopischen Beobachtungen wurden die einzelnen Erzminerale mittels Elektronenmikrosonde auch auf ihren Chemismus hin untersucht. Auf diese Weise wurde bei den im Auflichtmikroskop sehr homogen erscheinenden *Fahlerzen* ein äußerst komplexer Zonarbau erkannt. Die einzelnen untersuchten Fahlerzkörner werden dabei nicht von konzentrischen Zonen mit ähnlichem Chemismus aufgebaut. Vielmehr verteilen sich die Zonen scheinbar regellos. Teilweise kann ein Trend zu Ag-reicheren Randpartien und Cu-reicheren Kernen hin festge-

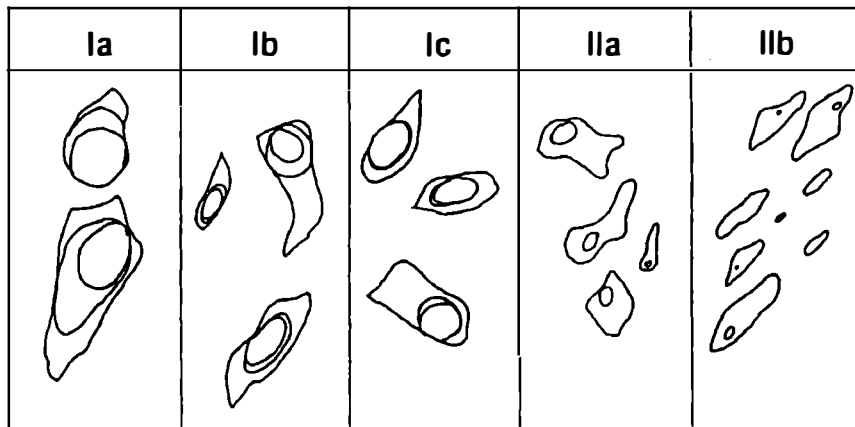
stellt werden. Die Fahlerz-Zusammensetzungen reichen von Ag-Tetraedrit mit der chemischen Formel:



bis hin zum Freibergit mit der Formel:



Zink ist meist nur in geringer Menge vertreten oder fehlt ganz. Weiters läßt der geringe Schwefelanteil auf eine niedrigere Schwefel-Fugazität bei der Erzabscheidung schließen. Neben den Fahlerzen wurden auch die Mineralphasen der Lillianit-homologen Reihe näher untersucht. Sämtliche Objekte erwiesen sich als *Gustavit*. Die chemische Zusammensetzung variiert zwischen $\text{Pb}_{1,83}(\text{Bi}, \text{Sb})_{2,45} \text{Ag}_{0,49} \text{S}_{5,88}$ und $\text{Pb}_{1,58}(\text{Bi}, \text{Sb})_{2,51} \text{Ag}_{0,57} \text{S}_{5,79}$. Der Substitutionsgrad berechnet nach MAKOVICKY & KARUP-MØLLER (1977) beträgt zwischen 0,52 und 0,65. Variabel ist ebenso die Zusammensetzung von *Polybasit*, welcher bis zu 9 Gew.% Cu enthalten kann. Bemerkenswert ist auch der Zonarbau, den das silberarme grobkörnige *Gold* des mittleren Vererzungsschubes aufweist. Die Randbereiche eines untersuchten Kornes weisen Ag-Gehalte von bis zu 18 Gew.% auf. Im Zentrum wurden lediglich 12 Gew.% Ag gemessen.



Tab. 1: Genetisch unterschiedliche Flüssigkeitseinschlußtypen.

Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen

FEITZINGER (1989) konnte für die Tauerngoldgänge in der benachbarten Zirknitz anhand der Pyrit - Pyrrhotin - Arsenopyrit - Gleichgewichtsparagenese eine Erzbildung bei 365 - 400° C bei einer Schwefelfugazität von $\log a(\text{S}_2) = 6,7 - 8,2$ berechnen. Diese Gleichgewichtsparagenese war aber in keinem der zahlreichen Erzanschliffe des Goldzecher Materials gegeben.

Hierauf blieben die geothermometrischen bzw. geobarometrischen Untersuchungen auf Flüssigkeitseinschlüsse beschränkt. Es wurden mehr als 300, meist primäre, Flüssigkeitseinschlüsse zu Messungen herangezogen.

Einschlußtyp	la	lb	lc	Ila	IIb
Füllungsgrad	0,4 - 0,7	0,6 - 0,9	0,75 - 0,9	0,9 - 0,97	0,95 - 1,0
Gew.% NaCl Aquiv.	5 - 11	5 - 11	4 - 6	2 - 5	1 - 3
Th Tot.	340 - 380	310 - 345	275 - 310	150 - 180	110 - 150
Druck Abschätzung in Kbar	0,7 - 1,1	1,1 - 1,35	0,7 - 0,9	0,5 - 0,8	0,4 - 0,6

Tab. 2: Durch Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen gewonnene thermobarometrische Daten.

Es können 5 Typen von Einschlüssen, kurz als Typus la, lb, lc, Ila und IIb bezeichnet, unterschieden werden. Diese Einschlüsse unterscheiden sich nicht nur optisch (Tab. 1), sondern auch in ihren Bildungsbedingungen (Tab. 2). Die Typen la (Abb. 3) und lb werden durch primäre 3-phasige Einschlüsse repräsentiert, die sich lediglich in ihren volumetrischen Proportionen unterscheiden. Typus lc (Abb. 4) wird durch eine jüngere Generation primärer 3- oder 2-phasiger Einschlüsse charakterisiert, wobei das flüssige CO₂ oft nur einen dünnen Saum um das gasförmige CO₂ bildet. lc-Einschlüsse finden sich auch als sekundäre Einschlüsse in der älteren Quarzgeneration neben la und lb. Die Gruppe Ila bildet meistens Fluid Inclusion Trails. Sowohl die Homogenisationstemperaturen als auch die Salinität heben sich deutlich vom Typus IIb ab. IIb-Einschlüsse besetzen flächenhaft die jüngsten Risse. Häufig kann beobachtet werden, daß die H₂O-Gasblase nach der Gesamt-Homogenisation nicht wieder erscheint. Dieses metastabile Verhalten zeigt sich ebenso beim Schmelzen der wässrigen Phase, welches gelegentlich erst im positiven Temperaturbereich beendet ist.

Aufgrund der intensiven Gangtektonik war eine Zuordnung der einzelnen Einschlußtypen zu einer bestimmten Vererzungsphase nicht immer einfach. Trotzdem können mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit die Typen la und lb der ältesten Vererzungsphase zugeordnet werden, während die Fluide des Typus lc für die Abscheidung der Gold-Gustavit-Quarz-Calcit-Paragenese verantwortlich sind. Auffallend bei la und lb sind die variable Salinität aber auch der unterschiedliche Füllungsgrad. Der Druckanstieg zwischen la und lb weist auf "Seismic Pumping" hin. Die lc-Einschlüsse weisen sowohl auf niedrigere Temperaturen und Drucke als auch auf eine geringere Salinität zum Zeitpunkt ihrer Platznahme hin.

Schwierig war die Charakterisierung der Ag-Pb-Zn-Cu-Sb-Sulfid/Sulfosalz-Mineralisation, da sich im begleitenden Fe-Mg-Karbonat keine brauchbaren Einschlüsse fanden. Aufgrund der bruchhaften Gangtektonik kann aber angenommen werden, daß die metallbringenden Fluide der zweiten Hauptvererzungsphase feinste Risse in den älteren Quarzgangarten füllten und sich dort als sekundäre Einschlüsse manifestierten. Zu bedenken ist auch, daß die Homogenisationstemperaturen dieser Sekundäreinschlüsse von 150 - 180° C lediglich Mindesttemperaturen darstellen. Nach erfolgter Druckkorrektur nach BOWERS & HELGESON (1983a, b) erhält man tatsächliche Einschlußtemperaturen von 190 - 230° C bei Drucken von maximal 800 Bar. Diese Temperaturen decken sich auch ausgezeichnet mit den Bildungstemperaturen der im Galenit enthaltenen Sulfosalze.

Zusammenfassung

Steilstehende, NNE-SSW streichende vererzte Bruchstrukturen, die sogenannten Tauerngoldgänge, bildeten die Au-Ag-Lagerstätte der Goldzeche. Unter dem Erzmikroskop sind zwei Erzbildungs-Phasen erkennbar. Eine ältere Phase ist für eine Pyrit-Arsenopyrit-Gold Paragenese verantwortlich. Die maximal 30 µm großen Goldtröpfchen, die zumeist im Pyrit enthalten sind, erwiesen sich als silberreich. Die jüngere Vererzungs-Periode wird von einer Pb-Ag-Zn-Cu-Sb-Sulfid/Sulfosalz Mineralisation gebildet, wobei die Gangart ein FeMg-Karbonat darstellt. Zwischen diesen beiden Vererzungsphasen vermittelt ein an Edelmetallen reicher Vererzungs-schub. Silberarmes Gold und Gustavit wird hier von Quarz bzw. Calcit begleitet.

Untersuchungen mit der Mikrosonde zeigten, daß die Fehlerze der jüngeren Vererzungsphase stark, das Ag-arme Gold schwach zoniert sind. Weiters konnten die stöchiometrischen Verhältnisse von Gustavit und Polybasit teilweise geklärt werden. Lediglich in der Quarzgangart konnten Fluid Inclusions untersucht werden. Es treten 5 Typen von Flüssigkeitseinschlüssen in Erscheinung, welche mit den einzelnen Vererzungsphasen correlierbar sind. Die Total-Homogenisationstemperaturen betragen 380 - 275° C bzw. 110 - 180° C bei Drucken von 0,7 - 1,3 kbar bzw. 0,4 - 0,8 kbar. Die Salinität sank im Laufe der Zeit von zunächst 11 Gew.% NaCl Äquivalenten auf 4 Gew.% und schließlich auf 1 - 3 Gew.%. Jede Fluidaktivität war mit einer rupturrellen Gangtektonik verbunden. Durch "Seismic Pumping" kam es zu starken Druckschwankungen. Für die Erzausfällung sind vermutlich sinkende pT-Bedingungen, sowie ein verstärktes Hinzutreten meteorischer Wässer verantwortlich. Ein Kochen der Fluide kann aufgrund der zur Zeit der Erzbildung herrschenden Drucke als unwahrscheinlich angesehen und somit als Grund für die Erzabscheidung ausgeschlossen werden.

Literatur

BOWERS, T. S., HELGESON, H. (1983a): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the System H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: Equation of state

- H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1247 - 1275.
- BOWERS, T. S., HELGESON, H. (1983b): Calculations of thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems; metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. - *Am. Mineral.*, 68, 1059 - 1075.
- FEITZINGER, G. (1989): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an gangförmigen Gold-Silber Vererzungen der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern, Kärnten). - Unveröff. Diss. Nw. Fak. Univ. Salzburg, 191 p.
- MAKOVICKY, E., KARUP-MØLLER, S. (1977): Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series. Part I: General properties and definitions. - *N.Jb.Mineral.Abh.*, 130, H.3, 264 - 287.
- PAAR, W.H. (1994/95): New data on the ore mineralogies of structurally controlled gold mineralization of Salzburg and Carinthia provinces in Austria. - *Mineralogy and Petrology*, in Vorbereitung.
- POŠEPNY, F. (1880): Die Goldbergbaue der Hohen Tauern. - *Archiv für Practische Geologie*, 1, Wien (Hölder).
- ROCHATA, C. (1878): Die alten Bergbaue auf Edelmetalle in Oberkärnten. - *Jb. k.u.k. Geol.R.-A.*, 28, H. 2, 213 - 368.
- SIEGL, W. (1951): Erzmikroskopische Studie des Glaserzes vom Radhausberg bei Gastein. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 2, 375 - 388.

**EINSCHLUSS-UNTERSUCHUNGEN MITTELS
RASTERELEKTRONENMIKROSKOPIE UND EDX-ANALYTIK**

von

Michael A. Götzing⁺

(eingelangt am 18. 3. 1994, angenommen am 31. 4. 1994)

Zusammenfassung

Die Rasterelektronen-Mikroskopie (REM) mit energiedispersiver Analytik (EDX) ist eine sehr nützliche Ergänzung zur herkömmlichen Einschlußuntersuchung. Die Probenvorbereitung und Bedampfungsmöglichkeiten werden problemspezifisch vorgestellt und die praktische Anwendung der REM-EDX-Methode wird anhand der Tiefenanalytik und der Residualanalytik dargestellt. Einige Ergebnisse aus Einschluß-Untersuchungen zeigen die Einsatzmöglichkeiten am Beispiel der Pb-Zn-F-Mineralisationen an der Basis der Nördlichen Kalkalpen in Österreich.

Abstract

The scanning electron microscopy (SEM) with an energy dispersive analysis (EDA) is a very useful completion to the common fluid inclusion investigation. The preparation of specimen and the possibilities of coating are pointed out especially for these problems. The practical application of the SEM-EDA method is demonstrated in two ways: penetration-analysis and the analysis of residuals. Some results are given as examples about Pb-Zn-F-mineralizations at the basis of the Northern Calcareous Alps in Austria.

⁺ Dr. Michael A. Götzing
Institut für Mineralogie und Kristallographie
Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1
A-1010 Wien

Einleitung

Die Verwendung von Rasterelektronenmikroskop (REM) und Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) und/oder gekoppelt mit energiedispersiver Analytik (EDX) für die Untersuchung von Flüssigkeits-Einschlüssen (u.a. Fluid Inclusions, FI) in Mineralen ist seit etwa dreißig Jahren bekannt. Die Methoden auf dem apparativen Sektor wurden in den letzten Jahren jedoch stark verbessert, sodaß ein kurzer Überblick, besonders des Anwendungsbereiches bei FI, angebracht erscheint.

Erste Mikrosonden-Ergebnisse über die Zusammensetzung magmatischer Relikte in Quarz aus Rhyolithen von Guadeloupe stammen von CARRON (1961). Diese Quarze enthielten dihexaedrische Einschlüsse von 100 μm Durchmesser von silikatischen Schmelzeinschlüssen mit Na, K und Al.

DOLOMANOVA et al. (1966) bestimmten an ungeöffneten Einschlüssen in Morion aus einer Sn-Lagerstätte (Transbaikal, USSR) die Elemente Fe, Cu, Ti, Ca, Zn und Cr von 11 Tochterkristallen; Fe und Cr wurden Chromit zugeordnet. Dabei waren besonders diejenigen Tochterkristalle erfaßbar, die an der oberen Seite eines Einschlusses lagen und damit ihre Elementinformation durch die dünne Deckschicht des Wirtskristalls abgeben konnten (ROEDDER, 1984).

Dekrepitierte FI in Fluorit bzw. die an Spaltflächen aufgedrungenen Lösungen und deren Kristallite studierte EADINGTON (1974) an Spaltstückoberflächen. Es war möglich, die Elemente Na, Sn und W, sowie K, Cl, S, Fe und Mn festzustellen. Die Proben stammten aus einer pegmatitischen W-Lagerstätte, Fielders Hill bei Torrington, New South Wales, Australien.

Zur Identifizierung von Tochterkristallen in geöffneten FI von Fluorit, Emmett Mine, Jamestown, Colorado, benutzten METZGER et al. (1977) REM-EDX-Analytik. Die Proben wurden vorher in Dickschliffen optisch untersucht, um die optischen Eigenschaften festzustellen. Es gelang jedoch nicht alle Tochterkristalle optisch zu bestimmen. Erst mit ergänzender REM-EDX-Analytik waren dann eindeutig Rhodochrosit, Thenardit, Gips, Cölestin, Baryt, Phlogopit und Anorthit zu identifizieren.

Eine der jüngsten Arbeiten mit REM-EDX handelt über Flüssigkeits- und Festkörpereinschlüsse in Diamanten aus Botswana (SCHRAUDER & NAVON, 1994). Durch die leichte Matrix war es möglich, seicht unter der Oberfläche liegende und ungeöffnete FI zu untersuchen: Karbonate, Apatit, Quarz und Silikate wurden gefunden.

Bezüglich der Funktionsweise eines REM mit EDX sei auf das einführende Buch von REIMER & PFEFFERKORN (1977) verwiesen.

Probenvorbereitung

Polierte Plättchen und Spaltplättchen (oder Bruchstücke) von Mineralen, wie sie auch in der konventionellen FI-Untersuchung Verwendung finden, werden mit möglichst wenig Leitkohlenstoff (oder Leitsilber) auf geeignete Probenträger aufgeklebt, am besten nur randlich mit wenigen (drei) Punkten. Als Probenträger haben sich (für den Probenhalter eines JEOL JSM 6400) mit Epoxid-Harz oder Kunststoff (Acrylglas) gefüllte Aluminiumringe bewährt.

Zur Ableitung der Elektronen bei nichtleitenden Proben ist eine Bedampfung notwendig. Je nach Ziel der geplanten Untersuchungen wird eine Kohlenstoff- oder eine Gold- bzw. Palladiumbedampfungsschicht aufgebracht. Kohlenstoff wird wegen seiner leichten Durchdringbarkeit und praktischen Undetektierbarkeit durch den Elektronenstrahl bei analytischen Fragestellungen verwendet, die Edelmetalle eher für Abbildungen von Probenoberflächen. Auch mit Gold bedampfte Proben sind prinzipiell analysierbar, die Gold L-Linien überlagern jedoch bei der simultanen EDX-Analytik wichtige K-Linien leichter Elemente, beispielsweise die von Phosphor und Schwefel.

Die Bedampfung sauberer, ebener Flächen ist zumeist problemlos, nicht jedoch die von stark strukturierten Oberflächen. Hier ist eine (zusätzliche) Schrägbedampfung vorteilhaft, um etwaige Hohlkehlen von aufsitzenden Kriställchen leitend zu überbrücken. Dies ist notwendig, um ein Überstrahlen isolierter Partikel zu vermeiden.

Praktische Anwendung der Methoden

Es ist bekannt, daß der Elektronenstrahl je nach Beschleunigungsenergie und Probenmatrix unterschiedlich tief in die Probenoberfläche eindringt. Die Information über die Oberflächenformen (durch Sekundärelektronen, SE, und rückgestreute Elektronen, RE) gelangt aus den obersten Schichten der Probe (etwa 0,1 bis 1 μm). Die Information über die chemische Zusammensetzung einer Probe (durch Röntgenstrahlen) gelangt aus etwas tieferen Bereichen (etwa 1 bis 10 μm) zum Spektrometer. Diesbezügliche Abbildungen (Elektronen-Diffusionswolke) und Zusammenstellungen darüber finden sich in METZGER et al. (1977), REIMER & PFEFFERKORN (1977) und WERNISCH (1988).

Die Eindringtiefe bzw. die (maximale) Reichweite R wird von vielen probenspezifischen Faktoren beeinflusst (z.B. Ordnungszahl, Groß- und Kleinwinkelstreuung der Elektronen, ..). Eine einfache Berechnung basiert z.B. auf einer Näherungsformel nach ANDERSEN (1966):

$$R [\mu\text{m}] = 0,0571 \cdot E_0^{1,67}/d$$

E_0 = Beschleunigungsspannung in kV, d = Probendichte in g/cm^3

Bei mit Kohlenstoff bedampftem Fluorit ($d = 3,1 \text{ g}/\text{cm}^3$) beispielsweise beträgt die daraus errechnete Eindringtiefe bei einer Spannung von 25 kV knapp 4 μm , bei 10 kV knapp 0,9 μm .

REED (1993) berechnet die Reichweite $R [\mu\text{m}] = 0,077 (E_0^{1,5} - E_c^{1,5})/d$, wobei E_c die für jedes Element kritische Anregungsspannung bedeutet. Reichweitenberechnungen nach dieser Formel sind für komplex zusammengesetzte Verbindungen allerdings schwierig durchführbar. Als Konsequenz daraus ist jedenfalls zu berücksichtigen, daß die Information über die chemische Zusammensetzung des Meßbereiches immer aus einer gewissen Probentiefe stammt, die allerdings etwas geringer ist als die maximale Ausbreitungsfigur der Elektronenwolke. Bei Messungen an Kornrändern mit flach-schrägen Korngrenzen zu anderen Mineralen besteht daher die Gefahr von Verfälschungen der Ergebnisse.

Tiefenanalytik

In Mineralen mit relativ leichter Matrix ist es möglich, aus einem knapp unter der (polierten) Oberfläche liegenden Einschluß Informationen über dessen chemische Zusammensetzung zu erhalten. Als geeignete Minerale dafür können beispielsweise Quarz, Halit, Fluorit, Magnesit, Calcit, Borate, Apatit und Anhydrit angesehen werden. Mit einer entsprechend hohen Anregungsspannung (≥ 20 kV) sind besonders schwere Elemente in leichter Matrix gut erfassbar. Sowohl über die in der Lösung befindlichen Ionen als auch über Tochterkristalle sind Informationen möglich.

Mit der EDX-Analytik können auch trübe Kristalle untersucht werden, in denen die FI so klein sind, daß mit den herkömmlichen Lichtmikroskopen keine Auflösung mehr möglich ist (manche Quarze, Baryte und viele Karbonate sind oft voll von winzigen Einschlüssen). Durch geeignete Proben-Wahl und -Anschliffe ist eine gewisse Selektion unterschiedlicher FI-Typen möglich. Überraschende Ergebnisse sind durch Differenzspektren (trüber Kristallbereich - klarer Kristallbereich) erzielbar.

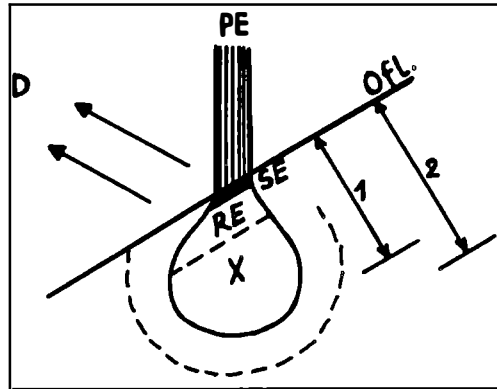
In diesem Zusammenhang sei auf die IR-Spektroskopie verwiesen, mit der auch sehr geringe Mineralmengen (ebenso in trüben Kristallen) aufgrund charakteristischer Absorptionen nachgewiesen werden können.

Aus der Richtcharakteristik (Geometrie) der Intensität rückgestreuter Elektronen in Abhängigkeit vom Einstrahlwinkel auf die Probe geht hervor, daß eine Kippung der Probe (etwa 30 bis 45°) zum Spektrometer hin eine wesentlich bessere Detektion der SE- und RE-Elektronen sowie der Röntgenstrahlen zur Folge hat: Bei Schräglage der Diffusionswolke verringert sich die Weglänge der austretenden Sekundärstrahlung in der Probe (siehe Abb. 1).

Durch den Beschuß der Probe mit dem Elektronenstrahl kommt es im Bereich des Auftreffpunktes (-feldes) zu einer Erwärmung, die je nach Energie und Fokussierung etwa 200° C und mehr erreichen kann (so schmelzen beispielsweise Kunststoffe des Einbettungsmediums). Eine wesentliche Bedeutung dabei hat natürlich die Wärmeleitfähigkeit der Probe. Kleine und schlecht leitende Partikel sind besonders gefährdet. Dekreparationen können auftreten, besonders bei einphasig-flüssigen FI. Es empfiehlt sich daher eine Flächenmessung von etwa 2x2 oder 3x3 μm^2 , um eine punktuelle Überhitzung zu vermeiden.

Manche Proben, die reich an Kristallwasser sind, können sich im Meßfeld zersetzen (Trübung, Rißbildung).

Abb. 1: Schematische Darstellung der Anregungsbereiche und der Elektronen-Diffusionswolke in einer schräg zum einfallenden Elektronenstrahl geneigten Probe (30°). D = Detektor; OfI. = Probenoberfläche; PE = Primärelektronenstrahl; SE = Anregungsbereich der Sekundärelektronen; RE = Anregungsbereich der rückgestreuten Elektronen; X = Anregungsbereich charakteristischer Röntgenstrahlen; 1 = effektive Reichweite; 2 = Elektronenreichweite; (umgezeichnet und ergänzt aus WERNISCH, 1988).



Festkörpereinschluß-Analytik

Von Schmelzeinschlüssen, Entmischungen, Einzelmineralen (z.B. Chlorit in Fluorit von der Grimsel, Schweiz) bis zu komplexen Mineralparagenesen (z.B. in Phantomquarzen alpiner Klüfte) spannt sich die Palette der bekannten Fälle. Es liegt auf der Hand, daß aus geeigneten Einschluß-Mineralparagenesen die zu dem Einschlußzeitpunkt herrschenden Bildungsbedingungen (wie in einem Gestein) ermittelt werden können (z.B.: MULLIS, 1984). Diese Problematik entspricht aber im wesentlichen der konventionellen Mikrosonde-Analytik (vgl. z. B. REED, 1993), sodaß darauf in dieser Arbeit nicht weiter eingegangen wird.

Residualanalytik

Als Residuate werden hier alle Substanzen zusammengefaßt, die durch Öffnen oder Dekreпитation von FI zugänglich gemacht werden bzw. durch Verdunstung der Lösung (z.T. auch erst im Vakuum des REM) auskristallisieren. Dazu gehören Tochterkristalle, organische Partikel genauso wie etwa CaCl_2 oder andere stark hygroskopische Substanzen.

Bei der Dekreпитation von FI in gut spaltbaren Mineralen dringt die frei werdende Lösung häufig in Spaltrissen an die Plättchenoberfläche, ohne daß die Probe zerspringt. An der Oberfläche kristallisieren dann die Komponenten aus, und zwar weitgehend ohne Substanzverlust (siehe dazu auch EADINGTON, 1974). Von HAYNES et al. (1988) wurden diese Kristallisate als "Dekreпитate" bezeichnet. Aus großflächigen Meßfeldern (etwa $100 \times 120 \mu\text{m}^2$) können die relativen Gehalte der Elemente zueinander gemessen werden, wobei natürlich die chemische Zusammensetzung des darunter liegenden Wirtskristalls bekannt

sein muß (bei dünnen Kristallisationsfilmen wird der Wirtskristall wegen der Eindringtiefe meistens mitgemessen; siehe oben). Bei Totalöffnung von FI tritt naturgemäß ein beträchtlicher Substanzverlust der Lösung und teilweise auch der Tochterkristalle ein. Trotzdem kann anhand der meist rings um die Cavität auskristallisierenden Substanzen (siehe Abb. 2) eine zumindest halbquantitative, relative Analytik betrieben werden: Durch Teilung in Größenklassen und Auszählung der mit EDX identifizierten Kristallite erhält man gute Relativgehalte der einzelnen Substanzen zueinander. Zusätzlich besteht die Möglichkeit, Elemente zu entdecken, die bei der Kryometrie im Heiz-Kühltisch nicht oder nur schwer auszumachen sind (z.B. geringe KCl-Gehalte in stark konzentrierten NaCl-CaCl₂ Lösungen).

Hygroskopische Substanzen (z.B. Mg- und Ca-Salze) verbleiben bei Raumtemperatur und -druck in Form von Lösungströpfchen an der Plättchenoberfläche (siehe Abb. 3), wobei zur weiteren Erhaltung der Situation eine sorgfältige Handhabung der Proben angebracht ist. Im Vakuum des REM kristallisieren auch diese Substanzen aus und können detektiert und fotografiert werden.

Eine quantitative Analytik der Residuate ist dort möglich, wo eine bestimmte Mindestgröße der Kristallite erreicht wird. Aus der vorherigen optischen und kryometrischen Untersuchung läßt sich abschätzen, ob ein Kristallit von einem oder mehreren FI stammt. HAYNES et al. (1988) empfehlen für die Analytik Einzelsalz-Standards, die aus Lösungströpfchen auskristallisiert sind.

Tochterkristalle sind sowohl morphologisch als auch elementmäßig erfaßbar und daher in vielen Fällen identifizierbar. Darüber hinaus ist eine exakte Vermessung möglich und die Dimensionen der dazugehörigen Cavität sind feststellbar. RE-Bilder zeigen stärkere Schatteneffekte als SE-Bilder, weil die Abhängigkeit der RE-Rate von der Oberflächenneigung gegeben ist. RE-Aufnahmen ergeben allerdings eine geringere Auflösung. Große Tochterkristalle ($\geq 10 \mu\text{m}$) sind meist ohne Störung aus dem Untergrund quantitativ analysierbar, dies besonders gut, wenn sie aus leichten Elementen bestehen und die Anregungsspannung daher niedrig ($\leq 20 \text{ kV}$) gehalten werden kann. An senkrechten Flächen anhaftende Tochterkristalle können dann gut analysiert werden, wenn die Probe solange gedreht wird, bis die offene Seite der Cavität zum Spektrometer bzw. Detektor hin offen ist (Vermeidung von Absorptions-Schattenwirkung).

Organische Substanzen geben üblicherweise keine Elementspektren. Diese meist sehr kleinen Körperchen "verschmoren" im Elektronenstrahl, wobei Schrumpfung oder Aufblähung die Folge sein kann (C-H-Bindungen werden durch den Elektronenbeschuß aufgerissen, Wasserstoff und kleinere Radikale dampfen ab). In vielen Fällen fliegen diese Partikel dann wegen der eintretenden Aufladung weg (die ursprüngliche Kohlenstoff-Bedampfung blättert ab und verliert ihre Funktion).

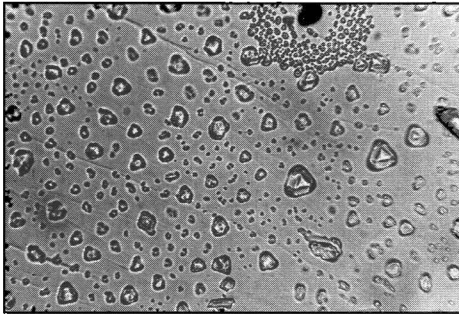


Abb. 2: Um einen dekrepitierten Einschuß auskristallisierte Substanzen (hauptsächlich NaCl), epitaktische Aufwachsungen von NaCl (111) auf Fluorit (111), Laussa Platzl bei St. Gallen, Stmk. (Vergr. 500 x).

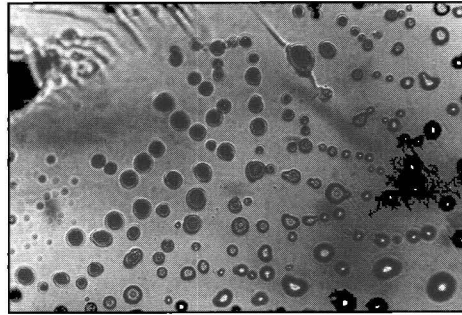


Abb. 3: Lösungströpfchen (CaCl_2 -haltig) eines dekrepitierten Einschlusses auf einer Fluorit Spaltplatte (111), Laussa Platz bei St. Gallen, Stmk. (Vergr. 500 x).

Untersuchungsergebnisse

Anhand zweier Beispiele sollen der praktische Einsatz von REM-EDX-Analytik dokumentiert und die Ergebnisse präsentiert werden:

An der Basis der Nördlichen Kalkalpen treten in Gutensteiner Schichten (Anis, Mitteltrias) an mehreren Stellen klufftgebundene Fluoritmineralisationen (mit Bleiglanz und Zinkblende) auf (vgl. GÖTZINGER & GRUM, 1992) und zwar in der Nähe oberpermischer Evaporite. Bei diesen Mineralisationen handelt es sich um eine intraformationale Bildung, wobei fluid-genetische Zusammenhänge zu den Evaporiten (Gipslagerstätten und -vorkommen) evident sind.

Die violetten bis farblosen Fluorite (z.B. des Vorkommens Laussa-Platzl, Stmk.) enthalten mehrere Populationen von Fl. Die primären und die meisten pseudo-ssekundären Fl sind durch folgende Inhaltsstoffe gekennzeichnet:

$S_1 \text{ NaCl} + S_2 \text{ CaCO}_3 + S_3 \text{ organische Substanz} + L (\text{NaCl-CaCl}_2\text{-KCl-Lösung, } 34\% \text{ NaCl äquiv.}) + V (\text{H}_2\text{O, CH}_4)$.

Aufgrund der Morphologie (einfache Rhomboeder) und der hohen Doppelbrechung kann CaCO_3 als Calcit identifiziert werden. Die Homogenisierungstemperaturen (T_h) liegen zwischen 270 und 360° C (Totalhomogenisierung in die flüssige Phase). Die Cavitäten sind häufig polyfacettiert. Die Abb. 4a zeigt einen größeren Einschuß (ca. 0,4 mm Länge) im Mikroskop-Durchlicht mit den Tochterkristallen S_1 , S_2 und der Gasblase (V). In geöffnetem Zustand (durch Dekreparation im Heitzisch) wurden im REM 16 Kristallite kartiert und chemisch charakterisiert (siehe Abb. 4b). NaCl und Calcit kommen häufig vor, Dolomit ist fraglich und CaCl_2 ist sicher vorhanden, jedoch seltener. Zusätzlich

zu den abgebildeten Kristall-Residuen wurden vereinzelt noch KCl-Kriställchen gefunden. Das Vorhandensein von K war vor der REM-EDX-Untersuchung nicht bekannt.

Als Beispiel für Tiefenanalytik bzw. Residualanalytik sehr kleiner Einschlüsse wird der an einigen Stellen (z.B. Arzriedel bei Trübenach, N.Ö.) vorkommende Bleiglanz genannt: Frisch aufgebrochene Bleiglanz-Stücke (um Kontamination oder Oxidation hintanzuhalten) zeigen neben den für PbS charakteristischen Elementen häufig Ca und Cl in CaCl_2 entsprechenden Verhältnissen. Dieses Elementpaar wurde mit EDX auf Spaltflächen und in winzigen Cavitäten ($\leq 0,5 \mu\text{m}$) gefunden. Weder NaCl noch KCl konnten detektiert werden. In den etwas selteneren (eisenarmen bis eisenfreien) Zinkblenden konnten keinerlei Fremdelemente (und auch keine Fl) gefunden werden. Es liegt daher der Schluß nahe, daß das Transportmedium für den Bleiglanz CaCl_2 -haltige Lösungen gewesen sein könnten. Diesbezügliche Untersuchungen werden noch fortgesetzt.

Abschließend soll noch eine Methodenkombination propagiert werden, die über die konventionelle Heiz- und Kühluntersuchung weit hinausgeht und - dementsprechend wertvolle und einander ergänzende Ergebnisse liefert: Als Vorinformation ist bei geeignetem Probenmaterial eine Raman- und/oder eine Infrarot-Spektroskopie der Einschlüsse empfehlenswert (GÖTZINGER, 1990). Darauf folgt die konventionelle Untersuchung derselben Proben mit dem Heiz- und Kühlisch, und weiterführend können an demselben Probenmaterial Elektronenstrahl-Mikroanalysen durchgeführt werden.

Ich danke den Herren Prof. Dr. Anton Beran und Mag. Dr. Eugen Libowitzky (Wien) für die konstruktiv-kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Literatur

- ANDERSEN, C.A. (1966): Electron probe microanalysis of thin layers and small particles with emphasis on light element determinations. - In: McKinley, T.D., Heinrich, K.F.J., Wittry, D.B., eds., The electron microprobe. Proc. Symp. Electrothermics and Metallurgy Div., The Electrochem. Soc., Oct. 1964: New York, J. Wiley & Sons, 58 - 74.
- CARRON, J.-P. (1961): Premières données sur la composition chimique de certains reliquats magmatiques. - Compt.Rend.Acad.Sci. Paris, 255, 3016-3018.
- DOLOMANOVA, E.I., LIDER, V.V., ROZHANSKII, V.N., ELINSON, M.M. (1966): Composition of solids in some gas-liquid inclusions in morion according to data of X-ray spectral point-analyses [electron microprobe]. - Akad. Nauk SSSR, Dokl., 167, 176-179 (russ.); trsl.: Dokl.Akad.Sci.USSR, Earth Sci. Sect., 167, 1966, 116 - 119.
- EADINGTON, P.J. (1974): Microprobe analysis of the non-volatile constituents in fluid inclusions. - N.Jb.Mineral., 1974/11, 518 - 525.

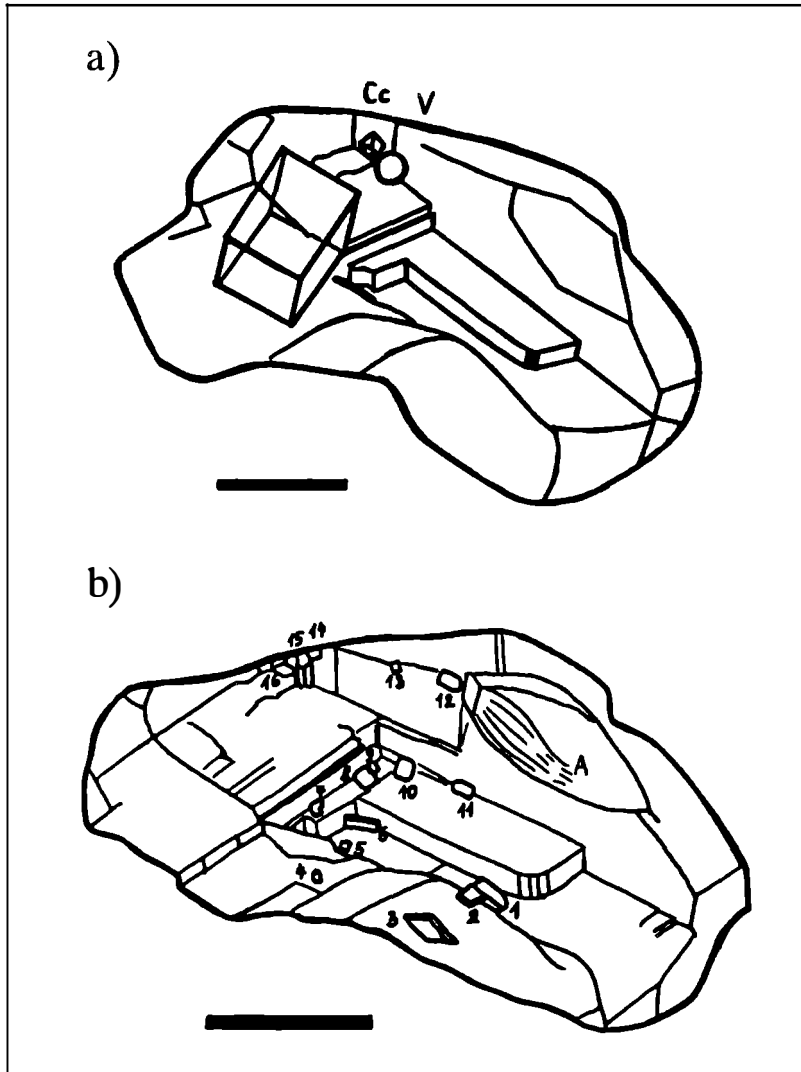


Abb. 4: a) Flüssigkeitseinschluß in Fluorit, Laussa-Platzl, Stmk., Zeichnung nach einem Mikroskop-Durchlicht-Foto (die Balkenlänge entspricht 0,1 mm) mit 2 Tochterkristallen (NaCl, Cc = CaCO_3) und einer Gasblase (V). Die Cavität wird von mehr minder deutlichen Negativ-Kristallflächen begrenzt (mit Stufenbildungen).
 b) Derselbe Einschluß geöffnet (Oberteil abgesprengt), Zeichnung nach einem REM-Foto (die Balkenlänge entspricht 0,1 mm) mit Kristall-Residuat aus der Lösung. Morphologie und EDX-Analytik ergaben folgende Identifizierungen: 1 Ca, Mg Dolomit ?; 2 - 7 Ca Calcit; 8 -14 NaCl; 15 CaCl_2 ; 16 Ca Calcit; A = Abbruchfläche.

- GÖTZINGER, M.A. (1990): Determination of aqueous salt solutions in fluid inclusions by infrared investigations. - N.Jb.Mineral.Mh., 1990/1, 1 - 12.
- GÖTZINGER, M.A., GRUM, W. (1992): Die Pb-Zn-F-Mineralisationen in der Umgebung von Evaporiten der Nördlichen Kalkalpen, Österreich - Herkunft und Zusammensetzung der fluiden Phase. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. Österr., 38, 47 - 56.
- HAYNES, F.M., STERNER, S.M., BODNAR, R.J. (1988): Synthetic fluid inclusions in natural quartz. IV. Chemical analyses of fluid inclusions by SEM/EDA: Evaluation of method. - Geochim.Cosmochim.Acta, 52, 969 - 977.
- METZGER, F.W., KELLY, W.C., NESBITT, B.E., ESSENE, E.J. (1977): Scanning electron microscopy of daughter minerals in fluid inclusions. - Econ. Geol., 72, 141 - 152.
- MULLIS, J. (1984): Festkörper-, Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse in Quarzkristallen der Schweizer Alpen als Zeugen der Entstehung alpiner Kluftmineralparagenesen. - Mitt.Österr.Mineral.Ges., 129, 46 - 53.
- REED, S.J.B. (1993): Electron microprobe analysis. 2nd ed. - Cambridge University Press, 326 p.
- REIMER, L., PFEFFERKORN, G. (1977): Raster-Elektronenmikroskopie. 2. neubearb. Aufl. - Springer: Berlin-Heidelberg-New York, 282 S.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions. - Rev. in Mineralogy, 12, Min.Soc. Amer., 644 S.
- SCHRAUDER, M., NAVON, O. (1994): Hydrous and carbonatic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana. - Geochim.Cosmochim. Acta, 58, 761 - 771.
- WERNISCH, J. (1988): Elektronenstrahlmikroanalyse. - Lehrbehelf Techn. Univ. Wien, 97 S.

**FLUIDENTWICKLUNG UND SKAPOLITHBILDUNG
IN METAMORPHEN GESTEINEN DER SAUALPE**

von

Johann. G. Raith⁺ und Heinz Högelsberger⁺⁺

(eingelangt am 22. 6. 1994, angenommen am 8. 7. 1994)

Zusammenfassung

Im Bereich der höher metamorphen Anteile des Saualpenkristallins treten massive Skapolithgesteine als konkordante Einschaltungen in metaklastischen amphibolitfaziellen Gesteinen auf. Hinsichtlich der Mineralvergesellschaftung und der Mineralchemie lassen sich zwei Typen, eine Ca-ärmere metapelitische (Skapolith, Quarz, Epidot/Klinozoisit, Granat, Biotit, Kalzit, Rutil) und eine Ca-reichere kalksilikatische Paragenese (Skapolith, Aktinolith/Tremolit, Titanit) unterscheiden. Skapolithe der kalksilikatischen Paragenese sind durch höhere Cl-Gehalte ($X_{Cl} = 0,37 - 0,42$) von der metapelitischen ($X_{Cl} = 0,16 - 0,28$) zu unterscheiden. Die berechneten NaCl-Gehalte des damit koexistierenden Fluids sind damit ebenfalls unterschiedlich (X_{NaCl} Fluid Metapelite: 0,13 - 0,18; Kalksilikate 0,31 - 0,38). Alle Skapolithe sind Mischglieder der Marialith-Mejonit bzw. Marialith-Mizzonit-Reihe und zeigen innerhalb der beiden Gruppen sehr homogene Zusammensetzung. Die Kristallisation von Skapolith erfolgte syndeformativ bzw. syn- bis spätmetamorph im Bezug auf die eoalpidische Deformation und amphibolitfazielle Metamorphose.

⁺ Dr. Johann G. Raith
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
A-8700 Leoben

⁺⁺ Dr. Heinz Högelsberger
Greenpeace Österreich
Auenbruggergasse 2
A-1030 Wien

Mehrere Typen von Flüssigkeitseinschlüssen kommen als meist sekundäre Einschlüsse in Quarz vor. CO₂-dominierte (max. 14 Mol % CH₄) ergeben recht unterschiedliche Dichten. Einschlüsse höherer Dichte (bis 1,13) dominieren in Skapolith-Quarzgesteinen, während solche niedrigerer Dichte (ca. 0,7 - 1,0) vor allem in jüngeren, skapolithfreien diskordanten Quarzgängen auftreten. Neben CO₂-reichen sind auch unter- und übersättigte H₂O-Salz Einschlüsse zu beobachten. Ihre Homogenisierungstemperaturen liegen zwischen 170 und 210° C. Die Salzgehalte der übersättigten Einschlüsse variieren zwischen 31-38 Gew. % NaCl-Äquiv.

Die Skapolithfelse werden als metamorph-metasomatische Gesteine gedeutet. Ihre Bildung erfolgte durch Zufuhr Na- und Cl-reicher, höchstwahrscheinlich retrograder, metamorpher Fluide im Zuge der eoalpidischen Metamorphose.

Einleitung

Skapolith, ein Tektosilikat mit der allgemeinen Formel X₄Y₁₂O₂₄Z (X = Ca, Na, K; Y = Al, Si; Z = CO₃, SO₄, Cl; SHAW, 1960) ist eines der wenigen metamorphen Minerale, das in größeren Mengen volatile Komponenten, wie Cl, CO₂ oder sulfatischen Schwefel, in seine Struktur einbauen kann. Diese Eigenschaft und die damit verbundene chemische Variabilität machen es zu einem geeigneten Studienobjekt, um Fragen der Art und Zusammensetzung der fluiden Phase, die bei der Bildung dieses Minerals herrschten, zu studieren. In Kombination mit Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen können somit wichtige Informationen über die Zusammensetzung der fluiden Phase, die während der Metamorphose wirksam ist, gewonnen werden.

Skapolithgesteine sind mehrfach aus dem Gebiet der Saualpe beschrieben worden (MEIXNER, 1940, 1952, 1953, 1968; CLAR et al. 1963, WEISSENBACH, 1963; KLEINSCHMIDT, 1970; WENINGER, 1976). Folgende Fundpunkte werden in der Literatur genannt: Grafenzeche bei St.Oswald, Gstettihütte, Beilsteingraben bei Lading, Breitofnerhütte, Gertrusk/Kaiserofen, Jakobpaulischwaig (E Gertrusk), Hüttenberger Erzberg, Andreaskreuz N des Hüttenberger Erzberges, S von Mosinz, Kirche St. Leonhard, Grube Käthe bei St. Leonhard, Krastal bei Griffen, Untergreutschach bei Griffen. Von den genannten Fundpunkten konnte trotz intensiver Suchtätigkeit nur mehr geeignetes Material von den Lokalitäten Grafenzeche und Gstettihütte aufgesammelt und untersucht werden. Die Ergebnisse der mikroskopischen, mineralchemischen und Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen werden nachfolgend kurz dargestellt und die Genese dieser ungewöhnlichen Gesteine wird diskutiert.

Geologische Situation

Die beiden genannten Vorkommen sind an den zentralen, höher metamorphen Anteil des Saualpenkristallins gebunden, der von schwächer metamorphen, ordovizisch-devonischen vulkano-sedimentären und Glimmerschieferreichen

Serien abgetrennt werden kann (PILGER & SCHÖNENBERG, 1975). Dieser ca. 4000 m mächtige Zentralabschnitt wird aus einer Abfolge von metapelitischen Gesteinen (Disthen-Flasergneise, Disthen-Stauroolith Schiefergneise, Zweiglimmergneise) aufgebaut, in die z.T. mächtige Eklogitkörper (z.B. Gertrusk, Kupplerbrunn) und untergeordnet auch Amphibolite, Marmore und Kalksilikatgesteine eingeschaltet sind (PILGER & SCHÖNENBERG, 1975).

In Analogie zu vergleichbaren kristallinen Serien im Bereich der Koralpe (FRANK et al., 1983), ist auch für diese Gesteine eine polymetamorphe Entwicklung angenommen bzw. bestätigt worden (THÖNI & JAGOUTZ, 1992). Für das prägende eklogit- und amphibolitfazielle Metamorphoseereignis konnte erst kürzlich ein altpaläozoisches Alter nachgewiesen werden (THÖNI & JAGOUTZ, 1992). Die P-T-Bedingungen der Eklogitbildung werden mit 580 - 630° C, 18 Kbar (MILLER, 1990) angegeben. Für die altpaläozoische amphibolitfazielle Überprägung werden ähnliche Temperaturen, aber wesentlich geringere Drucke (ca. 5 Kbar) abgeleitet.

Die Skapolith-Nebengesteine im Raum Grafenzeche sind üblicherweise Metapelite. Lokal sind geringmächtige Einschaltungen von Kalksilikatgesteinen und Pegmatoiden im Schichtverband anzutreffen. Die zum Großteil massiven Skapolith-Quarz-Gesteine können meist nur mehr als Rollstücke aufgesammelt werden. Lediglich von einem Fundpunkt, ca. 300 m oberhalb der Hauptfundstelle am Güterweg zur Grafenzeche, stehen die Skapolithgesteine im Schichtverband an. Eine wenige cm bis dm-mächtige und über 2 m verfolgbare Skapolith-Quarzlinse ist parallel zur Schieferung der benachbarten Biotit-Muskowit-Granatschiefer eingeregelt. Diese massiven Skapolithfelse stehen im unmittelbaren Kontakt mit geringmächtigen Pegmatoiden. In größeren Rollstücken ist eine deutliche Einregelung der oft bis zu 10 cm langen stengeligen Skapolithkristalle und eine Wechsellagerung Quarz-Granat-Biotit-Chlorit- und Skapolith-dominierter Lagen feststellbar.

Petrographie

Aufgrund der Mineralzusammensetzung lassen sich zwei Typen von Skapolithgesteinen unterscheiden (Tab. 1). Der häufigste Typ sind Skapolithgesteine in Assoziation mit Ca-führenden Metapeliten. In diesen ist Skapolith immer mit Quarz und häufig mit Granat, Biotit, Epidot/Klinozoisit, Kalzit und Chlorit vergesellschaftet. Plagioklas ist selten. Rutil ist das wichtigste Ti-Mineral. Sekundär tritt in diesen Proben stets Muskowit auf; dieser bildet Säume um ehemals sub- bis euhedrale Skapolithkristalle oder kommt entlang von Spaltrissen vor.

Die beobachtbaren poikiloblastischen Texturen belegen eine späte metamorph-metasomatische Bildung dieser Skapolithe. Große Skapolithe, die zur Ausbildung euhedrales Kristallgestalt tendieren, überwachsen eine ältere Paragenese bestehend aus Granat-Biotit-Epidot/Klinozoisit. Eine jüngere Klinozoisitgeneration bildet Säume um ältere Kerne, bzw. tritt gemeinsam mit Chlorit und Calcit

als Zwickelmineral auf. Eine besondere Textur stellen graphische Verwachsungen von Skapolith und Quarz dar. Dabei bildet Quarz unregelmäßige, wurmförmige, myrmekitähnliche Einwachsungen in Skapolith.

Der zweite Typ von Skapolithgesteinen ist mit Ca-reicheren Kalksilikatmineralen vergesellschaftet. Es handelt sich ebenfalls um massige, überwiegend aus langen stengeligen Skapolithen aufgebaute Gesteine, wobei diese Skapolithkristalle analog zur vorigen Gruppe Einregelung zeigen und oft euhedrale Kristallgestalt besitzen. Petrographisch ist diese Probe (SK 6562) durch das Fehlen von Quarz und das häufige Auftreten von Aktinolith/Tremolit und Kalzit gekennzeichnet. Die dominierende Ti-Phase ist Titanit, der z.T. einen mittels BSE-Verteilungsbildern nachweisbaren, chemisch komplexen Zonarbau zeigt. Die in der ersten Gruppe so häufig beobachtbare sekundäre Muskowitisierung fehlt in dieser Probe.

Probe	Skp	Qu	Plg	Kal	Chl	Mus	Sonstige
SK6562	+++		+	++			Trem, Tit
SK2	+++	+++		+	++	++	Rut
SK11	+++	+++	+	+	+	+	Gt, Bio
SK13	+++	++		++		++	
SK16	+++	+++		++	+	++	
SK20A	+++	++	+	++	++	++	Kz
SK20B	+++	+		+	++	+	Gt, Bio, Kz
SK20-1	+++	+++			+	++	Gt, Bio, Kz

Tab. 1: Petrographische Zusammensetzung der Skapolithgesteine von der Saualpe. SK 6562 eine kalksilikatische Paragenese, restliche Proben Ca-ärmere metapelitische Paragenesen. Skp = Skapolith, Qu = Quarz, Plg = Plagioklas, Kal = Calcit, Chl = Chlorit, Mus = Muskowit, Trem = Aktinolith/Tremolit, Tit = Titanit, Rut = Rutil, Gt = Granat, Bio = Biotit, Kz Epidot/Klinozoisit. +++ Hauptgemengteil, ++ Nebengemengteil, + Akzessorien.

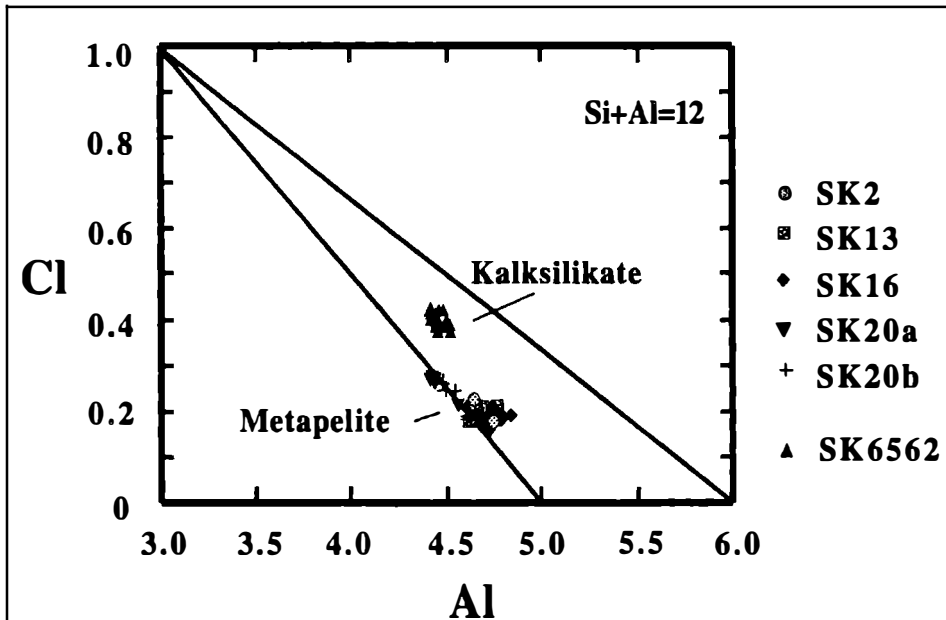


Abb. 1: Zusammensetzung der Skapolithe im Al-Cl-Diagramm. Linien geben die Mischungsreihe Marialith-Mizzonit bzw. Marialith-Mejonit an.

Mineralchemische Zusammensetzung von Skapolith

Mittels Elektronen-Mikrosonde (ETH-Zürich; University of Edinburgh) wurde die Zusammensetzung von Skapolithen dieser beiden unterschiedlichen Paragenesen bestimmt (Abb. 1). Eine Auswahl repräsentativer Proben ist in Tab. 2 aufgelistet. Wie aus diesen Analysen ersichtlich ist, handelt es sich bei den Skapolithen generell um SO_3 -freie, Cl-führende Glieder der Mischungsreihe Marialith-Mizzonit bzw. Marialith-Mejonit, wobei die Kalksilikat-Paragenese durch wesentlich höhere Cl-Gehalte gekennzeichnet ist. X_{Cl} ($X_{\text{Cl}} = 1 - X_{\text{CO}_2} - X_{\text{SO}_3}$) variiert in den metapelitischen Proben zwischen 0,17 und 0,28, in der kalksilikatischen Probe zwischen 0,38 und 0,42. Die Variation des Mineralchemismus kann im wesentlichen als Austauschreaktion von CaNa_{-1} mit $\text{CO}_2\text{Cl}_{-1}$ (Marialith-Mejonit) und untergeordnet von NaSi_{-1} mit CaAl_{-1} (Mizzonit-Mejonit) formuliert werden. Plagioklas, der nur selten (z.B. als Einschlußmineral in Quarz) mit Skapolith anzutreffen ist, ist immer An-ärmer als koexistierender Skapolith. Dies geht auch aus den in Tab. 2 angegebenen Anorthit-Äquivalent-Werten ($\text{EqAn} = (\text{Al}-3)/3$) von Skapolith, die direkt mit dem Anorthitgehalt von Plagioklas (X_{An}) verglichen werden können, hervor. Innerhalb einer Probe bzw. auch innerhalb der beiden Gruppen sind die Skapolithe auffällig homogen zusammengesetzt. Auch Zonarbau ist nicht nachweisbar.

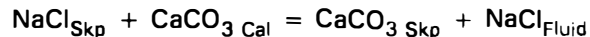
Skapolith	SK6562/8	SK6562/11	SK20B 2/4	SK20B 3/3	SK20A 1/2	SK16/2	SK16/5
SiO ₂	50,53	50,62	49,09	50,06	50,59	49,05	48,50
TiO ₂	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	25,31	25,20	26,00	25,21	24,92	26,08	26,49
FeO	0,01	0,05	0,13	0,06	0,04	0,07	0,11
MnO	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,07
MgO	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00
CaO	13,62	13,65	16,10	14,64	14,28	14,54	15,31
Na ₂ O	5,37	5,29	3,87	5,16	4,75	5,26	4,47
K ₂ O	0,74	0,72	0,60	0,55	0,77	0,36	0,61
Cl	1,68	1,49	0,73	1,03	1,11	0,85	0,67
SO ₃	0,01	0,03	0,00	0,02	0,04		
CO ₂	3,11	3,36	4,47	3,98	3,88	3,81	4,04
Summe	100,43	100,51	101,07	100,76	100,45	100,08	100,28
Si	7,546	7,562	7,388	7,531	7,593	7,377	7,300
Ti	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,001
Cr	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	4,454	4,438	4,612	4,469	4,407	4,623	4,700
Fe ²⁺	0,002	0,005	0,015	0,007	0,005	0,009	0,014
Mn	0,000	0,005	0,005	0,002	0,005	0,004	0,009
Mg	0,007	0,007	0,002	0,005	0,002	0,000	0,000
Ca	2,179	2,185	2,597	2,358	2,297	2,340	2,469
Na	1,556	1,532	1,130	1,505	1,381	1,530	1,304
K	0,141	0,137	0,115	0,105	0,147	0,068	0,118
Cl	0,424	0,377	0,185	0,262	0,284	0,217	0,017
S	0,000	0,002	0,000	0,002	0,005	0,000	0,000
CO ₂	0,576	0,620	0,815	0,735	0,711	0,783	0,830
X _{Al}	0,371	0,370	0,384	0,372	0,367	0,385	0,392
X _{Meonit}	0,562	0,567	0,676	0,594	0,601	0,605	0,654
Ca + Na + K	3,876	3,845	3,841	3,968	3,825	3,945	3,892
Eq _{An}	0,485	0,479	0,537	0,490	0,469	0,541	0,567

Tab. 2: Repräsentative Mineralanalysen von Skapolith und koexistierendem Plagioklas. Skapolith berechnet auf der Basis von Si + Al = 12 und Cl + CO₂ + SO₃ = 1; Plagioklas berechnet auf 8 Sauerstoffe pro Formel-

SK13/2	SK13/5	SK2/8	SK2/10	Plagioklas	SK20A 3/1	SK20A 3/2
48,68	48,72	48,88	48,25	SiO ₂	61,50	60,44
0,00	0,01	0,03	0,02	TiO ₂	0,01	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	Cr ₂ O ₃	0,02	0,02
26,61	26,42	26,16	26,76	Al ₂ O ₃	23,62	24,21
0,02	0,02	0,04	0,06	FeO	0,02	0,01
0,05	0,03	0,05	0,03	MnO	0,00	0,01
0,00	0,00	0,00	0,00	MgO	0,00	0,00
15,05	14,61	13,88	15,34	CaO	5,57	6,17
4,93	5,22	5,58	4,05	Na ₂ O	8,32	8,10
0,29	0,29	0,34	0,52	K ₂ O	0,39	0,20
0,73	0,83	0,88	0,68	Cl	0,00	0,00
				SO ₃	0,00	0,00
3,98	3,85	3,77	4,02			
100,34	100,00	99,61	99,73	Summe	99,45	99,17
7,297	7,321	7,358	7,257	Si	2,747	2,711
0,000	0,001	0,003	0,002	Ti	0,000	0,000
0,000	0,000	0,000	0,000	Cr	0,001	0,001
4,702	4,679	4,642	4,743	Al	1,244	1,280
0,003	0,003	0,005	0,008	Fe ²⁺	0,001	0,000
0,006	0,004	0,007	0,004	Mn	0,000	0,000
0,000	0,000	0,000	0,000	Mg	0,000	0,000
2,418	2,353	2,239	2,471	Ca	0,267	0,297
1,434	1,522	1,628	1,312	Na	0,721	0,704
0,055	0,056	0,065	0,100	K	0,022	0,011
0,186	0,210	0,225	0,174	Cl	0,000	0,000
0,000	0,000	0,000	0,000	S	0,000	0,000
0,813	0,790	0,775	0,826			
0,392	0,390	0,387	0,395	Ab	0,714	0,696
0,628	0,607	0,579	0,653	Or	0,022	0,011
3,907	3,930	3,930	3,883	An	0,264	0,293
0,567	0,560	0,547	0,581	X _{An}	0,264	0,293

Tab. 2 (Fortsetzung): einheit. SK 6562 Kalksilikat-Paragenese; restliche Proben Ca-reiche Metapelite. na = nicht analysiert. $X_{Me|pnit} = Ca/(Ca + Na + K)$; $EqAn = (Al-3)/3$.

Die Reaktion zwischen Skapolith in Koexistenz mit Calcit und einem Fluid kann folgendermaßen formuliert werden:



Unter Verwendung der von ELLIS (1978) für 750° C und 4 Kbar kalibrierten Daten, kann über die von ihm angegebene Beziehung $\ln_{\text{KD}} = -0,028 (X_{\text{Al Skp}})^{5,58}$ das X_{NaCl} der fluiden Phase berechnet werden. Für die Skapolithe aus der kalksilikatischen Paragenese variieren die X_{NaCl} -Werte zwischen 0,31 und 0,38. Die metapelitischen Proben ergeben deutlich geringere berechnete Fluidsalinitäten von 0,13 bis 0,18 X_{NaCl} .

Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen

Flüssigkeitseinschlüsse wurden in mehreren Skapolith-führenden (SK 2, 10, 12, 15, 17) und -freien Proben (SK 8) gefunden und mittels eines Linkam-Heiz-Kühltisches (Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien) mikrothermometrisch untersucht. Das Wirtsmineral der Einschlüsse ist stets Quarz. Alle Einschlüsse sind sekundären Ursprungs und wurden entlang von verheilten Mikrorissen gebildet.

Mehrere Einschlußtypen, deren Charakteristika in Tab. 3 und Abb. 2 zusammengefaßt sind, können unterschieden werden. (a) In allen Proben treten < 5 bis 25 μm große, bei Raumtemperatur ein- oder zweiphasige CO_2 -Einschlüsse auf. Aufgrund der Schmelztemperaturen (T_m), die zwischen -59,2 und -56,9° C liegen, sind diese im wesentlichen als CO_2 , mit geringen Beimengungen von CH_4 (< 14 Mol. %) oder N_2 zu bestimmen. Die Homogenisierungstemperaturen ($=T_h$; V+L zu L) variieren zwischen -44,5 und +25,6° C (Abb. 2; Tab. 3), was berechneten Dichten von 0,7 bis 1,13 (HOLLOWAY, 1981) entspricht. Es ist auffällig, daß Einschlüsse höhere Dichte nur in skapolithführenden Proben vorkommen, während solche geringere Dichte in jüngeren, skapolithfreien Quarzgängen (SK 8) dominieren; letztere sind auch aus strukturellen Gründen - diese Gänge liegen diskordant zur Schieferung - als jüngere Quarzgeneration zu identifizieren.

(b) Neben CO_2 -reichen Einschlüssen treten außerdem in mehreren Proben sekundäre, wäßrige H_2O -Salz-Einschlüsse auf. Sowohl zweiphasige (L + V), als auch dreiphasige (L + V + Halit) Einschlüsse kommen vor. Die Homogenisierungstemperaturen (V + L zu L) liegen zwischen 155 und 215° C. Für die dreiphasigen Einschlüsse liegen die Auflösungstemperaturen des Halits (T_s) bei ca. 300° C, was berechneten Salzgehalten von etwas 36 Gew. % NaCl-Äquivalent entspricht. Lediglich in der skapolithfreien Probe SK 8 sind saline H_2O - CO_2 -Einschlüsse zu finden. Diese bis zu 50 μm großen herrlichen Einschlüsse sind bei Raumtemperatur vierphasig (H_2O_L - CO_{2L} - CO_{2V} -Halit). Sie geben ähnliche T_h -Werte, aber niedrigere Salzgehalte (31 Gew. % NaCl-Äquivalent) als die dreiphasigen Einschlüsse. Die Detailergebnisse der mikrothermometrischen Messungen sind Tab. 3 zu entnehmen.

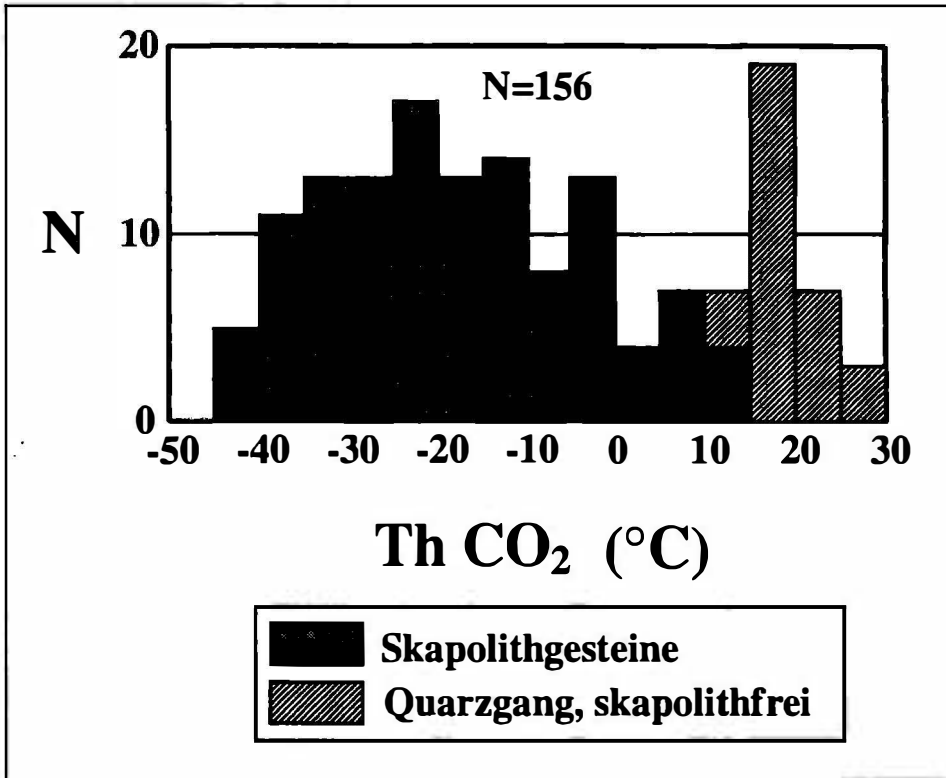


Abb.2: Histogramm der Homogenisierungstemperaturen von CO₂-Einschlüssen. Die beiden Häufigkeitsmaxima sind einerseits Skapolith-führenden, andererseits Skapolith-freien Proben zuzuschreiben.

Die Entstehung der Skapolithgesteine

Skapolith ist ein Mineral, das nur unter P-T-Bedingungen des metamorphen bzw. magmatischen Bereiches gebildet wird. Mit Hinblick auf das Auftreten in magmatischen Gesteinen sind Skapolithe in SiO₂-untersättigten Vulkaniten (BOIVIN & CAMUS, 1981) aber auch als Assimilationsprodukte in Vulkaniten (z.B. Vesuv, EVANS et al., 1969) beschrieben worden. Häufiger entsteht Skapolith allerdings im Zuge metamorpher Prozesse. Er ist ein häufiges Mineral des kontaktmetamorphen-metasomatischen Bereiches (magmatogene Skarne), wo er gemeinsam mit anderen Kalksilikat-Mineralen typischerweise im Mittel- bis Hochtemperaturbereich um einen Intrusionskontakt gebildet wird (HOVER GRANATH et al., 1983).

Im hochgradig metamorphen Milieu kann Skapolith ein wichtiges Mineral in kalksilikatischen Granuliten (MOECHER & ESSENE, 1990; HARLEY & BUIK,

1992), Metaanorthositen, aber auch Xenolithen (LOVERING & WHITE, 1969; JONES et al., 1983; STOLZ, 1987) sein und somit wichtige Informationen über die P-T-t-Entwicklung und die Fluidaktivität der unteren Kruste und z.T. des oberen Mantels liefern. In diesen Gesteinen dominieren zumeist (sulfatführende) Mejonite.

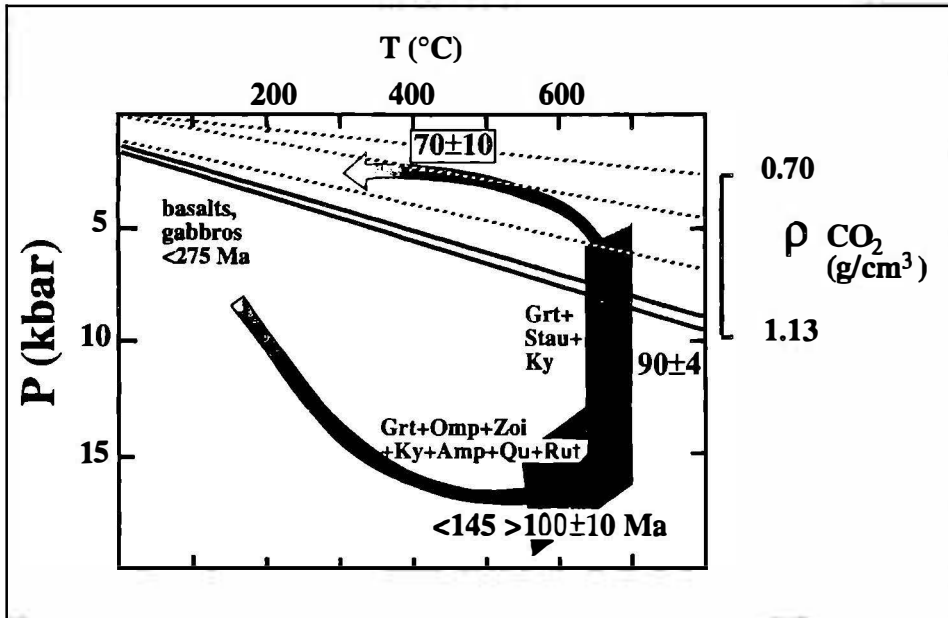


Abb. 3: P-T-t-Entwicklungspfad für metamorphe Gesteine der Saualpe und Abschätzung der P-T-Bedingungen des eklogit- bzw. amphibolitfaziellen Metamorphoseereignisses (THÖNI & JAGOUTZ, 1992; MILLER, 1990). Isochoren von CO₂-Einschlüssen zeigen, daß Einschlüsse mit höherer Dichte (schwarze Linien) synmetamorph im Bezug auf die amphibolitfazielle Metamorphose gebildet sein könnten und solche mit niedriger Dichte (strichlierte Linien) mit Sicherheit während der retrograden Abkühlung eingeschlossen worden sind. Berechnung der Isochoren nach HOLLOWAY (1981).

Skapolithe sind auch aus dem Bereich der Grünschiefer- und Amphibolitfazies bekannt. Diese bei niedrigeren Temperaturen gebildeten Skapolithe sind in fast allen Fällen Cl-führend, da Cl-freie Skapolithe unterhalb von 550° C nicht mehr stabil sind (OTTERDOM & WENK, 1983). Innerhalb dieser Gruppe sind regional-metamorphe Skapolithgesteine, für deren Entstehung isochemische Metamorphose aus Evaporiten diskutiert wird, von besonderem Interesse. Charakteristisch für diese Gesteine ist ihre stratiforme Ausbildung und die Vergesellschaftung von Cl-reichem Skapolith mit anderen für Metaevaporite typischen Mineralen

wie Turmalin, Anhydrit, Lazulith usw. (WHITE, 1959; RAMSEY & DAVIDSON, 1970; SERDYUCHENKO, 1975; KWAK, 1977; MORA & VALLEY, 1989). Auch scheelitführende Skapolith-Kalksilikatgesteine, wie etwa aus der Bunten Serie des Moldanubikums beschrieben (BERAN et al., 1985), könnten eventuell in diese Gruppe einzuordnen sein. Skapolithbildung im Zuge allochemischer metasomatischer Prozesse wird von VANKO & BISHOP (1982) diskutiert; auch hier werden die großen Mengen an Cl-reichen wässrigen Fluiden, die für die Alteration des Humboldt-Lopolithes benötigt werden, von Evaporiten abgeleitet.

Für die Skapolithe aus dem Saualpenkristallin wurde folgende Genese diskutiert: MEIXNER (1952) erklärt die Skapolithbildung auf der Grafenzeche durch SiO_2 -Zufuhr und Verdrängung einer geringmächtigen Marmorlinse. Eine zeitliche Zuordnung wird nicht gegeben. Ebenfalls metasomatische Prozesse, die allerdings im Zusammenhang mit einer "pegmatitischen Durchtränkung" gesehen werden und die der variszischen Metamorphose zugeordnet werden, wurde von KLEINSCHMIDT (1970) für die Bildung der Skapolithe von Untergreutschach/Griffen diskutiert.

Folgende von uns gemachten Beobachtungen sprechen für eine allochemische metamorph-metasomatische Bildung im Zuge der eoalpidischen Metamorphose:

1. **Texturelle Beziehungen:** Skapolith ist parallel zur dominierenden Schieferung der Nebengesteine eingeregelt. Wesentlich ist auch die Beobachtung, daß er eine metapelitische Paragenese (Granat-Biotit usw.) poikiloblastisch überwächst und ein ausgezeichnet spätmetamorph kristallisiertes Gefüge aufweist.
2. **Chemische Homogenität:** Alle untersuchten Skapolithe sind chemisch ausgesprochen homogen und Hinweise auf eine reliktsche ältere Generation konnten nirgends gefunden werden. Skapolith ist also offensichtlich im Zuge eines einphasigen Prozesses gebildet worden.
3. **Altersdatierungen:** Unter Berücksichtigung neuer Altersdaten, die ein weiträumiges eoalpidisches Metamorphoseereignis belegen (THÖNI & JAGOUTZ, 1992) muß die amphibolitfazielle Metamorphose und damit auch die Skapolithbildung, als eoalpidisch eingestuft werden.

Wie die X_{NaCl} -Abschätzungen des Fluids zeigen, sind für die Bildung der Skapolithe auf der Saualpe erhöhte Na- und Cl-Gehalte des Fluids notwendig. Mögliche theoretische Quellen solcher Fluide können einerseits internen (Evaporite), andererseits externen (zugeführte, salinare magmatische oder metamorphe Wässer) Ursprungs sein. Der Geländebefund, die spätmetamorphe Kristallisation von Skapolith und die Mineralparagenese machen eine evaporitische, aber auch eine magmatische (Pegmatite, Granite) Herkunft unwahrscheinlich. Metamorphe Prozesse sind die wahrscheinlichste Fluid-Quelle. Vor allem retrograde Mineralreaktionen, bei denen H_2O selektiv in Minerale eingebaut wird, können zu einem Anstieg der Salinität des Restfluids führen (CRAWFORD et al., 1979). Die in der Saualpe weit verbreitete retrograde Amphibolitisierung

der Eklogite kann ebenfalls nur mit entsprechender Fluidzufuhr vor sich gegangen sein. Es ist daher denkbar, daß sich spätmetamorphe, saline Restfluide im Zuge der eoalpidischen Metamorphose gebildet haben, die dann Ca-reiche Lithologien (Ca-reiche Metapelite, Marmore und Kalksilikatgesteine) skapolithisiert haben.

Diese metamorphen Fluide dürfen allerdings keineswegs als rein wäßrige Fluide aufgefaßt werden. Flüssigkeitseinschlüsse belegen die weite Verbreitung von CO_2 . Die variable Dichte dieser Einschlüsse zeigt, daß CO_2 über einen weiten P-T-Bereich der Metamorphose vorhanden war und eingeschlossen wurde. Die Isochoren der Einschlüsse mit der höchsten Dichte ($1,13 \text{ gcm}^{-3}$) zeigen einen Anstieg im P-T-Feld (Abb. 3), der in etwa die P-T-Box der amphibolitfaziellen Metamorphose schneidet; die Einschlüsse könnten also während dieses Ereignisses gebildet worden sein. Die CO_2 -Einschlüsse geringerer Dichte (Probe SK 8; ca. $0,7\text{-}1,0 \text{ gcm}^{-3}$) müssen im Zuge der späten retrograden Abkühlung eingeschlossen worden sein. Das Auftreten von CO_2 und $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ in getrennten Einschlüssen kann am einfachsten mit Entmischung erklärt werden.

Schlußfolgerungen

1. Die Skapolithe von der Grafenzeche und der Gstettihütte sind SO_3 -freie, Cl-führende Mischglieder der Marialith-Mejonit bzw. Marialith-Mizzonit-Reihe. Skapolith aus einer Ca-reicheren Kalksilikat-Paragenese ist von solchen aus Ca-ärmeren metapelitischen Paragenesen durch höhere Cl-Gehalte und damit durch höhere X_{NaCl} -Gehalte des ehemals koexistierenden Fluids, zu unterscheiden.
2. Mehrere Typen von CO_2 -hältigen und wäßrigen, sowie gemischten CO_2 - H_2O -Salz-Einschlüssen sind nachweisbar. Alle Einschlüsse werden als Reste metamorpher Fluide angesehen. CO_2 -Einschlüsse sind über einen weiten P-T-Bereich hinweg entstanden.
3. Die Skapolithgesteine der Saualpe repräsentieren metamorph-metasomatisch gebildete Gesteine, die durch die Reaktion Cl-reicher metamorpher Fluide mit Ca-reichen Lithologien entstanden sind. Sie bildeten sich synbis postmetamorph im Zuge der eoalpidischen, amphibolitfaziellen Metamorphose des Saualpenkristallins.

Danksagung

Diese Arbeit ist als Vortrag anlässlich des 2. Österreichischen Fluid-Info Treffens, das am 4. und 5. November 1993 in Leoben abgehalten wurde, präsentiert worden. Für die Hilfe bei der EMS-Analytik einiger Probe, durchgeführt an der ETH Zürich, sei R. Abart herzlichst gedankt. Dem Department of Geology and Geophysics, University of Edinburgh, sei für die Möglichkeit der Benützung der Mikrosonde unser Dank ausgesprochen. Abschließend möchten die Autoren Familie Lampersberger aus Eberstein im schönen Görtsschitztal für ihre Gastfreundschaft und die logistische Unterstützung bei der (teilweise gefahrenvollen) Geländearbeit herzlichst danken.

Probe	CO ₂ -reiche Einschlüsse				Untersättigte wäßrige Einschlüsse				Übersättigte FI	
	Th(V+L=L)	n	Tm	n	Th(V+L=L)	n	Th(V+L=L)	n	Ts(L+S=S)	n
SK2	-19,3 ⇔ +14,8	26	-58,5 ⇔ -59,5	4	176 ⇔ 216	5	262	1	275	1
SK10	-36,4 ⇔ +5,0	28			168 ⇔ 184	8				
SK12	-44,4 ⇔ +20,0	42	-56,9 ⇔ -58,1	15	188 ⇔ 207	2	155 ⇔ 165	2	296 ⇔ 300	2
SK17	-44,5 ⇔ +9,3	34	-59,2 ⇔ -59,7	2						
SK8	+10,3 ⇔ +25,6	24					193 ⇔ 214	8	188 ⇔ 198	8

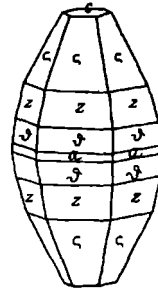
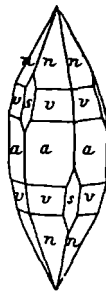
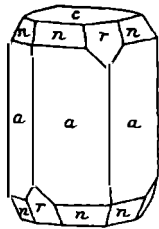
Tab. 3: Zusammenfassung der mikrothermometrischen Meßergebnisse an Flüssigkeitseinschlüssen der Proben SK 10, 12, 17. Werte in ° C; n = Anzahl der Messungen.

Literatur

- BERAN, A., GÖD, R., GÖTZINGER, M., ZEMANN, J. (1985): A scheelite mineralization in calc-silicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Austria. - Mineral. Deposita, 20, 16 - 22.
- BOIVIN, P., CAMUS, G. (1981): Igneous scapolite-bearing associations in the Chaîne des Puys, Massif Central (France) and Atakor (Hoggar, Algeria). - Contrib. Mineral. Petrol., 77, 365 - 375.
- CLAR, E. FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., SCHÖNENBERG, R. (1963): Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Krisallins (Kärnten), VI. - Carinthia II, 73 (153), 23 - 51.
- CRAWFORD, M.L., FILER, J., WOOD, C. (1979): Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. - Bull. Mineral., 102, 562 - 568.
- ELLIS, D.E. (1978): Stability and phase equilibria of chloride and carbonate-bearing scapolites at 750° C and 4000 bar. - Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 1271 - 1281.
- EVANS, B.W., SHAW, D.S., HAUGHTON, D.R. (1969): Scapolite stoichiometry. - Contrib. Mineral. Petrol., 24, 293 - 305.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A., WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. - Jahresber. 1982, Hochschulschwerpunkt S15, 263 - 292.
- HARLEY, S.L., BUICK, I.S. (1992): Wollastonite-scapolite assemblages as indicators of granulite pressure-temperature-fluid histories: The Rauer Group, East Antarctica. - J. Petrol., 33, 693 - 305.
- HOLLOWAY, J.R. (1981): Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust. In: Hollister, L.S., Crawford, M.L. (eds.): Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. - Mineralogical Association of Canada, 6, 13 - 36.
- HOVER GRANATH, V.C., PAPIKE, J.J., LABOTKA, T.C. (1983): The North Peak contact metamorphic aureole, Utah: Petrology of the Big Horse Limestone Member of the Orr Formation. - Geol. Soc. Amer. Bull., 94, 889 - 906.
- JONES, A.P., SMITH, J.V., DAWSON, J.B., HANSEN, E.C. (1983): Metamorphism, partial melting, and K-metasomatism of garnet-scapolite-kyanite granulite xenoliths from Lashaine, Tanzania. - J. Geol., 91, 143 - 165.
- KLEINSCHMIDT, G. (1970): Schwarzer Skapolith von Untergreutschach bei Griffen, Saualpe (Kärnten). - Karinthin, 63, 168 - 198.
- KWAK, T.A.P. (1977): Scapolite compositional change in a metamorphic gradient and its bearing on the identification of meta-evaporite sequences. - Geol. Mag., 144, 343 - 354.
- LOVERING, J.F., WHITE, A.J.R. (1969): Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. - Contrib. Mineral. Petrol., 21, 9 - 52.
- MEIXNER, H. (1940): Neue Mineralfunde aus der Ostmark. - Carinthia II, 50 (130), 59 - 74.
- MEIXNER, H. (1952): Neue Mineralfunde in den österreichischen Alpen XII. - Carinthia II, 62, (142), 27 - 46.

- MEIXNER, H. (1953): Klassische und neuere Mineralvorkommen im Eklogitbereich der Saualpe. - Carinthia II, 63 (143), 132 - 139.
- MEIXNER, H. (1968): Neue Mineralfunde in den österreichischen Alpen XXII. - Carinthia II, 78 (158), 96 - 115.
- MILLER, C. (1990): Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. - Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt., 70, 287 - 300.
- MOECHER, D.P., ESSENE, E.J. (1990): Phase equilibria for calcic scapolite, and implications of variable Al-Si disorder for P-T, T-X_{CO2}, and a-X relations. - J. Petrol., 31, 997 - 1024.
- MORA, C.I., VALLEY, J.W. (1989): Halogen-rich scapolite and biotite: Implications for metamorphic fluid-rock interaction. - Amer. Mineral. 74, 721 - 737.
- OTERDOOM, W.H., WENK, H.-R. (1983): Ordering and composition of scapolite: field observations and structural interpretations. - Contrib.Mineral.Petrol., 83, 330 - 341.
- PILGER, A., SCHÖNENBERG, R. (1975): Geologie der Saualpe. - Clausthaler Geol. Abh. Sdbd., 1.
- RAMSAY, C.R., DAVIDSON, L.R. (1970): The origin of scapolite in regionally metamorphosed rocks of Mary Kathleen, Queensland, Australia. - Contrib. Mineral. Petrol., 25, 41 - 51.
- SERDYUCHENKO, D.P. (1975): Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. - Lithos, 8, 1 - 7.
- SHAW, D.M. (1960): The geochemistry of scapolite. - J. Petrol., 1, 218 - 260.
- STOLZ, A.J. (1987): Fluid activity in the lower crust and upper mantle: mineralogical evidence bearing on the origin of amphibole and scapolite in ultramafic and mafic granulite xenoliths. - Min. Mag., 51, 719 - 732.
- THÖNI, M., JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). - Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 347 - 368.
- VANKO, D.A., BISHOP, F.C. (1982): Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt Lopolith, NW. Nevada. - Contrib.Mineral.Petrol., 81, 277 - 289.
- WEISSENBACH, N. (1963): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). - Carinthia, 73 (153), 5 - 23.
- WENINGER, H. (1976): Mineralfundstellen in Steiermark und Kärnten. - Christian Weise-Verlag (München).
- WHITE, A.J.R. (1959): Scapolite-bearing marbles and calc-silicate rocks from Tungkillo and Millendella, South Australia. - Geol. Mag., 96, 285 - 307.

Vorträge



Корунд von Ceylon nach Мона и. Навински.

**DIE QUARZSANDE IM MITTLEREN BURGENLAND UND IHRE VERWERTBARKEIT
ALS MASSENROHSTOFF**

von

Hans Kurzweil⁺

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft in Wien

am 18. 1. 1993

Einleitung

Die zum gegenständlichen Thema vorliegenden Untersuchungsergebnisse sind auf einem Forschungsvorhaben begründet (KURZWEIL & GIER, 1993) dessen Ziel es war, die Eignung der Quarzsande im Mittleren Burgenland als wertvolles Industriematerial zu untersuchen und dazu charakterisierende Kennwerte der Granulometrie, vor allem aber der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung der Sande zu erarbeiten.

Zum Vorkommen und der geologisch-stratigraphischen Position der Sande ist generell anzuführen, daß diese als wesentlicher Anteil der neogenen Beckenfüllung im NW-Bereich der "Landseer Bucht" verbreitet sind (Abb. 1) und hier zuletzt auf limnisch-fluviatile Sedimentationsprozesse im Pannon und Pont zurückgehen (WINKLER-HERMADEN, 1962; TOLLMANN, 1985). Die bisherige technische Verwendung der Sande ist im Kerngebiet ihres Vorkommens, im Bereich um Lackendorf, als Zuschlagstoff in der Bauindustrie seit langem gegeben. Ansätze von höherwertiger Nutzung als Gießereisand wurden nicht weiter verfolgt, so daß die gegenständlichen Untersuchungen auf der Basis bestehender Normen und Qualitätsvorschriften diesbezüglich Klarheit schaffen sollten.

Untersuchungsprogramm

Die Untersuchungen umfaßten nach Bewertung der angeführten Unterlagen zur Geologie, dem regionalen Sedimentaufbau und bereits zur rohstoffanalytischen

⁺ Prof.Dr. Hans Kurzweil
Institut für Petrologie, Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

Beurteilung durchgeführten Analyseverfahren (PIRKL & SCHMID, 1979) intensive Geländetätigkeit mit nachfolgenden Untersuchungsschwerpunkten im Labor:

- Korngrößenuntersuchungen
- Untersuchungen zur Kornmorphometrie
- Mineralogische Untersuchungen (Gesamt- und Schwermineralanalyse)
- Chemische Untersuchungen
- Versuche zur Qualitätsverbesserung (Attritionsversuche)

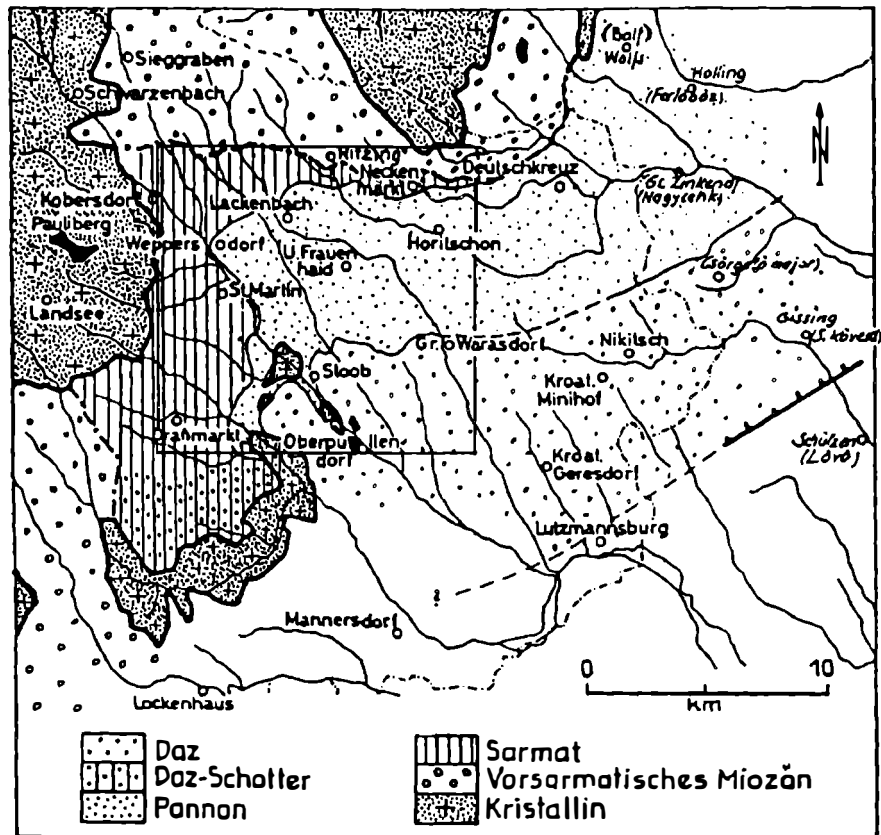
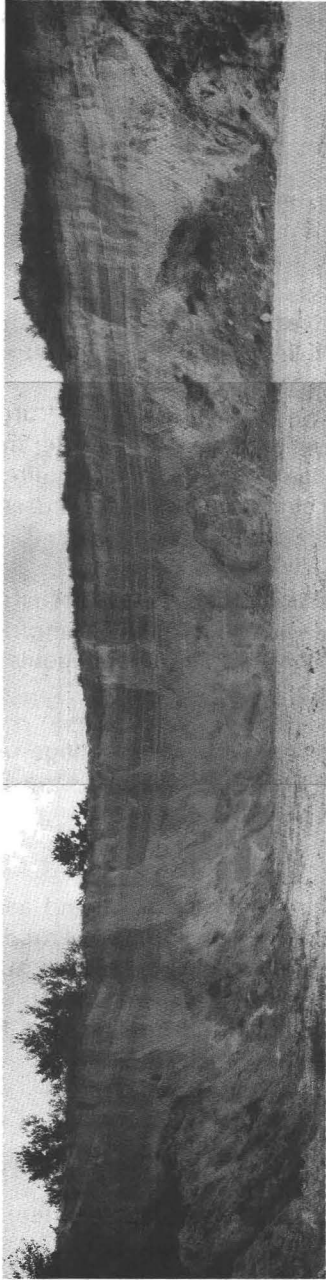


Abb. 1: Geologische Skizze der "Landseer Bucht" (Oberpullendorfer Becken) nach WINKLER-HERMADEN (1962). Das gegenständliche Untersuchungsgebiet ist durch Umrahmung gekennzeichnet.

Abb. 2: Sandgrube aus dem Bereich Lackendorf: Übersicht zur lokalen Sedimententwicklung; Aufschlußhöhe ca. 10 m.

LACKENDORF SG 47



Die Probenahme erfolgte bevorzugt in Sandgruben sowie über Bodensondierungen und anderen Aufschlüssen im Gelände.

Einer Gesamtzahl von 71 Aufschlußpunkten stehen 326 Einzelproben gegenüber, die, neben punktuellen Beprobungen, vorwiegend in Form von Serienproben aus Vertikalprofilen der Sandgruben vorliegen und auch lokale Durchschnittsproben sowie vor Ort angebotene Materialqualitäten der Sande enthalten.

Übersicht zur sedimentologischen Entwicklung der Sande an Hand von Grubenaufschlüssen

Das Hauptverbreitungsgebiet der Sande liegt, wie bereits erwähnt, im Bereich um Lackendorf, Ritzing, Unterfrauenhaid und Lackenbach, wo auch entsprechende Nutzungsmöglichkeiten der Sande für industrielle Zwecke eingerichtet sind.

Die relativ hohe Güte der hier verbreiteten Sande orientiert sich naturgemäß an dem für eine technische Verwendung günstigen Kornaufbau und an der mineralogischen Zusammensetzung. Weiters sind Homogenität und Mächtigkeit sowie die oberflächennahe Verfügbarkeit der Sandkörper eine wesentliche Voraussetzung für eine wirtschaftliche Beachtung.

Die Ursache der dafür günstigen Sedimentausbildung ist in den bereits angesprochenen Ablagerungsbedingungen dieses Raumes begründet, wobei langfristig kaum geänderte Sedimentationsverhältnisse bei gleichbleibendem Einzugsgebiet zu dieser regional spezifischen Materialausbildung führten.

Die als "Lackendorfer Sande" bekannt gewordenen, pontischen Ablagerungen sind durch ihre strukturelle Ausbildung, Kornverteilung und geometrische Sedimentanordnung hinreichend dokumentiert und entsprechen vor Ort den bekannten Erscheinungsformen verzweigter Flußsysteme.

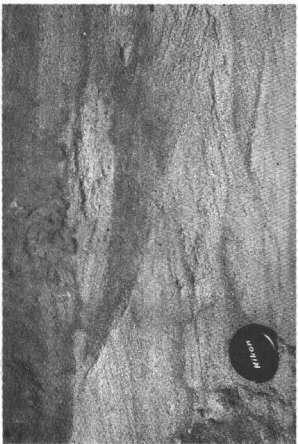
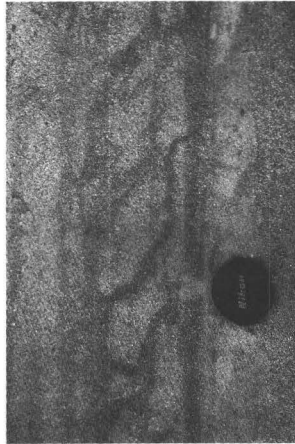
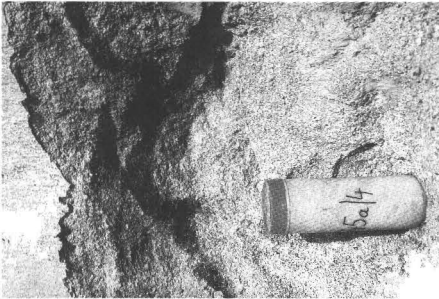
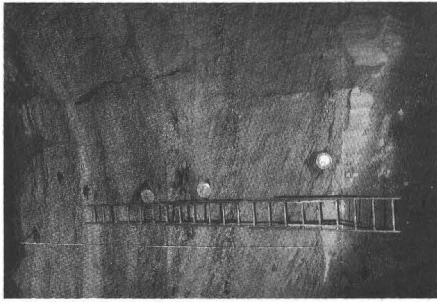
Sandbänke mit planarer und trogförmiger Schrägschichtung, keine auffälligen Sedimentationszyklen und generell morphologisch ausgeglichene Profile entsprechen im Basalbereich der Sande weitgehend dem "Platte-Typ", während mit zunehmend ausgeprägten Rinnensedimenten, einer merklichen Vergröberung der Ablagerungen sowie Gradierungen von Sand und Kies der "Donjek-Typ" gegen das Hangende verstärkt angesprochen wird (MIALL, 1977; FÜCHTBAUER, 1988).

Korngrößenuntersuchungen

Dem Projektvorhaben entsprechend diente dieser Untersuchungsteil mehreren Zielvorgaben:

- Charakterisierung der Quarzsande und der mit ihnen vorkommenden Sedimente

Abb. 3: Übersicht zu strukturellen Entwicklungen der "Lackendorfer Sande". 



- regionale Darstellung spezifischer Sedimentausbildungen hinsichtlich zukünftiger Erschließungs- und Nutzungsvorhaben
- Feststellung und Vergleich vertikaler Sedimententwicklungen im Hinblick auf Verfügbarkeit qualitativ höher wertiger Sande mit zunehmender Teufe
- Beurteilung bestimmter Materialqualitäten als Rohstoff für industrielle Erfordernisse.

Die Korngrößenermittlung erfolgte durch Norm-Siebung sowie den Einsatz eines Sedigraphen für feinkörnige Kornanteile.

Zur Darstellung und Auswertung der Daten stand ein Graphik- und Rechenprogramm (KOLESAR, 1989) zur Verfügung. Diesbezügliche Details sind dem Projektendbericht (KURZWEIL & GIER, 1993) zu entnehmen.

Die angeführten sedimentologischen Entwicklungsstadien der "Lackendorfer Sande" werden durch regionale und stratigraphisch bedingte Kornverteilungen in den Sanden unterstrichen (Abb. 4).

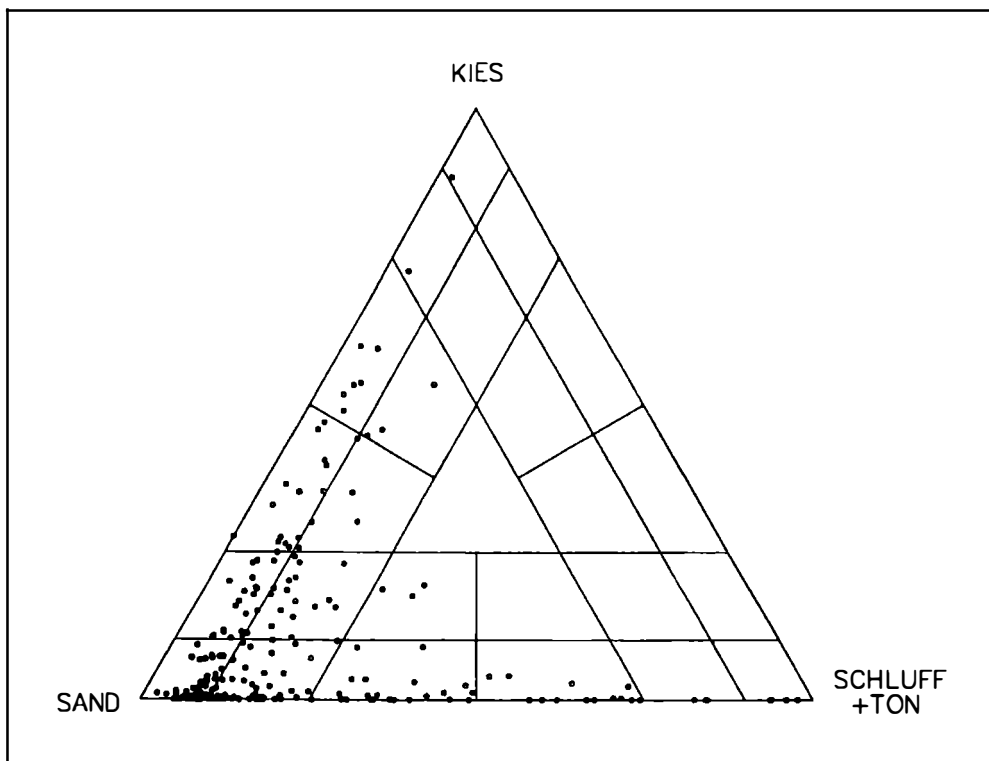


Abb. 4: Darstellung der Kornverteilung aller Proben im modifizierten Benennungs-dreieck nach MÜLLER (1961).

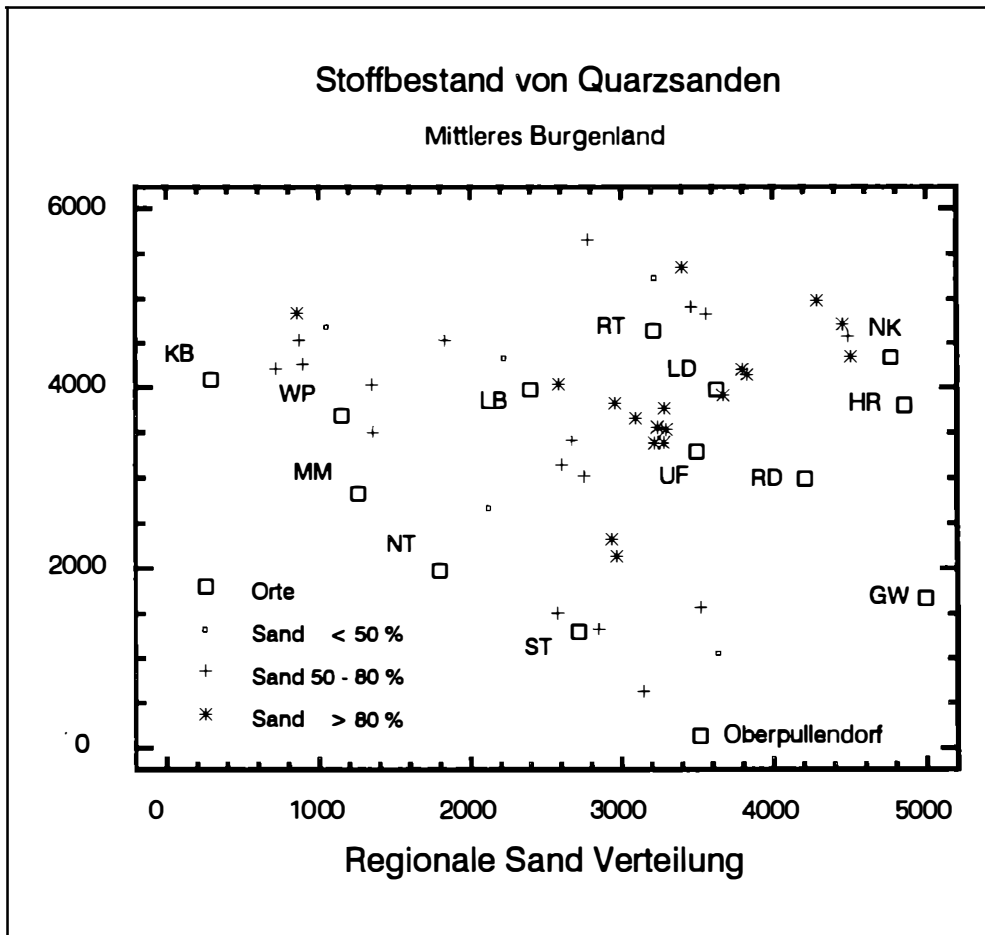


Abb. 5: Regionale Sandverteilung im Untersuchungsgebiet bezogen auf aufschlußbestimmende Sedimentausbildungen. (GW = Großwarasdorf, HR = Horitschon, KB = Kobersdorf, LB = Lackenbach, LD = Lackendorf, MM - Markt St. Martin, NK = Neckenmarkt, NT = Neutal, RD = Raiding, RT = Ritzing, ST = Stoob, UF = Unterfrauenhaid, WP = Weppersdorf).

Betrachtet man die regionale Verteilung (Abb. 5) auf der Basis willkürlich angenommener Abstufungen für den Sand-, Kies- und Feinkornbereich, so zeigt sich außerdem eine gegen SE gestaffelte Milieuentwicklung, die von den Randlagen der NW "Landseer Bucht" nach SE, gegen den zentralen Beckenabschnitt hin, verläuft. Die Korngröße als Maß für den technischen Einsatz der Sande gibt den untersuchten Proben für eine höher wertige Verwendung nur wenig Möglichkeit. Mit Bezugnahme auf diesbezüglich bestehende Normen und Richtlinien zeigt sich, daß die angetroffenen Qualitäten nur den Erfordernissen für Mörtel und Beton entsprechen, aber auch in dieser Hinsicht, etwa durch lokal auftretende Ausfallskörnungen, ergänzende Zumischungen aus umliegenden Gruben benötigen.

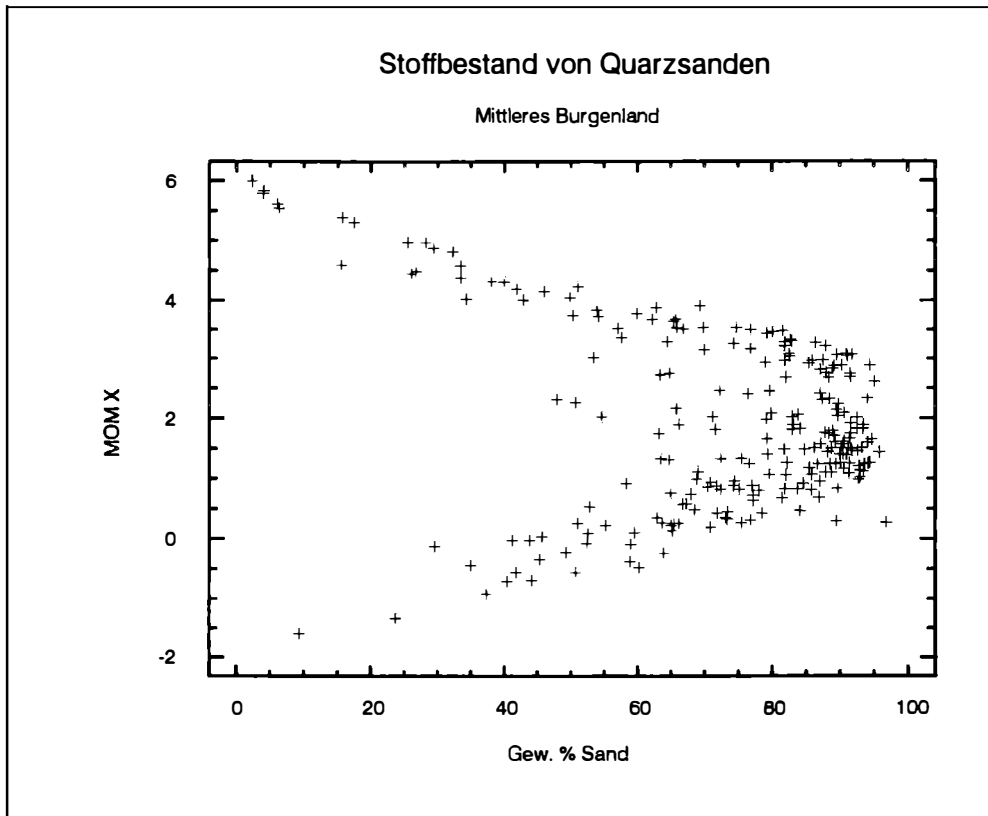


Abb. 6: Bivariate Darstellung von Sand (Gew.%) zu Mittlerer Korngröße (MOM X).

Untersuchungen zur Kornmorphometrie

Die Kornform dient als wichtiger Parameter zur Beurteilung der Verdichtungswilligkeit sowie der Schlagfestigkeit und Stabilität ungebundener und gebundener Haufwerke und ist damit bei Sanden ein Maß für das Fließvermögen, welches z.B. für Belange der Baustoffindustrie und im Gießereiwesen von besonderer Bedeutung ist.

Die an ausgewählten Proben zur Orientierung über durchschnittliche Kornausbildungen durchgeführten Bestimmungen (STRASSER, 1992) beschreiben die Sande als eckig bis kantengerundet. Sie sind demnach für einen Einsatz im Bau oder Gießereiwesen bestens geeignet, dies allerdings unter dem Aspekt qualitätsmindernder Kornverteilungen.

Mineralogische Untersuchungen

Die Untersuchungen zum Stoffbestand der Sande wurden auf dreifachem Wege durchgeführt:

- mit Hilfe von XRD zur Feststellung und Quantifizierung von Haupt- und Nebengemengteilen
- durch mikroskopische Beurteilung der Sande im Hinblick auf den Aggregatzustand und die texturbedingten Eigenschaften der Gemengteile
- durch mikroskopische Bestimmung der Schwerminerale.

Nach Homogenisierung der Sande durch Mühleneinsatz und spezieller Probenpräparation für halbquantitative Prüfungserfordernisse erfolgte die Durchführung der röntgenographischen Bestimmungen modifiziert nach einem von SCHULTZ (1964) vorgestellten Verfahren mit anschließender Bewertung der XRD-Diagramme durch PC-Unterstützung.

Die mineralogische Zusammensetzung der Sande ist für ihre Verwendung als hochwertiger Massenrohstoff von entscheidender Bedeutung. Als grundlegende Voraussetzung für die Entwicklung spezifischer Materialeigenschaften und damit für den konkreten Einsatz nach vorgegebenen Kennwerten und Richtlinien von Industrie und Technik ist die stoffliche Zusammensetzung der Sande ein vorrangig zu prüfender Parameter.

Besondere mineralogische Kennwerte gelten beispielsweise für Quarzsande als Grundstoff bei der Glaserzeugung. Sie beziehen sich auf den Quarz-, Tonmineral-, Schwermineral- und Karbonatgehalt und fordern für Glassande u.a. ca. 98 Gew.% Quarz, unter 0,5 Gew.% Tonminerale (Restschlammstoffgehalt), unter 0,05 Gew.% Schwerminerale und unter ca. 0,1 Gew.% Karbonate. Für den Fall des Nichterreichens sind entsprechende Klassier- und Waschprozesse zwingende Voraussetzung.

Die mineralogische Zusammensetzung der "Lackendorfer Sande" ist unter diesem Gesichtspunkt als weitgehend minderwertig einzustufen.

Wie nach den Ergebnissen der Korngrößenanalytik zu erwarten war, unterliegt der Quarzgehalt der Proben einer beträchtlichen Bandbreite und schwankt, mit Bezug auf ausschließlich sandige Sedimente, zwischen 70 und 90 Vol. %.

Die regionale Quarzverteilung deckt sich im wesentlichen mit den gefundenen Mengenverhältnissen anteiliger Sande in den Proben, wobei mit Annäherung an beckenfazielle Sedimentationsbereiche zunehmend höhere Konzentrationen festzustellen sind (Abb. 7).

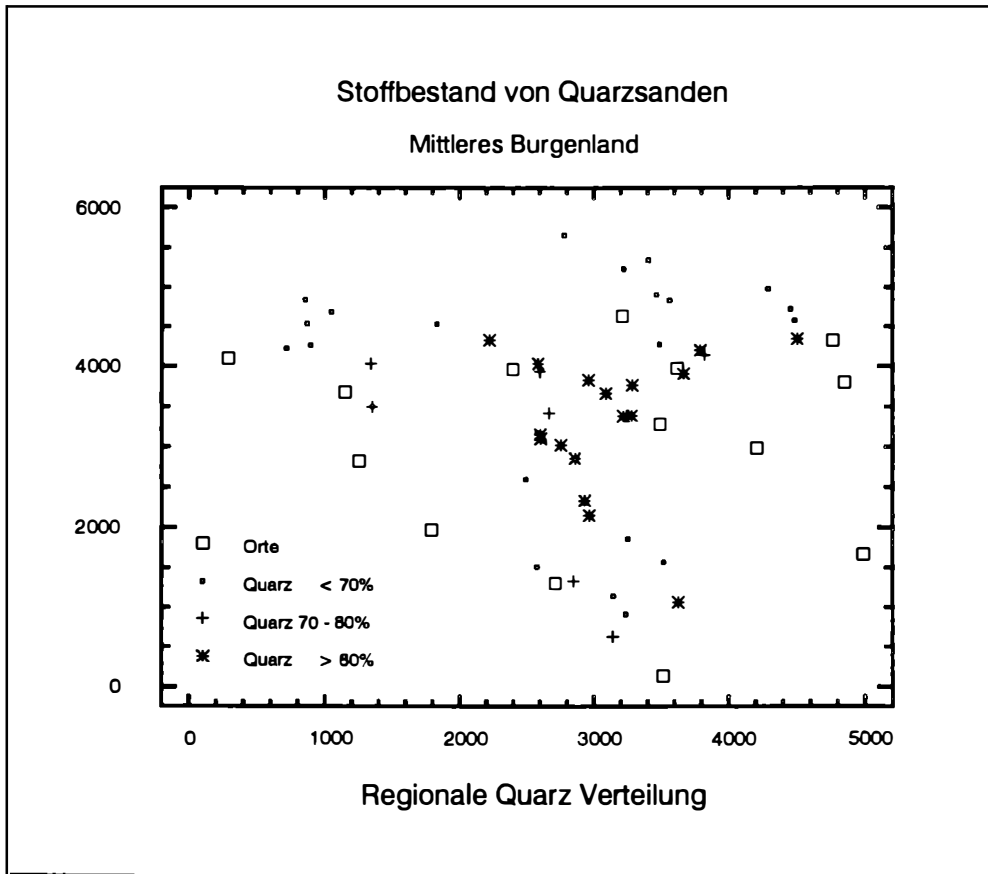


Abb. 7: Regionale Quarzverteilung im Untersuchungsgebiet bezogen auf aufschlußbestimmende Sedimentausbildungen. Lokalitätsbezeichnungen wie Abb. 5.

Neben dem Quarz sind als Nebengemengteile Plagioklas, Alkalifeldspat, anteilige Schichtsilikate und, bereichsweise, auch Karbonate zu nennen.

Bei geringer Schwankungsbreite erreichen die Feldspäte bis zu 20 Vol.%. Dabei unterliegt der Plagioklas einer deutlich höheren Streuung und überwiegt auch insgesamt gegenüber dem Alkalifeldspat, der bei enger Stufung bis 8 Vol.% meist hinter dem Plagioklas zurückbleibt.

Das regionale Verteilungsbild (Abb. 8 und Abb. 9) zeigt die Feldspäte in den Beckenrandlagen konzentriert, wobei der Alkalifeldspat durch die Nähe zu Gneisen, der Plagioklasgehalt durch geringeren Aufbereitungsgrad der Abtragungsprodukte im Einzugsgebiet bestimmt wird.

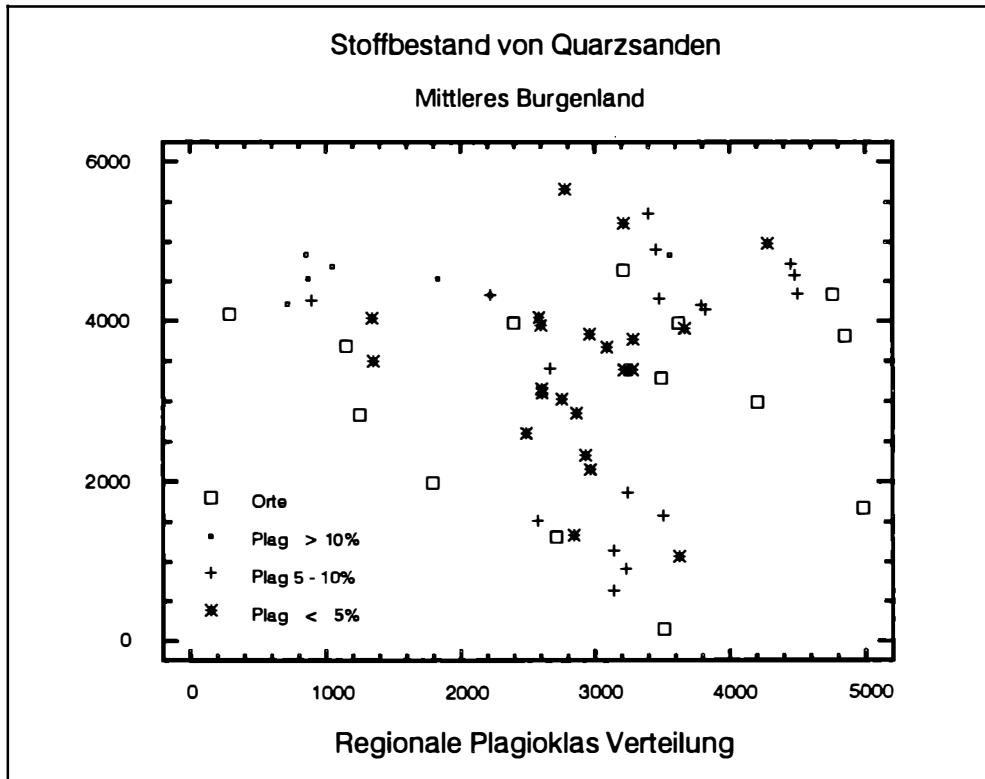


Abb. 8: Regionale Plagioklasverteilung im Untersuchungsgebiet bezogen auf aufschlußbestimmende Sedimentausbildungen. Lokalitätsbezeichnungen wie Abb. 5.

Der Anteil der Schichtsilikate beträgt in den Sanden zwischen 5 und 15 Vol.%. Dabei handelt es sich im wesentlichen um Hellglimmern nahestehende Phasen, während Chlorit, Kaolinot oder Smektit nur akzessorische Bedeutung erkennen lassen. Das Auftreten karbonatischer Gemengteile ist regionalspezifisch an die Nähe sarmatischer Kalke gebunden.

Zur Problematik der technischen Verwendbarkeit der Sande wurde bereits ausgeführt, daß der mäßige Reifegrad der Sedimente, verursacht durch geringe Aufbereitung im Zuge kurzer Transportweiten in einem kleinräumigen Einzugsgebiet, den Hauptgrund für eine nur minderwertige Materialentwicklung darstellt. Die zur Abklärung dieser Problematik an Haufwerksanteilen von Sanden durchgeführten Dünnschliffuntersuchungen (Abb. 10) haben gezeigt, daß ein hoher Anteil der Partikel polykristallinen Quarzen bzw. lithischen Fragmenten aus feinkörnigen Gneisen oder Quarziten zuzuordnen ist, eine Vorgabe, die auch durch den Einsatz spezifischer Aufbereitungstechniken Materialverbesserungen in nur beschränktem Ausmaß zuläßt.

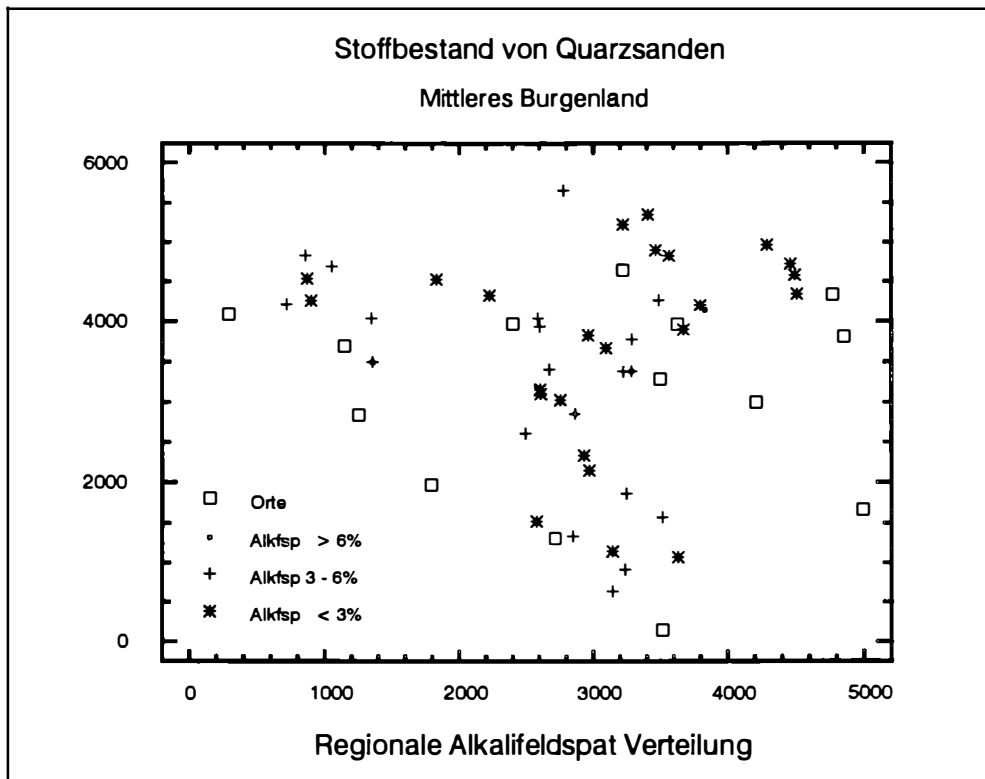


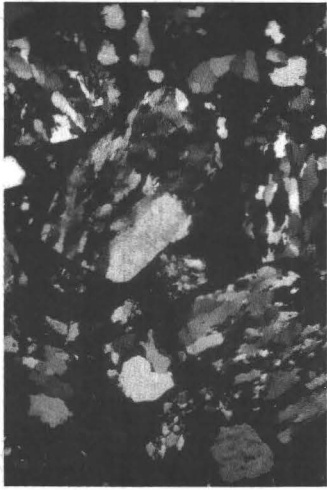
Abb. 9: Regionale Alkalifeldspatverteilung im Untersuchungsgebiet bezogen auf aufschlußbestimmende Sedimentausbildungen. Lokalitätsbezeichnungen wie Abb. 5.

Der Schwermineralgehalt der Sande trägt ebenfalls nicht dazu bei, ihren wirtschaftlichen Wert zu erhöhen.

Bei einem Anteil von generell unter 0,5 Gew.% überwiegen in den Spektren Abkömmlinge aus metamorphen Gesteinsserien, wobei Epidot/Klinozoisit, Granat und auch Rutil verstärkt in Erscheinung treten. Zirkon, Monazit oder wirtschaftlich interessante Al-Silikate sind nahezu bedeutungslos.

Regionale oder teufenspezifische Unterschiede nach Phasen und Mengenverhältnissen konnten gleichfalls nicht beobachtet werden, womit Überlegungen zu weiteren prospektiven Maßnahmen als hinfällig zu betrachten sind.

Abb. 10: Beispiele zum Kornaufbau und Mineralbestand der "Lackendorfer Sande": mäßig bis schlecht sortierte, eckig bis kantengerundete Partikel, bestehend aus polykristallinen Quarzen und lithischen Fragmenten als Hauptgemengteilen; xN, Bildbreiten ca. 1 mm.



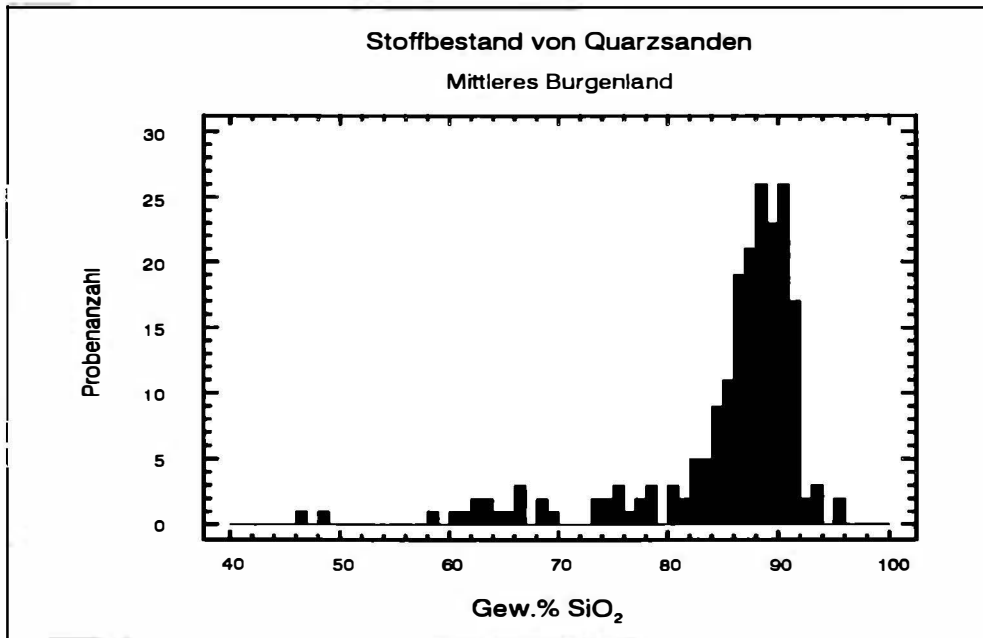


Abb. 11: Bivariate Darstellung von SiO₂ (Gew.%) und Probenhäufigkeit (235 Einzelproben).

Chemische Untersuchungen

Eine wirtschaftlich höhere Bewertung der "Lackendorfer Sande" ist auch über den Chemismus nicht möglich.

Die chemische Zusammensetzung der Sande als Spiegelbild ihrer anteiligen mineralischen Komponenten charakterisiert die meisten Proben zwar als Quarzsande, jedoch mit durchschnittlichen Häufigkeiten bei knapp 90 Gew.% und einem Maximalwert für SiO₂ bei nur 95 Gew.% deutlich unter den Erfordernissen für Industriesande liegend, die mit 98 Gew.% diesbezüglich limitiert sind (Abb. 11).

Regional gesehen ergibt sich im Vergleich mit den bekannten mineralogischen Daten ein weitgehend identes Verteilungsmuster, wobei höher qualitative Sande auf den Zentralbereich, aber auch auf den SE des Untersuchungsgebietes entfallen, während SiO₂-arme Proben in den Randzonen vermehrt festzustellen sind (Abb. 12).

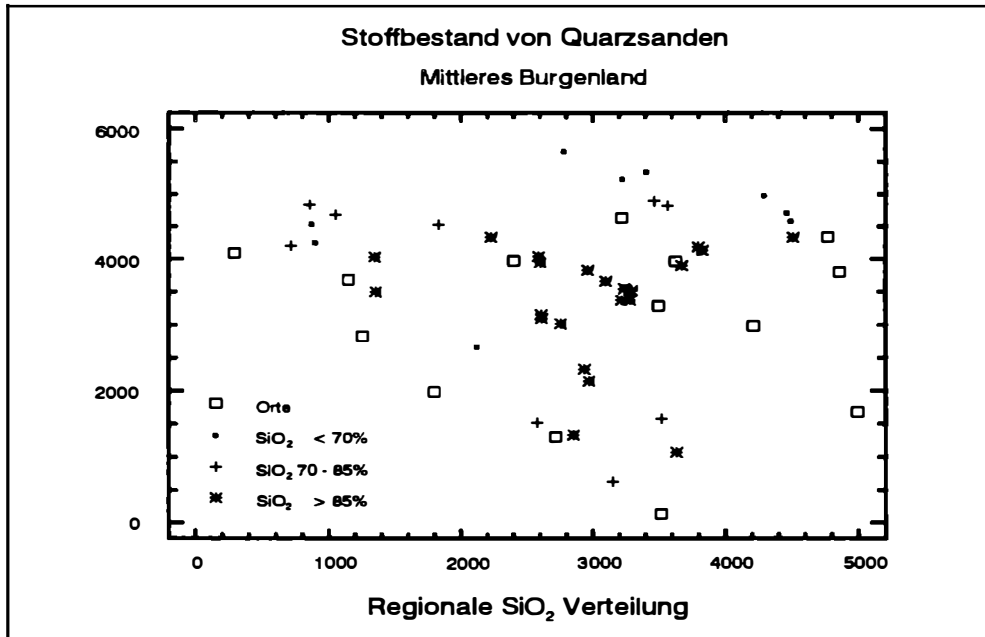


Abb. 12: Regionale SiO_2 -Verteilung im Untersuchungsgebiet bezogen auf aufschlußbestimmende Sedimentausbildungen. Lokalitätsbezeichnungen wie Abb. 5.

Der im Kornaufbau und der mineralogischen Zusammensetzung begründete höhere Reifegrad findet auch in den übrigen Parametern eine zwangsläufige Bestätigung. Es mag genügen, hier anzumerken, daß dieses regionale Verteilungsschema mit Ausnahme von Na_2O und K_2O klar charakterisiert ist, während die beiden letztgenannten auf Grund anteiliger Feldspäte weniger deutlich zum Ausdruck kommen. Eine Zusammenstellung und detaillierte Auswertung der Untersuchungsergebnisse ist bei KURZWEIL & GIER (1993) zu entnehmen. Die Untersuchungen erfolgten an Schmelzpillen auf Röntgenfluoreszenz-analytischem Wege.

Versuche zur Qualitätsverbesserung

Versuche zur Qualitätsverbesserung der Sande durch Waschen oder Materialklassierung mußten von vornherein infolge der schwierigen Vorgaben von Kornaufbau und mineralogischer Zusammensetzung als wenig aussichtsreich eingestuft werden.

Die an Proben mit hohem Feinsandanteil und großer Materialverfügbarkeit dennoch durchgeführten Attritionstests erbrachten auch kaum Verbesserungen. Abgesehen von der Entfernung anhaftender Feinanteile verhinderten die bekannten Problem- punkte ein Wirksamwerden mechanischer Aufbereitungsprozesse und damit die Entwicklung hochwertiger Quarzsande.

Zusammenfassende Stellungnahme

Nach den umfangreichen und sehr detailliert ausgeführten Untersuchungen zum Vorkommen und den Qualitätsentwicklungen der "Lackendorfer Sande" ist im Sinne einer beabsichtigten Neuordnung und Neuorientierung in der industriellen Verwendungspalette der Sande wenig an positiven Aspekten zu verzeichnen.

Die Nachteile für eine höherwertige Verwendbarkeit der Sande liegen auf sedimentologisch-mineralogischem Gebiet und sind insbesondere mit

- der Kleinräumigkeit des Sedimentationsbeckens und den überwiegend fluviatil geprägten Ablagerungen
- den rasch wechselnden Sedimentationsverhältnissen und den stark variierenden Materialarten hinsichtlich Kornaufbau und mineralogischer Zusammensetzung sowie
- den kurzen Transportweiten, einer mäßigen Materialaufbereitung und dem hohen Anteil lithischer Fragmente

zu erklären.

Die bisherige Verwendung der Sedimente als Bausande i.w.S. bleibt deshalb auch in Zukunft als einzige Möglichkeit industrieller Verwertbarkeit bestehen.

Literatur

- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. - Schweizerbart: Stuttgart, 1141 S.
- KOLESAR, Ch. (1989): KONAN - Korngrößenanalysenprogramm. - Institut für Petrologie, Universität Wien.
- KURZWEIL, H., GIER, S. (1993): Untersuchungen zur Granulometrie, Morphometrie und der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung von Quarzsanden im Burgenland. - Endbericht Projekt BA 16, Forschungsprojekt der Bund-Bundesland Kooperation, Wien, 168 S.
- MIALL, A.D. (1977): A review of braided-river depositional environment. - Earth.Sci.Rev., 13, 1-62.
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. - N. Jb. Miner., Mh. 1961, 148 - 163.
- PIRKL, H., SCHMID, H. (1979): Erfassung und Beurteilung von Lockersedimenten des Burgenlandes, Phase 2, Endbericht Projekt BA 1/79. - Geol. Bundesanstalt, Wien.
- SCHULTZ, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for Pierre shale. - U.S.Geol.Survey Prof.Paper 391-C, C1-C31, Washington.
- STRASSER, W. (1992): Methoden zur Bestimmung der Kornform von Brechsanden. - Unveröff. Dipl. formal- u. natwiss. Fak. Univ. Wien, 171 + A163 S.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich Band II: Außerzentralalpiner Anteil. - Deuticke: Wien, 710 S.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1962): Die jungtertiäre (etc.) Auffüllung des Pullendorfer Beckens (etc.). - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-Natw. Kl., Abt. I, 171., 143 - 192.

**MINERALOGIE UND ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN ALTPROTEROZOISCHER
CHEMISCHER SEDIMENTE IN GHANA, WEST-AFRIKA**

von

Frank Melcher⁺

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft in Wien

am 17. Mai 1993

Zusammenfassung

Epigenetische, scherzonengebundene Goldlagerstätten in altproterozoischen Grünschiefergürteln Nord-Ghanas werden häufig von chemischen Sedimenten begleitet. Manganreiche Gesteine (Gondite, manganreiche Phyllite), Cherts und bariumreiche Gesteine führen erhöhte Goldgehalte (Mittelwerte 20 - 30 ppb, Maximalwerte 140 ppb). Aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung (erhöhte Buntmetallgehalte, Seltene Erd-Verteilungsmuster) werden die chemischen Sedimente als hydrothermale Exhalite gedeutet, die mit unterschiedlichen Mengen vulkanogen-detritischen Materials vermischt sind. Die Mineralogie der Mangansilikatgesteine (Gondite) ist komplex und beinhaltet manganreichen Granat, diverse Amphibole, Stilpnomelan, Manganophyllit sowie Rhodonit, Hyalophan, Quarz und diverse Mn-, Fe- und Ti-Oxidphasen. Metamorphosebedingungen von maximal 480° C bei 2 - 3 Kbar Druck werden für die Eburnische Metamorphose (2000 Ma) angenommen.

Abstract

Epigenetic, structure-controlled gold deposits in Lower Proterozoic greenstone belts of northern Ghana frequently are located in corridors containing chemical sediments. Manganese-rich rocks (gondites, manganiferous phyllites), cherts and barium-rich rocks carry higher-than-background gold contents averaging 20 to 30 ppb (maximum values of 140 ppb). The chemical sediments are explained as hydrothermal exhalites with admixtures of variable amounts of volcanogenic-detrital material. The complex mineralogy of gondites includes spessartine-rich garnet,

⁺ Dr. Frank Melcher
Minnesota Geological Survey
2642 University Avenue
St. Paul, Minnesota 55114-1057

various types of amphiboles, stilpnomelane, manganophyllite, rhodonite, hyalophane, quartz, and Mn-, Fe and Ti-oxide and hydroxide phases. Temperature-pressure conditions for the Eburnean tectono-thermal event (2000 Ma) are estimated to 480° C and 2 - 3 Kbar.

Einleitung

Im Rahmen eines Vergabeprojektes der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, an die Montanuniversität Leoben (Prof. Dr. E.F. Stumpfl, Institut für Geowissenschaften) wurden Goldvorkommen in Grüngesteinsgürteln Nord-Ghanas untersucht. Die Ergebnisse sind in Form eines open file reports und einer erweiterten Zusammenfassung publiziert (MELCHER & STUMPFL, 1992, 1993) und dienten als Basis für eine Dissertation, die 1993 abgeschlossen wurde (MELCHER, 1993).

Dieser Vortrag befaßt sich im wesentlichen mit chemischen Sedimenten, die als weitverbreitete Begleitgesteine der Goldmineralisationen innerhalb der Grüngesteinsgürtel auftreten.

Die Birimian Supergroup in Ghana

Altproterozoische Gesteine der Birimian Supergroup in Nord-Ghana (Westafrika) sind Träger epigenetischer, an Scherzonen gebundener Goldlagerstätten. Die Birimian Supergroup wird aus grünschiefer- bis amphibolitfaziell metamorphen Vulkaniten, Pyroklastiten, chemischen Sedimenten, klastischen Sedimenten und Granitoiden aufgebaut. Die Entwicklung setzte vor etwa 2100 Ma mit der Extrusion von tholeiitischen Ozeanbodenbasalten in einem extensionalen Regime auf unbekanntem Basement ein. Die Basalte treten in parallelen vulkanischen Gürteln auf, die von mit feinkörnigem pyroklastisch-sedimentärem Material verfüllten Becken voneinander getrennt werden. Von diesen Gürteln wurden der nördliche Teil des Bole-Navrongo Belts (Nangodi Belt) und Teile des Lawra Belts in Nord-Ghana beprobt (Abb. 1). In Übergangszonen zwischen vulkanischen Gürteln und pyroklastisch-sedimentären Becken sind chemische Sedimente weitverbreitet (LEUBE et al., 1990). Während einer kollisionsdominierten Phase extrudierten kalkalkalische Magmen, die von großen Mengen pyroklastischen Materials sowie der Intrusion von kalkalkalischen, metaluminösen Granitoiden begleitet wurden. Lokale Hebungen und Bewegungen entlang von Störungssystemen führten noch im Altproterozoikum zur Ablagerung von klastisch-fluviatilen oder Flachwassersedimenten (Tarkwaian Group), die in Süd-Ghana als Träger von Goldlagerstätten (Paleoplacer) bekannt geworden sind.

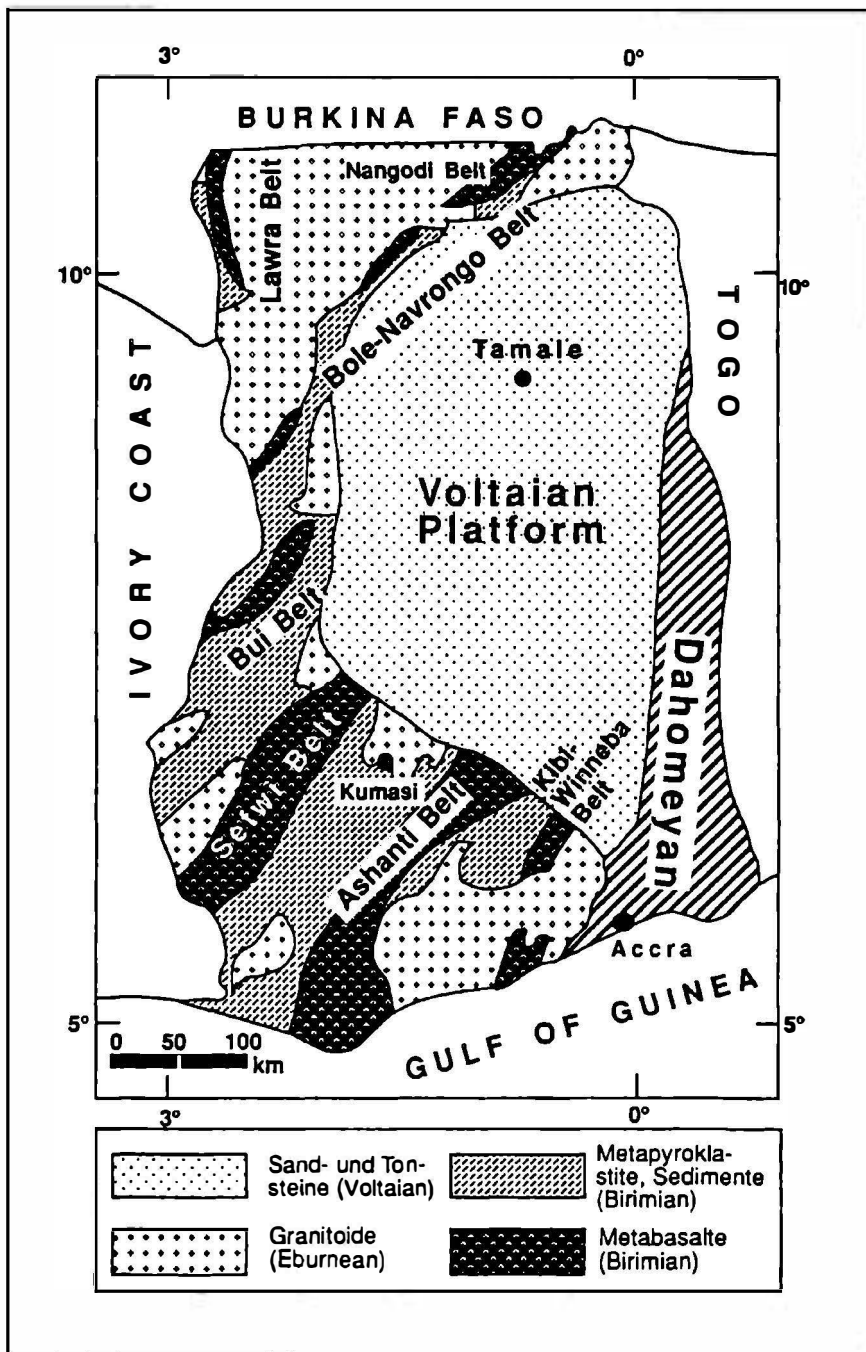


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte von Ghana.

Die Gesteine der Birimian Supergroup einschließlich des Tarkwaian wurden während der Eburnischen Orogenese (2100 - 2000 Ma) deformiert und metamorphisiert. Große Massen von "basin-type" Granitoiden intrudierten in die pyroklastisch-sedimentären Becken. In von lithologischen Unterschieden vorgeprägten Zonen hohen Strains bildeten sich Scherzonen aus. Die Intrusion von spät- bis post-orogenen, K-reichen Granitoiden beendete die proterozoische Entwicklung in Nord-Ghana.

Chemische Sedimente

LEUBE & HIRDES (1986) haben als erste die regionale Verbreitung von chemischen Sedimenten in Übergangszonen zwischen vulkanischen Gürteln und sedimentären Becken herausgestellt. Diese Übergangszonen bilden in Nord-Ghana Abfolgen von einigen 10er bis 100er Mächtigkeit. Eine enge Wechsellagerung von Metabasalten, Pyroklastiten und chemischen Sedimenten ist charakteristisch. Als chemische Sedimente werden manganreiche Gesteine, Cherts, oolithische eisenführende Cherts sowie bariumreiche, kohlenstoffhaltige, sulfidführende und/oder karbonathaltige Cherts und Phyllite bezeichnet. In dieser Arbeit werden lediglich die Mangangesteine ausführlicher behandelt.

Im Gegensatz zu den archaischen Gesteinen des westafrikanischen Kratons (Man Shield), fehlen gebänderte Eisenerze im Proterozoikum vollständig. Sie werden im Birimian durch gebänderte Mangangerze vertreten, welche in Karbonat-, Silikat- und Oxidfazies vorliegen. Die in Nord-Ghana auftretenden Mangangesteine sind metamorphe Mangansilikatgesteine (Gondite) mit sekundären Manganhydroxiden und -oxiden sowie manganreiche Phyllite, in denen lediglich sekundäre Manganhydroxide/-oxide auftreten. Mangangesteine sind geschichtet, gebändert oder massig und meist intensiv verfaultet.

Mineralogie der Mangangesteine

A) Manganoxidreiche Phyllite

Wechsellagerungen von gebänderten und verfaulteten manganreichen Phylliten mit manganarmen Phylliten und Cherts werden häufig beobachtet. Mineralbestand: Quarz, Hellglimmer (MnO bis zu 0,6 Gew.%), Chlorit, sekundäre Manganomelan-Mineralen, Pyrolusit, Fe-Hydroxide, Rutil. Diese Gesteine führen variable MnO-Gehalte (10 - 37 Gew.%) und generell hohe, Cu-dominierte Buntmetallgehalte ($Cu + Co + Ni + Zn > 0,1$ Gew.%).

B) Mangansilikatgesteine (Gondite)

Gondite setzen sich im wesentlichen aus Mangangranat (Spessartin) und Quarz zusammen. Verschiedene Mangansilikat- und Oxidphasen, Ba-Silikate sowie Sulfide können hinzutreten.

Granat: Die idiomorphen Körner von durchschnittlich 10 bis 100 μ m Durchmesser sind häufig optisch zoniert; die dunkleren Kerne führen Einschlüsse von Sulfiden,

Ilmenit und Graphit. Chemische Zonierungen sind nur selten ausgeprägt. Granatzusammensetzungen schwanken zwischen Spessartin₅₈₋₈₆, Almandin₁₋₁₈, Andradit₀₋₁₁, Grossular₀₋₂₇ und Pyrop₀₋₅. Dabei ist eine Zunahme des Mangangehaltes im Granat (bis 35 Gew.% MnO) mit steigenden Buntmetallgehalten im Gesamtgestein festzustellen.

Rhodonit: Das einzige identifizierte Pyroxenoidmineral tritt in monomineralischen, geringmächtigen (5 - 8 mm) Lagen auf. Rhodonit enthält beachtliche Mengen an CaO (2,6 - 5,6 Gew.%), FeO (4,1 - 6,8 Gew.%) und MgO (0 - 5,1 Gew.%).

Hyalophan: Ba-führender Kalifeldspat (8 - 14 Gew.% BaO) bildet kleine Linsen und Lagen in Ba-reichen Gonditen (bis zu 1 Gew.% Ba im Gesamtgestein). Er ist assoziiert mit Granat, Tiroidit, Mangan-Aktinolith, Manganophyllit und Romanèchit.

Mangan-Aktinolith: Stengelige und blättrige Amphibole mit schwach bräunlichem Pleochroismus enthalten 5,7 - 11 Gew.% MnO, < 2,5 Gew.% Al₂O₃, 8,5 - 10,2 Gew.% CaO und sehr niedrige Ti- und Alkaligehalte.

Tiroidit: Nadelige, farblose bis grünlich/gelblich pleochroitische Minerale (typischerweise 150 µm lange, 10 - 20 µm breite Stengel) sind manganführende Cummingtonite mit 12 - 18 Gew.% MnO, 0,6 - 7,6 Gew.% CaO und Mg/Mg + Fe = 0,6 - 0,7. Tiroidit koexistiert gelegentlich mit Mangan-Aktinolith, verdrängt diesen aber üblicherweise.

Dannemorit: In Proben aus dem Lawra Belt tritt die eisenreiche Varietät von Mangan-Cummingtonit, Dannemorit, mit Mg/Mg + Fe < 0,5 auf.

Stilpnomelan: Bei sehr feinnadeligen, meist alterierten Mineralen mit Alkaligehalten unter 2 Gew.% und 2 bis 37 Gew.% MnO dürfte es sich um manganreiche Stilpnomelane beziehungsweise um Mischglieder einer Stilpnomelan-Parsettensit-Reihe handeln.

Manganophyllit: Ähnlich nadelige, bräunliche Minerale enthalten 2 bis 10 Gew.% K₂O neben 7 - 9 Gew.% MnO und 5 - 6 Gew.% Al₂O₃; eine prograde Bildung von Manganophyllit aus Stilpnomelan ist wahrscheinlich.

Ti-Fe-Mn-Oxide: In einigen Proben tritt relativ reiner Pyrophanit (45 Gew.% MnO, 51 Gew.% TiO₂) in geringen Mengen neben Quarz und Stilpnomelan auf. Mn-führender Ilmenit bildet als Einschluss in Granat und als Matrixmineral bis zu 30 µm große Tafeln aus; die MnO-Gehalte liegen bei 2 - 5 Gew.%. Diese Ilmenite sind jedoch in allen Fällen (vor-metamorph) zu Pseudorutil (Fe₂Ti₃O₉) alteriert, einer Phase mit Ti/(Ti + Fe) = 0,62 - 0,65, die gegenüber Ilmenit an Mn abgereichert ist und Fe vorzugsweise in der oxidierten Form enthält.

Sulfide: Als Einschlüsse in Mangansilikaten (v.a. in Granat) treten häufig feinkörnige (2 - 20 µm) Sulfidminerale bzw. Verwachsungen von Sulfidmineralen auf (Magnetkies, Kupferkies, Pentlandit, Zinkblende, Bornit, Pyrit, Cobaltit). Die Sulfide

werden als prämetamorphe Bildungen interpretiert, die sich im Zuge hydrothermaler Alteration aus hochtemperierten Lösungen am Meeresboden abgeschieden haben.

Supergene Mangan-Oxide: In den Proben vom Nangodi und Lawra Belt konnten lediglich supergene Manganoxide identifiziert werden. Es handelt sich um Minerale der Manganomelan-Gruppe (i.w. K-führender Kryptomelan und Ba-führender Romanèchit) sowie um Pyrolusit.

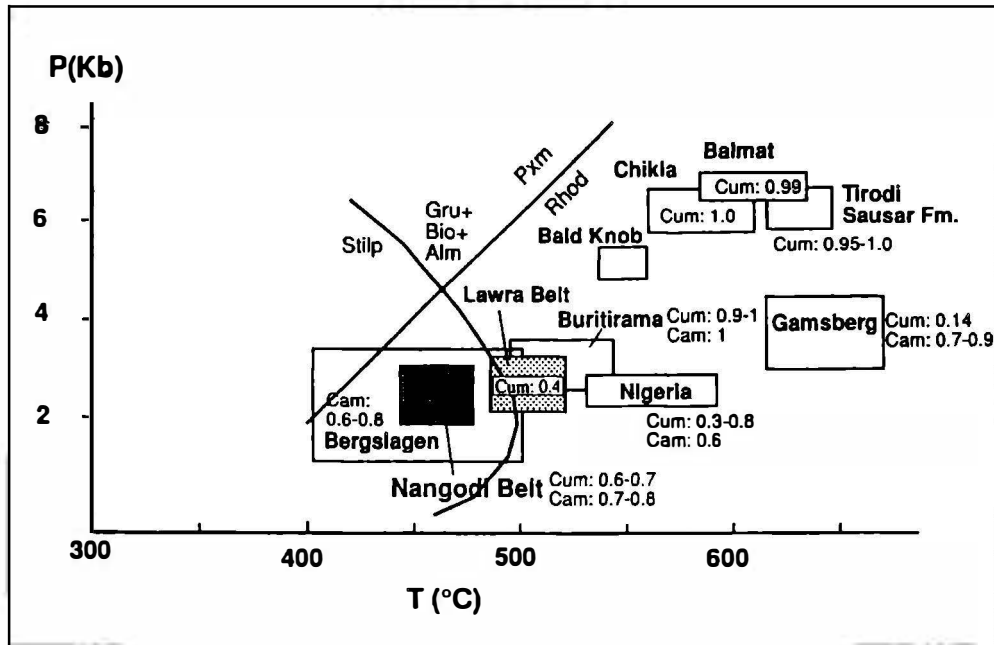


Abb. 2: Abschätzung der P-T-Bedingungen für Mangangesteine Nordghanas (Nangodi Belt, Lawra Belt) anhand der Amphibolchemismen (Angabe der Werte für $X_{Mg} = Mg/Mg + Fe^{2+}$; Cum: Amphibole der Cummingtonit-Reihe, Tirodit, Dannemorit; Cam: Ca-Amphibole, Mn-Aktinolithe) und der Paragenesen. Pyroxmangit (Pxm)-Rhodonit (Rhod)-Reaktion nach MARESCH & MOTTANA (1976). Reaktion Stilpnomelan (Stilp) zu Grunerit (Gru), Biotit (Bio) und Almandin (Alm) nach MIYANO & KLEIN (1989). Die Boxen repräsentieren die Metamorphosebedingungen von typischen spessartinführenden Mangangesteinen (Literaturzitate in MELCHER, 1993).

Metamorphosebedingungen

Anhand der Mineralparagenesen und Mineralchemismen ist eine Abschätzung des Metamorphosegrades der Mangansilikatgesteine aus Nord-Ghana möglich (Abb. 2). Spessartin ist ab 400° C und 2 Kbar über einen weiten Temperaturbereich stabil

(HSU, 1968). Stilpnomelan wird in gebänderten Eisenerzen bei 430 - 470° C und maximal 5 - 6 Kbar zu Grunerit, Almandin und Biotit abgebaut (MIYANO & KLEIN, 1989). Im Mn-System könnte analog eine Reaktion Mn-Stilpnomelan --> Tirodit + Spessartin + Manganophyllit formuliert werden. Das alleinige Auftreten von Rhodonit als Pyroxenoidphase deutet auf relativ niedrige Drücke hin; die Reaktionskurve von MARESCH & MOTTANA (1976) wird allerdings durch die relativ hohen Ca-, Fe- und Mg-Gehalte im Rhodonit beeinflusst. Im Vergleich mit analogen Vorkommen weltweit deutet die Paragenese von Mangan-Aktinolith mit X_{Mg} (Mg/Mg + Fe) = 0,7 - 0,8 und Tirodit mit X_{Mg} = 0,6 - 0,7 auf relativ niedrige Temperaturen hin. Die extrem Fe-armen Tirodite der indischen Vorkommen sind bei Temperaturen zwischen 600 und 650° C und 6 Kbar Druck gebildet worden (z.B. DASGUPTA et al., 1988). Mn-Aktinolith (X_{Mg} = 1) und Tirodit (X_{Mg} = 0,9) koexistieren in Buritirama (Brasilien) bei 500 - 550° C, 3 Kbar (PETERS et al., 1977). Die Bildungsbedingungen der Mangansilikatparagenese von Nangodi können mit 450 - 480° C und 2 - 3 Kbar angegeben werden. Aufgrund des Fehlens von Stilpnomelan in den Mangangesteinen und des Auftretens von Staurolith und Granat in pelitischen Nebengesteinen (ROUDAKOV, 1965) spiegeln die Gesteine des Lawra Belts etwas höhere Metamorphosebedingungen wider.

Geochemie der Mangangesteine

Metamorphe proterozoische Manganerze können, analog zu präkambrischen Bändereisenerzen, genetisch in zwei große Gruppen eingeteilt werden: in solche mit submarin-exhalativem Charakter (vgl. "Algoma-Typ"), die genetisch und räumlich häufig mit massiven Sulfidlagerstätten verbunden sind, und in rein sedimentäre Erze, die sich in flachen ozeanischen Becken in Verbindung mit Schwarzschiefern oder Karbonaten bildeten (vgl. "Superior-Typ"). Um das Bildungsmilieu der metamorphen Mangangesteine Nord-Ghanas sowie ihr mögliches Potential in bezug auf die Prospektion auf massive Sulfidlagerstätten abschätzen zu können, wurden Haupt- und Spurenelemente inklusive Seltenen Erd-Elementen (SEE) analysiert und mit statistischen Methoden ausgewertet.

Haupt- und Spurenelemente

Mangangesteine in Nord-Ghana enthalten 10 - 40 Gew.% MnO, 2 - 20 Gew.% Fe₂O₃ (Mn/Fe = 0,6 - 12; Mittelwert 4,6), 22 - 73 Gew.% SiO₂ sowie geringe Gehalte an MgO, CaO und Alkalien. Die Buntmetallgehalte sind generell hoch ($\Sigma Cu + Co + Ni + Pb + Zn = 430$ bis 1700 ppm) und meist Co-dominiert (bis zu 900 ppm). Ba (1 - 10.000 ppm) ist sehr variabel. Die W-Gehalte können 100 ppm erreichen. Au variiert zwischen 3 und 100 ppb mit einem Mittelwert von 37 ppb für manganreiche Phyllite und von 10 ppb für Mangansilikatgesteine. Die Gehalte an inkompatiblen Spurenelementen (Zr, Y, Nb) streuen sehr stark; Zr und Y sind in Mangansilikatgesteinen deutlich gegenüber manganreichen Phylliten angereichert.

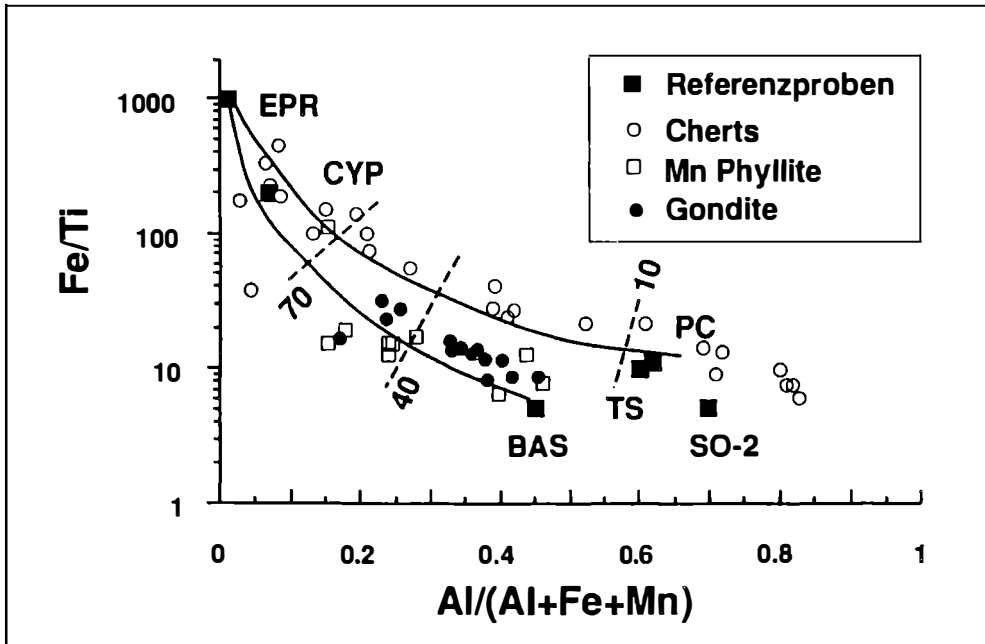


Abb. 3: Mischungsdiagramm nach BOSTRÖM (1973). Die Zahlen 10, 40 und 70 geben die Prozentanteile an hydrothermaler Komponente an. Referenzproben: EPR = East Pacific Rise Sediment; CYP = Cyprus Umber; BAS = Basalt; TS = terrigenes Sediment; PC = pelagischer Ton; SO-2 = siliceous Ooze.

Verschiedene Diskriminationsdiagramme (BONATTI et al., 1972: Fe-Mn-(Co + Cu + Ni); BOSTRÖM, 1973: Fe/Ti vs. Al/(Al+Fe + Mn); CRERAR et al., 1982: Si vs. Al; NICHOLSON, 1990: Co + Ni vs. As + Cu + Mo + Pb + V + Zn; FLOHR & HUEBNER, 1992: U vs. Th) belegen Affinitäten zu hydrothermalen, hydrogenen und pelagischen Sedimenten. Im Fe/Ti vs. Al/(Al+Fe + Mn) Diagramm (Abb. 3) liegen die Mangangesteine auf einer Mischungslinie zwischen ozeanischem Basalt (BAS) und hydrothermale Sediment (EPR) mit schwachem Einfluß von pelagischen Sedimenten. Dabei zeigt sich, daß manganreiche Phyllite (mit generell höheren, Cu-dominierten Buntmetall- und höheren Au-Gehalten) höhere Anteile an hydrothermaler Komponente enthalten als Mangansilikatgesteine. Ausnahmen bilden einige buntmetall- und goldreiche, reine Spessartin-Quarz-Gesteine. Cherts der Birimian Supergroup repräsentieren Mischungen von pelagischem Material mit hydrothermalen Sedimenten.

Selten Erd-Elemente (SEE)

Chondrit-normalisierte SEE Verteilungen von Mangangesteinen zeigen eine generelle Anreicherung der leichten SEE (LSEE) gegenüber den schweren SEE (SSEE; $La_N/Yb_N = 1,6 - 17$) bei nahezu konstanten SSEE ($Gd_N/Yb_N = 1 - 2$) (Abb. 4). Positive Ce-Anomalien ($Ce/Ce^* = 1,3 - 2,8$) in einigen manganoxidreichen

Proben weisen auf Adsorption von Ce an Manganoxiden während längerer Akkumulationszeiten hin. Dies ist typisch für rezente Tiefsee-Manganknollen (hydrogen). Negative Ce-Anomalien ($Ce/Ce^* = 0,3 - 0,6$), die in einigen manganreichen Phylliten auftreten, ähneln hydrothermalen Sedimenten, die typischerweise eine Meerwasser-SEE-Verteilung zeigen. Die SEE-Gehalte der Mangansilikatgesteine sind generell niedriger und mit pelagischen Tonen vergleichbar. Fehlende oder schwach positive Ce-Anomalien ($Ce/Ce^* = 0,9 - 1,25$) zeigen geringere Beteiligung von hydrothermalen Lösungen, bzw. längere Verweildauer am Meeresboden an.

Die SEE-Verteilungen der Mangangesteine Nordghanas lassen eine Mischung von hydrothermalen Lösungen mit unterschiedlichen Mengen vulkanogen-detritisches Material vermuten. Sie sind somit vergleichbar mit altproterozoischen Algoma-Typ Bändereisenerzen (z.B. MOREY & BOERBOOM, 1992).

Statistik, Faktorenanalyse

Über Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten und R-Mode Faktorenanalyse wurde versucht, Elementgruppen zusammenzufassen und auf mögliche Quellen rückzuschließen. Dabei konnte eine "vulkanogen-detritisches" Gruppe (Al, Ti, Sc, Zr, Th, U, SEE, Ba, Y; negatives Ni) von einer "heiß-hydrothermalen" (Rb, Na, Sb, K, Cu, Pb, W; negatives Ca, P), einer "Manganoxid-" (Mn, Nb, Sr, Zn; negatives Si), einer "proximal hydrothermalen" (Zn, Fe, Au; negatives Cr, Mg) und einer "hydrogenen" (V, U; negatives As) Gruppe unterschieden werden.

Diskussion

Genetisches Modell für die Manganerze

Im Vergleich mit fossilen und rezenten Manganakkumulationen weltweit kann für die altproterozoischen Mangansilikat- und Oxidgesteine Nord-Ghanas auf die Beteiligung einer hydrothermalen Komponente geschlossen werden, die durch vulkanogenes und detritisches Material verdünnt wurde.

Relativ geringe Sedimentationsraten bewirkten Adsorption von bestimmten Spurenelementen aus dem Meerwasser an primären Manganmineralen. Die Natur der primären Manganminerale ist unbekannt: Es treten keinerlei Relikte von Mangankarbonat oder primären Manganoxiden auf. Sehr wahrscheinlich wurden - bei dem generell hohen Si-Angebot (hydrothermale Cherts) - unter vorherrschend reduzierenden Bedingungen (Sulfide, Ilmenit und organische Substanz stabil) Mn-Silikat-Gele gebildet. In rhodonit- und aktinolithführenden Gonditen (Ca-reich) könnten auch primäre Karbonate vorgelegen haben. Mn^{2+} wurde zusammen mit Fe und bestimmten Metallen aus den unterlagernden Basalten durch hydrothermale Fluide herausgelöst und am Meeresboden wieder ausgefällt. Das paläotektonische Environment dieser Prozesse kann aufgrund der Assoziation mit tholeiitischen MORB-Basalten und Pyroklastika in ein extensionales Regime eingeordnet werden, wahrscheinlich in Verbindung mit einem aktiven, aber kleinräumigen Spreading Center. Ein Vergleich mit ophiolithgebundenen Manganlagerstätten (z.B. Apennin: BARRETT, 1981) ist möglich.

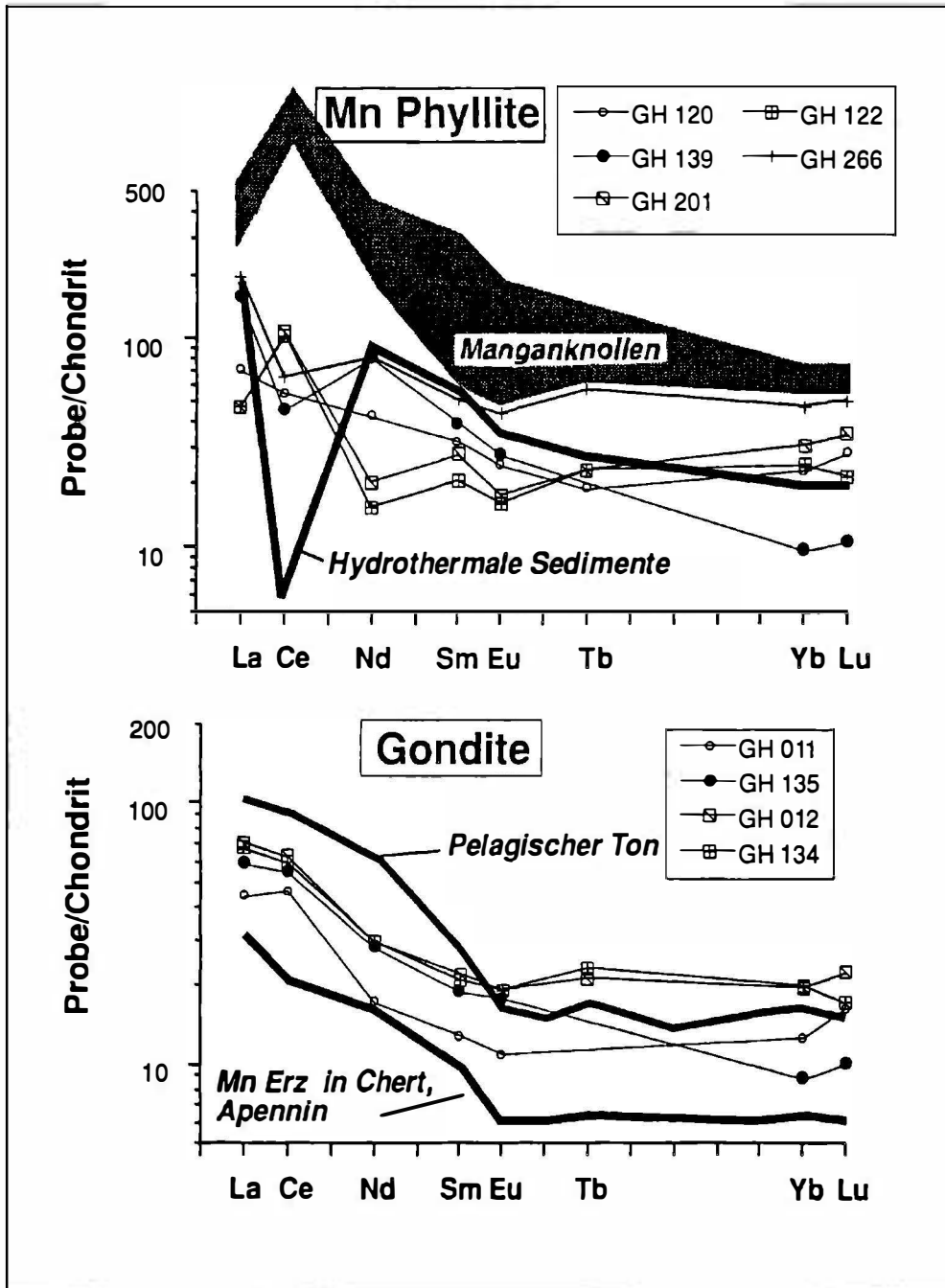


Abb. 4: Chondrit-normalisierte Seltene Erdemnt-Verteilungen in Manganphylliten und Gonditen aus dem Nangodi Belt verglichen mit marinen Gesteinen verschiedener Bildungsmilieus.

Zirkulierende heiße ($> 300^{\circ}\text{C}$), saure, hydrothermale Lösungen traten am Meeresboden an Frakturen aus. Durch Mischung mit Meerwasser (Zufuhr von Na, Mg und SO_4) wurden Fe und Mn wahrscheinlich bereits während des Fluidaufstiegs getrennt: Fe wurde relativ proximal zur hydrothermalen Quelle, z.T. unterhalb des Meeresbodens, in Form von Sulfiden akkumuliert, während Mn länger in Lösung blieb und die Sediment-Wasser-Grenzfläche erreichte. Daher sind proximale Gesteine an Fe, Cu und Au relativ angereichert, während in mehr distalen Manganesteinen Co, das sich adsorptiv an Manganminerale bindet, dominiert. Gleichzeitig sollte sich eine positive Ce-Anomalie ausbilden. Gold wurde in den heißen hydrothermalen Lösungen in Form von Chloridkomplexen transportiert.

Weitere Indikatoren für ein submarin-hydrothermales Konzept

In Teilen des Nangodi Belt's wurden in hangenden Abschnitten der Metabasalte nahe den chemischen Sedimenten massive Turmalinite beobachtet. Turmalin (Schörl-Dravit) verdrängt hier das magmatische Gefüge der Basalte. Solche Turmalinite können als hydrothermale Alterationsprodukte in einem aktiven submarin-hydrothermalen System interpretiert werden.

Si-reiche Gesteine (Cherts) sind weitverbreitet. Geologie, Mineralogie und Geochemie deuten bei vielen Vorkommen in Nord-Ghana auf Beteiligung von hydrothermalen Lösungen hin. Die Au-Gehalte sind in solchen Proben stark erhöht (maximal 140 ppb). Sauerstoffisotopendaten von Cherts variieren zwischen 13,5 und 18‰ (SMOW) und sind somit niedriger als Werte von Cherts, die direkt aus altproterozoischem Meerwasser gefällt wurden ($\sim 21 - 24$ ‰).

Oolithische Cherts enthalten ovale, konzentrische, Fe-reiche Körner von mm Größe, welche heute als Fe-Hydroxide (Goethit, Lepidokrokit) und Oxide (Hämatit) vorliegen. Die chemisch gebildeten Fe-Minerale sind mit hydrothermal zugeführtem Si sowie mit geringen Mengen detritischen Materials vermischt.

Als Zwischenschaltungen in Manganerzen treten häufig Ba-reiche (bis zu 0,7 % Ba), feinkörnige Phyllite auf. Sie enthalten zum Teil vulkanische Fragmente. Die Au-Gehalte sind relativ hoch (17 - 55 ppb). Diese Gesteine bildeten sich in kurzen Perioden erhöhter vulkanischer Aktivität, während sich die Manganerze nur in Zeiten relativer Ruhe abscheiden konnten.

Sulfid-, karbonat- oder graphitführende Gesteine sind in den Übergangszonen zwischen vulkanischen Gürteln und pyroklastisch-sedimentären Becken weitverbreitet. LEUBE & HIRDES (1986) plädieren für eine chemische Herkunft der Komponenten C und S. Graphitführende Gesteine enthalten deutlich erhöhte Au Backgroundgehalte (bis zu 120 ppb; LEUBE et al., 1990).

Zusammenhang zwischen chemischen Sedimenten und Goldlagerstätten

Goldführende Quarzgänge sind im Nangodi Belt räumlich gesehen meist an Scherzonen gebunden, die parallel zu Belt/Basin-Grenzen und zur Hauptschieferung verlaufen. Kleinere Vorkommen treten entlang von Störungen auf, die den Belt/

Basin-Kontakt diskordant durchschlagen oder sind an die Dachzonen präkinematischer Granitoide gebunden, welche in chemische Sedimente intrudierten. Die Gänge bildeten sich unter gerichtetem Streiß unter mesothermalen Bedingungen und niedrigen Fluid/Gesteins-Verhältnissen (MELCHER, 1993; MELCHER & STUMPFL, 1994).

Flüssigkeitseinschlüsse in Quarzgängen weisen auf niedrig saline, CO₂-hältige, wässrige Fluide hin, die bei Temperaturen von 300 - 350° C und 2 - 3 Kbar Druck eingeschlossen wurden. Sauerstoffisotopenuntersuchungen belegen die unmittelbare Abhängigkeit der Isotopenzusammensetzung des Gangquarzes von der Mineralogie des Nebengesteins und lassen somit auf eine sehr lokale Herkunft der Fluide aus dem unmittelbaren Nebengestein schließen. Die Goldquarzgänge sind meist von sulfidreichen Phylliten begleitet, die neben goldführendem Arsenkies auch Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Magnetkies, Tetraedrit und Co-hältigen Gersdorffit führen. Auch diese Minerale zeigen die Affinität zu den Metallgehalten in den chemischen Sedimenten, insbesondere in den Mangangesteinen (Au, As, Fe, Cu, Ni, Co, Zn). Die sulfidvererzten Phyllite bildeten sich während einer intensiven hydrothermalen Alteration im Zuge der Deformation in mylonitisierten Gesteinen. Ihre Metallgehalte können zum größten Teil aus chemischen Sedimenten bezogen werden.

Schlußfolgerungen

Die enge Verknüpfung von goldführenden Quarzgängen mit Übergangszonen zwischen vulkanischen Gürteln und pyroklastisch-sedimentären Becken in Nord-Ghana kann am besten mit einem zweistufigen Modell erklärt werden:

- 1.) Submarine Exhalationen von metallhaltigen Lösungen während der magmatischen Aktivität im Birimian (2100 - 2200 Ma) führten zur Bildung von chemischen Sedimenten mit erhöhten Goldgehalten (20 - 30 ppb). Der Transport des Goldes erfolgte in Chloridkomplexen, die Ausfällung zusammen mit Sulfiden oder Hydroxiden.
- 2.) Hydrothermale, metamorphogene Fluide mobilisierten Metalle aus den chemischen Sedimenten und transportierten sie zu strukturell vorgegebenen Orten (Scherzonen, Störungssysteme). Au wurde in Form reduzierter Sulfidkomplexe transportiert und zuerst in Arsenkies eingebaut, später gelöst und als gediegenes Gold in Quarzgängen angereichert. Diese Prozesse spielten sich während der Eburnischen Metamorphose vor 2100 bis 2000 Ma ab.

Danksagung

Das Projekt und die Dissertation wurden von Prof. E.F. Stumpfl, Leoben, betreut, wofür ich ihm an dieser Stelle noch einmal herzlich danken möchte. Außerdem möchte ich folgenden Kollegen danken, die zum Gelingen der Arbeit maßgeblich beigetragen haben: Prof. A. Leube (Leoben), Prof. S. Hoernes (Bonn), Dr. R. Tessadri (Innsbruck), Mag. W. Grum (Wien), Dr. O. Thalhammer, Dr. J. Raith, Dr. B. Saini-Eidukat, Dr. H. Huemer, H. Mühlhans (alle Leoben), Dr. G.O. Kesse und den Mitarbeitern des Geological Survey Department of Ghana, sowie Dr. W. Hirdes, Dr. T. Oberthür und Dr. H.O. Angermeier (BGR Hannover).

Literatur

- BARRETT, T.J. (1981): Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the north Apennines, Italy. - Chem. Geol., 34, 289 - 317.
- BONATTI, E., KRAEMER, T., RYDELL, H. (1972): Classification and genesis of sub-marine iron-manganese deposits. - In: HORN, D. (Ed.) Ferromanganese deposits on the ocean floor, pp. 149 - 165; National Science Foundation, Washington.
- BOSTRÖM, K. (1973): The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. Stockholm. - Contrib. Geol., 27, 149 - 243.
- CRERAR, D.A., NAMSON, J., CHYI, M.S., WILLIAMS, L., FEIGENSON, M.D. (1982): Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. - Econ. Geol., 77, 519 - 540.
- DASGUPTA, H.C., BHATTACHARYA, P.K., CHATTOPADHYAY, G., BANERJEE, H., MAJUMDAR, N., FUKUOKA, M., ROY, S. (1988): Petrology of Mg-Mn amphibole-bearing assemblages in manganese silicate rocks of the Sausar Group, India. - Min. Mag., 52, 105 - 111.
- FLOHR, M.J.K., HUEBNER, J.S. (1992): Mineralogy and geochemistry of two metamorphosed sedimentary manganese deposits, Sierra Nevada, California, USA. - Lithos, 29, 57 - 85.
- HSU, L.C. (1968): Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: A model for garnet equilibria. - J. Petrol., 9, 40 - 63.
- LEUBE, A., HIRDES, W. (1986): The Birimian Supergroup of Ghana - depositional environment, structural development and conceptual model of an early Proterozoic suite. Unveröff. Ber., 260 S., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover (BGR Archiv Nr. 99529).
- LEUBE, A., HIRDES, W., MAUER, R., KESSE, G.O. (1990): The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. - Precambrian Research, 46, 139 - 165.
- MARESCH, W.V., MOTTANA, A. (1976): The pyroxmangite-rhodonite transformation for the $MnSiO_3$ composition. - Contrib. Mineral. Petrol., 55, 69 - 79.
- MELCHER, F. (1993): Gold mineralization in Birimian (Lower Proterozoic) greenstone belts of northern Ghana: the significance of chemical sediments. - Unveröff. Diss. Montanuniversität Leoben, 304 S.
- MELCHER, F., STUMPFL, E.F. (1992): Chemical facies and gold mineralization in northern Ghana. - Berichte zur Lagerstätten- und Rohstoffkunde, 13, 233 S., 51 Abb., 23 Tab., 37 S. App., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- MELCHER, F., STUMPFL, E.F. (1993): Chemical facies and gold mineralization in northern Ghana. - Z. Angew. Geol., 39, 43 - 46.
- MELCHER, F., STUMPFL, E.F. (1994): Lower Proterozoic Exhalite Formation in Northern Ghana: Source of Epigenetic Gold-Quartz Vein Mineralization?. - Geol. Jb. (im Druck), Hannover.
- MIYANO, T., KLEIN, C. (1989): Phase equilibria in the system K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2 and the stability limit of stilpnomelane in metamorphosed Precambrian iron-formations. - Contrib. Mineral. Petrol., 102, 478 - 491.

- MOREY, G.B., BOERBOOM, T.J. (1992): Rare earth element distribution patterns in early Proterozoic iron-formations of the Penokean orogen, east-central Minnesota. - *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs*, 24/7.
- NICHOLSON, K. (1990): Stratiform manganese mineralisation near Inverness, Scotland: a Devonian sublacustrine hot-spring deposit?. - *Mineral. Deposita*, 25, 126 - 131.
- PETERS, T., VALARELLI, J.V., COUTINHO, J.M.V., SOMMERAUER, J., V. RAUMER, J. (1977): The manganese deposits of Buiritama (Pará, Brazil). - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 57, 313 - 327.
- ROUDAKOV, V.M. (1965): Report on the geology and minerals of the north-western part of the Wa field sheet. - Ghana Geol. Survey Dept.; Archive Report No. 50, 95 p., published by Minerals Commission/GTZ Publication Project, Accra, Ghana, 1991.

DIE EDELSTEINVORKOMMEN SRI LANKAS

von

Ulrich Henn⁺

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
in Wien und Graz

am 14. und 15. Juni 1993

Die Insel Sri Lanka besteht zum größten Teil aus präkambrischen hochgradig metamorph überprägten Gesteinen, die z.T. in der Granulitfazies vorliegen. Nur etwa 10 % der Insel sind aus Sedimentgesteinen des Jura und Tertiär sowie aus vorwiegend unverfestigten Sedimenten des Quartär aufgebaut.

Das kristalline Grundgebirge von Sri Lanka wird nach COORAY (1978) im wesentlichen in drei lithologische Einheiten unterteilt. Die Highland Group und Southwestern Group im zentralen Teil der Insel besteht überwiegend aus granulitfaziellen Ortho- und Paragesteinen. Der sogenannte Vijayan Complex im Nordwesten und Südosten besteht im wesentlichen aus amphibolitfaziellen granitoiden Gesteinen, wobei aber auch Metasedimente untergeordnet auftreten können.

Aufgrund neuerer petrologischer und geochemischer Untersuchungen teilen KRÖNER et al. (1991) das präkambrische Grundgebirge Sri Lankas in die folgenden lithotektonischen Komplexe und Gesteinstypen ein (vgl. Abb. 1):

1. Highland/Southwestern Complex = Central Granulite Belt: Metasedimente, Metavulkanite, mafische bis granitoide Intrusiva (Migmatite bis charnockitische Gneise), mafische Gänge.
2. Wann Complex (vorher Vijayan Complex im Nordwesten der Insel): granitoide Intrusiva (migmatitische bis charnockitische Gneise), untergeordnet Metasedimente.
3. Vijayan Complex: granitoide Gneise, Migmatite, untergeordnet metasedimentäre Xenolithe.

⁺ Dr. Ulrich Henn
Deutsche Stiftung Edelsteinforschung
Prof.-Schlossmacher-Straße, D-55743 Idar-Oberstein

4. Kadugannawa Complex: Hornblende-, Biotit-Hornblende-, Biotit- und Quarz-Feldspat-Gneise, untergeordnet Amphibolite, Anorthosite.

Radiometrische Altersbestimmungen sowie isotopengeochemische Untersuchungen (HÖLZL et al., 1991; MILISENDA et al., 1988, 1994) ergaben, daß die Gesteine des zentralen Granulitgürtels durchweg frühproterozoisches bis archaisches Alter (2,1 - 2,9 Mrd. Jahre) zeigen, während die Gesteine des Vijayan Complex mit 1 - 2 Mrd. Jahren deutlich jünger sind. Der Kontakt zwischen den unterschiedlichen Krustenprovinzen markiert eine Überschiebungszone, d.h. der ältere ist über den jüngeren Komplex überschoben, was durch das archaische Alter der Gesteine des Kataragama Complex (tektonische Klippen) bestätigt wird.

Das Nebeneinander der lithotektonisch unterschiedlichen Gesteinseinheiten geht auf eine Kollision zweier sich aufeinander zubewegenden Krustenblöcke zurück. Im Gondwanakomplex war das heutige Sri Lanka von Südindien im Norden, Ostafrika im Westen und der Antarktis im Osten umgeben. Durch Auseinanderbrechen des Gondwanalandes durch Vulkanismus im Paläozoikum und der damit verbundenen Krustenbewegung wurden im Anfangsstadium der Krustenkollision im Bereich des Highland Complex ehemals an der Oberfläche gebildete Sedimente in Folge der Kompression in die Tiefe bewegt und dort granulitfaziell überprägt.

Die Edelsteinvorkommen Sri Lankas sind fast ausschließlich sekundärer Natur, d.h. es sind Seifenlagerstätten in alten/alluvialen Flußablagerungen. Primäre Vorkommen befinden sich nur im zentralen Granulitgürtel und sind sehr selten. Lediglich Mondsteine und vereinzelt Granat und Turmalin werden in situ im Muttergestein abgebaut. Die berühmten Mondsteinvorkommen befinden sich im Süden der Insel rund um die Ortschaft Meetiyaoda. Die Vorkommen sind an Pegmatite gebunden, die regionalmetamorph überprägt wurden und somit eine kohärent spinoidale Entmischung der pegmatitischen Feldspäte begünstigten, die zur Bildung von Mondsteinen führte. Schön ausgebildete Granate werden in Granat-Biotit-Gneisen angetroffen.

Interessante Mineralparagenesen finden sich in Granat-Sillimanit-Cordierit-Gneisen, in denen, wenn auch nur untergeordnet, z.T. schleifwürdige Korunde und Spinelle auftreten. Korund und Spinell sowie Kornerupin werden auch in Sapphirin-Gneisen gefunden. Skapolith und Spinell finden sich auch in Kalksilikatgneisen und Marmoren. Die edelsteinführenden Mineralparagenesen sind in Tab. 1 dargestellt.

Die neben den Mondsteinvorkommen kommerziell wichtigen Edelsteinvorkommen Sri Lankas sind alles Sekundärlagerstätten. Die Edelsteine werden dort meist aus Kiesschichten, dem sogenannten "Illam", die früher von Flüssen unter einer Schicht Schwemmerde begraben wurden, gewonnen. Die Illamschichten können in jeder beliebigen Tiefe zwischen 1,0 und 40 Metern auftreten und sind wenige cm bis zu einem halben Meter mächtig. Da diese Schichten relativ oberflächennah sind, werden sie mit relativ primitiven Methoden abgebaut.

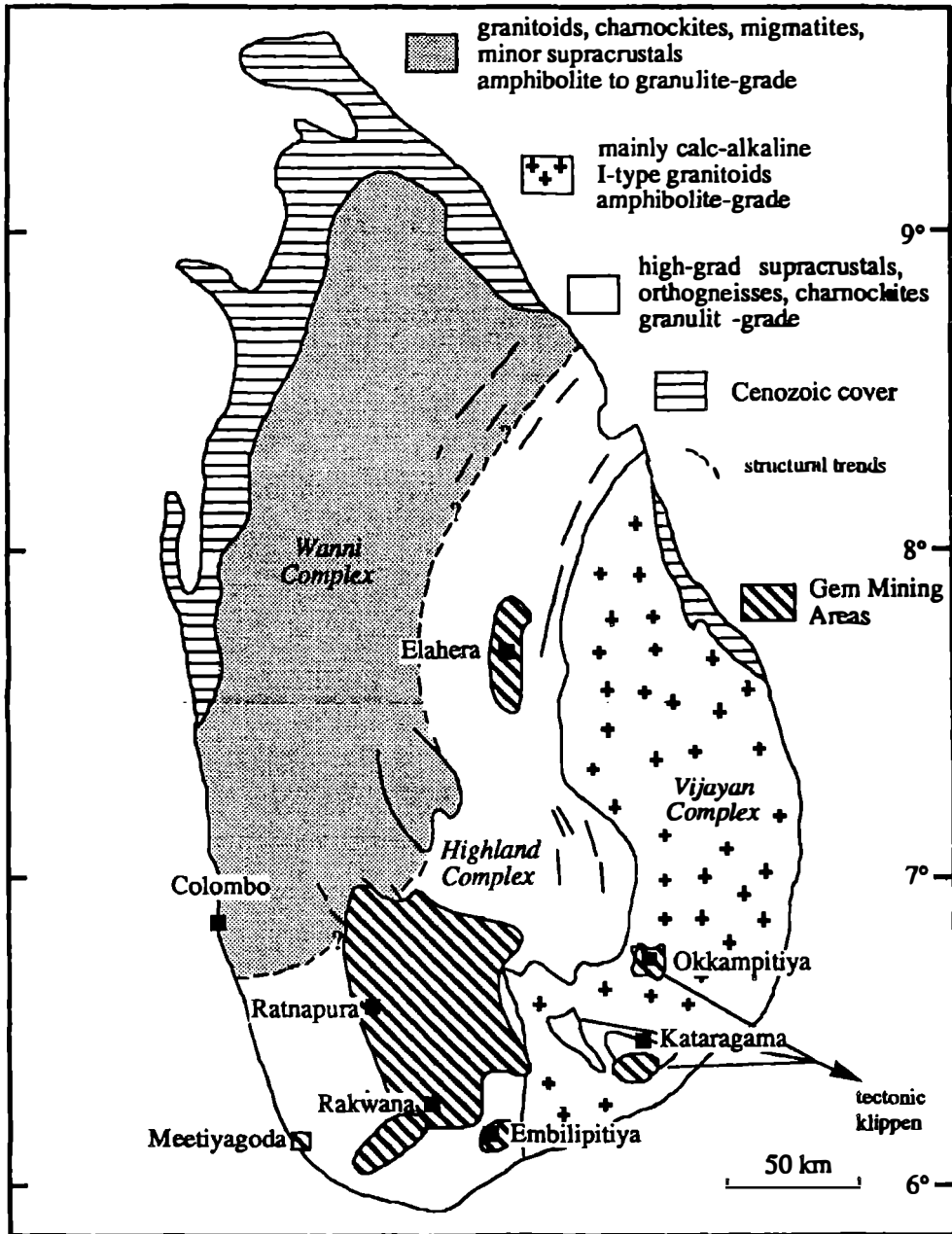


Abb. 1: Geologische Kartenskizze von Sri Lanka.

Granat-Biotit-Gneise	
Plag + Kfsp + Qz	± Bio, Gra, Hbl, Cpx
Granat-Sillimanit-Cordierit-Gneise	
Plag + Kfsp + Qz + Gra + Bio + Sill + Cord	
Plag + Kfsp + Qz + Gra + Bio + Sill	± Korund
Plag + Kfsp + Gra + Bio	± Korund, Spinell
Sapphirin-Gneise	
Sapp + Opx + Kornerupin	
Sapp + Spi + Korund	
Sapp + Bio + Opx + Sill	± Korund, Spinell, Rutil, Apatit
Kalksilikatfelse und Marmore	
Di + Karb + Skap + Woll + Tit	± Kfsp, Plag, Qz
Di + Karb + Skap	± Tit, Kfsp, Plag, Qz, Phlog
Di + Karb + Skap + Spinell + Phlog	

Tab. 1: Edelsteinführende Mineralparagenesen in Sri Lanka.

Die Gruben (sogenannte "gem-pits") sind einfache Schächte, deren Wände je nach Beschaffenheit der alluvialen Ablagerungen auch mit Balken gestützt werden. Je nach Lage der Illamschicht werden auch kleine Höhlen gegraben. Das Fördermaterial wird mit Körben zu speziellen Waschgruben gebracht und die Edelsteinwäscher trennen durch Rotieren des Korbes das leichte, wertlose Erdreich von den spezifisch schwereren Edelsteinen. Die Hauptabbaubereiche befinden sich in den Gebieten von Ratnapura-Rakwana, Elahera, Embilipitiya, Kataragama und Okkampitiya und liegen im Bereich des Highland Complex bzw. den dazu gehörigen tektonischen Klippen innerhalb des Vijayan Complex im südlichen bzw. zentralen Teil der Insel. Tab. 2 gibt einen Überblick über die kommerziell bedeutenden Edelsteine Sri Lankas.

Die Muttergesteine der Edelsteine gehören ausschließlich dem Highland Complex an. Aus den bekannten edelsteinführenden Paragenesen (Tab. 1) leiten sich als Ausgangsgesteine Sedimente ab, die während der Gebirgsbildung vor 550 - 600 Millionen Jahren hochgradig metamorph überprägt wurden. Die Bildungstemperaturen der edelsteinführenden Paragenesen lagen zwischen 900 - 800° C bei Drücken zwischen 8 - 9 Kbar. Die in die Tiefe verfrachteten Sedimente rekristallisierten nicht alle, sondern wurden je nach chemischer Zusammensetzung auch partiell aufgeschmolzen und führten zu Granitintrusionen. In diesen Schmelzen reicherten sich u.a. auch leichtflüchtige Elemente wie z.B. Be, F, B etc. an, die zur Bildung von Pegmatiten und bei sinkenden Temperaturen auch zu hydrothermalen Mineralbildungen führten.

Sulfide	Silikate
Pyrit	Peridot
Markasit	Granat (C)
	Almandin (S), Rhodolith (S)
Oxide	Spessartin, Grossular (Hessonit)
Spinell (S,C)	Zirkon (K,C)
Gahnospinell	Euklas
Chrysoberyll (K,S)	Sillimanit (K)
Alexandrit (K)	Andalusit
Taaffeit (C)	Topas
Korund	Sapphirin
Rubin (S)	Titanit
Saphir (S,C)	Kornerupin (K)
Quarz (K)	
Bergkristall	Epidot
Amethyst	Klinozoisit
Rauchquarz	
Citrin	Axinit
Rosenquarz	Ekanit (S)
Cassiterit	Beryll
	Aquamarin (S), Heliodor
Borate	Cordierit (K)
Sinhalit	Turmalin (K)
	Diopsid (S,K)
Wolframate	Spodumen, Kunzit, Hiddenit
Scheelit	Enstatit, Bronzit (S)
	Hornblende
Phosphate	Serpentin
Monazit	Feldspat
Apatit	Mondstein, Orthoklas, Labradorit
	Danburit
	Skapolith (K,S)

Tab. 2: Die Edelsteine Sri Lankas (K = Katzenauge, S = Stern, C = changierend).

Literatur

- COORAY, P.G. (1978): The Geology of Sri Lanka. - Proc. 3rd Reg.Conf.Geol. Mineral.Res. of SE Asia, Bangkok, 701 - 710.
- HÖLZL, S., KÖHLER, H., KRÖNER, A., JAECKEL, P., LIEW, T.C. (1991): Geochronology of the Sri Lanka basement.- In: KRÖNER, A. (Ed): The crystalline crust of Sri Lanka, Part 1. - Summary of research of the German-Sri Lankan Consortium, Geol.Surv.Dept., Sri Lanka, Prof.Paper, 5, 237 - 257.
- KRÖNER, A., COORAY, P.G., VITANAGE, P.W. (1991): Lithotectonic subdivisions of the Precambrian basement in Sri Lanka. - In: KRÖNER, A. (Ed): The

- crystalline crust of Sri Lanka, Part 1. - Summary of research of the German-Sri Lankan Consortium., Geol.Surv.Dept., Sri Lanka, Prof. Paper, 5, 5 - 21.
- MILISENDA, C.C., LIEW, T.C., HOFMANN, A.W., KRÖNER, A. (1988): Isotopic mapping of age provinces in Precambrian high-grade terrains: Sri Lanka. - J. Geol., 96, 608 - 615.
- MILISENDA, C.C., LIEW, T.C., HOFMANN, A.W., KÖHLER, H. (1994): Nd isotopic mapping of the Sri Lanka basement: Update and additional constraints from Sr isotopes. - Precambrian Research (in press).

SOME NOVEL ASPECTS OF ECONOMIC MINERALOGY

by

Christopher J. Morrissey⁺

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
in Wien, Graz und Leoben

am 29. und 30. November sowie am 1. Dezember 1993

The main theme of this paper is the economic implications of mineralogical and other changes that effect heavy metal precipitates on or near the seafloor. In the first part, inspired by thoughts about the nature and origin of lithochemical aureoles around volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits, it deals with the maturation and diagenesis of modern seafloor sulphide accumulations - processes that are ultimately capable of transforming them into orebodies. In the second it deals with aspects of sequential mineralisation in Palaeozoic sulphide deposits that appear to have formed at and near the seafloor, those in the Lower Carboniferous platform carbonates of Central Ireland. Both parts carry the message that the formation of sulphide ores in submarine settings is a very complicated process and not one that can be unravelled without extreme diligence in characterising and interpreting the mineralogy and textures of the resulting ores. Note that the word "sulphide" has often been used loosely in this paper, as shorthand for compounds with reduced sulphur that may not be simple sulphides and for that matter may not even be minerals in the accepted sense of the word.

Modern Submarine Sulphides

Submarine sulphide deposit deposits are now known at about 140 localities around the world, in a variety of geotectonic and sedimentological settings. These include the axes and flanks of oceanic ridges, incipient spreading centres within cratonic blocks, back arc basins and other subduction related settings. In chemistry and style they differ quite considerably from one place to another, even between different localities along the same oceanic ridge. There are also marked similarities between them, regardless of their setting, suggesting that submarine venting of metal bearing fluids tends to give rise to similarly variable precipitates in a range

⁺ Dr. Christopher J. Morrissey
Managing Director (Europe)
RTZ Mining and Exploration Limited

of environments. All this gives one some reassurance that they are relevant to orefields like the Iberian Pyrite Belt, where the deposits have quite a wide range of chemical characteristics and their environment of formation is difficult to classify.

Texturally and mineralogically, recent seafloor sulphide precipitates differ greatly from those in most onshore sulphide deposits of similar origin. This cannot be explained by metamorphism as it is true even of deposits that are quite young in geological terms and occur in unmetamorphosed terrains. It is not equally true of all deposits and it is not equally true of all parts of particular deposits.

Dealing briefly with texture, modern seafloor sulphides are characterised by:

- High porosity
- Heterogeneous grain size
- Skeletal crystals and dendrites
- Collomorphic and textureless material

Initial porosity is commonly 30% or more, implying that seafloor sulphides start out by being vastly more porous than those one finds in onshore mineral deposits. They also have a dull clinkery appearance that is relatively uncommon in the massive mineralisation of fossil analogues. This is partly due to the abundance of colloidal material, which can play a very important role as a temporary host of heavy metals. In the Red Sea Deep sediments, for instance, substantial amounts of copper and zinc have been reported as amorphous sulphides that defy characterisation (BROCKAMP et al., 1978). Mineralogically unclassifiable colloidal material has also been reported as the main host of heavy metals in some samples from the East Pacific Rise that are generally dominated by pyrite, chalcopyrite and sphalerite. At that locality it was noted that metastable colloform precipitates concentrated most of the zinc and were the main host of minor elements (MARCHIG et al., 1990).

The mineralogy of seafloor sulphide accumulations is shown in Table 1. Concentrating on the most common minerals, it is immediately clear that this is not the mineralogy of a typical VMS deposit, certainly not one in the Pyrite Belt. In fact nearly half of the commonest minerals are absent or very rare in most VMS deposits, including monosulphides of divalent iron, wurtzite, chalcopyrrhotite, cubanite and isocubanite, gypsum and anhydrite, amorphous silica and opal.

The reason why is becoming increasingly clear from studies of how submarine sulphides mature. Three different types of effect are involved, summed up in Table 2. Note especially the second effect of time, crystallisation of colloidal materials, which is tied up in many ways with hydrothermal diagenesis. Colloidal materials in seafloor precipitates tend to act as chemical dustbins, concentrating not only metals that form simple sulphides but also whatever there happens to be around in the way of trace elements like arsenic, antimony and mercury. As the colloids age, or get destabilised by changes in their surroundings, they tend to form crystals that have a relatively low ability to retain elements that sit uncomfortably in their structure. These elements presumably go back into solution and become available for incorporation in new mineral hosts.

Table 1 : Mineralogy of Seafloor Precipitates

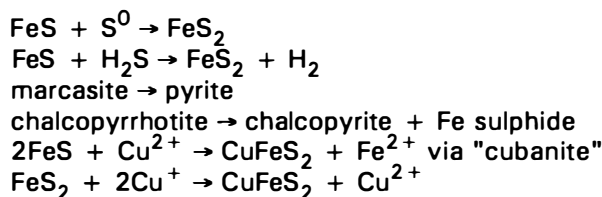
<u>COMMON</u>		
IRON SULPHIDES	Marcasite,pyrrhotite,pyrite	Fe(II) monosulphides
COPPER SULPHIDES	Chalcopyrite	Chalcopyrrhotite,cubanite/isocubanite
ZINC SULPHIDES	Sphalerite	Wurtzite
SULPHATES	Barite Anhydrite,gypsum	
SILICA, SILICATES		Amorphous silica, nontronite,Mg smectites
OXIDES		Fe, Mn oxides/oxyhydroxides
<u>RARE</u>		
	Galena, Pb sulphosalts	Cerussite
	Tetrahedriteseries, covellite,digenite	Atacamite
	Native silver	Native sulphur

Given favourable conditions of permeability, fluid flow and fluid chemistry, it is quite easy to visualise elements purged from colloids being precipitated as mineral halos around the main sulphide concentrations, say by reaction with biogenic sulphides in seafloor muds and mudstones.

1)	Effect of time
	Skeletal crystals develop idiomorphic forms Colloidal materials crystallise Grain sizes become more uniform
2)	Effect of reaction with seawater
	Sulphides resorbed by reduced seawater Sulphides oxidised
3)	Effect of reaction with hydrothermal fluids (hydrothermal diagenesis)
	Porosity reduced by mineral overgrowths Mineral transformations and new minerals formed Bulk geochemical changes

Table 2: Effects of Increasing Maturity

Be that as it may - and it is a subject on which there is certainly scope for economically relevant research - hydrothermal diagenesis has a major effect on the mineralogy and bulk chemistry of the sulphide pile. Original precipitates of iron and copper can undergo numerous reactions and mineral transformations such that most of the iron is ultimately incorporated into pyrite or pyrrhotite and most of the copper into chalcopyrite. Examples of these reactions and transformations are:



Partly as a consequence of the mineralogical changes and of the progressive "curing" of colloidal precipitates, important changes can take place in the bulk chemistry of the sulphide pile. The following changes can be of fundamental importance to the economic geology of the resulting VMS deposit:

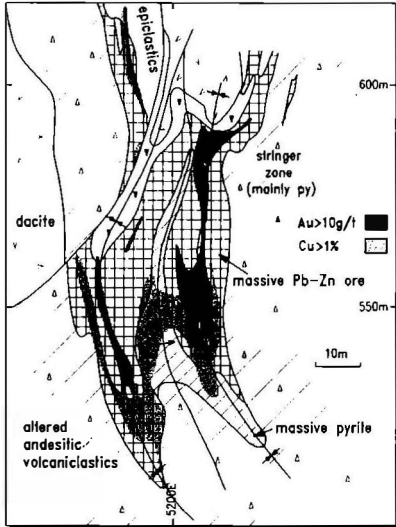
Increased copper content: This comes about through continued flushing of copper-bearing fluids through the sulphide pile, their reaction with existing iron sulphides and a gradual build up of chalcopyrite via such metastable intermediates as isocubanite (see COWPER & RICKARD, 1989). One of the consequences is the gradual cementing and sealing of the sulphide pile, reducing its porosity and permeability to the extent that the hydrothermal system can eventually become choked off. Economically the most important effect is to turn massive pyrite that is lean or sterile in base metals into copper-rich sulphide that may become ore. This effect is particularly marked in the lower parts of massive sulphide deposits and in the pyritic stockwork zones that commonly underlie them. A classic example is the Neves Corvo deposit in Portugal, which is probably the richest copper deposits of its size and type ever found.

Mobilisation of gold: The behaviour and mineralogy of gold in submarine hydrothermal systems is rather obscure. Initial precipitates tend to be geochemically enriched in gold but only up to a level of about 200 ppb, which is not the sort of figure that starts a gold rush. Figures of that order are the norm for the bulk of the massive sulphide in the ancient deposits that seem to have formed on or just below the seafloor. However some ancient deposits have much higher gold grades, not throughout but strongly concentrated in particular zones. Studies of gold distribution in Tasmanian VMS deposits show in some a gold-zinc association with gold concentrated along with barite towards the stratigraphic top of certain deposits (Figure 1). This effect may be primary but has also been attributed to a process of zone refining whereby cooling hydrothermal solutions leach gold together with lead and zinc from the lower parts of sulphide masses and reprecipitate them in the upper levels of the sulphide pile. Some evidence that this is actually what happens has been found in the eastern Pacific, where gold-rich samples have been recovered from the tops of sulphide mounds and the gold appears to be hosted by sulphosalts deposited from fairly low temperature solutions (HANNINGTON et al., 1986). A recent report from the Woodlark Basin in the southwest Pacific of gold rich samples dominated by barite and Fe-Mn-Si oxides may have different implications in this regard (SCOTT & BINNS, 1993).

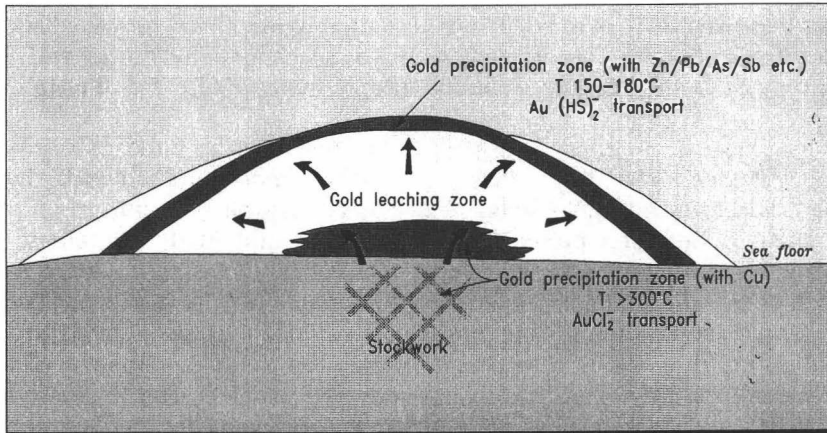
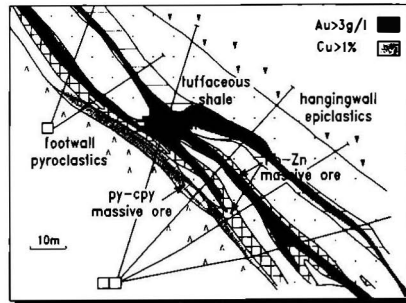
Enhanced capture of trace elements: This effect is attributed to re-reaction of existing sulphides with trace elements in low temperature fluids that probably include fluids released by the aging of colloidal materials. The sort of reaction that takes place is between preexisting chalcopyrite and fluids containing arsenic, antimony, mercury, zinc and silver to form members of the tetrahedrite-tennantite series. A wide variety of sulphosalts can form in this way, and electron probe work has shown that common sulphides like pyrite can develop overgrowths and internal zones that are rich in elements such as arsenic, cobalt and selenium. Economically the effect has its upside and its downside. The upside can be the fixing in the sulphide pile of large amounts of silver that can potentially add considerable value to an eventual ore. The downside is the fixing of deleterious elements like arsenic, antimony and bismuth that can attract significant penalty charges when they end up in smelter feed.

GOLD DISTRIBUTION IN TASMANIAN VMS DEPOSITS

QUE RIVER



ROSEBERY NORTH



\SCHEM\TAS-VMS RTZM&E NOVEMBER/1993

Fig. 1: Profiles through Tasmanian VMS Gold deposits.

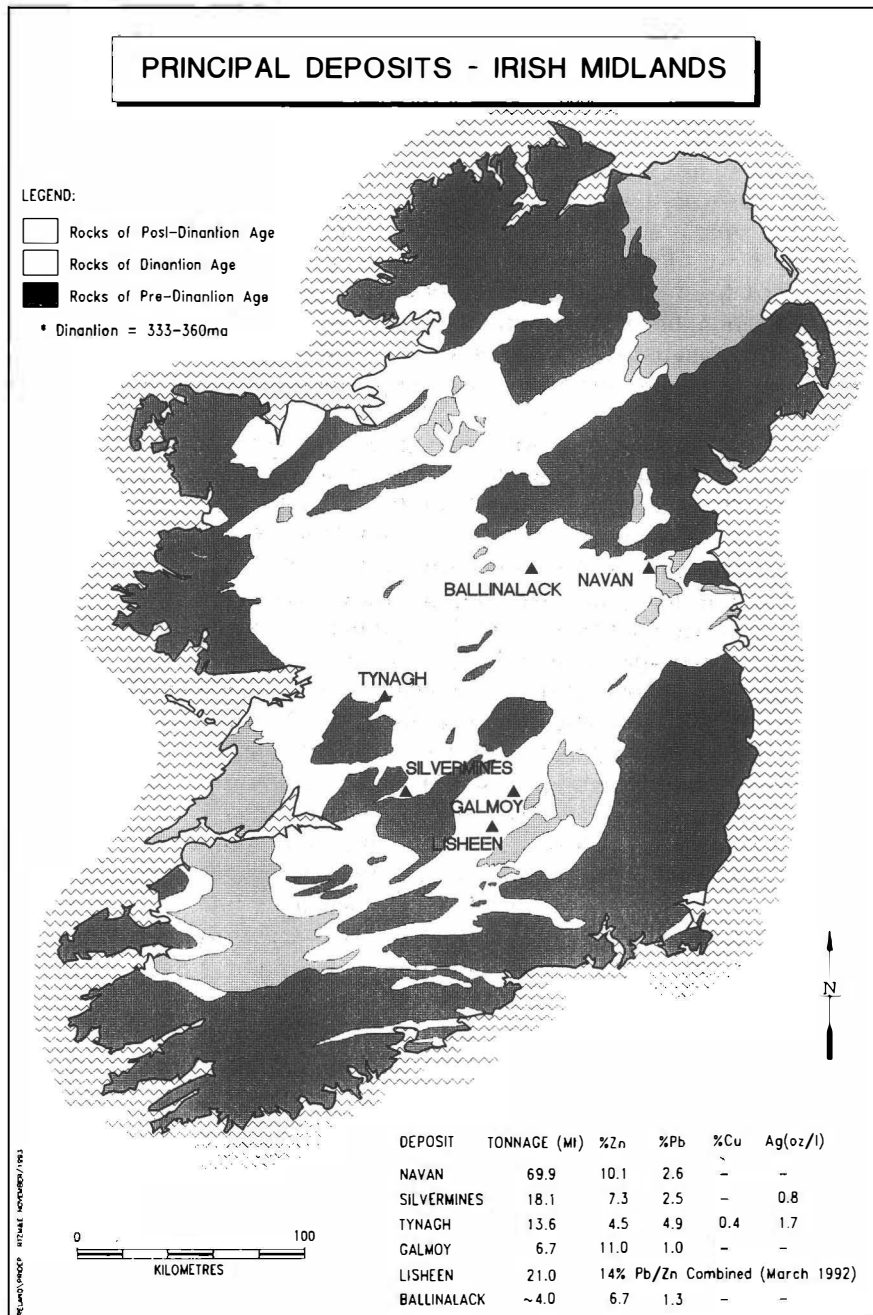


Fig. 2: Geological sketch map of Ireland.

Central Irish Orefield

The complexity of the ore forming processes that take place in submarine settings, and the important role of precursor minerals in establishing the economic characteristics of resulting orebodies, have been elucidated by detailed mineralogical studies carried out by Dr Harry Kucha of the Institute of Geology and Mineral Deposits in Kraków, Poland. Concentrating on carbonate-hosted mineralisation, Dr Kucha has found time and again that normal study methods failed to reveal whole suites of minerals that are in many cases nameless and together tell a story of ore formation that is crucially different from the one that can be deduced from conventional microscopy. Some scientists do not accept Dr. Kucha's findings, believing that they relate to artifacts or simply to weathering effects, but since they challenge conventional wisdom and make sense of things that are otherwise mysterious that is not the position of the author.

In this paper they will be reviewed in relation the Tynagh deposit in County Galway, Ireland. This is one of a diverse family of deposits in platform carbonates of Lower Carboniferous age that underlie most of Central Ireland (Fig. 2). These deposits resemble each other in ways that are just as striking as the differences between them, many of which form patterns that seem to make some sort of regional sense. For instance lead isotope ratios seem to show that all the mineralisation is consanguineous and attributable to the same mineralising event, with differences in isotopic ratios reflecting regional changes in the nature of the Caledonian basement. Much of the mineralisation has epigenetic characteristics - replacive textures and some degree of discordance with the host strata as well as local isotopic evidence of deep-sourced sulphur - but even so the main orebodies (at Navan, Tynagh and Silvermines) contain many signs of syndepositional and early diagenetic origin. This implies a major pulse of hot metal-bearing fluids in early Carboniferous times, some of the fluid venting and precipitating metals on the seafloor and a lot precipitating metals within weakly lithified sediments dominated by carbonates. It is an interesting sidelight on these deposits that among the sulphides in several of them have been found pyrite chimneys, very small compared with those on present day mid-oceanic ridges but evidence nonetheless that submarine hydrothermalism operates similarly in a range of different environments.

Tynagh Mineralisation History

Mineralisation at Tynagh is focused on part of a late Courceyan carbonate mudbank structure that has been preserved along with a mantle of sedimentary breccias and limestone turbidites on the downthrow side of a major fault zone. Tynagh is a polymetallic deposit, worked in its time as orebody of zinc, lead, copper and silver. It also represents a major accumulation of pyrite and barite. Metal seeps into the seafloor muds apparently began around the time that the carbonate mudbank was starting to build up, producing syndepositional mineralisation of no economic importance that is now dominated mineralogically by pyrite and sphalerite. The main mineralising pulse, again dominated by zinc and

iron where heavy metals are concerned, took place when the reef structure was well developed and fairly rigid, though riddled through with cavities resulting from the consolidation of carbonate muds and the decay of organic remains within them. The trigger seems to have been movements on the adjacent fault zone as a high proportion of the mineralisation follows disorderly fractures that merge into a breccia zone along the main fault. Soon afterwards in geological terms there was another pulse of mineralisation, this time dominated by lead and copper, which has an even more epigenetic appearance but again was synsedimentary in a broad sense. The last manifestation of this phase of mineralisation was thoroughgoing dolomitisation of much of the remaining limestone, especially along the line of the main fault.

Sulphide Precursors

To bring the focus onto the main ore metal in deposits of this sort, the concentrations of zinc reported in certain generations of calcite and dolomite at Tynagh go up to several percent, and it is quite clear that carbonates played a key role as precursor minerals in the formation of sphalerite. Textural relationships between sphalerite and zinc-rich calcite indicate clearly that the sulphide is the successor to the carbonate, formed from solutions that brought a supplementary supply of zinc and were marked by strong swings in the valency state of the sulphur they contained.

The last point is strongly suggested by Kucha's identification of a range of metastable sulphur bearing compounds, interpreted as sulphide precursors, in carbonate hosted mineralisation from Ireland and a number of other countries. In a recent publication (KUCHA & VIAENE, 1993) he describes observations and measurements on colloform varieties of what seemed to be ordinary sulphides, mainly pyrite and sphalerite, from localities in Belgium and Upper Silesia. Table 3 lists the types of compound that were present and gives an indication of their chemical composition with respect to iron, zinc, lead and arsenic. Note the invariable presence of arsenic and how far the metal contents of these compounds fall short of what one would expect in simple sulphides.

Down the microscope the compounds tend to have a fibrous habit and occur in low reflectivity bands that look like poorly polished "crud". They are easy to dismiss as being unfit for detailed study, too inhomogeneous and suspect in origin, but the writer believes that Kucha's observations have given a glimpse of a large neglected family of natural compounds that has a definite bearing on the genesis and the commerciality of certain types of ore deposit.

Kucha has described a similar range of compounds from one of the Irish deposits, Ballinalack. His microprobe analyses of sphalerite formed at Ballinalack, by replacement and breakdown of thiosulphate precursors, underline the inhomogeneity of the end product, showing zinc contents that were always well short of the stoichiometric ideal and in five cases out of eleven were less than 50% with a minimum of only 21.5%. Obviously these are not analyses of

sphalerite but of mineral mixtures, which Kucha was able to confirm by X-ray analysis. He concluded that he was dealing with microscopic domains within which there were very fine grained mixtures of stable sulphides formed by replacement or decomposition of a thiosulphate precursor and collectively reflecting the original chemical composition of that precursor.

S ANION	S VALENCE	GENERAL FORMULA	RELATIVE WT%
SULPHOXYLANE	2+	MSO ₂	Fe >> As > Pb > Zn 39.3 2.4
SUBSULPHITE	3+	MS ₂ O ₄	Fe >> Pb > As 23.9 5.6
SULPHITE	4+	MSO ₃	Zn > Fe >> As 29.9 4.07 Fe >> As > Pb > Zn 40.0 2.35
PYROSULPHITE	4+	MS ₂ O ₅	Fe >> Pb > As >> Zn 22.7 0.3
THIOSULPHATE	2- and 6+	MS ₂ O ₃	Fe >> Zn > Pb >> As 32.6 0.2 Fe >> Zn > Pb > As 30.1 0.3

Table 3: Sulfide precursors compounds.

Economic Implications

All this can have quite serious economic implications and helps to explain why some base metal mines have metallurgical problems or simply fail to recover several percent of the metal that is reported by assay.

Loosing a couple of percent of contained zinc may not sound like a serious problem but in a really large orebody, say 100 million tonnes at 10%, the loss could amount to about 200,000 tonnes of metal, which is equivalent to a couple of years' output by a fairly large zinc refinery and worth in refined form about a quarter of a billion dollars. There may be no solution to this particular problem: the compounds concerned have received very little study from this point of view and

are generally hard to characterise in mineralogical terms because they are very fine grained in nature and evidently highly variable in composition.

Compositionally sulphide precursors present another problem that can also be serious when it comes to commercialising orebodies that contain them. This relates to the analytical evidence that they commonly contain arsenic, presumably in substitution for sulphur, and may do so in amounts that exceed 5%. Indeed it may well be that arsenic and other trace elements such as bismuth, antimony, selenium and mercury help to stabilise compounds of this sort. Several are penalty elements under normal smelter contracts, implying that if their concentration in concentrates exceeds certain levels their presence makes inroads into the revenue of the mine concerned. In reality penalty elements are usually present in stable mineral form such as arsenopyrite, tetrahedrite-tennantite and other sulphosalts but metastable precursors may sometimes share part of the blame.

If there is a practical conclusion to be drawn from all this it is that detailed mineralogical studies of "suspect" orebodies are needed at an early stage in the mine planning process. Mineralogical studies ought also to be part of the exploration process, if not day-to-day then at least as soon as one has found some mineralisation in the ground that could eventually be part of an orebody. These would not generally be the sort of studies that are capable of unravelling the compositional and structural complexities of fine grained precursor minerals, which may only be present in trace amounts but are nevertheless a very rich vein of ore for the academic community to work.

Finally, the alert reader will not have missed the point that metal-rich carbonates that fail to get sulphidised may form geochemical anomalies in rocks and overburden that may not relate to ore mineralisation or may do so only peripherally. Figure 3 gives some measure of the efficiency of the processes that formed and concentrated zinc sulphide at Tynagh. Kucha calculates that only 45% of the zinc introduced during the main stage of mineralisation ended up by forming ore while 49% became dispersed through weakly mineralised calcitic reef where a substantial proportion, perhaps as much as 50%, was precipitated in the lattice of calcite. The remainder of the introduced zinc, about 5%, was even more widely dispersed and now reports as a component of geochemically anomalous off-reef and basal sediments that extend to the north of the orebody. This effect is even more marked with the late stage of mineralisation, when over a third of the introduced zinc migrated into off-reef sediments and there contributed to a manganese-dominated hole that extends several kilometres away from the orebody.

Acknowledgments

The first part of this paper is based to a large extent on information kindly provided by Professor D.T. Rickard of the University of Wales College of Cardiff. The second draws heavily on published and unpublished work by Dr. Harry Kucha of the Institute of Geology and Mineral Deposits in Kraków, and on discussions with him during a very enjoyable holiday there.

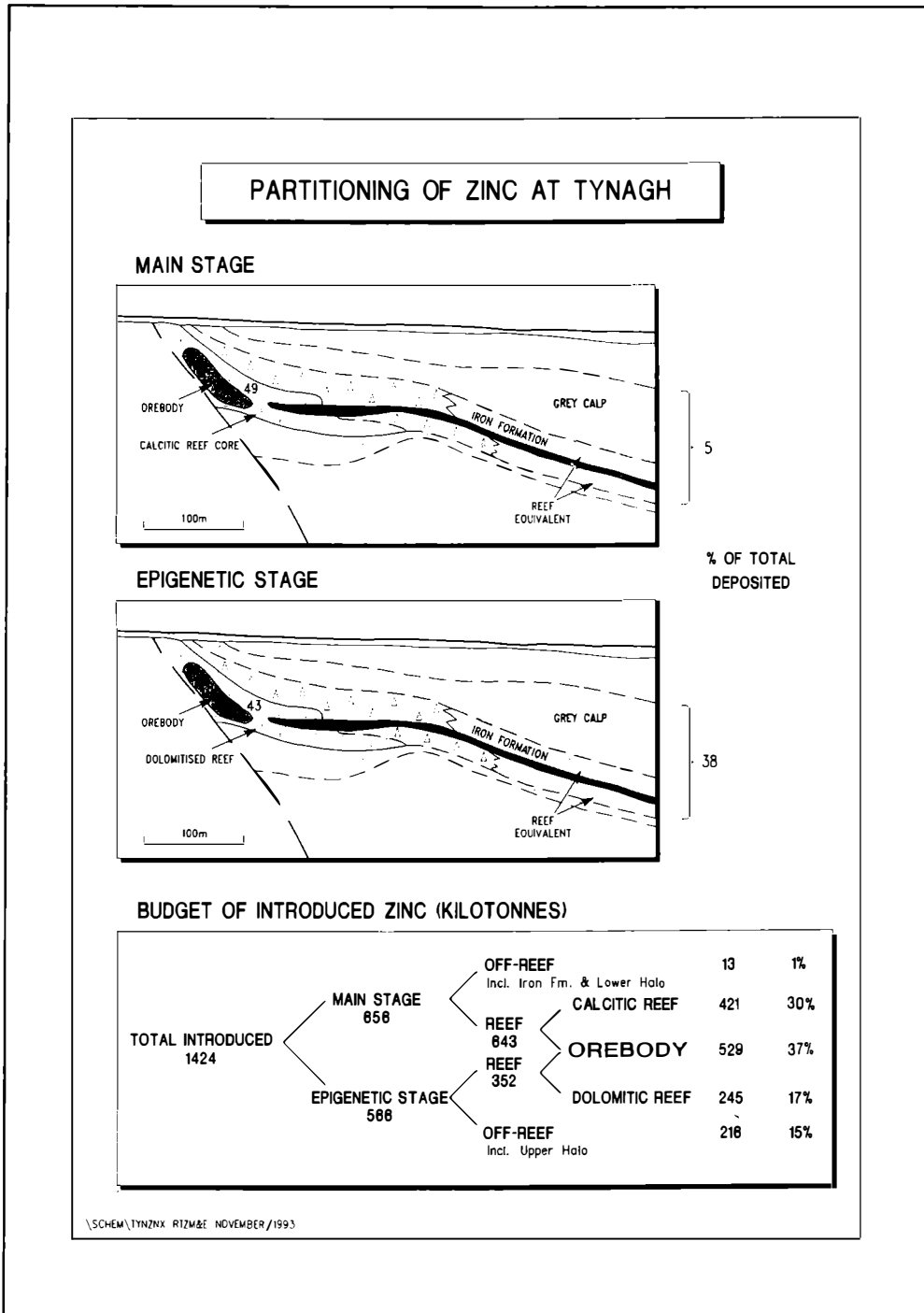


Fig. 3: Profiles, partitioning and budgeting of zinc at Tynagh deposit, Ireland.

Selected References

- BROCKAMP, O., GOULART, E., HARDER, H., HEYDEMANN, A. (1978): Amorphous copper and zinc sulphides in the metalliferous sediments of the Red Sea. - *Contrib.Mineral.Petrol.*, 68, 85 - 88.
- CAULFIELD, J.B.D., LeHURAY, A.P., PYE, D.M. (1986): A review of lead and sulphur isotope investigations of Irish sediment-hosted base metal deposits with new data from Keel, Ballinalack, Moyvoughly and Tatestown deposits. - In: *Geology and Genesis of Mineral Deposits in Ireland* (Eds ANDREW, C.J, CROW, R.A., FINLAY, S., PENNELL, W.M., PYNE, J.F.) Irish Association of Economic Geology.
- COWPER, M., RICKARD, D. (1989): Mechanism of chalcopyrite formation from iron monosulphides in aqueous solutions (< 100°C, pH 2 - 4.5). - *Chemical Geology*, 78, 325 - 341.
- HANNINGTON, M.D., PETER, J.M., SCOTT, S.D. (1986): Gold in sea-floor poly-metallic sulphide deposits. - *Economic Geology*, 81, 1867 - 1883.
- KUCHA, H., VIAENE, W. (1993): Compounds with mixed and intermediate sulfur valences as precursors of banded sulfides in carbonate-hosted An-Pb deposits in Belgium and Poland. - *Mineral. Deposita.*, 28, 13 - 21.
- KUCHA, H. (1988): Biogenic and non-biogenic concentration of sulphur and metals in the carbonate-hosted Ballinalack Zn-Pb deposit, Ireland. - *Mineral. Petrol.*, 38, 171 - 187.
- KUCHA, H., WIECZOREK, A. (1984): Sulfide-carbonate relationships in the Navan (Tara) Zn-Pb deposit, Ireland. - *Mineral. Deposita.*, 19, 208 - 216.
- KUCHA, H. (unpublished): Factors controlling emplacement of sulphide mineralisation in Waulsortian and equivalent facies in Ireland.
- LARGE, R.L., HUSTON, D.L., McGOLDRICK, P.J., RUXTON, P.A. (1989): Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulphide deposits and their significance for gold transport models. - *Economic Geology Monograph 6: The geology of gold deposits : the perspectives in 1988*.
- MARCHIG, V., PUCHELT, H., RÖSCH, H., BLUM, N. (1990): Massive sulphides from ultra-fast spreading ridge, East Pacific Rise at 18 - 21 °S : A geochemical stock report. - *Marine Mining*, 9, 459 - 493.
- SCOTT, S.D., BINNS, R.A. (1993): Presently-forming hydrothermal seafloor deposits of Manus and Woodlark Basins, S.W. Pacific, as models for ancient ores. - In: *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits*. (Eds: Fenoll Hach-Alf, P., Torres-Ruiz, J., Gervilla, F.), University of Granada, Spain.

**PETROLOGIE UND THERMOBAROMETRIE AN EKLOGITFAZIELLEN
METASEDIMENTEN DER MÜNCHBERGER GNEISMASSE (NE-BAYERN)**

von

Reiner Klemd⁺

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
in Wien und Graz

am 6. und 7. Dezember 1993

Einleitung

Unter dem Einfluß plattentektonischer Modellvorstellungen für das variskische Orogen wurde das Grundgebirge NE-Bayerns wieder in den Mittelpunkt geologischen Interesses gerückt. Von besonderem Interesse sind die Eklogite und deren unmittelbares Nebengestein im Münchberger Gneisgebiet in der saxothuringischen Zone (KOSSMAT, 1927), da diese Gesteine wichtige Zeugen einer ehemaligen Hochdruckmetamorphose und der wiederbelebten Deckenkonzepte sind (e.g. BEHR et al., 1982; FRANKE, 1989). In den letzten zehn Jahren gewann das kristalline Grundgebirge NE-Bayerns und somit auch das Münchberger Gneisgebiet stark an Aufmerksamkeit, was durch die Vorerkundungsarbeiten und die Bohrlokationsfestlegung in der Oberpfalz für das Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB) bedingt war. Dies führte zu einer Konzentration von geowissenschaftlichen Aktivitäten in diesem Gebiet, insbesondere im Raum des Zielgebietes in der saxothuringisch-moldanubischen Grenzzone. Man vermutet hier eine geotektonische Suturzone, die ein Schlüsselgebiet für die kontinentale Krustenentwicklung darstellt (KTB-Kolloquium, 1986).

Regionaler geologischer Überblick

Das kristalline Grundgebirge im nordöstlichen Bayern ist Teil des nordwestlichen Randes der Böhmisches Masse. Dieses Gebiet wird vom saxothuringischen-molda-

⁺ Priv. Doz. Dr. Reiner Klemd
Universität Bremen
Fachbereich Geowissenschaften
Geologie der Polargebiete
Postfach 330 440
D-28334 Bremen

nubischen Teil des variskischen Orogens gebildet. Die Krustenstruktur ist durch eine intensive variskische Überschiebungstektonik gekennzeichnet (STETTNER, 1972; BEHR, 1983). Die geologischen Krustenabschnitte lassen sich aufgrund ihrer unterschiedlichen tektonometamorphen Entwicklung klar gegeneinander unterscheiden. Obwohl nach der Auswertung der DECORP-Profile eine heftige Diskussion um die strukturellen Vorstellungen entbrannt ist, gibt es Anzeichen dafür, daß einige der Krustensegmente autochthon, andere allochthon sind (siehe zwecks Diskussion: VOLLBRECHT et al., 1989; FRANKE, 1989a).

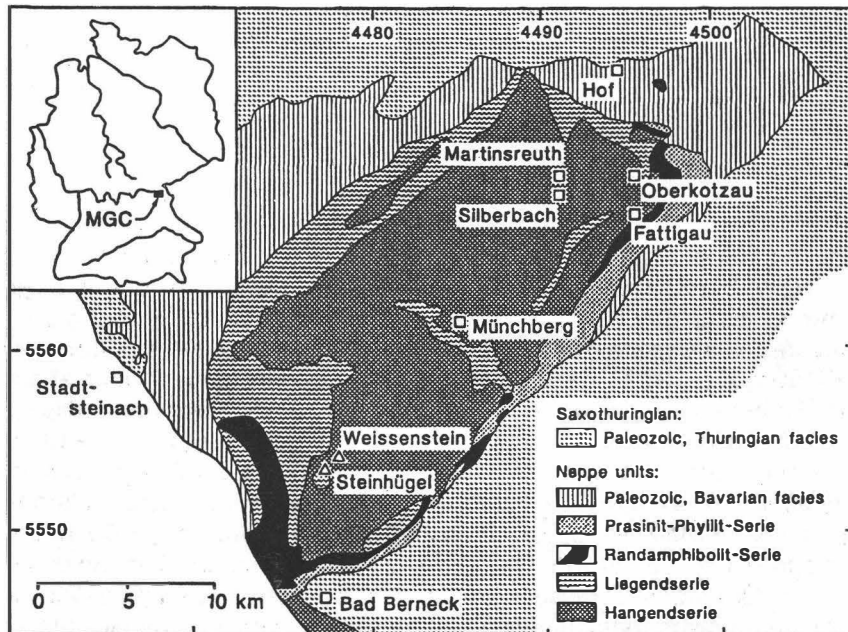


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der Münchberger Gneissmasse mit Eklogit-lokalitäten (nach MATTHES et al., 1975).

Als allochthone Deckeneinheiten werden die Münchberger Gneissmasse (Münchberger Gneisgebiet, Münchberger Deckenstapel), die Erbdorfer Grünschiefer Zone (EGZ) und die Zone Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV), die mit der Zone von Tepla-Taus (ZTT) wahrscheinlich einen ursprünglich zusammenhängenden Deckenkomplex bildeten, interpretiert (siehe KTB-Kolloquium, 1986). Ein ausführlicher historisch-geologischer Abriß über die Münchberger Gneissmasse kann in OKRUSCH et al. (1989a, 1991) nachgelesen werden. Der Deckencharakter des Münchberger Gneisgebietes ist bereits seit über 80 Jahren Gegenstand intensiver Diskussionen, (siehe zwecks Überblick OKRUSCH et al., 1991). In jüngerer Zeit haben sich jedoch neue Befunde für eine Reinterpretation im Sinne eines mobilistischen, deckentekto-

nischen Modells ergeben (u.a. BEHR et al., 1982; FRANKE, 1989; VOLLBRECHT et al., 1989; OKRUSCH et al., 1989b). Das Münchberger Gneisgebiet (Abb. 1) besteht aus mehreren Deckeneinheiten und ist auf die nicht- bis anchimetamorphen Sedimente und Vulkanite der Thüringischen Fazies des Frankenwälder Paläozoikums überschoben. Die Abfolge der Deckeneinheiten ist sowohl lithostratigraphisch als auch metamorph invers zониert. Die unterste Deckeneinheit wird von den anchimetamorphen Sedimenten und Vulkaniten der Bayerischen Fazies gebildet (WURM, 1961). Die anchimetamorphen Gesteine der Bayerischen und Thüringischen Fazies sind nach biostratigraphischen Daten im höchsten Unterkarbon zwischen ca. 330 und 325 Ma deformiert worden (FRANKE, 1984). K-Ar Datierungen an Tonmineralen der anchimetamorphen Sedimente stimmen mit diesem Alter überein (AHREND et al. zitiert in FRANKE et al., 1992). Während dieses Zeitraums ist es daher wahrscheinlich zur finalen Platznahme des Münchberger Deckenstapels gekommen.

Über der Bayerischen Fazies folgt die ca. 500 m mächtige Prasinit-Phyllit Serie. Im Hangenden folgt, wie schon erwähnt, die amphibolitfazielle ca. 1000 m mächtige Randamphibolitserie (STETTNER, 1960), die fast ausschließlich aus Amphiboliten mit untergeordneten metasedimentären Einschaltungen, Kalksilikaten und Marmoren, besteht (STETTNER, 1960). Die nächsthöhere Deckeneinheit, die ebenfalls amphibolitfazielle Liegendserie, besteht im wesentlichen aus Ortho- und Paragneisen, sowie untergeordnet auch aus Metabasiten. Die höchste Deckeneinheit, die Hangendserie, besteht aus einer Wechselfolge von Amphiboliten, Hornblende-Bändergneisen, Marmoren, Kalksilikatfelsen, Paragneisen und untergeordneten Eklogiten (STETTNER, 1960). Die Eklogite konzentrieren sich hauptsächlich in der tektonischen Grenzzone zwischen Hangendserie und Liegendserie. STETTNER (1960) interpretierte sie deshalb als tektonische Schuppen. Da die schlechten Aufschlußverhältnisse jedoch keine eindeutige Aussage diesbezüglich zuließen, wurde 1969 eine Kernbohrung am Bergrücken des Weißenstein in Stammbach durchgeführt (Abb. 1). Anhand des Bohrkerns konnten Aussagen über die petrographisch-geochemische Beschaffenheit, die Mächtigkeit und die Verbandsverhältnisse der Eklogite mit dem Nebengestein am Weißenstein gemacht werden. So berichteten MATTHES et al. (1974), daß die Eklogite konkordante, z.T. nur zentimeter-mächtige Lagen und Linsen in den Metasedimenten (Paragneise) der Hangendserie darstellen und somit in situ gebildet worden sind (Abb. 2). Demnach sollten die begleitenden Metasedimente zusammen mit den Eklogiten eine frühe Hochdruckmetamorphose erfahren haben. Das dies der Fall ist, belegten BLÜMEL (1986) und KLEMD et al. (1989, 1991) durch die Entdeckung von Hochdruckrelikten in den Metasedimenten der Hangendserie.

Das Hochdruck-Metamorphosealter der dunklen Eklogite liegt bei ungefähr 390 Ma, was durch eine Sm-Nd und eine Rb-Sr Gesamtgesteins-Isochrone (STOSCH & LUGMAIR, 1990) und durch Ar-Ar Datierungen an 3T-Phengiten (KREUZER & SEIDEL, 1989) belegt ist. Die nachfolgende amphibolitfazielle Metamorphose der Eklogite und ihre Nebengesteine wurden durch zahlreiche Arbeiten auf etwa 380 Ma datiert (e.g. SCHÜSSLER et al., 1986; KREUZER et al., 1989; KREUZER & SEIDEL, 1989; STOSCH & LUGMAIR, 1990).

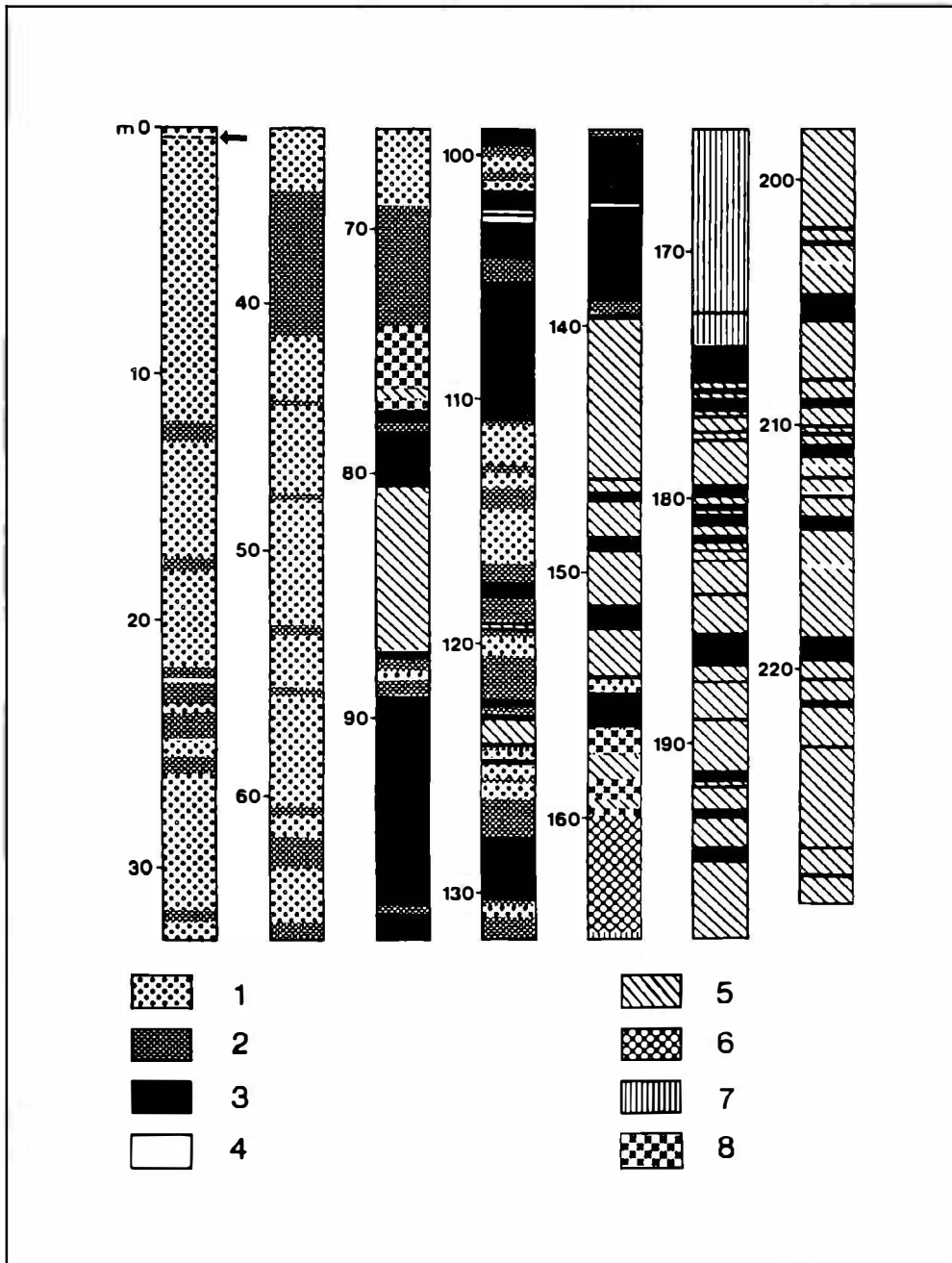


Abb. 2: Vereinfachtes Bohrprofil durch die Eklogite und Metasedimente (nach MATTHES et al., 1974). 1 = Eklogite; 2 = Eklogite mit mehr als 50 prozentiger Überprägung; 3 = Amphibolite; 4 = Pegmatite; 5 = Gneis (gn); 6 = Gneis (Ksgn); 7 Gneiss (kgn); 8 = Lamprophyr; Abkürzungen siehe Text.

Petrographie der Metasedimente

Die Metasedimente wurden ausschließlich aus der Weißenstein-Bohrung untersucht (Abb. 2).

Chlorit-Muskovit-Plagioklas Gneise (pc) stehen im Bohrprofil zwischen 76,5 - 77 m und 80,6 - 83,8 m an (siehe Profil in MATTHES et al., 1974 und Abb. 2). Der Mineralbestand dieser Gneise besteht aus folgenden Hauptgemengteilen: Quarz-Plagioklas-Kalifeldspat-Hellglimmer-Chlorit-Klinozoisit. Als Akzessorien treten Titanit, Apatit, Zirkon und Ilmenit auf.

Gebänderte Granat-Biotit-Muskovit-Plagioklas Gneise (gn) stehen im streifigen Wechsel mit Eklogitlagen. Gn steht im Bohrprofil zwischen 83,8 - 87,3 und 123,1 - 124 m, sowie unterhalb 140 m an (siehe Profil in MATTHES et al., 1974; und Abb. 2). Die häufige Wechsellagerung mit Eklogitlagen erlaubt eine Untersuchung der Kontaktzonen von Gneis und Eklogit. Der Mineralbestand der hier untersuchten Gneise besteht aus folgenden Hauptgemengteilen: Quarz-Plagioklas-Granat-Hellglimmer(Phengit)-Biotit ± Chlorit.

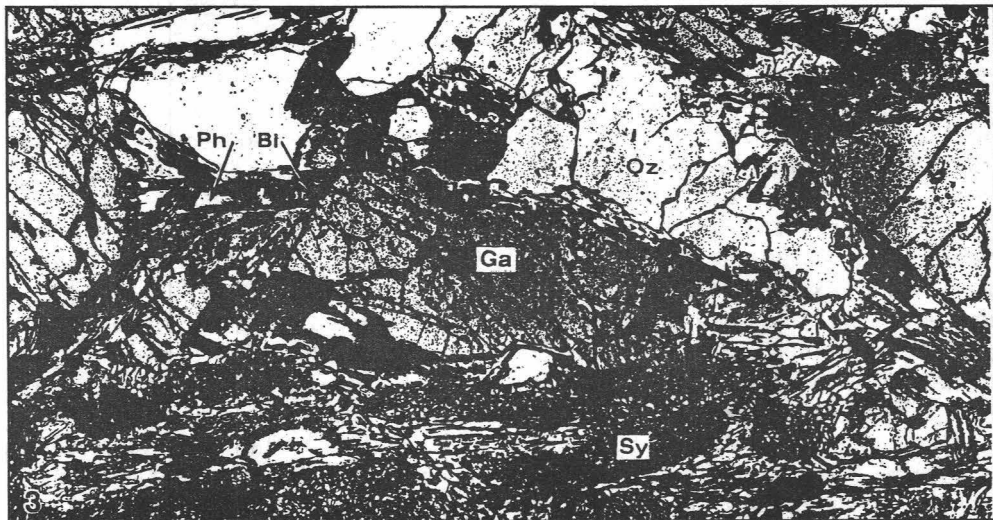


Abb. 3: Tektonisch ungestörter Kontakt zwischen Eklogit (unten) und Gneis (gn). Symplektite von Na-Augit und Plagioklas nach Omphacit (Sy). Weiterhin Granat (Ga) und Phengit (Ph), der von Biotit (Bi) und Quarz verdrängt wird. (Probe 563, 124,85 m; 50 X Vergrößerung; aus KLEMD et al., 1991).

Eines der wichtigsten Nebengemengteile sind seltene Pseudomorphosen nach Omphacit. Man beobachtet Symplektitverwachsungen von Na-Augit, Plagioklas und Quarz (Abb. 3). Weiterhin bildet der Plagioklas Verwachsungen mit wurm-

artigem Quarz und Biotitschüppchen, wie sie GRIFFIN (1987) in Hochdrucksedimenten der Western gneiss region (Norwegen) beschreibt und als Pseudomorphosen nach jadeitischem Klinopyroxen interpretiert. Rutilkörner, werden häufig von Titanit oder Ilmenit ummantelt. Subidioblastischer Klinozoisit besitzt oft einen Orthitkern. Weitere Akzessorien sind Monazit, Zirkon, Apatit und selten xenoblastischer sekundärer Calcit.

Metapelitische Gneise (kgn, ksgn) stehen im Bohrprofil zwischen 159 und 173,8 m an. Sie besitzen höhere Al-Gehalte als die gebänderten Gneise (gn), was sich in der zusätzlichen Bildung von Disthen und Staurolith auswirkt (MATTHES et al., 1974; KLEMD et al., 1991; s.u.). Weiterhin zeigen sie, bis auf eine dünne Granat-amphibolitlage bei 172,5 m, keine Wechsellagerung mit Eklogiten. Die Kontaktzonen zu den angrenzenden Gneisen (gn) bei 159 und 173,8 m sind geschert. Der Mineralbestand besteht aus folgenden Hauptgemengteilen: Quarz-Granat-Phengit-Biotit-Disthen ± Staurolith.

Als Nebengemengteile kommen vor allem Zirkon, Rutil, Apatit und Graphit vor, die zur primären Hochdruckparagenese gehören. Fibroblastischer Korund verdrängt den primären Disthen in den Al-reichen Knollen. Sehr viel jünger sind sekundäre xenoblastische Sulfide (Magnetkies, Kupferkies und Pyrit) und Calcite, die häufig auf Rissen oder unregelmäßig über das Gefüge verteilt auftreten.

Texturmerkmale

Die Metapelite (kgn, ksgn) besitzen häufig differentielle Wechsellagerungen von Quarz-Plagioklas- und Al-Silikat reichen Partien, was texturell typisch für Gneise ist. Es kann nicht mit Sicherheit gezeigt werden, ob es sich hierbei um primär sedimentologisch angelegte chemische Unterschiede oder um eine Differenzierung während der Deformation/Metamorphose handelt. Deutlich läßt sich eine ältere Schieferung erkennen, die durch die bevorzugte Einregelung vieler Minerale (s.o.) definiert wird. Die Minerallineation, die unter amphibolitfaziellen Bedingungen gebildet worden ist, entspricht L2 nach BEHR (1983) und L1 nach FRANKE et al. (1992). Teilweise ist diese Schieferung im mm-Bereich gefaltet worden. Dieses Gefüge geht oft in ein blastomylonitisches Gefüge mit einer Paralleltexur über, was auf eine starke deformative Überprägung (Scherung) während der amphibolitfaziellen Metamorphose schließen läßt. Hier liegen die Quarze mehrheitlich als Disken vor, wohingegen die Granate meistens zerbrochen sind, was auf nicht zu hohe Temperaturen schließen läßt. Diskenquarze wurden in frühen Arbeiten (e.g. BEHR et al., 1971) als eindeutiges Anzeichen für das Vorkommen von Granuliten interpretiert. Jedoch zeigen neuere Arbeiten, daß solch ein blastomylonitisches Gefüge durch eine Rekristallisation von feingescherten Gesteinen (Mylonitisierung) unter grünschiefer- bis granulitfaziellen Bedingungen hervorgerufen werden kann (e.g. PARK, 1983). Die Disthen ± Staurolith führenden Gneise sind wie die Bändergneise (gn) auch von einer pervasiven Mylonitisierung erfaßt worden, was sich in dem blastomylonitischem Gefüge beider Gesteinstypen ausdrückt. Ein späteres nachfolgendes Ereignis führte zur gelegentlichen Kleinfältelung der Hauptschieferung. Rekristallisationsmerkmale werden durch polygonale-interne

Pflastergefüge mit ausgeprägten Tripelpunkten der Quarze und Plagioklase und durch Polygonisierungseffekte an den Schichtsilikaten deutlich. Die Kontakte zu den eklogitogenen Nebengestein zeigen sowohl Anzeichen für die beschriebene Scherungstektonik (Abb. 12 in MATTHES et al., 1974), als auch nicht-tektonische, stark rekristallisierte kontinuierliche Übergänge (Abb. 3; siehe auch Abb. 5 und 6 in MATTHES et al., 1974). Die nicht von der Scherungstektonik erfaßten Kontakte stellen primär angelegte Wechsellagerungen von eklogitogenen Lagen und Sedimenten dar, was schon 1974 von MATTHES et al. (1974) erkannt worden ist.

Mineralchemie der Gneise

Die Mineralchemie der verschiedenen Gneise ist untereinander sehr ähnlich und soll daher hier gemeinsam diskutiert werden. Repräsentative Mineralanalysen sowie Details der Formelberechnung sind in KLEMD et al., (1991) und KLEMD (1993) aufgeführt. Abkürzungen von Mineralen erfolgen, wenn nicht anders vermerkt nach KRETZ (1983).

Granat

Die Granate der Metasedimente sind Almandin-betont (54 - 76 Mol.%) mit einer Pyrop-Komponente zwischen 17 und 39 Mol.%. Die Spessartin- und Andradit-Komponente ist immer kleiner als 5 Mol.%, während die Grossular-Komponente, je nach dem Ca-Gehalt des Gesamtgesteins, zwischen 0 und 17 Mol.% schwankt. Auch BROWN & FORBES (1986) und LAPPIN & SMITH (1978) beschrieben hochdruckfazielle Granate mit ähnlich-geringen Ca-Gehalt, was auch sie auf den niedrigen Ca-Gesamtchemismus der Gesteine zurückführen. Ausnahmen bilden hier allerdings die Granate der Proben 563 und 785 (beide gn), die hohe Grossulargehalte zwischen 20 und 32 Mol.% besitzen. Hierbei muß erwähnt werden, daß die Probe 563 an Eklogit und die Probe 785 an Kalksilikatlagen angrenzen. In dem Dünnschliff der letzteren Probe ist weiterhin noch zu beobachten, daß die Granate mit zunehmendem Abstand (> 3 mm) von den Kalksilikaten Grossular-Komponenten um 5 Mol. % besitzen. Die Pyrop-Komponente der Granate schwankt zwischen 20 und 40 Mol.%, was der Pyrop-Komponente in den benachbarten Eklogiten entspricht. Die meisten Granate der Metasedimente zeigen im Gegensatz zu den Granaten aus den Eklogiten zum Rand hin abnehmende Mg/Fe-Verhältnisse, wohingegen Spessartin- und Grossular-Komponenten weitestgehend homogen sind. Seltener sind prograde Zonierungen mit zunehmenden Mg/Fe-Verhältnissen zum Rand hin zu beobachten (Abb. 4). Dies zeigt, daß die Volumendiffusion in den Granaten der Eklogite langsamer war als in den meisten benachbarten Gneisen (e.g. BOHLEN, 1987). Die Grossular-Komponente verhält sich auch hier weitestgehend homogen, nur selten ist ein leichter Anstieg zum Rand hin zu beobachten (Abb. 4).

Einige Granate zeigen relativ homogene Kerne in bezug auf ein hohes Mg/Fe-Verhältnis, zum Rand hin fallen die Mg/Fe-Verhältnisse jedoch plötzlich ab, was sich wahrscheinlich während der amphibolitfaziellen Überprägung ereignet hat. Dies ist sicherlich eine Granat-konsumierende Reaktion in Bezug auf Biotit, da der Biotit gegenüber dem Granat stets mehr Mg einbaut (e.g. YARDLEY, 1989). Granat-

relikte, die fast vollständig von Biotit \pm Disthen verdrängt worden sind, besitzen sehr geringe Mg-Gehalte zwischen 15 und 20 Mol.%. Die Granate der Proben 563 und vor allem 785 zeigen ein anderes Verhalten. In dem Schliff 785 beobachtete ich Granate im Abstand von ca. 5 mm zu den benachbarten Kalksilikaten, mit den oben beschriebenen zum Rand hin leicht abfallenden Mg/Fe-Verhältnissen. Granate, die näher an den Kalksilikaten liegen, besitzen jedoch eine typisch prograde Zonierung mit hohen Ca-Gehalten (bis zu 30 Mol.%) im Kern, analog zu den Granaten der Eklogite.

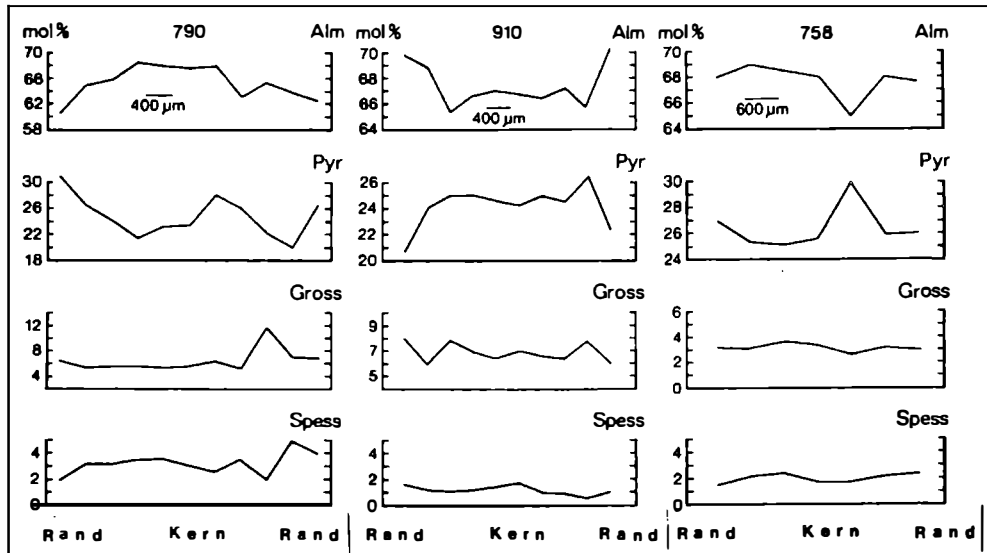


Abb. 4: Zonierungsprofile der Granate in den Proben 790 (172,85 m), 910 (196,15 m) und 758 (165,93 m). GROSS = Grossular; ALM = Almandin; SPESS = Spessartin; PYR = Pyrope (nach KLEMD et al., 1991).

Hier liegen also klar chemische Ungleichgewichte zwischen den Granatdomänen innerhalb einzelner Proben vor. In diesem Zusammenhang sei angemerkt, daß KLEMD et al. (1992a, b) anhand von Fluideinschlußuntersuchungen in diesen Gneisen starke Fluidgradienten selbst in lokalen Bereichen nachweisen konnten. Die unterschiedlichen chemischen Gradienten zwischen den Granaten können so erklärt werden, daß an der Granat-bildenden Reaktion Ca-reiche Minerale (z.B. An-reiche Plagioklase) beteiligt gewesen sein müssen, die den übrigen Metasedimenten, die nicht im unmittelbaren Kontakt zum Eklogit oder Kalksilikat-Einlagerungen stehen, nicht zur Verfügung gestanden haben. Einen metasomatischen Massentransfer (hohe Fluidaktivität) von Ca aus den Kalksilikaten in die unmittelbar benachbarten Metasedimente vor der Hochdruckmetamorphose kann allerdings nicht ausgeschaltet werden.

Während der Hochdruckmetamorphose ist so ein Prozeß jedoch nur sehr schwer vorstellbar, da die Ca-reichen Granate im Gegensatz zu weiter entfernten Ca-armen Granaten ihre prograde Zonierung beibehalten haben, was auf niedrige/unterschiedliche Fluidaktivitäten in diesen Bereichen schließen läßt. Die Granate der Probe 785 zeigen häufig einen Kern mit 30 Mol.% Grossular-Komponente, wohingegen der Randbereich der Granate nur 20 - 26 Mol.% besitzt, was einerseits auf Ungleichgewichtseinstellungen (unvollständige Volumendiffusion), andererseits auf verschiedene Stadien der Hochdruckmetamorphose hinweisen könnte. In Probe 731 sind sowohl prograde als auch retrograd zonierte Granate im cm-Bereich zu beobachten, was auch auf chemische Ungleichgewichte hindeutet. Auf unvollständige Volumendiffusion deuten auch Inkonsistenzen in den Profilen nahe an Phengit- und Biotiteinschlüssen, was auf einen Fe- und Mg-Austausch zwischen Granat und Glimmern während des retrograden Prozesses zurückzuführen ist (TRACY, 1982).

Klinopyroxen

In den Gneisen wurde Klinopyroxen nur in der Probe 563 beobachtet. Hier bildet er, zusammen mit Oligoklas und Quarz, Symplektit-Pseudomorphosen nach Omphacit aus. In anderen Gneisen (e.g. 711) beinhalten die Pseudomorphosen nach Omphacit nur noch unregelmäßige Verwachsungen von Oligoklas und myrmekeitartigen Quarz, die von Biotit durchsetzt sind. Die Klinopyroxene sind Na-Augite nach der Klassifikation von ESSENE & FYFE (1963).

Hellglimmer

Bei den hier untersuchten Hellglimmern handelt es sich fast ausnahmslos um Phengite. Der Si-Gehalt der Phengite reagiert auf Druckänderungen während der Metamorphose (e.g. MASSONNE & SCHREYER, 1987) infolge des Austausches



Während der Si-Gehalt mit zunehmendem Metamorphosegrad steigt, fällt das Na/(Na+K)-Verhältnis (GUIDOTTI, 1984).

Die hier untersuchten textuell unterschiedlichen Phengite der Metasedimente zeigen einen unterschiedlichen Chemismus in Bezug auf den Si-Gehalt und das Na/(Na+K)Verhältnis. Die textuell unterschiedlichen Phengite besitzen auch unterschiedliche Al/Si-Gehalte. Drei von der Zusammensetzung her unterschiedliche Gruppen können unterschieden werden (KLEMD et al., 1991): Die erste Gruppe mit den höchsten Si-Gehalten von 3,35 bis 3,45 p.f.u. repräsentiert die Hochdruckmetamorphose und wurde nur in Phengiten gefunden, die entweder als Einschlüsse in Granat oder als Kerne von grobkörnigen Porphyroblasten vorkommen. Besonders in stark amphibolitfaziel, re-equilibrierten Proben findet sich die zweite Gruppe der Phengite mit 3,2 bis 3,3 p.f.u. wieder. Die dritte Gruppe spiegelt mit Si-Gehalten zwischen 3,0 und 3,15 p.f.u. grünschieferfazielle Bedingungen wieder. Einige dieser Hellglimmer besitzen also keine phengitische Substitution und sind daher als Muskovite zu klassifizieren. Sie bilden entweder

Serizit-Verwachsungen nach primären Phengit oder kommen als mittelkörnige Schuppen in stark re-equilbrierten Proben vor. Diese Klassifizierung der Hellglimmer wird durch das $(\text{Na}/(\text{Na} + \text{Al}))/\text{Si}_{\text{tot}}$ -Diagramm (Abb. 5) unterstützt. In diesem Diagramm finden wir dieselbe Klassifikation der textuell verschiedenen Gruppen wieder. Die Gruppe mit dem höchsten Si-Gehalt zeigt die niedrigsten $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ -Verhältnisse und umgekehrt. Wie schon oben erwähnt, sind die Phengite farblose, mit Ausnahme von Phengiten der Probe 910, die einen gelblichen Pleochroismus aufweisen (s.o.). Diese Phengite besitzen einen sehr hohen Fe-Gehalt zwischen 0,4 und 0,7 Fe_{tot} p.f.u., der in den anderen Phengiten nicht beobachtet worden ist.

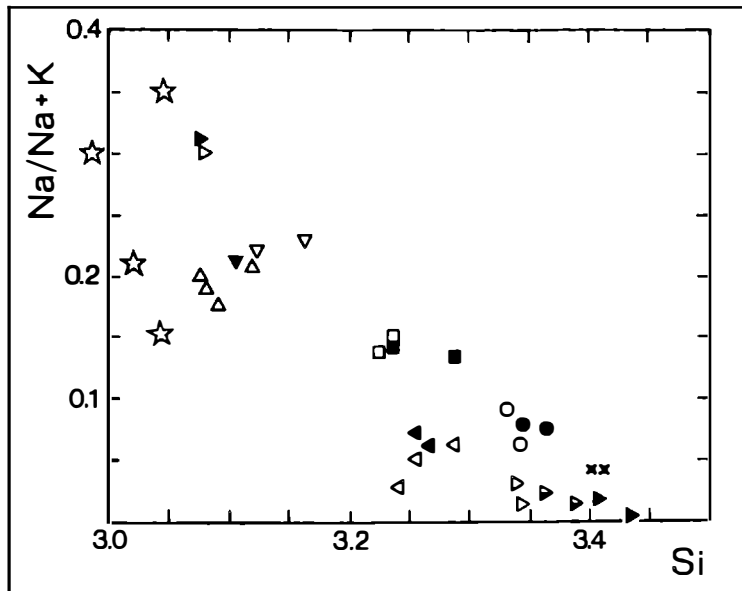


Abb. 5: $(\text{Na}/(\text{Na} + \text{K}))/\text{Si}_{\text{tot}}$ -Korrelationsdiagramm der Hellglimmer (Geschlossene Symbole = Kernzusammensetzung; offene Symbole = Randzusammensetzung; Kreuze und Dreiecke = Einschlüsse in Granat; halbgefüllte Dreiecke = reliktsche Phengite; Sterne = Muskowit, der Phengit verdrängt).

Biotit

Sämtliche textuell verschiedenen Generationen der Biotite zeigen keine Zonierung und nur wenige chemische Unterschiede auf. Zur Darstellung von evtl. chemischen Unterschieden wurde das Siderophyllit-Eastonit-Annit-Phlogopit-Diagramm der "idealen Biotit-Ebene" von GUIDOTTI (1984) herangezogen. Die meisten Biotite

besitzen eine Al^{VI} -Konzentration von 0,2 bis 0,45 und ein $X(Mg)$ von 0,42 bis 0,62 (Abb. 6).

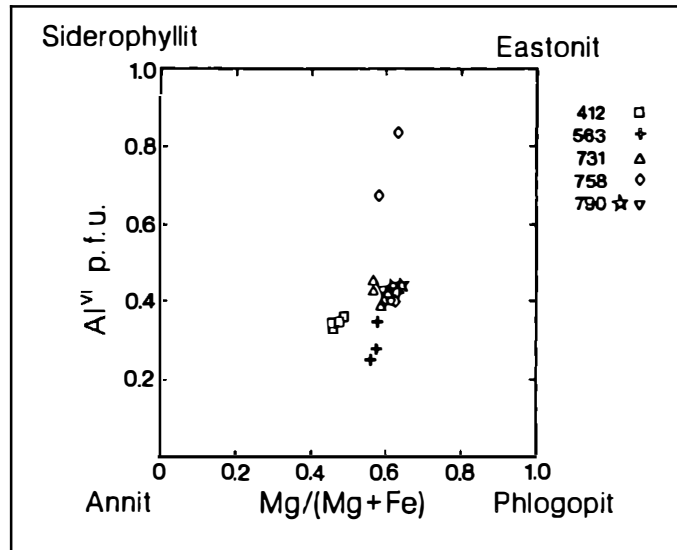


Abb. 6: Chemische Zusammensetzung der Biotite in der "idealen Biotit-Ebene" von GUIDOTTI (1984).

Die texturell primär erscheinenden Biotite besitzen höhere Al^{IV} -Konzentrationen, die zwischen 0,68 und 0,83 schwanken. Nach GUIDOTTI (1984) sollen Biotite aus typischen Muskovit-führenden, amphibolitfaziellen Metapeliten Al^{IV} -Konzentrationen zwischen 0,7 und 1,0 p.f.u.- und ein $X(Mg)$ von 0,3 bis 1,0 aufweisen. Jedoch zeigen die Biotite, die durch den Zusammenbruch von Phengit und/oder Granat entstanden sind, sowie auch einige texturell primäre Biotite, klar niedrigere Al^{IV} -Werte unter 0,7 (Abb. 6). Dies könnte Ungleichgewichte zwischen amphibolitfaziellen Phengiten und Biotiten andeuten und ist für die Thermobarometrie von großer Wichtigkeit.

Staurolith

Die Staurolithe sind leicht zoniert, wobei die Kerne Anreicherungen von Fe und Zn zeigen, während die Ränder Anreicherungen von Mg aufweisen. Nach THOMPSON (1976) ist dies ein Hinweis auf eine prograde Temperaturentwicklung, während einer amphibolitfaziellen Metamorphose. Das $Mg/(Mg + Fe)$ -Verhältnis schwankt zwischen 0,2 und 0,24 p.f.u.- und liegt daher im Bereich von Mitteldruckamphibolit-faziellen Staurolithen (z.B. HOLDAWAY et al., 1986). Der Zn-Gehalt ist etwas höher als der von amphibolitfaziellen Staurolithen, jedoch nicht hoch genug, um das Stabilitätsfeld zu vergrößern (e.g. SPEAR & FRANZ, 1986).

Plagioklas

Neben Na, Ca, K, Al, und Si wurde nur noch Fe in signifikanten Mengen (0,02 bis 0,22 Gew.% FeO) ermittelt. Fe^{2+} wurde der Tetraederposition zugeordnet, auf eine Fe^{3+} -Abschätzung wurde verzichtet. Alle Plagioklase wurden auf einen möglichen Zonarbau hin untersucht. Hierbei wurden häufig auch semiquantitative Scans an den Plagioklasen durchgeführt. Dieses Verfahren ermöglicht eine relativ schnelle Abschätzung über mögliche unterschiedliche Zonierungsprofile innerhalb eines Schliffes. Die Plagioklase zeigen einen oft nur schwach ausgebildeten normalen Zonarbau, wobei der An-Gehalt des Kerns zwischen 14 und 30 Mol.%, der des Randes zwischen 12 und 25 Mol.% variiert. Der Plagioklas in den symplektitischen Pseudomorphosen nach Omphacit besitzt einen An-Gehalt zwischen 14,3 und 15,5 Mol.%, während der An-Gehalt des Plagioklases, der beim Zusammenbruch des Phengits entsteht, zwischen 14 und 20 Mol.% schwankt. Nur selten wird der Plagioklas von einem Ab-reicherem ($\text{An} = 4,15$) Plagioklas verdrängt. Jedoch enthalten die Proben, die unterhalb der amphibolitfaziellen Metamorphose re-equilibrierten (Probe 388) einen Plagioklas mit einem An-Gehalt zwischen 3 und 9 Mol.%. Diese Plagioklase sind nur leicht zoniert, zeigen jedoch einen inversen Zonarbau. Der Orthoklas-Gehalt bei fast allen Plagioklasen liegt unter 1 Mol.%. Bei Plagioklasen die durch den Phengit-Zerfall entstehen, wird dieser Wert jedoch überschritten.

Chlorit

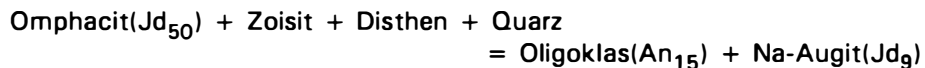
Primärer Chlorit konnte nur in Probe 388 nachgewiesen werden. Die anderen Chlorite sind Alterationsprodukte von Phengit, Biotit und Staurolith. Die Al^{IV} -Werte der meisten Chlorite schwanken zwischen 2,2 und 2,8 Mol.%, während die $\text{X}(\text{Mg})$ -Werte zwischen 0,04 und 0,48 p.f.u. schwanken. Diese Chlorite fallen in das Rhipidolitfeld nach HEY's (1954) Klassifikation. Die Chlorite der Probe 412 verdrängen Phengit und zeigen höhere $\text{X}(\text{Mg})$ -Werte, die zwischen 0,53 und 0,54 p.f.u. schwanken. Extrem niedrige $\text{X}(\text{Mg})$ -Werte mit relativ geringen Al^{IV} -Werten (1,8 bis 2,0 p.f.u.) zeigen die sekundäre Chlorite der Probe 910. In demselben Schliff finden sich jedoch auch Chlorite mit rhipidolitischer Zusammensetzung, was klar ein chemisches Ungleichgewicht zwischen den beiden Chlorittypen anzeigt. Ein Weg, das Gleichgewicht wieder herzustellen, wäre ein interkristalliner Fe-Mg Austausch zwischen den Chloriten oder ein Kationenaustausch mit der fluiden Phase, was eine intrakristalline Diffusion voraussetzt. Intra- und interkristalline Diffusionsprozesse sind jedoch offensichtlich viel langsamer als der Heraushebungsprozess der Gesteine.

Metamorphosebedingungen der Gneise

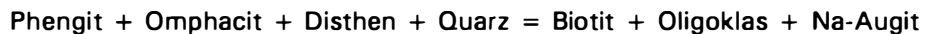
Hochdruckrelikte und Abbaureaktionen

Die mit den Eklogiten wechsellagernden Gneise zeigen, wie schon beschrieben, trotz Deformation und Anwesenheit einer fluiden Phase Relikte einer frühen eklogitfaziellen Metamorphose (KLEMD et al., 1991):

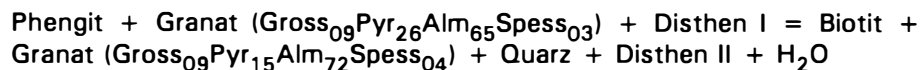
1. Die Gneise besitzen Phengitrelikte und Phengiteinschlüsse in Granat mit bis zu 3,45 Si p.f.u.; niedriggradige Phengite in diesen Gesteinen haben weit geringere Si-Gehalte bis zu 3,0 p.f.u.. Phengit wird normalerweise von Biotit und Plagioklas und Muskovit verdrängt.
2. Weiterhin besitzen die Gneise Symplektit-Pseudomorphosen von Na-Augit (9 Mol.% Jadeit-Komponente) und Oligoklas nach Omphacit, sowie Symplektit-artige Verwachsungen von Oligoklas, Quarz und Biotit. Ähnliche Symplektitbildungen wurden von GRIFFIN (1987) beschrieben. KLEMD et al. (1991) formulierten folgende theoretische Omphacit-Abbaureaktion, bei der allerdings Zoisit und Disthen nicht mehr beobachtet worden sind:



Die oft enge texturelle Assoziation von Oligoklas, Biotit und Phengit deuten allerdings eher auf die Reaktion:



3. Die Gneise besitzen hochdruckfazielle Reliktgranate und Granatkerne mit einer Pyropkomponente von 40 Mol.% analog der Pyropkomponente der Granate der benachbarten Eklogite, obwohl das Fe/Mg-Verhältnis der Metasedimente nur halb so groß ist wie das der Eklogite. Während der amphibolitfaziellen Überprägung wurden folgende Abbaureaktionen beobachtet:



Eine ähnliche retrograde Abbaureaktion unter Bildung von Phlogopit anstatt des Biotits, wurde von CHOPIN (1984) an Pyrop-reichen Granaten der ultrahochdruckfaziellen Pyropquarzite des Dora Maira Massivs (West-Alpen) beobachtet. Diese Reaktion ist in einem AFM-Diagramm (Abb. 7) veranschaulicht. Hierbei erscheint die Gibbsche Phasenregel für die Mineralparagenese der amphibolitfazielle Überprägung unter divarianten Bedingungen verletzt zu sein, da neben Granat-Biotit-Disthen noch Staurolith als vierte Phase auftaucht. Diese 4-Phasen Paragenese ist in Anwesenheit einer reinen, wässrigen fluiden Phase univariant. Es gibt drei Möglichkeiten, dieses Auftreten von vier stabilen Phasen zu erläutern (GIARAMITA & DAY, 1991):

1. Die Gleichgewichtsbeziehungen der vier Phasen untereinander sind gestört;
2. Extrakomponenten, die nicht im KFMASH-System repräsentiert sind, ermöglichen die Stabilität einer Extraphase;
3. Ein Reaktionsverhältnis besteht zwischen den einzelnen Phasen.

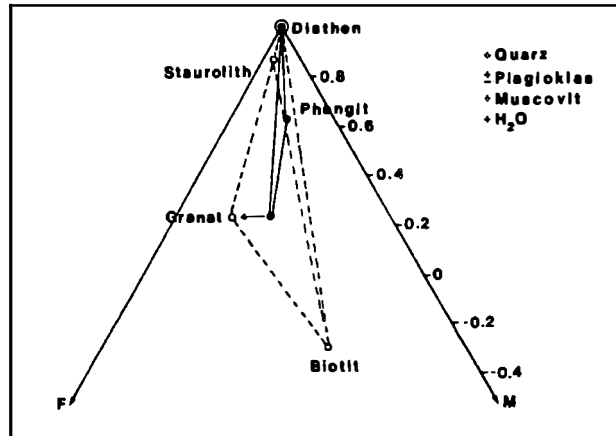


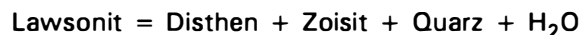
Abb. 7: AFM-Projektion mit der Darstellung der Abbaureaktion von Pyrop-reichem Granat in Probe 731. Geschlossene Kreise und durchgezogene Linien = eklogitfazielle Bedingungen; Offene Kreise und gestrichelte Linien = amphibolitfazielle Bedingungen.

Eine Verdrängung bzw. ein Reaktionsverhältnis der vier Minerale untereinander ist zumindest optisch nicht zu beobachten. Daher werden die beiden ersten Möglichkeiten favorisiert. Die erste Möglichkeit wird durch fehlende Gleichgewichtseinstellung, zwischen Biotit und Granat, unterstützt, Dies wird deutlich bei der Anwendung des Granat-Biotit-Thermometers (siehe unten). Aber auch die zweite Möglichkeit muß berücksichtigt werden, da Granat mit Ca und Mn und Staurolith mit ZnO zusätzliche Komponenten enthalten, die nicht durch das KFMASH-System repräsentiert werden.

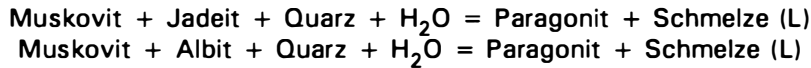
Die AFM-Projektion wurde mit theoretischem Muskovit als Projektionspunkt konstruiert (Abb. 7). Daher ist die Darstellung von Phengit in der eklogitfaziellen Paragenese nicht ganz unkritisch. Jedoch handelt es sich hier um Phengite mit einer relativ hohen Tschermakit-Substitution und die Verdrängungsreaktion wird anschaulich vom AFM-Diagramm beschrieben.

P-T Abschätzung der eklogitfaziellen Metamorphose der Gneise

Viele der Gneise besitzen neben Granat und Phengit auch Disthen, Quarz, und Zoisit, jedoch wurde Lawsonit nicht beobachtet. Daher ergibt die Anwendung dieser univarianten Gleichgewichtskurve Minimumtemperaturen von 490° C bei 15 Kbar und 600° C bei 25 Kbar (Abb. 8):



unter der Voraussetzung, daß $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ ist, daher $P_{\text{tot}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ (CHATTERJEE et al., 1984; Kurve 8). Sollte $a_{\text{H}_2\text{O}} < 1$ sein, würde die Kurve geringere Temperaturen anzeigen. Die Abwesenheit von migmatitischen Texturen in den Metasedimenten erlaubt die Bestimmung der Maximumtemperaturen durch die Anwendung der Schmelzkurven (Abb. 8):



Diese beiden Schmelzkurven (Kurven 9 und 10 in Abb. 8) sind allerdings nicht experimentell ermittelt worden, sondern anhand von thermodynamischen Datensätzen errechnet worden (THOMPSON & ALGOR, 1977; THOMPSON & TRACY, 1979). Bei $a_{\text{H}_2\text{O}} < 1$ ergeben sich jedoch höhere Minimumtemperaturen. Weiterhin wurde versucht, das von der H_2O -Aktivität unabhängige Granat-Phengit-Thermometer (GREEN & HELLMAN, 1982) anzuwenden. Dieses Geothermometer beruht auf dem Fe^{2+}/Mg -Austausch-Gleichgewicht zwischen Granat und Phengit. Obwohl relativ viele Phengiteinschlüsse im Granat mit der Mikrosonde untersucht worden sind, wurden nur die Phengite mit hohen Si-Gehalten (> 6.6 p.f.u.) in prograd zonierten Granaten mit hohen Pyropgehalten (> 30 Mol.%) zur Thermometrie herangezogen, um damit einen möglichen Fe^{2+}/Mg -Austausch während der Heraushebung weitestgehend auszuschließen. Die mg-Werte ($100 * \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$) der untersuchten Proben zeigen Werte zwischen 40 und 50 und liegen damit in der Kalibrierung für pelitische Schiefer. Daher wurde die Temperaturberechnung durch die Gleichung

$$T \text{ (}^\circ\text{K)} = 5680 + 0,036(\text{bar})/\ln k_D + 4,48$$

vollzogen. Die berechneten K_D -Werte von vier Mineralpaaren schwanken zwischen 5,39 und 6,53, was auf Temperaturen zwischen 670 und 690° C bei 15 Kbar und zwischen 690 und 720° C bei 20 Kbar schließen läßt, vorausgesetzt, daß alles Fe als Fe^{2+} im Granat und Phengit vorkommt. Dies ist jedoch höchst unwahrscheinlich. Bei Anwendung des Verfahrens $\text{Fe}^{2+} - \text{Si} - 6 - \text{Mg} - \text{Ti}$ von SCHLIESTEDT (1986), das auf der Summe von 12 Kationen ohne K, Na, Ba und Ca basiert, ergeben sich mit diesen neu ermittelten Fe^{2+} -Werten K_D -Werte zwischen 9,15 und 12,13. Daraus ergeben sich Temperaturen zwischen 620 und 660° C bei 15 Kbar und zwischen 640 und 680° C bei 20 Kbar. Eine genaue Druck-Abschätzung der Hochdruckmetamorphose ist mit den Mineralrelikten nicht möglich.

Metamorphosebedingungen der amphibolitfaziellen Überprägung

Die amphibolitfazielle Überprägung drückt sich in allen Gesteinsarten mit Ausnahme der low-stress Gebiete durch eine dominante mylonitische Schieferung (S_2) aus. Während der D_2 -Deformation, die regional in der gesamten Münchberger Gneissmasse agierte (BEHR, 1983; FRANKE et al., 1992) wurden die hochdruckfaziellen Mineralparagenesen durch amphibolitfazielle überprägt. Diese Merkmale weisen auf ein eigenständiges tektonisch-metamorphes Ereignis hin.

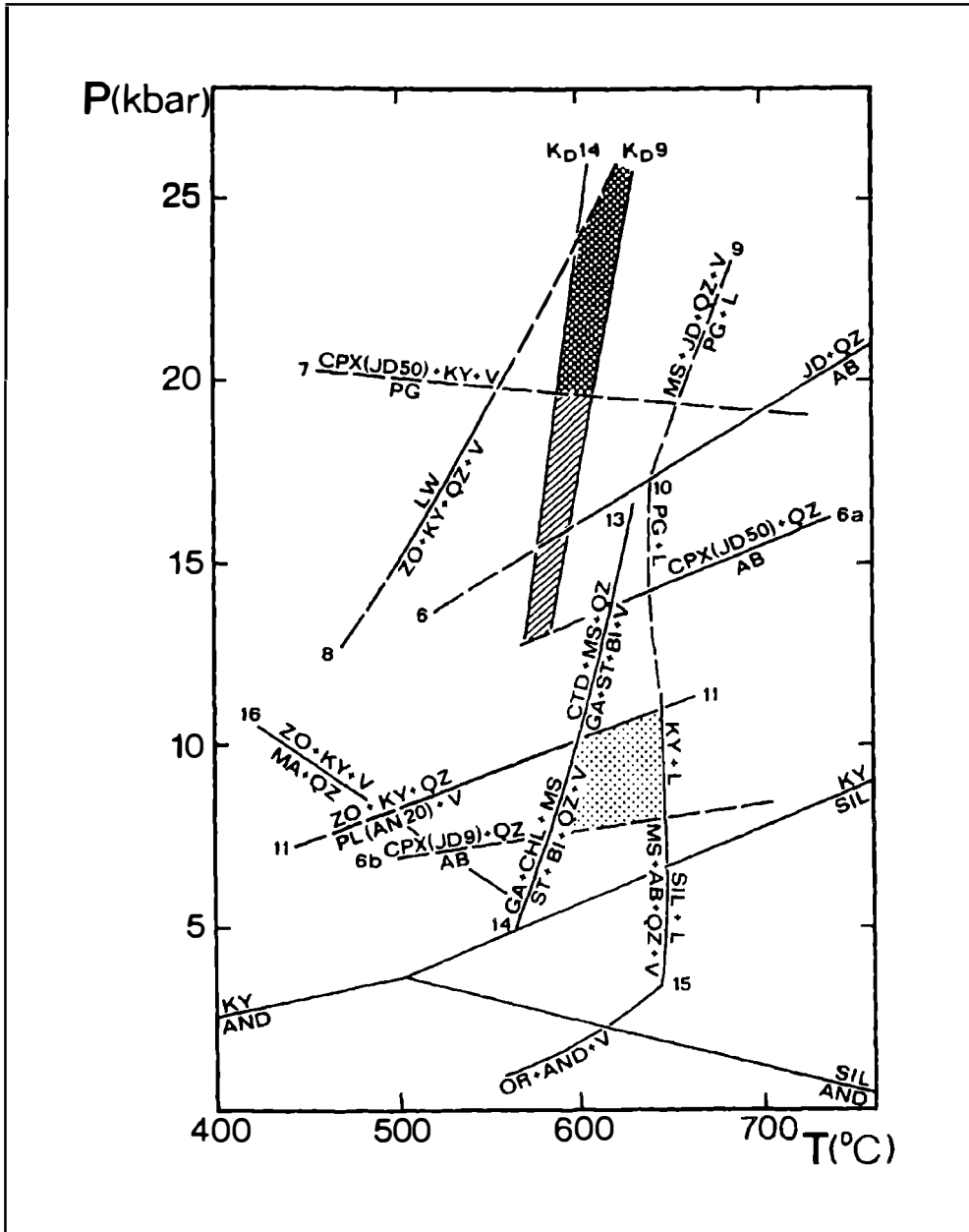
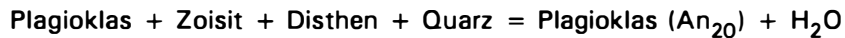


Abb. 8: P-T-Diagramm für die Metamorphose-Entwicklung der Eklogite (nach KLEMD, 1989) und Gneise in der Münchberger Gneissmasse. Kreuzschraffiertes Feld = hohe H_2O -Aktivität, schrägstraffiertes Feld = niedrige H_2O -Aktivität der hochdruckfaziellen Metamorphose. Punktiertes Feld = P-T-Bedingungen der amphibolitfaziellen Überprägung. (7 - HOLLAND, 1979a; 6 und 6a - GASPARIK, 1985; weitere Reaktionen und Abkürzungen siehe Text).

Im folgenden wird nun versucht, dieses Ereignis anhand von P-T-Abschätzungen zu charakterisieren. Während der amphibolitfaziellen Überprägung ist die Wasseraktivität sehr hoch gewesen, was sich durch starke Abbaureaktionen der primären Hochdruckphasen der Eklogite im Kontakt mit den Gneisen ausdrückt. Die hierzu benötigte wässrige fluide Phase stammt aus den unten aufgeführten Entwässerungsreaktionen in den Gneisen. Diese Beobachtungen wurden durch Fluideinschluß-Untersuchungen an Eklogiten und Metasedimenten unterstützt. Als erstes sollen die P-T-Bedingungen anhand von experimentell bestimmten und thermodynamisch berechneten kontinuierlichen und diskontinuierlichen Transferreaktionen eingengt werden (Abb. 8). Daraufhin wird anhand von Austauschreaktionen versucht, diese Ergebnisse zu präzisieren und zu überprüfen (KLEMD et al., 1991; KLEMD 1993).

Während der Heraushebung wurde die obere Stabilitätskurve von Oligoklas (An_{20}) durchkreuzt, daher liegen die Drucke während der amphibolitfaziellen Überprägung bei Abwesenheit von Plagioklas ($An_{>20}$) + Disthen + Zoisit unterhalb des divarianten Gleichgewichtes (Abb. 81 Kurve 11):



das von GOLDSMITH (1982) experimentell bestimmt worden ist. Die Entwässerungsreaktion zeigt bei 500° C einen max. Druck von 8,5 Kbar und bei 600° C einen max. Druck von 10,5 Kbar. Minimumdrucke liegen bei ca. 6 Kbar bei 610° C, wie die untere Stabilitätsgrenze von Disthen anzeigt (HOLDAWAY, 1971). Eine weitere Druckabschätzung von etwa 8 Kbar bei 600° C ergibt sich anhand des Jadeitgehaltes (bis zu 9 Mol.%) des symplektitischen Na-Augites, der eng mit Oligoklas ($An_{\leq 15}$) und Quarz verwachsen ist (Kurve 6b). Hierbei handelt es sich um eine Gleichgewichtsabschätzung, vorausgesetzt, daß sich die drei Mineralphasen im thermodynamischen Gleichgewicht befinden (HOLLAND, 1980).

Die Temperatur der amphibolitfaziellen Überprägung liegt im Stabilitätsfeld von Phengit + Biotit + Granat ± Aluminosilikat ± Staurolith mit den Überschußphasen Oligoklas, Quarz und H₂O. Das A'KF-Diagramm (Abb. 9) verdeutlicht diese Phasenbeziehung in den Disthen ± Staurolith-führenden Gneisen.

Der Gesamtchemismus der Gneise fällt in das 3-Phasenfeld Disthen-Biotit-Staurolith, wobei alle Analysen sehr nahe beim Biotit liegen, was auf eine relative Al-Armut deutet (Abb. 9). Aufgrund dieser Al-Armut kommt es nur selten zur Ausbildung von Disthen und Staurolith neben Granat und Phengit. Die Konodenüberschneidungen wiesen möglicherweise auf Ungleichgewichtszustände hin. Weiterhin liegen hier fünf Phasen nebeneinander vor:



Nach der Gibbschen Phasenregel sollten solche invarianten Paragenesen in der Natur nicht vorkommen. Neben möglichen Ungleichgewichten zwischen einzelnen Mineralen, sind sicherlich auch noch Extrakomponenten, die nicht durch das A'KF-Diagramm dargestellt werden (z.B. ZnO im Staurolith) für die Stabilität von

Extraphasen verantwortlich, wie das schon bei der Diskussion um das AFM-Diagramm gezeigt wurde. Durch das A'KF-Diagramm (Abb. 9) wird auch die Abwesenheit von Disthen-Staurolith ± Granat in einigen der Gneise (gn) gut dargestellt. Alle Analysen der gn-Gneise besitzen Al-Werte < 10 % (nicht eingezeichnet), daher sind die Al-Gehalte zu gering, um neben Phengit-Granat-Biotit noch Disthen und Staurolith zu stabilisieren. Mögliche Ungleichgewichtsbeziehungen sind also für die P-T-Abschätzung zu berücksichtigen.

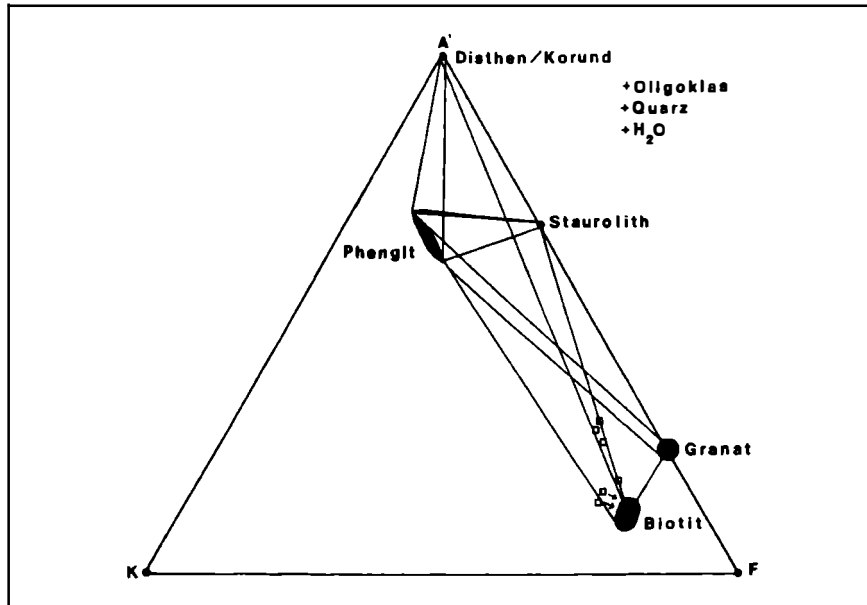


Abb. 9: Phasenbeziehungen der Disthen-Staurolith führenden Gneise im A'KF-Diagramm (Probe 731). Quadrate - Gesamtgesteinsanalysen.

Eine gute maximale Temperaturabschätzung von ca. 650° C bei Drucken zwischen 3,5 und 11,5 Kbar ergibt sich bei Abwesenheit von Schmelztexturen durch die von STORRE (1973) experimentell bestimmte Schmelzkurve (Abb. 8, Kurve 15):

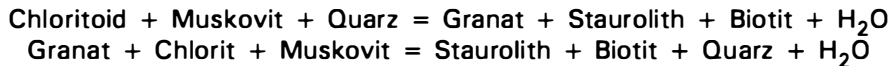
Muskovit + Albit + Quarz + H₂O - Disthen/Sillimanit + Schmelze

Diese Temperaturabschätzung wird durch die retrograde Zonierung der Granate unterstützt, da bei Temperaturen > 650° C eine Homogenisierung der Granatzonierung eintritt (e.g. SPEAR, 1989). Eine genauere P-T-Abschätzung ergibt die Zusammensetzung der Granatränder. Aus dem Verlauf der Fe/(Fe + Mg)-Isoplethen läßt sich in dem petrogenetischen Netz von SPEAR & CHENEY (1989) für die Randzusammensetzung des Almandin-reichsten Granats ($X_{Alm} = 0,74$) eine

Temperatur zwischen 600 und 660° C bei Drucken zwischen 7 und 10 Kbar abschätzen. Die Stabilität von Staurolith neben Biotit und Quarz bei fehlender Gleichgewichtseinstellung mit Chlorit läßt auf Minimumtemperaturen von 560° C bei 6 Kbar und 580° C bei 8 Kbar schließen, wenn die experimentell bestimmte Reaktion:



von HOSCHEK (1967) angewendet wird. Ähnliche Minimumtemperaturen von 585° C bei 8 Kbar und 605° C bei 10 Kbar ergeben bei der Instabilität von Chlorit und Chloritoid nach der von SPEAR & CHENEY (1989) errechneten Staurolith-Stabilitätsreaktionen (Abb. 8, Kurven 13 und 14):



Diese P-T-Abschätzungen mit Hilfe des petrogenetischen Netzes von SPEAR & CHENEY (1989) stimmen gut mit den durch experimentell bestimmten Gleichgewichtskurven ermittelten P-T-Werten überein. Trotzdem sollte die Anwendung des petrogenetischen Netzes von SPEAR & CHENEY (1989) nicht unkritisch gesehen werden: erstens wurde das petrogenetische Netz für das KFMASH-System berechnet, jedoch werden in diesem System viele Elemente in einzelnen Mineralen wie Ca und Mn in Granat, Ti und Na in Biotit und Zn im Staurolith nicht berücksichtigt. Das kann sowohl die Granat-Isoplethen als auch die Gleichgewichtskurven verschieben. Weiterhin stehen einige der Minerale häufig nicht im Gleichgewicht (s.u.). Ein weiterer Kritikpunkt an dem petrogenetischen Netz von SPEAR & CHENEY (1989) ist die nach POWELL & HOLLAND (1990) unzulässige Behandlung der Tschermakit-Substitution in den Mischkristallen. Unter der Berücksichtigung dieser Kritikpunkte ergeben sich die P-T-Bedingungen der amphibolitfaziellen Überprägung zwischen 6 und 10 Kbar bei Temperaturen zwischen 580 und 650° C. Diese P-T-Abschätzung stimmt gut mit der von FRANZ et al. (1986) überein, die Drucke zwischen 8 und 12 Kbar bei Temperaturen um 600° C ermittelten. Dies ist ein relativ großer P-T-Bereich, der durch Kationenaustausch-Reaktionen und reine Transfer-Reaktionen, die als Geothermometer bzw. als Geobarometer kalibriert worden sind, eingengt werden soll. Hierfür wurden fünf Proben aus dem Weißenstein-Bohrkern mit sehr ähnlichem Gesteinschemismus ausgewählt (KLEMD 1993).

Das Granat-Biotit Thermometer beruht auf dem Fe/Mg-Austausch zwischen koexistierendem Granat und Biotit und wurde von zahlreichen Bearbeitern als Thermometer kalibriert (siehe Übersicht und kritische Diskussion bei CHIPERA & PERKINS, 1988).

Wenn im folgenden Granat-Biotit Temperatur Abschätzungen zitiert werden, so handelt es sich um die nach der Methode von PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983) und HODGES & SPEAR (1982) berechneten, da sie von allen Methoden, die innerhalb einer Probe geringste Schwankungsbreite zeigen und weil das von HODGES & SPEAR (1982) benutzte nicht-ideale Mischungsmodell, von Granat allgemein

akzeptiert ist (e.g. HOISCH, 1990). Der geschätzte Fehler beträgt $\pm 50^\circ \text{ C}$ (HODGES & SPEAR, 1982).

Bei der Auswahl der zu analysierenden Minerale wurden nur retrograd zonierte Granate im Kontakt mit Biotit herangezogen. Matrix-Biotite wurden aufgrund der Unsicherheit von Gleichgewichtseinstellungen normalerweise nicht verwendet. Jedoch wurden in zwei der Proben (758, 412) zum Vergleich Temperaturabschätzungen von Granaten und Matrix-Biotiten unternommen. Die so ermittelten Temperaturen unterscheiden sich nicht von denen, die anhand von sich berührenden Granat-Biotit Paragenesen gemacht worden sind. Der Granat besitzt meist noch einen eklogitfaziellen Kern (siehe Zonierungsprofile in Abb. 5), während der Biotit unzoniert ist. Die ermittelten Temperaturen schwanken nach HODGES & SPEAR (1982) zwischen 500 und 1200° C und nach PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983) zwischen 550 und 840° C . Weiterhin wurde das empirisch kalibrierte Muskovit-Biotit-Geothermometer von HOISCH (1989) angewandt (KLEMD, 1993). Nur zwei der Proben (731 und 790) besitzen Muskovite und Biotite, die die Kalibrations-Voraussetzungen von HOISCH (1989) erfüllen. Für sie ergaben sich anhand von Randanalysen bei 8 Kbar Temperaturen von $500 - 580^\circ \text{ C}$ (KLEMD, 1993). Die Muskovit-Biotit-Mineralpaare in den restlichen Proben besitzen zu hohe K_{R1} -Werte ($K_{R1} = 27 * ((\text{Mg}/\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{MS}}/(\text{Mg}/\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{BI}})$), trotzdem berechnete Temperaturen liegen zwischen 900 und 1200° C .

Zur Druckabschätzung wurde die Plagioklas-Biotit-Muskovit-Granat-Kalibrierung von POWELL & HOLLAND (1988) mit den thermodynamischen Mineraldaten von HODGES & CROWLEY (1986) angewandt. Diese Kalibrierung beruht auf der reinen Transferreaktion:



Diese Reaktion ist druckabhängig und berücksichtigt Änderungen von Al- und Mg-Fe-Koordinationen in Granat, Muskovit und Phlogopit. Der abgeschätzte Fehler beträgt hier bei einer Abweichung von $+ 50^\circ \text{ C}$ ca. 1 bis $1,5 \text{ Kbar}$. Die für die Abschätzung benutzten Granate zeigen zum Rand hin einen leichten Anstieg der Grossularkomponente oder sind homogen in bezug auf sie, während der Anorthitgehalt der Plagioklase zum Rand hin immer abnimmt. Dieses Verhalten ist für pelitische Gesteine, die keine andere Ca-reiche Phase enthalten, typisch, da hier der Granat allein auf Kosten des Plagioklas weiterwächst. Die ermittelten Drucke für drei Proben (412, 731, 790) mit den adäquaten Mineralparagenesen liegen zwischen 3 und 10 Kbar ($K_s = 2,8 - 12$) bei 620° C ; für die Probe 790 ergaben sich 7 Kbar . Die kontinuierliche Transferreaktion



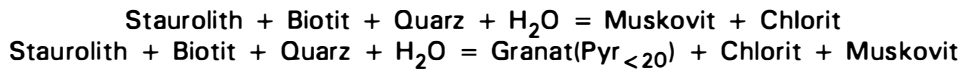
erlaubt Druckabschätzungen von $7,4 - 9,2 \text{ Kbar}$ bei 620° C nach NEWTON & HASELTON (1981). Für sechs Mineralpaare (Granatrelikte bzw. Randanalysen; Kernanalysen bei Plagioklasen) wurden Grossularaktivitäten zwischen $0,089$ und $0,147$ und Anorthitaktivitäten zwischen $0,409$ und $0,433$ nach der Methode von

NEWTON & HASELTON (1981) berechnet (KLEMD, 1993). Die Fehlerabschätzung liegt nach Aussage dieser Autoren bei ± 1.1 Kbar.

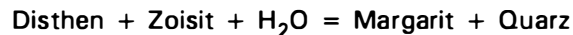
Zusammenfassend ergibt sich aus den Austauschreaktionen in über 30 Mineralpaaren und Paragenesen eine stark variierende Temperaturabschätzung zwischen 500 und 1000° C bei Drucken von 3 - 10 Kbar.

Metamorphosebedingungen der grünschieferfaziellen Überprägung

Gneise mit einer grünschieferfaziellen Mineralparagenese (Muskovit-Chlorit-Quarz \pm Albit) werden nur in der näheren Umgebung von Lamprophyrgängen (Abb. 2) beobachtet, daher wird diese Mineralparagenese als Ausdruck einer lokalen kontaktmetamorphen Überprägung interpretiert. Hierbei wurden Staurolith und Biotit anhand der schon oben aufgeführten Reaktionen abgebaut:



Diese univarianten Reaktionen begrenzen die Maximumtemperaturen auf 560° C und Maximumdrucke auf 6 Kbar (Abb. 8, Kurve 14) während der grünschieferfaziellen Überprägung. Die Hellglimmer (Muskovit) besitzen Si-Gehalte um 3,0 p.f.u., die auf sehr geringe Drucke hindeuten. Weiterhin hat BLÜMEL (1986) in Metasedimenten am Weißenstein die Bildung von Reaktionssäumen aus Margarit und Quarz zwischen Disthen und Zoisit beobachtet, was auf der Reaktion



beruht. Diese Gleichgewichtskurve liegt nach CHATTERJEE et al. (1984) im CASH-System zwischen zwei invarianten Punkten bei 425° C und 10 Kbar und 525° C und 7.3 Kbar (Abb. 8, Kurve 16). Diese relativ ungenauen P-T-Abschätzungen für die grünschieferfazielle Überprägung deuten auf Drucke < 6 Kbar und Temperaturen < 500° C.

Zusammenfassung und Diskussion der P-T-Abschätzungen

Eine genaue P-T-Abschätzung der Hochdruckmetamorphose in den Metasedimenten ist im Gegensatz zu den Eklogiten (e.g. KLEMD, 1989; O'BRIEN, 1993) anhand der nur sporadisch auftretenden hochdruckfaziellen Mineralrelikte nicht möglich. Jedoch zeigen die hier beschriebenen Hochdruckrelikte und -texturen, daß die Metasedimente zusammen mit den Eklogiten eine frühe Hochdruckmetamorphose erfahren haben, d.h. in situ gebildet worden sind.

Die amphibolitfazielle Überprägung zeigt in allen Gesteinstypen eine große Schwankungsbreite in der P-T-Abschätzung auch innerhalb einzelner Proben. Diese Schwankungen können entweder das Resultat von chemischen Ungleichgewichten sein oder andererseits eine Fortdauer von lokalen Gleichgewichten, erzeugt

entweder durch heterogene Deformation und Deformationsverteilung im Korngrößenbereich oder unterschiedliche Fluidinfiltration darstellen. Die letztere Möglichkeit würde reale P-T-Änderungen während der duktilen Deformation (D2) widerspiegeln. Für die Metasedimente bevorzuge ich die erste Möglichkeit, da Ungleichgewichte am Beispiel der Erhaltung der Hochdruckrelikte offensichtlich sind. Weiterhin sprechen hierfür stark schwankende Grossular-Gehalte (5 bis 20 Mol.%) und die unterschiedliche Zonierung der Granate auch innerhalb einzelner metasedimentärer Proben. Diese Merkmale repräsentieren klar Ungleichgewichte zwischen einzelnen Domänen und ein Fehlen von interkristalliner Diffusion während der Heraushebung. Weiterhin sprechen die teilweise unrealistisch hohen Temperaturabschätzungen und P-T-Schwankungen innerhalb einzelner Proben für chemische Ungleichgewichte. Weiterhin kommt es zu unterschiedlichen Temperaturabschätzungen zwischen verschiedenen Proben, weil neben den Austauschreaktionen (net exchange) auch Transferreaktionen (net transfer) ablaufen, die unterschiedliche Schließungstemperaturen besitzen (FROST & CHACKO, 1989). Auch analytische Fehler sind hier unberücksichtigt geblieben, obwohl sie zu hohen Fehlern bei der P-T-Abschätzung führen können (SPEAR, 1989). In einzelnen Domänen mag es auch zur lokalen Equilibrierung einzelner Mineralparagenesen gekommen sein, wie die relative Konstanz der Temperaturabschätzung der Muskovit-Biotit-Paare und die Übereinstimmung einzelner P-T-Abschätzungen andeutet. Diese Abschätzungen stellen dann reale (lokale) P-T-Bedingungen während der Heraushebung dar. Die Erhaltung der Hochdruckrelikte und der chemischen Ungleichgewichte auch innerhalb einer Probe, trotz pervasiver Deformation und der Anwesenheit einer wässrigen fluiden Phase in den Metasedimenten, weist auf geringe Temperaturen (nicht viel höher als die Schließungstemperatur) und eine schnelle Heraushebung hin (DODSON, 1973; LASAGA, 1983). Dies wird durch die unvollkommene Equilibrierung während der amphibolitfaziellen Überprägung, die sich durch eine unvollständige Volumendiffusion innerhalb einzelner Granate und chemische Gradienten zwischen den Granaten innerhalb einer Probe widerspiegelt, unterstützt (LASAGA, 1983). Kommt es jedoch zur (lokalen) Erhöhung oder Veränderung einer der Parameter -- Infiltration einer fluiden Phase, pervasiver Deformation, etc. -- zu verschiedenen Zeitpunkten, so kommt es zu unterschiedlichen, partiellen Gleichgewichtseinstellungen (?) bzw. Reaktionsgefügen während der Heraushebung. Falls es sich wirklich um Gleichgewichtseinstellungen handelt, so repräsentieren sie reale P-T-Änderungen während der Heraushebung. Deswegen geben unterschiedliche Lokalitäten unterschiedliche P-T-Abschätzungen. Hinzu kommen noch bislang unberücksichtigte unterschiedliche Gesamtchemismen, von denen z.B. die Zusammensetzung der Omphacite, die oft die einzige Möglichkeit zur P-T-Abschätzung darstellen, abhängt.

Die überwiegende Erhaltung von Ungleichgewichten spricht daher eher für eine kontinuierliche schnelle Heraushebung (KLEMD et al., 1991; KLEMD, 1993). Hierfür spricht auch der derzeitige Stand der Altersbestimmungen, da zwischen dem mittleren "Stadium" (20 - 26 Kbar) der Hochdruckmetamorphose und der amphibolitfaziellen Überprägung nur ca. 10 Ma liegen (STOSCH & LUGMAIR, 1990).

Danksagung

Ich möchte mich herzlich bei der Österreichische Mineralogischen Gesellschaft für die Einladung zu den Vorträgen in Wien und Graz bedanken. Besonders möchte ich mich auch für die freundliche Aufnahme in Österreich bei Prof.Dr. E. Tillmanns, Dr. M. Götzinger, Prof.Dr. G. Hoinkes, Prof.Dr. G. Kurat, Dr. F. Brandstätter und Dr. A. Mogessie bedanken. Prof.Dr. S. Matthes möchte ich für die Überlassung der Proben und zahlreiche Hinweise danken. Prof.Dr. M. Okrusch, Prof.Dr. M. Olesch und Dr. U. Schüssler danke ich für viele Anregungen und Hilfestellungen. Die in Österreich vorgestellten Forschungsergebnisse beruhen auf dem Projekt OK2/30-1, das von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert wurde.

Literatur

- BEHR, H.J. (1983): Intracrustal and subcrustal thrust-tectonics at the northern margin of the Bohemian Massif. - In: MARTIN, H., EDER, F.W. (Eds.): Intracrustal fold belts. - Springer, Berlin, 365 - 403.
- BEHR, H.J., DEN TEX, E., DE WAARD, D., MEHNERT, K.H., SCHARBERT, H.G., SOBOLEV, V.S., WATZNAUER, A., WINKLER, H.G.F., WYNNE-EDWARDS, H.R., ZOUBEK, V.I ZWART, H.J. (1971): Granulites-Results of a discussion I. - N.Jahrb.Mineral.Mh., 1971, 97 - 123.
- BEHR, H.J., ENGEL, W., FRANKE, W. (1982): Variscan wildflysch and nappe tectonics in the Saxothuringian zone (Northeast Bavaria, West Germany). - Amer.J.Sci., 282, 1438 - 1470.
- BLÜMEL, P. (1986): Metamorphic processes in the Variscan crust of the central segment. - In: FREEMAN, R., MUELLER, St., GIESE, P. (Eds.): Proceedings of the third workshop in the European geotraverse project: the central segment. - European Sci. Foundation, Strassburg, 149 - 155.
- BOHLEN, S.R. (1987): Pressure-temperature-time path and a tectonic model for the evolution of granulites. - J.Geol., 95, , 617 - 632.
- BROWN, E.H., FORBES, R.B. (1986) : Phase petrology of eclogitic rocks in the Fairbanks district, Alaska. - Geol.Soc.Amer. Memoirs, 164, 155-167.
- CHATTERJEE, N.D., JOHANNES, W., LEISTNER, H. (1984): The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: new phase equilibria data, some calculated phase relations, and their petrological applications. - Contrib.Mineral.Petrol., 88, 1 - 13.
- CHIPERA, S.J., PERKINS, D. (1988): Evaluation of garnet-biotite geothermometers: application to the English River subprovince Ontario. - Contrib. Mineral.Petrol., 98, 40 - 48.
- CHOPIN, Ch. (1984): Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. - Contrib. Mineral.Petrol., 86, 107 - 118.
- DODSON, M., (1973): Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. - Contrib.Mineral.Petrol., 40, 259 - 274.
- ESSENE, E.J., FYFE, W.S. (1967): Omphacite in Californian metamorphic rocks. - Contrib.Mineral. Petrol., 15, 1 - 23.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raum der Münchberger Gneismasse - abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. Geotektonische Forschungen, 68, 1 - 253.

- FRANKE, W. (1959): Tectonostratigraphic units in the variscan belt of central Europe. - Geol.Soc. Amer. Spec.Paper, 230, 67 - 90.
- FRANKE, W., BEHRMANN, J., MOEHRMANN, H. (1992): Zur Deformationsgeschichte des Kristallins im Münchberger Deckenstapel. - KTB-Report, 92, 225 - 240.
- FRANZ, G., THOMAS, S., SMITH, D.C. (1986): High-pressure phengite decomposition in the Weissenstein eclogite Münchberger Gneiss Massif, Germany. - Contrib.Mineral.Petrol, 92, 71 - 108.
- FROST, B.R., CHACKO, T. (1989): The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites. - J. Geol., 97, 435 - 450.
- GASPARIK, T. (1985): Experimentally determined compositions of diopsid-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200 - 1350° C and 13-14 kbar. - Geochem. Cosmochim. Acta, 49, 865 - 870.
- GOLDSMITH, J.R. (1982): Plagioclase stability at elevated temperatures and water pressures. - Amer. Mineral., 67, 653 - 675.
- GIARAMITA, M.J., DAY, H.W. (1991): Buffering in the assemblage staurolite-aluminium silicate-biotite-garnet-chlorite. - J. metamorph. Geol., 91, 363 - 378.
- GREEN, T.H., HELLMAN, P.L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressures, and comments on a garnet-phengite geothermometer. - Lithos, 15, 253 - 266.
- GRIFFIN, W.L. (1987): On the eclogites of Norway - 65. years later. - Mineral. Mag., 51, 333 - 343. GUIDOTTI, C.V. (1954): Micas in metamorphic rocks. - Rev. Mineral., 13, 279 - 353.
- HEY, M.H. (1954): A review of the chlorites.- Mineral. Mag., 30, 277 - 292.
- HODGES, K.V., CROWLEY, P.D. (1985): Error estimation and empirical geobarometry for pelitic systems. - Amer. Mineral., 70, 702 - 709.
- HODGES, K.V., SPEAR, F.S. (1982): Geothermometryr geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. - Amer.Mineral., 67, 1118 - 1134.
- HOISCH, T.D. (1989): A Muscovite-biotite geothermometer. - Amer.Mineral, 74, 565 - 572.
- HOISCH, T.D. (1990): Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. - Contrib. Mineral. Petrol., 104, 225 - 234.
- HOLDAWAY, M.J. (1971) : Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. - Amer. J. Sci., 271, 97 - 131.
- HOLDAWAY, M.J., DUTROW, B.L., SHORE, P. (1986): A model for the crystal chemistry of staurolite. - Amer. Mineral., 71, 1142 - 1159.
- HOLLAND, T.J.B. (1979): Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H₂O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with applications to eclogites and blueschists. - Contrib.Mineral. Petrol., 82, 214 - 220.
- HOLLAND, T.J.B. (1980): The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600 - 1200° C. - Amer. Mineral, 65, 129 - 154.
- HOSCHEK, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. - Contrib.Mineral.Petrol., 14, 97 - 131.

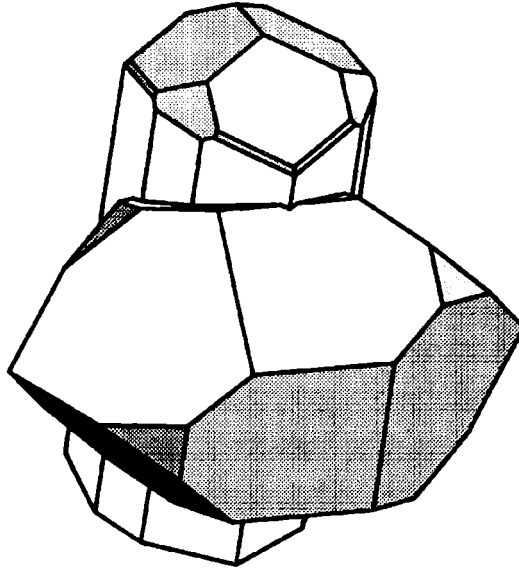
- KLEMD, R. (1989): P-T-evolution and fluid inclusion characteristics of retrograded eclogites, Münchberg Gneiss Complex, Germany. - *Contrib.Mineral.Petrol.*, 102, 221 - 229.
- KLEMD, R. (1993): Thermobarometrie und Mineralungleichgewichte in Eklogiten und hochdruckfaziellen Metasedimenten vom Weißenstein, Münchberger Gneissmasse. - *Z. geol. Wiss.*, 21, 143 - 152.
- KLEMD, R., MATTHES, S., OKRUSCH, M. (1991): High-pressure relics in meta-sediments intercalated with the Weissenstein eclogite, Münchberg gneiss complex, Bavaria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 328 - 342.
- KLEMD, R., MATTHES, S., OKRUSCH, M. (1992a): PT-evolution and fluid inclusion characteristics of eclogites and country rocks in the Münchberg gneiss complex (NE-Bavaria, FRG). - 29th Int.Geol.Congress, Abstract volume, Kyoto, Japan, 2, 599.
- KLEMD, R., KERKHOF A.M. van den, HORN, E.E. (1992b): High-density CO₂-N₂ inclusions in eclogite-facies metasediments of the Münchberg gneiss complex, SE Germany. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, 409 - 419.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. - *Abh. Sächs.geol. L.-Amt*, 1, 39p.
- KRETZ, R. (1983): Symbols of rock-forming minerals. - *Amer.Mineral.*, 68, 277 - 279.
- KREUZER, H., SEIDEL, E. (1989): Diskrete früh-devonische Ar/Ar Alter der Hangendserie (Münchberger Masse). - *Beih. Eur. J. Mineral*, 1, 103.
- KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, K.L., RASCHKA, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. - *Tectonophysics*, 157, 149 - 178.
- KTB (1986): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland - Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Oberpfalz. - In: WEBER, K., VOLLBRECHT, A. (Eds.), 1 - 186.
- LAPPIN, M.A., SMITH, D.C. (1978): Mantle-equilibrated orthopyroxene eclogite pods from the Basal gneisses in the Selje district, western Norway. - *J. Petrol.*, 19, 530 - 584.
- LASAGA, A.C. (1983): Geospeedimetry: An extension of geothermometry. - In: SAXENA, S.K. (Ed.): *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. - Springer: New York, 81 - 114.
- MASSONNE H.J., SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 218 - 224.
- MATTHES, S., RICHTER, P., SCHMIDT, F. (1974): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. VII. Ergebnisse aus einer Kernbohrung durch den Eklogitkörper des Weißensteins. - *N.Jahrb.Mineral.Abh.*, 120, 270 - 314.
- NEWTON, R.C., HASELTON, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In: NEWTON, R.C., NAVROTSKY, A., WOOD, B.J. (Eds.): *Thermodynamics of minerals and melts*. - Springer: New York, 131 - 145.

- O'BRIEN, P.J. (1993): Partially retrograded eclogites of the Münchberg Massif, Germany: records of a multistage Variscan uplift history in the Bohemian Massif. - *J. metamorph. Geol.*, 11, 241 - 260.
- OKRUSCH, M., MATTHES, S., KLEMD, R., O'BRIEN, P.J., SCHMIDT, K. (1989a): Eclogites at the northwestern margin of the Bohemian Massif. - Third international eclogite conference. - Würzburg, Exkursionsführer (unveröff.) 50p.
- OKRUSCH, M., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., RICHTER, P. (1989b) : Geochemical characteristics of metabasites in different tectonic units of the north-east Bavarian crystalline basement. - In: EMMERMANN, R., WOHLBERG, J. (Eds.): *The German Deep Drilling Program (KTB)*. - Springer: Berlin, 67 - 79.
- OKRUSCH, M., MATTHES, S., KLEMD, R., O'BRIEN, P.J., SCHMIDT, K. (1991): Eclogites at the northwestern margin of the Bohemian Massif: a review. - *Eur.J. Mineral.*, 31, 707 - 730.
- PARK, R.G. (1983): *Foundations of structural geology*. - Blackie: Glasgow, 135p.
- PERCHUK, L.L., LAVRENT'eva, I.V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite garnet - biotite. - In: SAXENA, S.K. (Ed.): *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. - Springer: New York, 199 - 239.
- POWELL, R.R, HOLLAND, T.J.B. (1988): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. - *J. metamorph. Geol.*, 8, 89 - 124.
- POWELL, R., HOLLAND, T.J.B. (1990): Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O). - *Amer. Mineral.*, 75, 367 - 380.
- SCHLIESTEDT, M. (1986): Eclogite - blueschist relationships as evidenced by mineral equilibria in the high pressure metabasic rocks of Sifnos (Cyclic islands), Greece. - *J. Petrol.*, 27, 1437 - 1459.
- SCHÜSSLER, U., OPPERMANN, U., KREUZER, H., SEIDEL, E., OKRUSCH, M., LENZ, K.L., RASCHKA, H. (1986): Zur Altersstellung des ostbayrischen Kristallins Ergebnisse neuer K-Ar-Datierungen. - *Geol. Bavaria*, 89, 21 - 47.
- SPEAR, F.S. (1989): Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In: CRAWFORD, M.L., PADOVANI, E. (Eds.): *Metamorphic pressure-temperature-time paths*. - Amer. Geophys. Union, Short course in Geol., 7, 1 - 56.
- SPEAR, F.S., FRANZ, G. (1986): P-T-evolution of the metasediments from the eclogite zone, south-central Tauern Window. - *Lithos*, 19, 219 - 234.
- SPEAR, F.S., CHENEY, J.T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 -FeO-MgO- K_2O - H_2O . - *Contrib.Mineral.Petrol.*, 101, 149 - 164.
- STETTNER, G. (1960): Über Bau und Entwicklung der Münchberger Gneismasse. - *Geol. Rundschau*, 49, 350 - 375.
- STETTNER, G. (1972): Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. - *Z.dt.geol.Ges.*, 123, 291 - 326.

- STORRE, B. (1973): Experimentelle Untersuchungen zur Stabilität von Glimmern, insbesondere von Margarit und von Muskovit. - Habilitation (unveröff.), Universität Göttingen, 94p.
- STOSCH, H.G., LUGMAIR, G.W. (1990): Geochemistry and evolution of MORB-type eclogites from the Münchberg Massif, southern Germany. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99, 230 - 249.
- THOMPSON, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. - *Amer.J.Sci.*, 276, 235 - 259.
- THOMPSON, A.B., ALGOR, J.R. (1977): Model systems for anatexis of pelitic rocks I. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 247 - 269.
- THOMPSON, A.B., TRACY, R.J. (1979): Model systems for anatexis of pelitic rocks II. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 429 - 438.
- TRACY, R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals, characteristics of metamorphism through mineral equilibria. - *Rev. Mineral.*, 10, 355 - 397.
- VOLLBRECHT, A., WEBER, K., SCHMOLL, J. (1989): Structural model for the Saxothuringian-Moldanubian suture in the Variscan basement of the Oberpfalz (Northeastern Bavaria, F.R.G.) interpreted from geophysical data. - *Tectonophysics*, 157, 123 - 133.
- WURM, A. (1961) : *Geologie von Bayern*. - Berlin: Borntraeger, 555p.
- YARDLEY, B.W.D. (1989): *An introduction to metamorphic petrology*. - Longman Earth Sciences: New York, 248p.

MinPet 94

Tagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



Themenschwerpunkte:

Mineralogie und Kristallchemie
Petrologie der tiefen Kruste
Angewandte Mineralogie und Petrologie
Freie Themen

Eggenburg, 26. - 30. September 1994

ERSTE ERGEBNISSE ÜBER ULTRABASISCHE, BASISCHE UND SAURE MAGMATITABFOLGEN DES SZARVASKŐ KOMPLEXES, BÜKK GEBIRGE, NE-UNGARN

AIGNER-TORRES, M. und KOLLER, F.

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

Die magmatischen Gesteine des mesozoischen Szarvaskő-Komplexes südwestliches Bükk Gebirge, NE Ungarn (Fig. 1), bestehen aus Ultramafititen, Gabbros, Dioriten und Plagiograniten sowie Basalten in Form von Pillowlaven. Sie wurden in den letzten Jahren mehrfach untersucht. Dabei ergaben sich aber bezüglich der Herkunft der Magmen und des Zusammenhangs der einzelnen Gestein Unsicherheiten, dies macht eine regionale paleotektonische Rekonstruktion schwierig. Im Rahmen einer Diplomarbeit erfolgt eine petrologische Neubearbeitung mit Hilfe von geochemischen und petrologischen Untersuchungsmethoden.

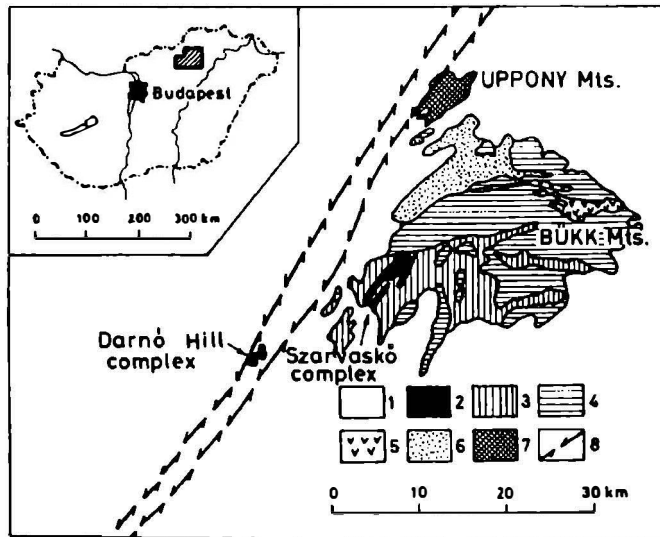


Abb. 1: Geologische Karte des Bükk-Gebirges, NE-Ungarn, nach FÜLÖP et al. (1987). Legende: 1 Tertiär; 2 Szarvaskő Komplex; 3 Jura; 4 karbonatische Trias; 5 Trias Vulkanite; 6 Paläozoikum Bükk Gebirge; 7 Paläozoikum Uppony Gebirge; 8 Störung.

Das Bükk Gebirge gehört zur Gemer-Bükk-Unit der Alpin-Pannonischen Baueinheit und setzt sich aus einer Vielfalt von internen Überschiebungen ("nappes") zusammen, wobei der Szarvaskő Komplex an sich aus mehreren Einheiten ("thrust") besteht. Er wurde von BALLA et al. (1983) in der Form eines äußerst komplizierten Schuppenbaues ("imbricate") interpretiert.

Probe	Gestein	SiO ₂ (Gew.%)	Hauptkomponente	Akzes- sorien	Metamorphe Phasen	Sonetiges
WH5	Wehrlit	31,7	ol(Fo ₅₀), cpx(En ₃₈ Wo ₄₆ Fs ₁₆), am, ilm, mt, opx(En ₅₉ Wo ₃ Fs ₃₈), pl(An ₈₇)	pyr	serp, preh, ser	11,0% TiO ₂ , 33,1% Fe ₂ O ₃ , Kumulatextur
VAR1C	Basalt	48,9	cpx(En ₄₈ Wo ₄₂ Fs ₁₂), pl(An ₁₀)	ilm, pyr, tit	ab, chl, ep, ser, cc, qz	porphyrische Textur, Cpx-Phenokristalle mit reichem Cr-Gehalt
RW1	Basalt	49,7	cpx(En ₄₉ Wo ₄₃ Fs ₈), pl(An ₁₀)	ilm, tit, pyr	ab, chl, ser, pump	subopitische Textur, Karbonatpseudomorphose nach Ol, Cc als Füllung von Blasen
UJ3	Gabbro	45,9	pl(An ₈₀), am, cpx(En ₃₇ Wo ₄₅ Fs ₁₈)	ilm, mt	ab, chl	Kumulatextur, orientierte Lamellen in Cpx
TAR1	Gabbro	48,3	pl(An ₁₀), cpx(En ₄₅ Wo ₄₂ Fs ₁₃)	pyr, ap	ab, chl, preh, ser	feinkörnig, ophitische Textur
TAR4A	Gabbro	49,4	pl, cpx	ilm, ap, zir, tit	ab, chl, preh, cc, ser	mittelkörnig, führt mehr Cpx als TAR4D
TAR4D	Gabbro	50,9	pl, cpx	ilm, ap, tit, zir	ab, chl, preh, ser, serp	mittelkörnig, Pl-Laminierung, dunklere "Spots" aus Serp
TAR3B	Gabbro	48,9	pl(An ₄₀), cpx(En ₃₇ Wo ₃₉ Fs ₂₄)	ilm, tit, ap, qz	ab, chl, preh, ser, qz	grobkörnig, Skelettkristall von Ilm, graphische Textur (Ab und Qz), Lamellen in Cpx
TOB2D	Gabbro	49,8	pl, am, cpx(En ₄₇ Wo ₄₄ Fs ₉)	ilm, ap	ab, chl, preh, ser	feinkörnig, mindestens drei Generationen vom Am
TOB7B	Gabbro	52,9	pl, cpx, am	ilm, ep, tit	ab, chl, preh, ser	pegmatitisch, Kontakt zum Quarz-Diorit, orientierte Lamellen in Cpx
TOB5B	Quarz- diorit	58,0	ab, qz, chl, gt(Alm ₇₆ Pyr ₈ Gross ₅ Spess ₁₁)	ilm, zir, mon, ep, ap, pyr, ep	ab, chl, cc, ser, preh	Gt-Anreicherung am Kon- takt zu pegmatoidischen Gabbros, Chloritisierung vom Bio, xenolithische Flecken aus Ab, Chl, Qz
TOB6B	Plagio- granit	70,2	ab, qz	gt, tit, zir, ap, pyr, ep	ab, chl, cc, preh, ser	weniger dunklere Gemengteile als bei TOB5B, Gt selten vor- handen

Tab. 1: Mineralogie und Petrographie der untersuchten Gesteine des Szarvaskő Komplexes, Bükk Gebirge, NE Ungarn. Abkürzungen: ol = Olivin; cpx = Klinopyroxen; opx = Orthopyroxen; pl = Plagioklas; am = Amphibol; ilm = Ilmenit; mt = Magnetit; ab = Albit; qz = Quarz; chl = Chlorit; gt = Granat; pyr = Pyrit; tit = Titanit; ap = Apatit; zir = Zirkon; mon = Monazit; ep = Epidot; serp = Serpentin; preh = Prehnit; ser = Sericit; pump = Pumpellit; cc = Kalzit.

Die magmatischen Gesteine, die diesen Komplex bilden, interpretierte man in den letzten Jahren, trotz unzureichender Feldbeziehungen, häufig als Fragmente einer

zerscherten ("dismembered") Ophiolit-Sequenz (z.B. BALLA, et al., 1983; DOWNES et al., 1990).

Die bisher beprobten und untersuchten Gesteine können folgendermaßen charakterisiert werden:

- 1) Der ultramafische Körper vom Denevér Stollen (Erze, Peridotit-WH5), Bereich eines ehemaliger Abbaues von Eisen und Titan, ist gleichzeitig die Typlokalität von Wehrlit.
- 2) Gabbroide Gesteine, die nach BALLA et al., (1983) möglicherweise in Form von Sills in terrigene Tiefwasser-Sedimente intrudiert sind, sowie Diorite und Plagiogranite in Form von Gängen in den Gabbros. Die Proben stammen aus dem Ujhatár Tal (UJ3) und dem Tóberc Steinbruch (TOB2 und TOB7B), wo scharfe Kontakte zum Quarz-Diorit und Plagiogranit (TOB5B bzw. TOB6B) auftreten. Im Tardos Steinbruch sind mindestens drei verschiedene Gabbrotypen vorhanden (TAR1, TAR4A, TAR4D und TAR3B), die markante Kontakte zueinander aufweisen.
- 3) Verbreitete extrusive Basalte in Form von Pillow-Laven, meist in überkippter Lagerung, wie in der Várberc Schlucht (VAR1C), sowie massive Laven in der Nähe des Szarvaskő Eisenbahn Tunnels (RW1).

Der Szarvaskő-Komplex weist eine niedriggradige metamorphe Überprägung in Prehnit-Pumpellit-Fazies auf. Der Mineralbestand und Informationen über die Zusammensetzung der Mineralphasen in den untersuchten Proben sind in Tab. 1 aufgelistet.

Der Wehrlit zeigt eine Kumulattextur mit Olivin, Klinopyroxen, Ilmenit und Magnetit. Die Gabbros weisen teilweise eine ophitische Textur auf und manchmal eine magmatische Laminierung. Die Gabbros und Basalte besitzen häufig gut erhaltene Plagioklase und Klinopyroxen, sporadisch treten braune und grüne Hornblenden auf. Akzessorische Phase sind Magnetit, Ilmenit und Pyrit. Die Quarz-Diorite und Plagiogranite setzten sich aus Albit, Quarz und Chlorit zusammen, akzessorisch findet man noch Epidot, Apatit, Zirkon und Monazit. Granat wurde an Kontaktgrenzen zwischen Gabbro und Quartz Diorit beobachtet. Die Metamorphose wird durch Kalzit, Chlorit, Prehnit, Pumpelleyit, Serpentin und Sericit als neugebildeten Phasen gekennzeichnet.

BALLA, Z., HORVOKA, D., KUZMIN, M., VINOGRADOV, V., (1983): Mesozoic ophiolites of the Bükk Mountains, North Hungary. - *Ofioliti*, **8**, 5 - 46.

DOWNES, H., PANTÓ, G., ÁRKAI, P., THIRLWALL, M.F. (1990): Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mountains, Hungary. - *Lithos*, **24**, 201 - 215.

FÜLOP, J., DANK, C., et al. (1987): Geological map of the pre-Cenozoic formations of Hungary. *Mat. Áll. Földt. Intez.*

FLUIDENTWICKLUNG JUNGER MINERALISierter GRANITOIDE IM SÜDBÖHMISCHEN PLUTON

BELOCKY, R.* und HÖGELSBERGER, H.**

* Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

** Greenpeace Österreich, Auenbruggergasse 2, A-1030 Wien.

Im Rahmen der komplexen Intrusionsabfolge des Südböhmischen Plutons treten Mineralisierungen in Verbindung mit späten granitoiden Intrusionen auf. Drei dieser Intrusionen, die in enger räumlicher und zeitlicher Beziehung zueinander stehen, jedoch teilweise unterschiedliche Petrographie und Mineralisierung aufweisen, wurden zur Charakterisierung der Fluidentwicklung spätvariszischer Granitoide herangezogen.

Die Mineralisierungen am Nebelstein und in Hirschenschlag sind an die Verzeigungszone junger Biotitgranite gebunden. Am Nebelstein handelt es sich um eine disseminierte Molybdänit-Pyrit-Pyrhotit-(Chalkopyrit) Vererzung innerhalb des Quarz-Muskovit Greisen. Die Vererzung in Hirschenschlag tritt gangförmig auf und führt Molybdänit, Fluorit und Pyrit. Es handelt sich dabei um die apikalen Anteile einer Greisenvererzung, die hier infolge des im Vergleich zum Nebelstein höheren Erosionsniveaus aufgeschlossen ist (KOLLER et al., 1994). Der Homolka Granitoid besteht aus einem lithiumführenden Albit-Muscovit-Granit mit hohem P-Gehalt, niedrigem Gehalt an SEE sowie einer Anreicherung von Sn, Nb und Ta in den nicht alterierten Partien (BREITER, 1993).

Die physikochemischen Charakteristika der Fluide der untersuchten Granitoide sind Tab. 1 zu entnehmen. Generell treten in allen Granitoiden sowohl rein wässrige als auch CO₂-führende Einschlüsse auf, wobei das wässrige Fluid mit einem regional weitverbreiteten Hydratisierungsfluid (JAWECKI 1994) vergleichbar ist, zum Teil aber auch möglicherweise auf im Zusammenhang mit der Granitintrusion zirkulierende meteorische Wässer zurückgeführt werden kann (SLAPANSKY et al. 1994).

Typ		Nebelstein	Hirschenschlag	Homolka
H ₂ O-NaCl	T _H [°C]	81 ⇌ 358	79 ⇌ 324	154 ⇌ 286
	Häufigkeitsmaxima	210, 290	210	180, 260
	Gew. % NaCl equiv.	0 ⇌ 24	0,5 ⇌ 14,2	0 ⇌ 11,7
	Häufigkeitsmaxima	12		3,3
H ₂ O-CO ₂	T _H CO ₂ [°C]	17,2 ⇌ 21,6	27,1 ⇌ 28,8	
	T _H tot [°C]	361	347 ⇌ 425	306 ⇌ 368
CO ₂	T _H CO ₂ [°C]		-14,9 ⇌ + 28,7	

Tab. 1: Fluidzusammensetzung der untersuchten Granitoide, Daten für Nebelstein und Hirschenschlag nach KOLLER et al. (1994).

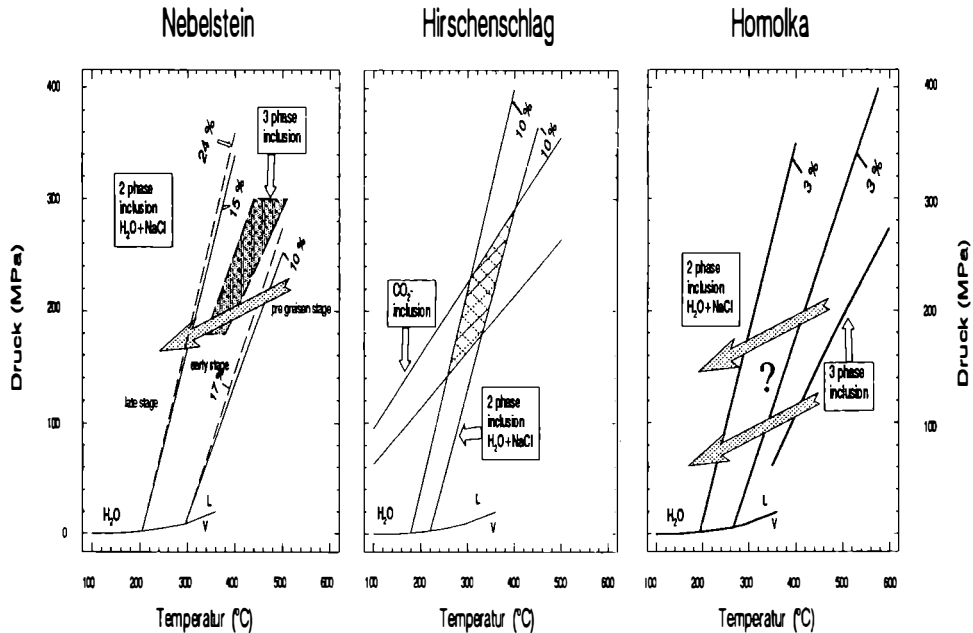


Abb. 1: P-T-Bedingungen der Fluidsysteme, abgeleitet aus den Fluidisochoren, Daten für Nebelstein und Hirschenschlag nach KOLLER et al. (1994).

Die Fluidentwicklung (Abb. 1) in den untersuchten mineralisierten Granitoiden ist durch ein älteres H₂O-CO₂-NaCl-Fluid und durch ein jüngeres wässriges Fluid charakterisiert. Hinweise auf Mischungs- bzw. Entmischungsprozesse werden als Schlüsselmechanismen der Mineralausfällung angesehen.

BREITER, K. (1993): Rare metal bearing granites of the Bohemian Massiv. - Abst. Vol. Joint Meeting COFAB - WGTT "Metallogeny of Collisional Orogens of the Hercynian Type", 18 - 19.

JAWECKI, CH. (1994): Fluid inclusion studies in the Austrian Moldanubian zone: Implications for a retrogressive event. - Mitt. Österr. Mineral. Ges., 139, 62 - 64.

KOLLER, F., GÖD, R., HÖGELSBERGER, H., KÖBERL, CH. (1994): Molybdenite mineralizations related to granites of the Austrian part of the South Bohemian Pluton (Moldanubikum) - A comparison. - In: SELTMANN, R., KÄMPF, H., MÖLLER, P. (Eds.): Metallogeny of Collisional Orogens. - Czech Geol. Survey Prague, 318 - 326.

SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., FALICK, A.E., GÖD, R., HÖGELSBERGER, H., KOLLER, F. (1994): Hydrothermal alterations of granites in the South Bohemian Pluton. - Mitt. Österr. Mineral. Ges., 139, 115 - 116.

HIGHLY EVOLVED GRANITES (ŠEJBY AND NAKOLICE STOCKS) IN THE NOVÉ HRADY Mts., MOLDAUBIAN BATHOLITH: GEOCHEMISTRY AND Rb-Sr DATING.

BENDL, J. * , HEŘMÁNEK, R. ** , KLEČKA, M. * , MATĚJKA, D. ** and ČEKAL, F. ****

* Czech Geological Survey, Klárov 3, 118 21 Praha 1, Czech Republic.

** Department of Mineralogy, Geochemistry and Crystallography, Charles University, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech Republic.

*** Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, Czech Republic.

Two bodies of highly differentiated muscovite leucogranites described as Šejby type (KLEČKA & MATĚJKA, 1992, 1993; MATĚJKA & KLEČKA, in press) have been found in the Nové Hradý Mts., southern Bohemia. One body occurs about 5 km south of Nové Hradý, near of the Šejby village; the second one is exposed directly on the Czech-Austrian boundary about 4 km east-south-east of Nové Hradý, near of the Nakolice village. The Šejby-stock intruded an enclosed block of migmatic paragneisses at the contact of Weinsberg type and Eisgarn type granites. The apical part of an intrusive body with well-developed marginal pegmatites ("Stockscheider") seems to be preserved here. Pegmatoid schlierengranites (locally with biotite) are typical for this body. On the contrary, the Nakolice-stock penetrating porphyric muscovite-biotite Eisgarn type granite (Číměř variety) is formed by very homogenous medium-grained (locally coarse-grained) muscovite granite. Compared with the Šejby-stock, a deeper part of the body is exposed here.

Up to 10 mm grains of Nb-Ta oxides (ferrocolumbite to ferrotapiolite; NOVÁK et al., 1994) representing the primary magmatic phases have been found in the pegmatoid Šejby-granite. A significant heavy mineral anomaly of cassiterite and Nb-Ta-minerals is connected with this body. A similar but lesser one occurs also in the surroundings of the Nakolice-stock. Mineral composition of both granites is almost the same and main differences are in their textures (see above). Modal composition is following: quartz 30 - 40 %, albite 25 - 40 %, K-feldspar 10 - 25 %, muscovite 7 - 15 %. Biotite, chlorite, apatite, cassiterite, Nb-Ta-oxides, ilmenite, topaz and rare zircon are the main accessories. Basic geochemical features of both bodies are also similar: high contents of SiO₂ (72 - 76 wt.%), Al₂O₃ (14 - 16 wt.%), P₂O₅ (0.3 - 0.8 wt.%) and Na₂O (3.7 - 5.5 wt.%) generally prevailing over K₂O (2.9 - 5.1 wt.%), low contents of CaO (0.3 - 0.8 wt.%) and MgO (<0.05 wt.%), high Rb (550 - 990 ppm), Nb (38 - 54 ppm), Sn (15 - 30 ppm) and Ta (5 - 15 ppm), on the contrary, the low contents of Sr (<5 - 50 ppm), Ba (<50 ppm) and Zr (<5 - 37 ppm) as well as the sum of REE (18 - 45 ppm). Flat REE distribution patterns (Ce_N/Yb_N = 0.5 - 2.4) exhibiting strong negative Eu-anomalies (Eu/Eu* = 0.01 - 0.045) are also typical.

A study of Rb-Sr isotopic system of muscovite granites gives the following results:

- a.) Rb-Sr whole rock isochron of 4 samples (30 - 50 kg) from Nakolice granite stock yields an age of 296 ± 31 Ma and a corresponding ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial ratio of 0.743138 ± 0.00029 (Fig. 1).

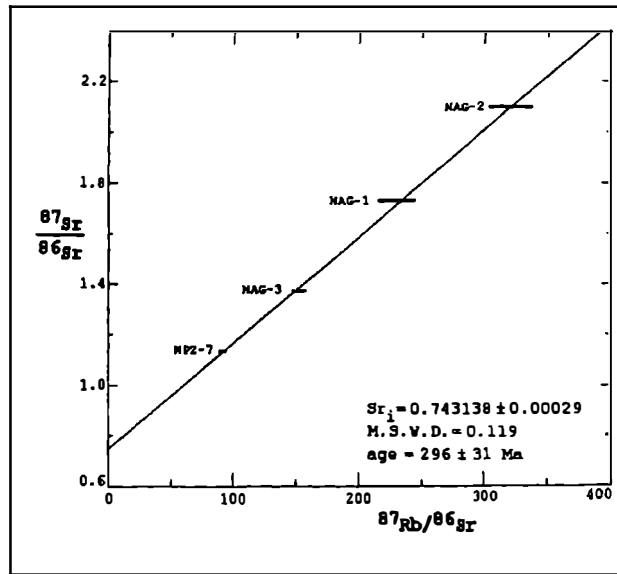


Fig. 1: Rb-Sr-isochrone plot for the Nakolice granite stock.

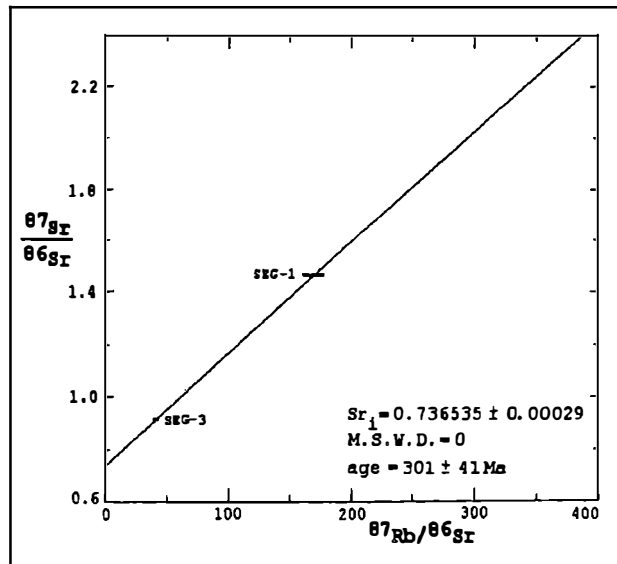


Fig. 2: Rb-Sr-isochrone plot for the Šejby granite stock.

- b.) preliminary Rb-Sr whole rock isochron of 2 samples (30 - 50 kg) from Šejby granite stock yields an age of 301 ± 41 Ma and a corresponding $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio 0.736535 ± 0.00029 (Fig. 2).

The stocks of the muscovite leucogranites (Šejby and Nakolice bodies) as well as an extremely differentiated granite of Homolka type (about 300 Ma - BENDL et al., 1994) and acid dyke subvolcanites (295 Ma - KLEČKA et al., 1994) represent the youngest (final) magmatic products in the Moldanubian core of the Bohemian Massif.

- BENDL, J., KLEČKA, M., MONEIM, M., SVOBODOVÁ, J. (1994): Rb-Sr dating of the topaz-bearing muscovite granite stock Homolka, Moldanubian Batholith. - Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 273 - 275.
- KLEČKA, M., MATĚJKA, D. (1992): Silně diferenciované muskovitické granity (typ Šejby) v Novohradských horách (jižní Čechy). - Sbor. IV. geochem. sem. Geochemie a životní prostředí, Kostelec n. Č. I. 1992, 22 - 23. GLÚ ČSAV, Praha. (in Czech).
- KLEČKA, M., BENDL, J., MATĚJKA, D. (1994): Rb-Sr-dating of acid subvolcanic dyke rocks - final magmatic products of the Moldanubian Batholith. - Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 66 - 68.
- MATĚJKA, D., KLEČKA, M. (1994): Hoch differenzierte Muskovit-Granite (Typ Šejby) vom Novohradské hory Gebirge (Südböhmen). - Jb. Geol. 8.-A, in press.
- NOVÁK, M., KLEČKA, M., ŠREIN, V. (1994): Compositional evolution of Nb, Ta-oxide minerals from alkali-feldspar muscovite granites Homolka and Šejby, Southern Bohemia, and its comparison with other rare-element granites. - Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 353 - 354.

Rb-Sr DATING OF THE TOPAZ-BEARING MUSCOVITE GRANITE STOCK HOMOLKA, MOLDANUBIAN BATHOLITH

BENDL, J.* , KLEČKA, M. , MONEIM, M.** and SVOBODOVÁ, J.*****

* Czech Geological Survey, Klárov 3, 118 21 Praha 1, Czech Republic.

** Institute of Rock Structure and Mechanics , Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, Czech Republic.

*** Department of Mineralogy, Geochemistry and Crystallography, Charles University, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech Republic.

The stock of an extremely differentiated topaz-bearing muscovite alkali-feldspar granite of "Homolka type" with Sn-(Nb-Ta) mineralization is located 5 km W of Nová Bystřice, close to the Austrian boundary (KLEČKA & ŠREIN, 1992; KLEČKA et al., in print). It has roughly an oval shape elongated in N-S direction and a surface area of 6 km². The body intruded generally along a contact of two earlier intrusive granitic phases - the Lásenice and Eisgarn (Číměř variety) types. The Homolka granite stock is spatially and also genetically linked with subvolcanic acid dykes that constitute a N-S trending "volcanotectonic zone Želiv - Lásenice", about 85 km long (KLEČKA & VAŇKOVÁ 1988; KLEČKA, 1992; KLEČKA et al., 1994). Petrographically, the body is relatively homogenous; medium- to coarse-grained types predominate. Marginal pegmatites are locally developed in the northern and southern endocontact zone. Relatively abundant granite porphyries are found in the southern part of the stock. The body is penetrated by 0.1 to 0.5 m thick dykes of aplite and pegmatite.

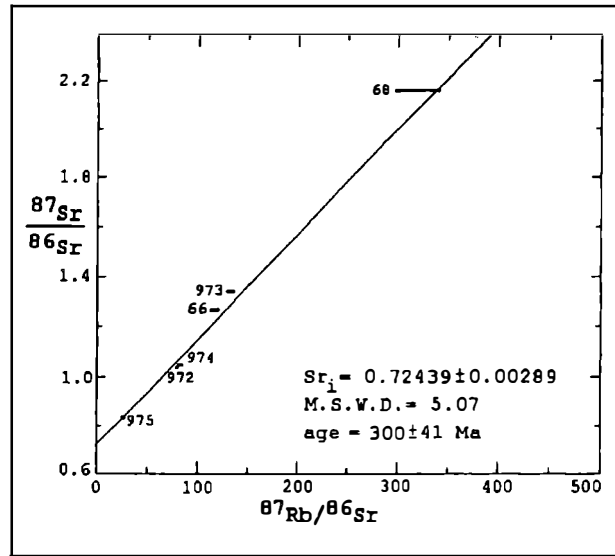


Fig.1: Rb-Sr isochrone plot for the Homolka granite stock, Moldanubian Batholith.

Modal composition of the main type of Homolka granite fluctuates within the range: quartz 32.2 - 37.0 %, albite 26.5 - 30.0 %, K-feldspar 14.6 - 25.5 %, muscovite 12.8 - 16.0 %, topaz 0.8 - 1.8 %, apatite 0.6 - 1.0 %. Accessory minerals include chloritized relicts after biotite, cassiterite, ferrocolumbite, fluorite, ilmenite to pseudorutile, zircon, Nb-Ta rutile and five types of phosphate minerals, arsenopyrite and uranium "micas" on joints (mainly torbernite).

Chemical analyses of 34 samples from the stock indicate that Homolka granite is characterized by high contents of SiO_2 (71.3 - 74.1 wt.%), Al_2O_3 (14.7 - 16.2 wt.%), P_2O_5 (0.7 - 1.0 wt.%) and Na_2O (4.1 - 5.6 wt.%) which is in excess of K_2O (3.3 - 3.9 wt.%) and by low contents of CaO (0.3 - 0.6 wt.%) and MgO (dominantly <0.05 wt.%). The contents of trace elements are following: Rb (1060 - 1560 ppm), Sn (54 - 314 ppm), Nb (47 - 150 ppm), Ba (mostly below 50 ppm), Sr (25 - 80 ppm) and Zn (10 - 30 ppm). Total REEs is very low - about 10 ppm, the La_N/Yb_N ratios vary from 1.5 to 3.5.

Rb-Sr whole rock isochron of 6 samples (from all granite varieties of Homolka stock; weight of samples 30-50 kg) yields an age of 300 ± 41 Ma and corresponding $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio of 0.72439 ± 0.00289 (Fig. 1).

The obtained ages (300 Ma for Homolka granite and 295 Ma for acid subvolcanic dykes - KLEČKA et al., 1994) values straddle the Carboniferous - Permian boundary. According to the geochemistry, results of zircon typology and high Sr initials, the Homolka granite (0.72439) as well as the acid subvolcanic dykes

(0.71575) seem to be the latest product of extreme differentiation of an S-type granite melt.

- KLEČKA, M. (1992): Lásenice near Jindřichův Hradec (Vojřův gamekeeper's lodge), a subvolcanic felsic dyke with tungsten mineralization. - In: Field-trip guidebook. "Lepidolite 200" - International symposium on the mineralogy, petrology and geochemistry of granitic pegmatites, 53-55. Nové Město na Moravě 29. 8. - 3. 9. 1992, Masaryk University - Moravian Museum Brno.
- KLEČKA, M., ŠREIN, V. (1992): Homolka Hill near Lásenice, a topaz bearing muscovite granite with Sn-(Nb-Ta) mineralization. - In: Field-trip guidebook. "Lepidolite 200" - International symposium on the mineralogy, petrology and geochemistry of granitic pegmatites, 47-51. Nové Město na Moravě 29. 8. - 3. 9. 1992, Masaryk University - Moravian Museum Brno.
- KLEČKA, M., VAŇKOVÁ, V. (1988): Geochemistry of felsitic dykes from the vicinity of Lásenice near Jindřichův Hradec (South Bohemia) and their relation to Sn-W mineralization. - Čas. Mineral. Geol., **33**, 3, 225 - 249. Praha.
- KLEČKA, M., BENDL, J., MATĚJKA, D. (1994): Rb-Sr dating of acid subvolcanic dyke rocks - final magmatic products of the Moldanubian Batholith. - In: Conference Abstracts "Pre-Alpine Crust in Austria" - Mitt. Österr. Miner. Gesell., **139**, 66 - 68.
- KLEČKA, M., BREITER, K., LOCHMAN, V., ŠREIN, V. (1994): The topaz-bearing Homolka muscovite granite: extreme differentiation in the Moldanubian Batholith, Czech Republic. - Journ. Czech Geol. Soc. Praha, in press.

GEOCHEMISCHE CHARAKTERISIERUNG VON METABASITEN IM WESTLICHEN ÖTZTAL-STUBAI-KRISTALLIN (KAUNERTAL)

BERNHARD, F., HOINKES, G. und KAINDL, R.

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz.

In drei Bereichen des ostalpinen Kristallins des Kautertales wurden die Metabasite (darunter werden hier orthogene Gesteine mit $\text{SiO}_2 < 65$ Gew.-% verstanden) auf Haupt-, Spuren- und Selten-Erd-Elemente untersucht:

- (1) Die Amphibolitkörper des Krümmgampenmassivs im hintersten Kautertal mit einer Ausdehnung von etwa 300 x 1000 m (10 Proben). Petrographisch handelt es sich um Amphibolite mit teilweiser Granat- oder Klinopyroxenführung.
- (2) Zwei je 50 m mächtige, konkordante Metabasitzüge im Bereich des Fissladales im mittleren Kautertal bestehen aus Amphiboliten und Hornblendegneisen, die lokal Andradit, Spessartin, Klinopyroxen oder Cummingtonit enthalten (22 Proben).
- (3) Mehrere bis zu einigen 100 m mächtige Metabasitzüge südlich des Verpeiladales (15 Proben). Diese Vorkommen enthalten neben teilweise Klinopyroxen-führenden Amphiboliten und Hornblendegneisen reichlich diablatische Granatamphibolite und auch Eklogitrelikte.

Magmatische Minerale (ausgenommen Zirkon in sehr hochfraktionierten Proben) oder Gefügerelikte konnten in den Metabasiten nicht beobachtet werden. Nach den

Kriterien von LEAKE (1964) läßt sich für alle Vorkommen ein magmatischer Protolith ableiten. Metabasite des Gebietes (2) sind örtlich etwas durch Sedimentmaterial verunreinigt, worauf cm große Kalzit-Diopsidlinsen oder, in einer Probe, erhöhte MnO-Gehalte (1,6 Gew.-%) hinweisen.

Auf Grund der teilweise intensiven Wechsellagerung mit Paragneisen und Glimmerschiefern und der großen chemischen Variation innerhalb weniger 10er Meter dürfte es sich bei den Metabasiten großteils um ehemalige Laven (und im Bereich (2) möglicherweise auch Tuffe) handeln. Lokal sind zusätzlich ehemalige Gänge, Sills oder kleine Intrusionen nicht auszuschließen.

An Hand des auf "immobilen" Elemente basierenden Klassifikationsschemas von WINCHESTER & FLOYD (1977) sind die meisten Metabasite als ehemalige subalkalische Basalte und Andesite zu bezeichnen. Hochfraktionierte Proben werden als Rhyodacite/Dacite klassifiziert.

Der Chemismus der Metabasite ist sehr variabel und wird vor allem von (Kristall-Schmelze-) Fraktionierungsprozessen gesteuert. Das ist z. B. durch #Mg (= $Mg / (Mg + Fe_{tot})$) von 0,75 bis 0,45 und Zr-Gehalte von 33 bis 300 ppm ersichtlich. Diese beiden Parameter sind negativ korreliert. Nur untergeordnet auftretende, sehr stark differenzierte Metabasittypen (Biotit-Hornblendegneise, Granat-Hornblendegneise) können #Mg bis 0,05 und Zr-Gehalte bis 786 ppm erreichen. Mit zunehmendem Fraktionierungsgrad (= fallendem #Mg) steigen in allen 3 untersuchten Metabasitvorkommen die Gehalte an FeO (5,2 - 13 Gew.-%), TiO_2 (0,4 - 3,5, beides spricht für den tholeiitischen Charakter der bearbeiteten Metabasite), P_2O_5 (0,05 - 0,5), V (200 - 400 ppm), Ga (13 - 26), Nb (5 - 25) und Y (10 - 70) an, wogegen die Gehalte an MgO (11 - 4 Gew.-%), Cr (700 - 30 ppm) und Ni (250 - 20) systematisch abnehmen. Die angegebenen Schwankungsbreite gelten für Proben mit #Mg von 0,75 bis 0,45. Die Elemente Na, K, Rb, Ba, Sr, Cu und Pb zeigen keine Korrelation mit dem Grad der Fraktionierung, was vor allem auf postmagmatische Elementmobilitäten zurückzuführen sein dürfte.

Die Chondrit-normalisierten Selten-Erd-Element-(SEE)-Spektren sind durch eine Anreicherung an leichten SEE gekennzeichnet ($(La/Yb)_N = 1.3 - 3$), wobei innerhalb der einzelnen Vorkommen die Gehalte an schweren SEE mit dem Differenzierungsgrad kontinuierlich zunehmen (z. B. $Yb_N = 8 - 80$). Diese SEE-Verteilung entspricht der von T-Typ MORBs. Zwei Proben sind an leichten SEE verarmt, sodaß ihre SEE-Verteilungsmuster denen von N-Typ MORBs ähnlich sind. Eine deutliche negative Eu - Anomalie ist nur in Proben mit #Mg < 0.50 entwickelt. Das durchwegs kaum fraktionierte Spektrum der schweren SEE ($(Gd/Yb)_N = 1,0 - 1,4$) schließt Granat im Residuum aus und spricht für die Aufschmelzung eines ± primitiven Erdmantels in Tiefen geringer als ca. 60 km.

Die Metabasite der Bereiche (1) und (3) sind nicht im strengen Sinn kogenetisch. So zeigt Vorkommen (1) signifikant höhere Nb/Y - Verhältnisse (> 0,28) als Vorkommen (3) mit Nb/Y < 0,25. Bei gleichem #Mg haben Proben des Gebietes (1) höhere Gehalte an Ti, Cr, Ni und V sowie an schweren SEE als solche des Gebietes (3). Beides weist auf eine jeweils etwas unterschiedlichen Mantelquellen bei der

Genese dieser beiden Metabasitvorkommen hin. Für die Metabasite des Gebietes (1) ist, abgeleitet aus chemischen Variationsdiagrammen, die Fraktionierung von Olivin \pm Klinopyroxen \pm Plagioklas für die Variation im Chemismus verantwortlich, wogegen die Metabasite des Bereiches (3) durch eine Klinopyroxen-dominierte Fraktionierung (\pm Olivin, \pm Plagioklas) gekennzeichnet sind. Die Metabasite des Bereiches (2) zeigen trotz ihrer geringen Verbreitung eine größere Variation in ihrem Chemismus als die beiden anderen Vorkommen zusammen. Systematische Elementvariationen mit steigendem Fraktionierungsgrad sind manchmal nur schlecht entwickelt. Die Ursachen dafür könnten die lokale Beimengung von Sedimentmaterial, eine verstärkte Alteration oder auch eine nicht kogenetische Entstehung aller Proben des Gebietes (2) sein.

Die Anwendung verschiedener geotektonischer Diskriminierungsdiagramme für basaltische Gesteine auf Proben mit $\#Mg > 0.5$ ergibt für die Gebiete (1) und (3) meist Klassifizierung als MORB, wobei Vorkommen (1) eine Tendenz in Richtung Intraplattenbasalte zeigt. Metabasite des Bereiches (2) zeigen in allen Diagrammen eine große Streuung und sind nicht eindeutig zuzuordnen. Zu bemerken ist, daß sich kontinentale tholeiitische Basalte mit den üblichen Diskriminierungsdiagrammen nicht von MORBs unterscheiden lassen (WANG & GLOVER III, 1992). Unter Berücksichtigung aller Daten kommt als Bildungsmilieu für alle untersuchten Metabasite am ehesten das initiale Stadium einer Ozeanisierung in Frage, wobei die sedimentären Einschaltungen eine kontinentale Beeinflussung widerspiegeln.

Diese Arbeit wurde mit finanzieller Unterstützung durch das FWF-Projekt S4705 durchgeführt. Herrn Mag. P. Tropper ist für die Überlassung von Probenmaterial zu danken.

LEAKE, B. E. (1964): The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. - *Journal of Petrology*, 5, 238 - 254.

WANG, P., GLOVER III, L. (1992): A tectonics test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns. - *Earth Science Reviews*, 33, 111 - 131.

WINCHESTER, J. A., FLOYD, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. - *Chem. Geol.*, 20, 325 - 343.

DIE ARSENKIES - GOLDVERERZUNG AM STRASSEGG, STEIERMARK

BOJAR, H.-P.

Abteilung für Mineralogie, Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, A-8010 Graz und Institut für Mineralogie, Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz.

Das Arsenopyrit-Goldvorkommen am Straßegg liegt in den tieferen Schichtfolgen des Grazer Paläozoikums an dessen NO-Rand. Tektonisch läßt sich das Gebiet in die liegenden Heilbrunner Gruppe und die hangende Hochschlag Gruppe unterteilen. Die Hochschlag Gruppe zeigt eine metapelitische bis karbonatische Entwicklung. Die Heilbrunner Gruppe wird zweigeteilt in den liegenden Heilbrunner Phyllit-Komplex und den hangenden Pramerkogel-Komplex. Während der Heilbrunner

Phyllit-Komplex vor allem aus Metapeliten aufgebaut ist, sind die Gesteine des Pramerkogel-Komplexes überwiegend Metavulkanite. Die alpidische Metamorphose bildet in den Metapeliten die Paragenese Granat-Chlorit-Biotit-Muskovit-Quarz ab. In den Metavulkaniten kam es zur Bildung der Paragenese Albit-Aktinolith-Chlorit-Zoisit/Klinozoisit (GSELLMANN, 1987).

Die Vererzungen am Straßegg sind an die Metavulkanite des Pramerkogel-Komplexes gebunden. Es können drei Vererzungstypen unterschieden werden.

- 1: Vererzung in Gängen: Die Gangart ist Quarz, Ankerit und Kalzit. Stark zerbrochener Arsenopyrit ist bei diesem Typus häufig anzutreffen. Teils ist dieser mit Chalkopyrit, Galenit und Ag-Fahlerz verheilt. Silberhältiges Gold sitzt in Rissen bzw. an den Korngrenzen von Arsenopyrit. Teilweise ist das Gold auch in Chalkopyrit bzw. Galenit als Einschluß oder in Rissen vorhanden. Die Goldkörner erreichen Größen von ca. 70 μm . Weiters konnten in Gesellschaft mit leicht verfaltetem Boulangerit Galenit, Pyrit und Arsenopyrit beobachtet werden. Paragenesen ohne Arsenopyrit sind z.B. Chalkopyrit-Galenit-Pyrit oder Pyrrhotin-Chalkopyrit-Galenit-Ilmenit. FRIEDRICH (1936) erwähnte auch die Paragenese Jamesonit-Chalkopyrit-Sphalerit-Pyrrhotin und graphische Verwachsungen von Galenit-Bournonit-Jamesonit. Außerdem berichtet er von gelförmig ausgeschiedenem Pyrit und Pyrrhotin.
- 2: Vererzungen außerhalb der Gänge: Diese zeigen häufig bis zu zwei Zentimeter große, teilweise idiomorph ausgebildete Arsenopyritkristalle. Häufige Begleiter sind fein verteilter, schieferungsparalleler Rutil und Ilmenit. Chalkopyrit und Galenit sind seltener anzutreffen. Auch in dieser Vergesellschaftung konnte Gold in Rissen im Arsenopyrit gefunden werden. Der Silbergehalt liegt bei ca. 20%. Eine weitere Vererzung zeigt die Paragenese Pyrrhotin-Markasit-Chalkopyrit-Rutil. Markasit verdrängt hierbei Pyrrhotin.
- 3: Schichtgebundene massive Arsenopyritvererzungen: Nahe der Grenze zur hangenden Hochschlag Gruppe treten streng schichtgebundene Arsenopyritknollen und -platten auf. Die plattigen Bildungen sind einige Zentimeter dick und erreichen Größen bis zu 1 m^2 (GSELLMANN, 1987). Erzmikroskopisch ist stark zerbrochener und verwitterter Arsenopyrit zu erkennen. Die Erzknollen und Platten werden von einer unvererzten, schieferungsparallelen Quarz-Karbonatmobilisation begleitet.

GSELLMANN, H. (1987): Zur Geologie am Nordostrand des Grazer Paläozoikums. - Inauguraldissertation an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität Graz, 201 S.
FRIEDRICH, O. (1936): Beiträge zur Kenntnis steirischer Erzvorkommen. - Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 73, 10 - 18.

PHOSPHORUS-RICH ALKALI FELDSPARS AND THEIR GEOLOGICAL INTERPRETATION - EXAMPLE HOMOLKA MAGMATIC CENTER

BREITER, K. and FRÝDA, J.

Czech geological survey, Geologická 6, CZ-152 00 Praha 5.

Some late Variscan highly differentiated P-rich granitic rocks were recently found in the western and southern part of the Bohemian Massif - Podlesí granite in western Krušné hory/Erzgebirge, Křížový kámen on the Bohemian-Bavarian border and Homolka magmatic center on Bohemian-Austrian border. In all of these rocks were detected unusually high contents of phosphorus in alkali feldspars (up to 2.5 wt.% of P_2O_5 in orthoclase in Podlesí granite). Among all of these rocks, the Homolka magmatic center give the best opportunities for discussion of geological interpretation of this phenomenon.

The feldspars were analyzed using a energy-dispersive analytical system LINK eXL by accelerating voltage 15 kV, beam current 3 nA and counting time 100 sec. There were studied samples from all rock of the Homolka magmatic center intruded in order granite porphyry, Josefsth al dyke granite, Homolka albite granite and last aplite dykes (BREITER, 1984).

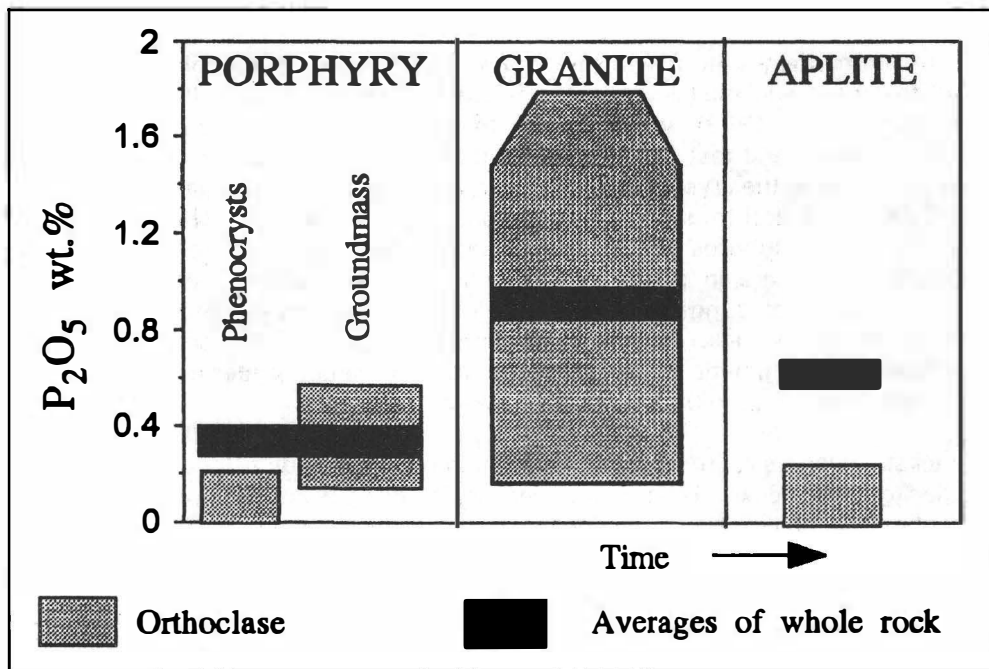


Fig. 1: Evolution of phosphorus content in alkali feldspars in correlation with whole-rock phosphorus content in rocks from Homolka magmatic center.

The distribution of phosphorus within single grains of both feldspars is considerably heterogenous. There was found no correlation of P with Ca, thus presence of apatite microinclusions can be excluded. The microprobe analyses of feldspars were recalculated on basis of eight oxygen atoms and data presented as relationship Si+Ca to P and to P+Al-1-Ca in order to exclude the influence of albite-anorthite substitution. The results are in good agreement with expected $\text{Si}^{4+} + \text{Si}^{4+} = \text{P}^{5+} + \text{Al}^{3+}$ substitution (SIMPSON, 1977). Only by high P-content (more than 1 wt.% of P_2O_5) the substitution is not strictly stoichiometric - we found in agreement with LONDON et. al. (1990) relative surplus of P.

The content of P_2O_5 in the melts determined the melt structures and hence their physical and thermodynamics properties (DINGWELL et al. 1993, LONDON et al. 1993). The content of P_2O_5 in magmatic batches increase throughout the main stages of peraluminous granitic magma crystallization because of the crystallization of apatite is metastably suppressed and phosphorus enters the feldspar crystal structure. The increase of P-content in the sequence [phenocrysts in granite porphyry] - [groundmass in granite porphyry] - [Homolka-granite] is in agreement with increase of P-content between these rocks (nucleation of apatite was suppressed). During the late stages of granite crystallization the P-content sharply dropped after apatite nucleation and crystallization. Thus the subsequent aplite has relatively low P-content and it contains alkali feldspars nearly without phosphorus (see Fig. 1).

The experimentally determined distribution coefficients of phosphorus between alkali feldspars and melt increase from 0.3 (by ASI = 1) to 1 (by ASI = 1.3) (LONDON et al., 1993), which allows to estimate the P-content of individual magma batches and test the hypothesis if the phosphorus content of magma is conserved within the crystalline rock. The rocks of Homolka magmatic center have ASI 1.25 - 1.35 and thus contents of phosphorus in K-feldspars have to roughly equal to the phosphorus contents in original melts. The whole-rock analyses of crystalline rocks are in good agreement with interpreted P-content in magma batches. This fact suggests only small influence of postmagmatic events for forming of these rock. This is a fundamental finding for discussions about significance of magmatic or postmagmatic (metasomatic) processes in genesis of rare metal-bearing granites.

The alkali feldspars represent the primary and main reservoir of phosphorus in the studied granitic rocks. Thus it is necessary to correct any presumptions about phosphorus behavior during melting and crystallization processes, for example the implications for trace-element modelling of peraluminous granitic melts.

- BREITER, K. (1984): The youngest Variscan magmatic rocks in the southern part of the Bohemian Massif - example "Homolka" granite. - Mitt. Österr. Min. Ges., 139, conference preprint, 30 - 32.
- DINGWELL, D.B., KNOCHÉ, R., WEBB, S.L. (1993): The effect of P_2O_5 on the viscosity of haplogranitic liquid. - Eur. J. Mineral., 5, 133 - 140.
- LONDON, D., ČERNÝ, P., LOOMIS, J.L., PAN, J.J. (1990): Phosphorus in alkali-feldspars of rare-element granite pegmatites. - Can. Mineralogist, 28, 771 - 786.

- LONDON, D., MORGAN, G.B. VI, BAAB, H.A., LOOMIS, J.L. (1993): Behavior and effects of phosphorus in system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}$ at 200 MPa(H_2O). - Contrib. Mineral. Petrol., 113, 450 - 465.
- SIMPSON, D.R. (1977): Aluminium phosphate variants of feldspars. Am. Mineral. 62, 351-355.

TEKTONIK, METAMORPHOSE UND PLUTONISMUS IN SÜDÖSTLICHEN MOLDA-NUBIKUM AM BEISPIEL DES RASTENBERGER GRANODIORITES UND SEINER RAHMENGESTEINE

BÜTTNER, S. und **KRUHL, J.H.**

Institut für Geologie und Paläontologie, J.W. Goethe Universität, Senckenberganlage 32-34, D-60054 Frankfurt/Main.

Die polyphase Deformations- und Metamorphosegeschichte der Drosendorf-Einheit in Niederösterreich beginnt mit der cadomischen Überprägung ihres proterozoischen Basements (Dobragneis) (GEBAUER & FRIEDL, 1994). Die Metamorphose im Dobragneis erreicht granulitfazielle Bedingungen im Stabilitätsbereich von Hypersthen. Auch in den metasedimentären Anteilen der Bunten Serie konnte PETRAKAKIS (1986) ein granulitfazielles Metamorphosestadium nachweisen. Die variszische Deckentektonik transportierte die Drosendorf-Einheit in ihre heutige Relativposition im Hangenden der Monotonen Serie. Dieser nordgerichtete Transport wird durch eine dominante N-S-Lineation in der Drosendorf-Einheit dokumentiert. Die prograde Entwicklung der Monotonen Serie ist anhand von thermobarometrisch relevanten Mineraleinschlüssen fassbar und durchläuft das Disthenfeld im Stabilitätsbereich von Staurolith. Das nächstjüngere nachweisbare Metamorphosestadium dieser Einheit ist eine HT-LP-Deformation, die zu dekompresiver Cordieritbildung führt. Zu diesem Zeitpunkt ist die variszische Deckenstapelung bereits abgeschlossen. Auch in der Drosendorf-Einheit ist eine Niedrigdruck-Prägung der granulitfaziellen Deformation nachweisbar. In beiden Einheiten ist diese Überprägung anhand einer, wenn auch nur selten nachweisbaren, E-W-Lineation dokumentiert. Die strukturelle Entwicklung beider Einheiten verläuft von nun an parallel bei weiterer Dekompression und Abkühlung. In diesem Stadium entstehen Extensionsgefüge, die vor allem in der Monotonen Serie auftreten, regional aber auch in der Drosendorf-Einheit beobachtet werden. Deren Schersinn belegt einen Hangend-Transport nach SE. Der in diesem Zeitraum intrudierende Rastenberger Granodiorit (323 ± 2 Ma, FRIEDL et al., 1993) wird von dieser Extension erfasst. Er intrudiert in eine schon merklich abgekühlte Kruste, was durch thermobarometrischen Untersuchungen an kontaktmetamorphen Paragenesen nachgewiesen werden kann. Die Deformation des Rastenberger Plutons beginnt mit seiner Platznahme im Grenzbereich von Drosendorf-Einheit und Monotoner Serie. Synintrusiv entstehen hochtemperierte Quarz-Subkorngefüge (Schachbrettfelderung). Die postintrusiv anhaltende Extension der Rahmengesteine führt zu grünschieferfazieller Deformation des Rastenberger Plutons, insbesondere des Quarz-Feldspat-Teilgefüges.

- FRIEDL, G., v. QUADT, A., OCHSNER, FINGER, F. (1993): Timing of the Variscan orogeny in the South Bohemian Massif (NE Austria) deduced from new U-Pb-zircon and monazite dating. - EUG Book of abstracts, Straßbourg, 235 - 236.
- GEBAUER, D., FRIEDL, G. (1994): A 1.38 Ga protholith age for the Dobra Orthogneiss (Moldanubian Zone of the Southern Bohemian Massif, NE Austria); Evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon. - J.Cz.Geol.Soc., 39/1, 34 - 35.
- PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphism of high grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. - J.Met.Geol., 4, 323 - 344.

PETROGENESIS OF RARE-ELEMENT GRANITIC PEGMATITES - EVIDENCE AVAILABLE AND MISSING LINKS

ČERNÝ, P.

Department of Geological Sciences, University of Manitoba, Winnipeg, MB, Canada R3T 2N2.

Granitic pegmatites of the rare-element class typically occur in terrains of the low-pressure amphibolite facies of metamorphism, within the Abukuma metamorphic facies series, emplaced at 4 - 2 kbar and consolidated at ~750 - 650 to ~500 - 400° C. Bulk compositions correspond to the thermal minima and eutectics in the Ab+Or+Qtz+H₂O system for the geochemically primitive types, and in the Ab+Ecr+Qtz+H₂O system for the Li-rich varieties. Modifications of the bulk composition of tourmaline-, phosphate- and lepidolite (±topaz)-rich pegmatites correspond to those experimentally established for the minima in B-, P- and F-bearing systems. Crystallization of even the most complex rare-element pegmatites from highly hydrous magmas is also verified by experiments simulating the typical internal structure and mineral assemblages of zoned bodies: LONDON's work demonstrated crystallization of pegmatites from homogeneous melts, H₂O-undersaturated till the very last stages of consolidation, in contrast to the classic hypothesis best formulated by JAHNS & BURNHAM, which claims the coexistence of silicate melt + exsolved fluid phase through most, if not all of the solidification.

The most prominent questions to be answered about the internal evolution of rare-element pegmatites are those of aplitic units and of mechanisms of fractionation. Early aplitic units typical of layered pegmatites, but also encountered in zoned and quasi-homogeneous bodies, are so far an enigma. Extreme fractionation gradients spanning very short distances across thin pegmatite veins require research into speciation of rare elements in pegmatite melts and of factors controlling their precipitation.

Despite these gaps in our knowledge, the magmatic nature of the parent medium, from which the rare-element pegmatites solidify in an essentially closed system, is well established and generally accepted, in contrast to diverse aqueous hypotheses that are only of historical interest today. However, the derivation of pegmatite-generating melts is still disputed. The controversy is focused on magmatic vs. metamorphic derivation of pegmatite-generating melts.

Numerous field- and laboratory-based lines of evidence were established in a multitude of rare-element pegmatite populations that link the pegmatites with late stages of consolidation of specialized fertile (leuco)granites: (1) rare-element pegmatites form facial pods within parent plutons, or transect margins of plutons into their metamorphic envelopes; (2) pegmatitic rocks constitute cupolas of the fertile granites, or (3) zoned aureoles surrounding the plutons, with the pegmatites progressively differentiated from the interior through the marginal into the extreme exterior dikes; (4) late-crystallizing pegmatite pods trapped within parent granites are locally exact duplicates of exterior pegmatites in the metamorphic roofs of these granites; (5) continuous textural, mineralogical and geochemical evolution links the parent granites and their pegmatite progeny, the geochemical trends being analogous to those known from highly fractionated rhyolite suites; (6) the abovementioned P-T conditions of consolidation and the bulk compositions fit the tail-end of fractionation expectable in highly evolved granitic intrusions.

The main problem to be solved is the nature of granitic magmas that generate the rare-element pegmatites on one hand, and mineralized granites or greisen- and vein-type deposits on the other. The answer probably is in different degrees of saturation in volatile agents, and in their qualitatively and quantitatively different representation.

Metamorphic models claiming direct anatectic origin of rare-element pegmatite melts are based on the absence of outcropping granitic parents, or speculations unsupported by physical evidence. The hypotheses range from low-percentage melting of lithologies pre-enriched in the "pegmatitic" rare elements to hydrothermal influx of these elements into barren pegmatite-generating magmas.

All these hypotheses are burdened by numerous problems: (1) Lithologies that may serve as protoliths extraordinarily enriched in rare elements (such as evaporites) are scarce in high-grade metamorphic terrains, particularly in the Archean; they do not cover the full spectrum of elements represented in complex pegmatites, and they would be prone to devolatilization and dispersion early in prograde metamorphism. (2) Extremely low-percentage melting would be required to generate anatectic magmas even remotely similar to complex pegmatites (and only if partition coefficients that work at above ~ 20 % melting could be realistically extrapolated to 0.5 - 1 % melting). (3) Concentration of rare elements encountered in complex pegmatites would require substantial removal of these elements from very large volumes of available source rocks, such as metapelites. (4) Segregation of low-percentage melts (~ 3 %) from enormous volumes of protoliths into restricted spaces occupied by complex pegmatites would be physically difficult, and probably impossible. (5) Were such a segregation feasible, the melts seeping through metamorphic lithologies would react with them and lose most of their content of rare elements in the process. (6) Systematics of radiogenic isotopes are sharply discordant between pegmatites and their host rocks, including deep-seated analogs of the latter. (7) Cases of "aborted segregation" of highly fractionated pegmatite melts in *statu nascendi* within metamorphic protoliths have not been observed.

The critical factor in any potential metamorphic model is the behavior of biotite - by far the most significant carrier of HFS elements and rare alkalis in metamorphic lithologies. Melting scenarios involving the bulk of biotite but conserving (at least most of) plagioclase + quartz do not seem petrochemically feasible; melting of biotite takes place in high-% anatexis which prevents substantial accumulation of lithophile rare elements. A recent experiment by ICENHOWER & LONDON generated low-% melt enriched in rare elements by recrystallization of biotite, but in a H₂O-oversaturated environment which does not seem to be geologically realistic in prograde metamorphism. Thus the concept of direct metamorphic derivation of rare-element pegmatites is so far not supported by any feasible mechanism.

THE AGE OF THE ÖTZTAL-MIGMATITES - STILL A MATTER OF DEBATE

CHOWANETZ, E.

Institute of Petrology, University of Vienna, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Vienna.

The Ötztal basement exhibits several migmatite bodies, formed in situ from biotite-plagioclase-gneisses and biotite-schists (Winnebach near Längenfeld/Ötztal; Verpeil near Feichten/Kaunertal; Nauderer Gaisloch E of Reschenpaß). So far, geochronological studies have only revealed minimum ages for the migmatisation. The genetic relation between migmatites and the intrusion of surrounding magmatites is not yet proved. Rb/Sr-mineral-dating shows "Caledonian" to "Alpine" model ages depending on the post-anatectic metamorphic overprint.

The minimum age for the anatexis in the Winnebach-migmatite is defined by a muscovite age of 461 ± 8 Ma. The migmatites of the Reschenpaß area are cross-cut by pegmatites for which an age of 472 ± 26 Ma is reported (Rb/Sr whole rock data, SCHWEIGL, 1993).

All before mentioned migmatites are in direct contact or in the nearest vicinity of metagranitoids. Thus, the heat source for the migmatisation of the paragneisses could be suspected in these magmatites. The age of migmatisation would then correlate with the intrusion ages of these rocks. The intrusion age of the Alpeiner granite E and W of the Winnebach-migmatite is still not known. The metagranitoids surrounding the Feichten-migmatite (Kaunertal) are believed to have intruded around 481 ± 7 Ma (Pb/Pb zircon evaporation age, HOINKES et al., 1994), although some of the zircons yield older ages of ~ 530 Ma (pers. comm. U. KLÖTZLI). The not well defined intrusion age of the Klopair-tonalite (Nauderer Gaisloch, Reschenpaß) is around 520 Ma (SCHWEIGL, 1993). None of these intrusion ages is without debate and/or backed up with other geochronological methods. Additionally, no direct field evidence is found proving the direct connection between magmatites and migmatites.

Rb/Sr-whole-rock-measurements from the Winnebach-migmatite show that the in situ migmatisation has not lead to a complete homogenisation of the Sr-isotopes.

During later events the migmatites (Winnebach and Nauderer Gaisloch) behaved as rigid bodies only weakly or completely undeformed by the structural overprint affecting their surroundings. The varying intensity of deformation within the migmatite-bodies has accentuated the differences of the isotopy of Sr, prohibiting a large scale post-anatectic isotopic homogenisation.

Probably Alpine sericitisation is only locally found. The rejuvenation of the isotope systems due to the general increase in the metamorphic grade of the Alpine metamorphism from NW to SE (THÖNI, 1981; HOINKES et al., 1991) is disturbed on a small scale depending on the amount of tectonic overprint and sericitisation. The Rb/Sr-model ages from white mica in the Winnebach area vary from 461 ± 8 Ma (measured in homogeneous, not sericitised neosoms) to 293 ± 4 Ma (measured in inhomogeneous neosoms with pre-anatectic layering and post-anatectic weak schistosity). The Rb/Sr-model ages of biotites are between 314 ± 6 Ma and 99.2 ± 2 Ma.

The Gaislehn-granitegneiss located SE of the Winnebach-migmatite shows beside small biotite-schist-rafts on its borders a penetrative schistosity affecting a homogeneous matrix. In this area the Rb/Sr-system of white mica was reset during the variscan metamorphism. The white mica yields an isochron age of 317 ± 9 Ma, the biotite is rejuvenated to Alpine data of 95.5 ± 2 Ma.

Migmatites forming from paragneisses are especially unsuitable for dating with the Rb/Sr-method because of their primary inhomogenities and post-anatectic behavior during metamorphic overprints. Thus neither precise formation ages nor metamorphic ages can be deduced. Consequently "Variscan" white mica ages from the migmatite areas have to be interpreted as mixing ages and are therefore geologically meaningless.

As long as no real migmatite ages are known, the age values found don't provide any information about the intensity of the post-anatectic metamorphic overprints. For instance, the white mica Rb/Sr age of 293 ± 4 Ma measured in inhomogeneous neosoms of the Winnebach migmatite could be interpreted as a real Variscan cooling age, as a late Variscan rejuvenation of a Caledonian cooling age or a Alpine rejuvenation of a Variscan or Caledonian cooling age.

In order to establish precise formation ages for the Ötztal migmatites, conventional single zircon U/Pb and single zircon evaporation Pb/Pb dating is currently in work. Using these methods, the drawback of the Rb/Sr method should be overcome, thus providing very important new information about the history of the Ötztal basement.

HOINKES, G., THÖNI, M., BERNHARD, F., KAINDL, R., LICHEM, Ch., TROPPER, P. (1994): Prealpine magmatic and metamorphic evolution of the Austroalpine Ötztal basement in the Kaunertal Area. - *Mitt.Österr.Min. Ges.*, **139**, 59 - 61.

HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991): Petrologic constraints for Eo-Alpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement. - *Mineral.Petrol.*, **43**, 237 - 254.

- THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the alpine metamorphism in the austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. - *Jb.Geol.B.-A.*, **124**, 111 - 174.
- SCHWEIGL, J. (1993): Kristallingeologische Untersuchungen in den Nauderer Bergen (Westliche Ötztaler Alpen, Tirol). - Unveröff.Dipl.Arbeit Univ. Wien, 87p.

THE ANNITE - PHLOGOPITE JOIN: AN IDEAL SOLUTION?

DACHS, E.

Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Existing Fe - Mg partitioning data between garnet and biotite (FERRY & SPEAR, 1978, and PERCHUK & LAVRENT'EVA, 1983) have been reanalyzed based on revised standard-state properties of annite, as extracted by DACHS (1994) from hydrogen-sensor data of the redox reaction annite = sanidine + magnetite + H₂. Because annite standard-state properties could be taken from this independent source, the partitioning data of FERRY & SPEAR (1978) and PERCHUK & LAVRENT'EVA (1983) were solely used to constrain the Fe - Mg mixing in biotite, an advantage compared to previous determinations.

The data processing was done by fitting the partitioning data isothermally to an asymmetric Margules equation, taking into account the Al^{VI} content of biotite in the experiments of PERCHUK & LAVRENT'EVA (1983), as given by ARANOVICH et al. (1988). The interaction parameters ($W_{G,i}$) obtained (Table 1) are positive in sign for $W_{G,AnnPhl}$ (ranging between ~3 and ~18 kJ/mol, one-site basis) and negative for $W_{G,PhlAnn}$ (ranging between ~-12 and ~-25 kJ/mol, one-site basis). The annite - phlogopite binary therefore appears as an asymmetric solution with negative deviation from ideality for the annite component ($\gamma_{Ann}^{Bt} < 1$), except at Mg-rich compositions. Plotted against temperature, there is no clear temperature dependence visible in the W_G 's, but a considerable scatter reflecting inconsistencies in the underlying partitioning data at different temperatures. Using the W_G 's as given in Table 1, the experimental temperatures can be reproduced with an average precision of 19° C.

The deduced mixing behavior of Fe - Mg biotites can be tested against constraints coming from equilibrium data of WONES & EUGSTER (1965). They studied the displacement of the endmember reaction annite = sanidine + magnetite + H₂ due to the incorporation of Mg into biotite. Combined with the results of DACHS (1994) on the same equilibrium, the activity of the annite component in the reversed experiments of WONES & EUGSTER (1965) was estimated and a similar behavior was found as derived above from the partitioning data ($\gamma_{Ann}^{Bt} < 1$). Volume - composition relationships along the annite - phlogopite join (REDHAMMER, et al., in prep.) exhibit negative excess volumes showing the same asymmetric trend as following from the W_G 's, with a maximum at $X_{Ann} = 0.7$. The fitted Margules volume parameters are (three-site basis): $W_{V,AnnPhl} = 0.018 \pm 0.016$ J/(bar.mol) and $W_{V,PhlAnn} = -0.391 \pm 0.025$ J/(bar.mol).

T(°C)	$W_{G,AnnPhl}$	1σ	$W_{GPhl,Ann}$	1σ
600	18357	570	-12100	314
650	11553	3056	-18639	1595
700	2680	1505	-21506	950
750	7720	2114	-18293	1805
800	4143	2233	-25096	3014
850	13968	2524	-12134	2484
900	5462	1828	-18595	1160

Table 1: Interaction parameters of the annite - phlogopite join (one-site basis), extracted isothermally from Fe - Mg partitioning data between garnet and biotite. Data source: see text. 1σ is one standard deviation.

- ARANOVICH, L.Y., LAVRENT'eva, I.V., KOSYAKOVA, N.A. (1988): Calibration of the biotite - garnet and biotite - orthopyroxene geothermometers corrected for the variable Al level in biotite. - *Geokhimiya*, 5, 668 - 676
- DACHS, E. (1994): Annite stability revised. 1. Hydrogen-sensor data for the reaction annite = sanidine + magnetite + H₂. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, in press.
- FERRY, J.M., SPEAR, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113 - 117.
- PERCHUK, L.L., LAVRENT'eva, I.V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite - garnet - biotite. - *Adv. Phys. Geochem.*, 3, 199 - 239.
- REDHAMMER, G., DACHS, E., AMTHAUER, G. (in prep.): Mössbauer spectroscopic and X-ray powder diffraction study of synthetic micas on the join annite - phlogopite.
- WONES, D.R., EUGSTER, H.P. (1965): Stability of biotite: experiment, theory, and application. - *Am. Mineral.*, 50, 1228 - 1272.

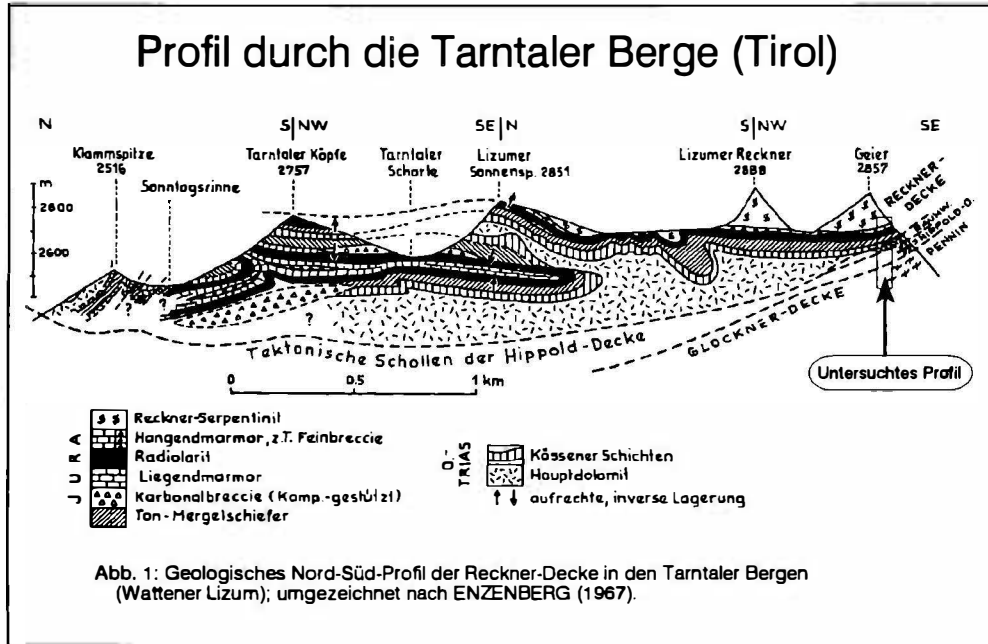
ZUSAMMENSETZUNG VON HELLGLIMMERN IN GESTEINEN DES RECKNER-KOMPLEXES UND SEINER NEBENGESTEINE (TARNTALER BERGE, TIROL)

DINGELDEY, Ch. und KOLLER, F.

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

Der "Reckner-Komplex" ist ein tektonisch stark überprägtes Fragment eines mesozoischen Ozeanbodens ("Dismembered Ophiolite"). Er liegt in mesozoischen Serien des Unterostalpins, allerdings nahe der Überschiebungsbahn des Unterostalpins auf das Penninikum (Abb. 1). Der interne Aufbau des Reckner-Ophiolit-Komplexes wurde ausführlich von DINGELDEY (1989), der der ganzen Abfolge von ENZENBERG (1967) beschrieben. Neben einigen petrologischen und geochemischen

Eigenarten dieses Körpers im Vergleich zu den gut bekannten alpinotypen mesozoischen Ophioliten konnte eine zweiphasige alpidische Metamorphose nachgewiesen werden. Diese gliedert sich in ein älteres druckbetontes Ereignis ($P \sim 10$ Kbar, $T < 400^\circ \text{C}$) und eine jüngere retrograde Überprägung ($P 3 - 4$ Kbar, $T > 400^\circ \text{C}$). Diese Ergebnisse wurden an Alkalipyroxen-, Alkali amphibol-, Pumpellyit- und Hellglimmer-führenden Paragenesen abgeleitet.



Ziel eines laufenden Forschungsprojektes ist, u.a., festzustellen

- wie die P-T-Bedingungen in den direkten Nebengesteinen des Ophiolites aussehen
- ob sich eine vergleichbare Hochdruckmetamorphose auch außerhalb der ophiolitischen Gesteine nachweisen lässt, und
- ob eine Vergleichbarkeit im Metamorphosegrad zu den benachbarten Gesteinen des Tauernfensters (Südpenninikum) gegeben ist.

Bei den zu untersuchenden Gesteinen handelt es sich vor allem um feinkörnige Kieselchiefer, Phyllite, Kalkglimmerschiefer und Karbonatgesteine. Eine Beurteilung des Metamorphosegrades ist nur anhand der Zusammensetzung der Hellglimmer ("Phengitbarometrie") möglich. Im Profil (Abb. 2) sind jene Schichten eingezeichnet, aus denen zu diesem Zweck Hellglimmerproben analysiert wurden.

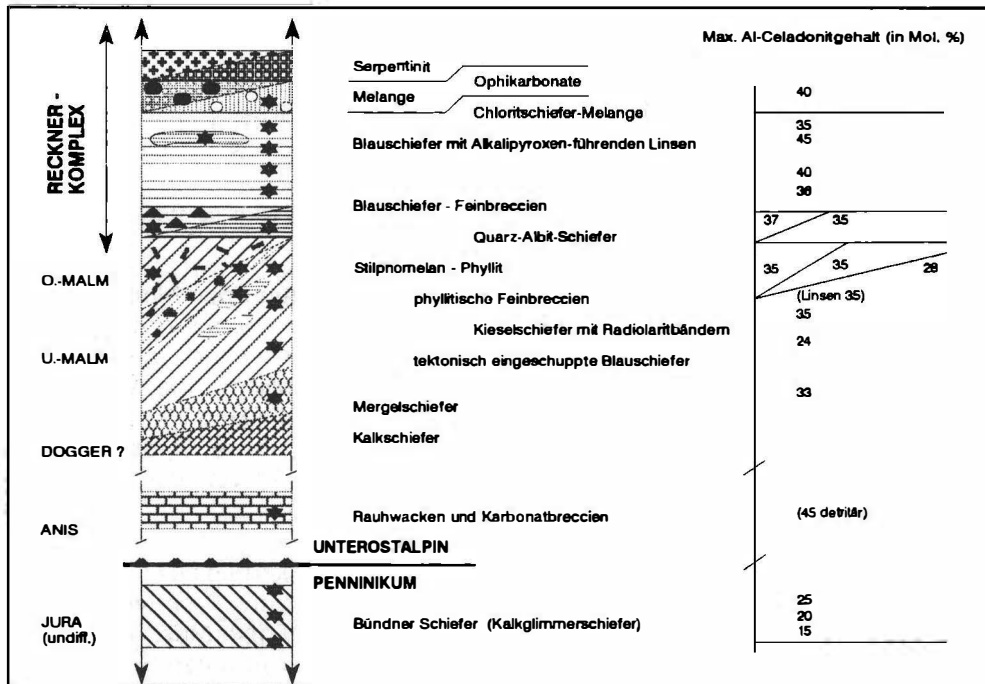


Abb. 2: Schematisches Profil durch die Reckner-Decke bis ins Penninikum. Mittels ☆ wurden die untersuchten Proben im Profil lokalisiert.

Dabei wurden drei verschiedene Generationen von Hellglimmern festgestellt, wobei je nach Probe nur eine oder auch alle drei Generationen nachweisbar sind. Die drei unterschiedliche Generationen können folgendermaßen definiert werden:

1. reliktsche detritäre Hellglimmer mit stark streuender Zusammensetzung
2. meist grünlich gefärbte, schlecht kristallisierte Hellglimmer mit meist hoher "Phengit"-Komponente (Al-Celadonit > 20 Mol%) und meist auch hoher Ferri-Muskovit-Komponente (Fe^{3+} - Al - Substitution)
3. meist farblose, verschieden gut kristallisierte Hellglimmer mit niedriger Al-Celadonit-Komponente (< 20 Mol%), die häufig ältere Glimmer überwachsen bzw. verdrängen.

Exakte P-T-Berechnungen sind derzeit in Arbeit, aufgrund von ungeeigneten Paragenesen aber nur eingeschränkt möglich.

Die Arbeit wurde durch den FWF finanziell unterstützt (Projekt P09389-GEO).

ENZENBERG, M. (1967): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, 5 - 50.

DINGELDEY, Ch. (1989): Der Reckner-Serpentinit und seine Randgesteine - Petrologie und Geochemie. - Diplomarbeit, Formal- Naturwiss. Fak., Univ. Wien.

DER KRISTALLINE UNTERGRUND DER MOLASSEZONE IM NÖRDLICHEN NIEDER-ÖSTERREICH

DIRNHOFER, M., MAYER, R., HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. und LEICHMANN, J.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Die Böhmisches Masse wird im allgemeinen in zwei Einheiten, das Moldanubikum und das Moravikum, unterteilt. Während die Westgrenze der Moravischen Zone gut definiert ist, ist die östliche Fortsetzung wegen der Bedeckung mit tertiären Sedimenten problematisch. In der Tschechischen Republik ist die Moravische Schwarzawa Kuppel an ihrem östlichen Rand durch die Boskowitz Furche begrenzt, ein NNE-SSW streichendes Becken, das mit permokarbonen Sedimenten gefüllt ist. Eine steilstehende Störung trennt diese wiederum von der östlich anschließenden Brünner Masse.

Aufbauend auf ein intensives Studium von kristallinen Bohrkernen aus der tertiären Karpatischen Vortiefe forderte Dudek (1980) die Existenz des Brunovistulikums, einem cadomisch konsolidierten Kristallin, dem auch das Brünner Massiv angehört. Abgesehen von diesem und dessen Fortsetzung unter der tertiären Sedimentbedeckung besteht das Brunovistulikum aus verschiedenen Metamorphiten und Metavulkaniten in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies. In jüngster Zeit konnten diese Studien durch das großzügige Entgegenkommen der ÖMV auf die Molassezone von Niederösterreich ausgedehnt werden.

Die bisherigen Ergebnisse zeigen, daß das Brunovistulikum unter der Molassezone sich nach SW bis in die Umgebung von St. Pölten erstreckt. Der Brünner Pluton reicht über die österreichische Grenze und konnte in den Bohrungen Alt-Prerau, Wulzeshofen, Mailberg, Stronegg und Štaatz nachgewiesen werden. Weiter im SW wurden noch einmal Granodiorite im Gebiet Moosbierbaum und Rust NE von St. Pölten erbohrt. Die magmatischen Texturen und Minerale sind noch häufig erhalten. Die Metasedimente zwischen den Granitoiden bestehen aus Glimmerschiefern, Quarziten und feinkörnigen Paragneisen mit einigen Zwischenlagen metamorpher Tuffe. Die Metamorphose reicht wie in Mähren von der Grünschieferfazies bis zur Amphibolitfazies (Biotit-Granat-Staurolith-Disthen-Schiefer in der Bohrung Chorherrn). Die ältere hochgradige Metamorphose ist durch eine jüngere Grünschieferfazies überprägt.

Die Grenze zum Moravischen Thaya-Batholithen folgt von Norden kommend wahrscheinlich der Diendorfer Störung bis in die Gegend von Maissau. Von hier weiter gegen SW grenzt das Brunovistulikum direkt an die Moldanubischen Einheiten, zunächst an einer N-S laufenden Grenze, die zwischen Zwentendorf und Traismauer in eine NE-SW Richtung (parallel zur Diendorfer Störung) einschwenkt.

Ähnlich wie die Therasburger Formation sind Teile der Metasedimentbereiche durch eine deutlich positive magnetische Anomalie gekennzeichnet. Sowohl die Lithologie

als auch die Geophysik weisen auf Ähnlichkeiten zwischen dem Moravikum und dem Untergrund der Molassezone hin. Allerdings sind zur Klärung dieser Beziehung noch weitere, umfangreiche Untersuchungen notwendig.

HYDROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN THERMALWÄSSERN UND KALTWÄSSERN IM RAUM GASTEIN (BADGASTEIN, ÖSTERREICH): GEOCHEMISCHE UND ISOTOPENGEOCHEMISCHE AUSSAGEN ZUM EINFLUSS DES WASSERLEITENDEN GESTEINS

EGLE, S.

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

Im Gebiet der Therme von Badgastein wurden geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen durchgeführt, um Austauschreaktionen zwischen dem wasserleitenden Gestein und dem Thermalwasser zu erfassen. Geologisch befindet sich das Gebiet in der Zentralgneiseinheit des östlichen Tauernfensters. Im Einzugsgebiet der Thermalquellen treten die geringmächtigen Vorkommen von Altkristallin und autochtonen Sedimenten gegenüber dem Zentralgneis stark in den Hintergrund. Die Austritte der Quellen liegen direkt im Ortsgebiet von Badgastein, im Zentralgneis. Das Thermalwasser steigt längs eines im gesamten Zentralgneismassiv beobachtbaren, steilen Kluftsystems auf, zu welchem u.a. auch die Hitzeklüfte des Heilstollens bei Bockstein zählen. Um Austauschreaktionen zwischen dem Thermalwasser und dem Wasserleiter zu erfassen, wurden acht Gasteiner Thermalquellen, Kaltwässer der Umgebung Badgasteins und ein 48 m langer Bohrkern beprobt. Die Bohrung wurde im Franz-Josefsstollen von einer hydrothermal überprägten Kluft ausgehend horizontal in den unveränderten Zentralgneis durchgeführt. Somit konnten innerhalb des Zentralgneises geochemisch weitestgehend unveränderte mit alterierten, klufternäheren Proben verglichen werden.

Während sich in der Zusammensetzung der Kaltwässer hauptsächlich die Bestandteile der leichtlöslichen Minerale abzeichnen, tragen zum Chemismus der Thermalwässer auch die Albitkomponente der Plagioklase, Chlorit, sowie sulfidische Erze bei. Die Verhältnisse der Elementkonzentrationen der Thermalwässer und der Gesteinsproben sind ähnlich. Diese Tatsache, sowie der hohe Na-Gehalt der Thermalwässer im Vergleich zu den Kaltwässern spricht für einen Stoffaustausch zwischen Thermalwasser und Zentralgneis.

Von 22 Wasserproben wurden deren Elementkonzentrationen als Variable der Cluster-Analyse nach der WPGM-Methode verwendet. Im Korrelationsdiagramm unterscheiden sich die Thermalwässer deutlich von den Kaltwässern, wobei sich weitere Gruppierungen innerhalb dieser zwei Hauptgruppen erkennen lassen. Bei den Thermalwässern sind Mesnil-, Sophien- und Wasserfallquelle, bzw. Franz-Josefs-, Lainer- und Doktorquelle stärker korreliert. Dazwischen liegt die Elisabethquelle. Bei den Kaltwässern spiegeln die chemischen Unterschiede den Einfluß des Einzugsgebietes wider. Es zeigt sich die Ähnlichkeit der Proben, die dem Radhaus-

berg-Gebiet entnommen wurden, sowie derer aus dem Gamsgarkogel-Gebiet. Beachtenswert ist auch die Ähnlichkeit der Oberflächenwässer aus dem Anlaufftal mit den im Raum Bökkstein-Patschgen austretenden Trinkwasserquellen. Das Einzugsgebiet dieser Trinkwasserquellen erscheint damit definiert.

Aufgrund des Sauerstoffaustausches mit dem durchflossenen Gestein sind Thermalwässer üblicher Weise an schwerem Sauerstoff angereichert. Die Wasserstoffisotopenzusammensetzung bleibt durch den geringen Wasserstoffgehalt der Gesteine unverändert. Die Sauerstoffisotopenzusammensetzung der Gasteiner Therme bestätigt den meteorischen Charakter des Thermalwassers. Verglichen mit den Kaltwässern ist das Gasteiner Thermalwasser jedoch nicht nur an schwerem Sauerstoff, sondern auch an Deuterium verarmt. Da dies nicht auf die Wechselwirkung mit dem Zentralgneis zurückzuführen sein kann, kann dies nur darauf beruhen, daß das Thermalwasser die Isotopenzusammensetzung zur Zeit der Versickerung widerspiegelt. Demnach müssen zur Zeit der Versickerung des heutigen Thermalwassers etwas kühlere klimatische Bedingungen vorgeherrscht haben. Diese Verarmung beider Elemente an schweren Isotopen zeigt allerdings auch, daß der isotopengeochemische Einfluß des Zentralgneises auf das Thermalwasser gering ist.

Dies wird auch durch die Untersuchung der Strontiumisotope der Gesteins- und Wasserproben bestätigt. Die Strontiumisotopenverhältnisse der Thermalquellen unterscheiden sich nämlich nur in geringem Ausmaß von denen der Kaltwässer. Auffällig ist die starke Streuung der Werte der Kaltwasserproben im Vergleich zu den Thermalwässern. Diese Streuung ist bei den Kaltwässern darauf zurückzuführen, daß die Kaltwasserproben von voneinander gänzlich unabhängigen und unterschiedlichen Quellen entnommen wurden, die von den Bedingungen des jeweiligen Ursprungs und der spezifischen Umgebung geprägt wurden. Die in dieser Arbeit aufgrund des Chemismus vorgenommene Einteilung der Thermalwässer zeichnet sich hier durch die Strontiumisotopie erneut ab.

Umfangreiche geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen mittels DCP, NAA und RFA an den Gesteinsproben ergaben, daß die kluftnäheren Proben verglichen mit den weiter von der Kluft entfernten Proben deutlichen stofflichen Veränderungen unterworfen waren: in den kluftnahen Proben konnte eine starke Konzentrationszunahme an K, Si, Ca und Mn, sowie sämtlicher gemessener Spurenelemente festgestellt werden. Die alterierten Proben sind außerdem an schwerem Sauerstoff (um 1‰) angereichert und zeigen deutlich erhöhte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse. Die SEE-Muster der Gesteinsproben, sowie auch die Anreicherung der SEE, wie auch die im Dünnschliff beobachteten hydrothermalen Veränderungen sprechen dafür, daß die Alteration der kluftnahen Proben auf eine in der Vergangenheit dasselbe Kluftsystem nutzende, CO_2 -haltige fluide Phase mit erhöhten Spuren- und SEE-Gehalten zurückzuführen ist. Im Vergleich zu den Kaltwässern der Umgebung sind die Schwankungen der Sr- und Rb-Gehalte, sowie der Strontium-, Sauerstoff- und Wasserstoffisotopenverhältnisse der Thermalwässer als geringfügig zu bezeichnen. Dies fordert den Schluß, daß die Thermalquellen unter ähnlichen Bedingungen in der Tiefe existieren, um sich dann zur Oberfläche hin zu verzweigen und so unterschiedlichem Kaltwasserzufluß ausgesetzt zu werden.

Die Isotopenanalysen bekräftigen daher die erstmals von EXNER (1957) aufgegriffene Annahme eines kommunizierenden Quellspaltsystems auf Grund der NNE-Klüftung des Zentralgneissmassivs, die von JANSCHKE & KAHLER (1990) in dem Sinn erweitert wurde, als sie eine diskordante Störungszone als Hauptwasserlieferant ansehen, deren Wasser an den Schnittpunkten mit dem Klufsystem verteilt wird und so zur Oberfläche gelangt.

SiO₂-MINERALOGIE: QUARZ, CRISTOBALIT, OPALE UND RARITÄTEN

FLÖRKE, O.W.

Institut für Mineralogie, Ruhr-Universität, Universitätsstrasse 150, D-44780 Bochum.

Etwa 3/4 der Erdkrustenmasse bestreitet das Siliziumdioxid. Silikate bestimmen Gefüge und Eigenschaften der magmatischen und metamorphen Gesteine, und auch ein gut Teil der Sedimente ist silikatisch. Freies SiO₂ tritt in irdischen Gesteinen meistens als **Quarz** auf. Seine beherrschende Rolle verdankt er der Wirkung des Wassers in gesteinsbildenden Prozessen. Messung der Wasserspuren im Quarz gibt Hinweise auf Genese und Umprägung der Gesteine. In der Erdkruste macht Quarz etwa 12 - 14 Gew.% aus, der arme Mond dagegen, der nie Feuchtigkeit hatte, kennt Quarz nur als Rarität. An seine Stelle treten hier **Cristobalit** und **Tridymit**, die in kleinkristalliner Form auf Erden Raritäten sind.

Kristallchemisches Grundelement aller bisher bekannter SiO₂-Minerale ist - mit Ausnahme des Hochdruckminerals **Stishovit** - das über alle 4 Sauerstoff-Liganden mit seinesgleichen zu dreidimensionalen geordneten Gerüsten oder ungeordneten Netzwerken verknüpfte SiO₄-Tetraeder. Der variable Si-O-Si-Bindungswinkel und die Drehbarkeit benachbarter Tetraeder um den Brückensauerstoff bedingen die topologische und displazive Vielfalt (Modifikationen, Tief- und Hoch-Formen) der SiO₂-Mineralfamilie (Tab. 1). Sie bedingt die ausgeprägte Stapelpolytypie bei **Cristobalit** und **Tridymit** und bei den kristallinen **gemeinen Opalen -C** und **-CT**.

Sehr eigenartige mikrokristalline Gefüge-Species von Quarz sind **Chalcedon** und **Quarzin**. Verunreinigungsspuren erzeugen als angeregte Zentren die schönen und begehrten Farbvarietäten **Amethyst**, **Rauch-** und **Rosenquarz**. Nichtkristalliner **Opal-AG** besteht aus gelartig verpappten winzigen SiO₂ · nH₂O-Kügelchen. Sind sie regelmäßig und dichtest gepackt, dann erzeugen sie durch Bragg-Beugung von sichtbarem Licht das Farbspiel des **Edelopals**. Im unscheinbaren **Potchopal** sind sie ungleichmäßig und unordentlich gepackt. In allen Opalen, kristallinen und nicht-kristallinen, spielt Wasser eine wichtige Rolle. **Opal-AN** oder **Hyalith** besitzt eine durchgehend vernetzte Glasstruktur, die aber SiOH-Trennstellen enthält, wodurch sich seine Eigenschaften grundlegend von denen der wasserfreien natürlichen Kieselgläser, den **Lechatelieriten** unterscheiden. Lechatelierite sind ähnlich selten auf der Erde wie die Hochdruckminerale **Stishovit** und **Coesit**. Genetisch seltsam und strukturell sonderbar und sehr selten sind **Melanophlogit** und **Moganit** obwohl von diesem in letzter Zeit behauptet wird, daß er garnicht so selten sei.

Quarz wird tonnenweise in kiloschweren Einkristallbarren gezüchtet, denn er ist piezoelektrisch und wird als Taktmeister der Elektronik eingesetzt. Chalcedon, als hochreiner und zäharter SiO_2 -Werkstoff sehr geschätzt, widersetzt sich dagegen bisher allen Syntheseversuchen.

Namen	Kristallinität	irdisches Vorkommen
STISHOVIT	mikro	Impakt-Gestein
COESIT	mikro	Impakt-Gestein, Metamorphite
QUARZ Tief-/Hoch- CHALCEDON * QUARZIN *	makro bis mikro submikro, fasrig F - submikro, fasrig F +	generell hydrothermal aktives, bis diagenetisches Milieu
CRISTOBALIT Tief-/Hoch-	mikro	hydrothermal aktives, vulkanisches Milieu
TRIDYMIT 9 Tief-/Hoch- Formen bisher	mikro	entwickelt sich aus Cristobalit Keimendriten
GEMEINE OPALE OPAL-C * OPAL-CT * = LUSSATIT	submikro, fasrig vorwiegend Cristobalitisches, F - cristobalitisches/tridymitisches, F +	hydrothermal aktives und diagenetisches Milieu hydrothermal aktives und diagenetisches Milieu
NICHTKRISTALLINE OPALE-A OPAL-AG * EDEL-OPAL POTCH-OPAL OPAL-AN * = HYALITH	-	postvulkanisches, diagenetisches Milieu hydrothermale Dampftransport-Systeme
MELANOPHLOGIT	mikro	selten in hydrothermal aktiven Regionen
MOGANIT *	mikro bis submikro, lepidosphärisch	selten in vulkanisch aktiven Regionen
LECHATÉRIERIT METEORIT. KIESEL-GLAS SILIKA-FULGURIT	nichtkristallin	Meteoriten-Impakt in Kieselgesteinen Blitz-Einschlag in Kieselgesteinen
	!!! offen für Entdecker !!!	

Tab. 1: Die SiO_2 -Mineralfamilie (*: enthält H_2O ; F: optischer Charakter der Faserachse).

GEOLOGICAL MAP OF THE KAILAS AREA AND PRELIMINARY LABORATORY RESULTS

FRANK, W.* , MAIR, V. , MILLER, Ch.** , PURTSCHELLER, F.** and SCHUSTER, R.***

* Labor für Geochronologie, Institut für Geologie, Universität Wien, Franz Grillstraße 9/214, A-1030 Wien.

** Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

In 1993 a reconnaissance mapping of about 5000 km² in the Kailas area (SW Tibet) on a scale of 1:100.000 was carried out by scientists from the Universities of Innsbruck and Vienna. Logistic support was supplied by Chinese geologists from the Department of Mineral Resources, Chengdu Institute of Technology, Chengdu and the Department of Mineral Resources of Tibet, Lhasa. Work on the large collection of rocks and fossils is not yet complete; the first results are presented below.

Tertiary Volcanics

Tertiary volcanics were sampled along a traverse across the Lhasa block north of Mount Kailas. The southernmost occurrence is an outcrop of postcollisional calc-alkaline lavas and pyroclastic rocks at the northern shore of Lake Manasarovar at the fault boundary between the Paleozoic metasediments of the Raksas anticline and the flysch of the Indus-Yarlung Tsangpo suture zone. These volcanics are strongly porphyritic with phenocrysts of plagioclase, quartz, biotite and hornblende in a glassy or cryptocrystalline groundmass. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of biotite from high-K dacite TE194/93 yielded a plateau age of 16.7 ± 0.2 Ma. The slight increase in age in the low temperature steps of the Ar/Ar stepwise heating experiments, however, could indicate some inherited Ar. The position of these southernmost volcanics and the formation of the Manasarovar and the Raksas lakes as extensional basins are probably related to the Karakoram fault zone.

Kailas Intrusives

The Kailas intrusives are a part of the Transhimalayan batholith and situated along the northern margin of the Indus-Yarlung Tsangpo suture zone. The mostly medium to high-K calc-alkaline rocks cover a wide range in SiO₂ composition. Mafic magmatic enclaves are quite abundant in the hornblende-bearing granitoids. First Sr isotopic data from the Kailas intrusives show that the age of 38.8 ± 1.3 Ma obtained from seven samples of Kailas intrusives and volcanics by HONEGGER et al. (1982) is far too young. This isochron was based on small samples (ca. 200 g) collected by Augusto Gansser in 1936. During our field work larger samples (5 - 15 kg) were collected. The Rb-Sr investigations of this material did not yield an isochron. They showed, however, that the age of these I-type intrusives is similar to that of other Transhimalayan plutons from Ladakh for which reliable zircon data (Cretaceous) exist. U/Pb systematics of zircon and sphene is in progress. The pronounced scattering of the Rb-Sr data probably reflects a complex magmatic origin. Preliminary data on highly evolved aplitic dikes indicate an age of about 40

Ma suggesting a prolonged period of elevated temperatures in this part of the magmatic arc.

This project is financially supported by the FWF (P9420-GEO).

BLÖCKE VON STILPNOMELAN-METAGRANIT IM CENOMAN DES KALKALPINEN WIENERWALDES BEI MÖDLING

FRASL, G.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Bei der Frage nach der Fortsetzung des Kristallins der Südlichen Böhmisches Masse in die Basis der Ostalpen hinein ist seit einiger Zeit die Erfassung der granitoiden Komponenten in den Sedimenten der Klippenzone und in den Nördlichen Kalkalpen von Bedeutung.

Nun kann eine neue, sehr markante Granitvariante in Form von exotischen Blöcken in den Losensteiner Schichten (Cenoman) der über 2 km langen Brühl-Maria Enzersdorfer Schürflingszone (PLÖCHINGER, 1979; 1988 und 1994) an der Basis der Ötscher Decke bekanntgemacht werden. Eine Brunnengrabung ca. 300 m N der Burg Liechtenstein bei Mödling erbrachte in einer blockreichen Lage der Losensteiner Schichten zwei über kopfgroße, runde, analysenfrische Granitblöcke neben anderen Komponenten in schwarzen Tonschiefern (Fundortbeschreibung mit lokaler Geologie bei PLÖCHINGER (1993).

Für granitoide Exotika der niederösterreichischen Kalkalpen und Klippenzone ist es ungewohnt, daß der Biotit ganz oder fast vollständig durch Stilpnomelan verdrängt ist, der überdies auch ausgehend von Rissen im Feldspat aufsprößt. Daher zeigt das hellgraue, feinkörnige Gestein oberflächlich anstelle der Biotittafeln eher kleine, unscharf begrenzte und grubig auswitternde braune Flecken.

Auch die beiden Feldspatarten zeigen schon durch ihre Trübung und durch niederen Glanz auch auf Spaltflächen, daß sie verändert sind: die Kalifeldspäte sind schachbrettalbitisiert, die Plagioklase schwach und z.T. mit Prehnit gefüllt, was zu einer durchgreifenden niedriggradigen Metamorphose paßt. Deren Grad wird durch den Stilpnomelan charakterisiert, ist also deutlich höher als er bei den granitoiden Exotika der Klippenzone erreicht wird, und er kommt auch in der Südlichen Böhmisches Masse nicht als jungen Überprägung vor.

Das Ausgangsmaterial dieser ungeschiefert gebliebenen sauren Metagranite kann schon bei der mikroskopischen Untersuchung A-Typ Granitoiden nahegestellt werden, wofür als Hauptkomponenten (41 Vol.%) besonders die aderreichen (nun schachbrettalbitisierten) Perthite (z.T. Mesoperthite) sprechen, aber auch die gedrungenen, charakteristischen von (100) und (101) begrenzten Zirkone, sowie

Turmalin. Modalzusammensetzung sind Knaf 41 %, Qu 28 %, Plag 25 %, Stil + Bi 4 %, Ps. nach Amph od. Px 0,5 %, Ap + Zi + Tu + Erz 0,4 %, sek. Karbonat 0,4 %.

Auch bei den Spurenelementen sprechen nach mündlicher Mitt. von F. FINGER insbesondere die hohen Werte von Zr (283 ppm), Y (38 ppm) und Th (21 ppm) für die Tendenz zum A-Typ Granit. Derartige Granite sind aber für die Südliche Böhmisches Masse eine echte Rarität, während in den zentralen Ostalpen neuerdings z.B. ihre relativ weite Verbreitung unter den Zentralgneisen des Tauernfensters von HAUNSCHMID (1993) und SCHERMAIER (1993) erkannt wurde. Dorthin, dann auch zu den Schladminger Granitoiden (vgl. den Artikel von SCHERMAIER et al. in diesem Band) und insbesondere zu den ebenfalls stilpnomelanführenden und mit A-Typen verbundenen Granitoiden des unterostalpinen Err-Bernina Gebietes gibt es also eher genetische Beziehungen, sowie in ähnlicher Weise nach NE hin zu den zentralen Westkarpaten, und wegen des reichlichen Stilpnomelans bis in die inneren Ostkarpaten.

Festzuhalten ist noch, daß das Alter der obengenannten Metamorphose in diesem Fall höchstens ins Cenoman hinaufgehen könnte (austrische Phase), während das Intrusionsalter des Granits am ehesten als postvariszisch/permisch vermutet wird. Auf jeden Fall sind die exotischen Stilpnomelangranite mit ihrer Affinität zum A-Typ eine markante und aussagekräftige Eigenheit für die Kenntnis des die Blöcke in die Losensteiner Schichten liefernden Kristallinstreifens, der üblicherweise unter den Bezeichnungen "ultrapienidischer" oder auch "rumunischer Rücken" läuft; aber gewiß bestand dieses Kristallin nicht nur aus dieser Variante.

Danksagung: Meinem Freund Prof. PLÖCHINGER danke ich für die Vermittlung des Probenmaterials von Dipl. Ing. BALDASSARI, sowie für die Klärung der lokalen kalkalpinen Geologie.

- HAUNSCHMID, B. (1993): Zentralgneisgenerationen im östlichen Tauernfenster: Geologie, Petrographie, Zirkontypologie, Geochemie. - Diss. Univ. Salzburg, 169 S.
- PLÖCHINGER, B. (1979): Die Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme des Anningergebietetes. - Jb. Geol. B.-A., 122, 429 - 453.
- PLÖCHINGER, B. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 58 Baden. - Jb. Geol. B.-A., 131, 441 - 442.
- PLÖCHINGER, B. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 58 Baden. - Jb. Geol. B.-A. (in Druck)
- SCHERMAIER, A. (1993): Gliederung der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster - Geologie, Petrographie, Zirkontypologie, Geochemie. - Diss. Univ. Salzburg, 175 S.

ZUR INTRUSIONSFOLGE IM SÜDBÖHMISCHEN BATHOLITH: NEUE ASPEKTE BEZÜGLICH DER STELLUNG DES EISGARNER GRANITS

FRIEDL, G. * und FINGER, F. **

* Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

** Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

U-Pb Altersdaten von Zirkonen und Monaziten aus dem Südböhmischen Batholith bestätigen i.w. die Auffassung von FRASL & FINGER (1988, 1991), daß der Weinsberger Granit zusammen mit dem Schlierengranit der Mühlzone, dem Schärddinger und dem Peuerbacher Granit sowie den Diatextiten des Sauwaldes eine ältere, durch weiträumige Krustenaufschmelzung (Anatexis I) gebildete Granitgeneration darstellt. Alle unsere Daten weisen darauf hin, daß die entsprechenden granitbildenden Ereignisse zwischen 315 und 330 Ma stattgefunden haben, wobei der Schärddinger und der Peuerbacher Granit die relativ jüngsten Plutone bilden.

Der Weinsberger Granit II (STÖBICH 1992, FINGER & VON QUADT, 1992) hat ein Alter von etwa 320 Ma (vgl. auch VON QUADT & FINGER, 1991). Die Bildung von Weinsberger Granit I und Schlierengranit hingegen könnte möglicherweise noch geringfügig weiter ins Unterkarbon zurückreichen. Zu Beginn der Anatexis I stand vermutlich die Bildung der Sauwald-Diatexite.

Im Fall des Rastenberger Granodiorits legen konkordante U-Pb-Monazitdaten ein Intrusionsalter von 323 ± 2 Ma fest (FRIEDL et al., 1993).

Klar bestätigt hat sich ferner die klassische Auffassung, daß die Feinkorngranite der Mauthausener/Freistädter Gruppe wesentlich später intrudierten als der Weinsberger Granit. Die Datierungen ergeben hier durchwegs ein spätkarbonisches Alter von ca. 300 Ma.

Vom Altenberger Granit, der nach FRASL & FINGER (1988, 1991) altersmäßig eine Zwischenstellung zwischen der Weinsberger und der Mauthausener/Freistädter Granitgeneration einnehmen soll, liegen zur Zeit noch keine U-Pb Daten vor.

Entscheidende Änderungen ergeben sich hingegen bezüglich der traditionellen, bis in die heutige Zeit immer wieder vertretenen Lehrmeinung, daß der grobe, zweiglimmerige Eisgarner Granit zu den allerjüngsten Granitarten des Südböhmischen Batholiths gehört. Zweifel an dieser Einstufung wurden schon vor einigen Jahren von FRASL & FINGER (1991) auf Grund von Geländebeobachtungen im Steinbruch Hartberg bei Schrems geäußert, wo Eisgarner Granit von feinkörnigem Granit und fallweise auch von Diorit gangförmig durchdrungen wird (wobei natürlich der Verdacht naheliegt, daß es sich hier um Derivate von Schremser Granit bzw. Gebhartser Diorit handelt, die ja beide ganz in der Nähe vorkommen). Nach ersten Monazitdatierungen zu schließen, steht der Eisgarner Granit tatsächlich eher mit der Weinsberger als mit der Mauthausener/Freistädter Granitgeneration in einem zeitlichen Naheverhältnis. Die Entstehung des Eisgarner Granits ist somit ebenfalls

noch mit der Anatexis I im Sinne von FRASL & FINGER (1988) in Verbindung zu bringen.

- FINGER, F., VON QUADT, A. (1992): Wie alt ist der Weinsberger Granit? - U/Pb vs Rb/Sr Geochronologie. - Mitt.Österr.Mineral.Ges., 137, 83 - 86.
- FRASL, G., FINGER, F. (1988): Führer zur Exkursion der österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald. - Reihe der Exkursionsführer der österr. Geol. Ges., 30 S.
- FRASL, G., FINGER, F. (1991): Geologisch-petrographische Exkursion in den österreichischen Teil des südböhmischen Batholiths. - Eur.J.Mineral. 3, Bh. 2, 23 - 40.
- FRIEDL, G. et al. (1993): Timing of the Variscan orogeny in the Southern Bohemian Massif (NE-Austria) deduced from new U-Pb zircon and monazite dating. - Terra abstracts, Vol. 5, 235 - 236.
- STÖBICH, D. (1992): Trachtstudien an den akzessorischen Zirkonen des Weinsberger Granits im östlichen Mühlviertel und westlichen Sauwald. - Diplomarbeit Univ. Salzburg, 53 S.
- VON QUADT, A., FINGER, F. (1991): Geochronologische Untersuchungen im österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths: U-Pb Datierungen an Zirkonen, Monaziten und Xenotimen des Weinsberger Granits. - Eur.J.Mineral. 3, Bh. 1, 281.

ZUR ENTWICKLUNG HOCHMINERALISierter GRUNDWÄSSER IM SW VON WIEN.

GIER, S. und KURZWEIL, H.

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

Vegetationsschäden nach Bewässerung aus Hausbrunnen waren erste Hinweise auf hochmineralisierte, möglicherweise auch schadstoffbelastete Grundwässer in Gebietsanteilen zwischen Perchtoldsdorf und Gumpoldskirchen.

Zur Überprüfung und Klärung dieser Problematik wurden Untersuchungen durchgeführt, die, unter Berücksichtigung der Geologie des Einzugsgebietes, der tektonischen Randstörungen im W des Wiener Beckens, möglicher Aufmineralisierungen des Grundwassers beim Durchgang durch neogene Feinkornsedimente sowie anthropogener Beeinflussungen, Möglichkeiten zur Entstehung derartiger Wässer erkunden sollten.

Geologisch bedingte Einflüsse durch das Einzugsgebiet, aber auch Aufmineralisierungen des Grundwassers über die Beckenrandstörungen konnten durch die Anordnung regionaler Verteilungsmuster der elektrischen Leitfähigkeiten unmittelbar ausgeschlossen werden.

Die höchsten, diesbezüglich gemessenen Werte konzentrieren sich auf Bereiche um Guntramsdorf und Brunn/Gebirge. Dort angesetzte hydrochemische Untersuchungen der Grundwässer erbrachten im Gegensatz zu anderen Untersuchungsbereichen sehr hohe Konzentrationen unterschiedlicher Ionenqualitäten, insbesondere aber von Calcium-, Sulfat- und Chloridionen.

Um allfällige Zusammenhänge der hydrochemischen Zusammensetzung der Grundwässer mit den granulometrischen und mineralogischen Eigenschaften der Sedimente aufzuzeigen, wurden entsprechende Proben aus Bereichen hochkonzentrierter Grundwässer eluiert, perkoliert bzw. filtriert und die Ergebnisse über spezifische Parameterkorrelationen im Hinblick auf Einflüsse der Sedimente auf die Chemismen der Grundwässer untersucht. Dabei zeigte sich, daß nur ein geringer Anteil der Calcium- und Sulfatkonzentrationen über sedimentverursachte Aufmineralisierungen erklärt werden kann.

Die hohen Gehalte an Natrium, Chlorid, Nitrat, Bor, Zink und anderen Ionen sind dagegen mit dem Stoffbestand der festgestellten Sedimente nicht korrelierbar und daher anthropogenen Einflüssen zuzuordnen. Diese Folgerung bzw. Vermutung wird durch die Nähe der Probenpunkte zu Deponien und Industriestandorten zusätzlich erhärtet.

- GIER, S. (1990): Untersuchungen zur Entwicklung hochmineralisierter Grundwässer im nord-westlichen Randbereich des südlichen Wiener Beckens. - Dipl.Arb., Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- GIER, S. (1991): Untersuchungen zur Entwicklung hochmineralisierter Grundwässer im nord-westlichen Randbereich des südlichen Wiener Beckens. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **37**, 51 - 74.
- GIER, S., KURZWEIL, H. (1994): Zur Entwicklung hochmineralisierter Grundwässer im SW von Wien. - UG' 94, 3. Arbeitstag, Erdwissenschaftl. Aspekte d. Umweltschutzes, BFP Arsenal, Geotech. Inst. Wien, Kurzfassung (75 - 76) und Poster (W 7).

SYNTHESE UND CHARAKTERISIERUNG VON CARLINIT, (TI₂S)

GIESTER, G. und LENGAUER, C.L.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

Das Mineral Carlinit, TI₂S₅, wurde erstmals von RADTKE & DICKSON (1975) aus der Lagerstätte Carlin (Nevada) beschrieben und aufgrund der Zellparameter und der Röntgenpulverbeugungsdaten als strukturgleich mit dem bereits untersuchten synthetischen TI(I)-Sulfid (KETELAAR & GORTER, 1939; REUTER & GOEBEL, 1953) erkannt. Basierend auf theoretischen Überlegungen und aus dem Vergleich mit Pulverdaten beschrieben KETELAAR & GORTER für das TI₂S eine verzerrte, vom Anti-CdI₂ Typ abgeleitete Struktur in der Raumgruppe R3. MAN (1970) bestätigte aus Elektronenbeugungsdaten die Lage der Schweratome und berichtete die Positionen der S-Atome ($R_{hkl} = 0,258$).

Da nur sehr wenige A₂B Strukturtypen einer azentrischen Raumgruppe angehören, schien eine detaillierte Untersuchung der Struktur des TI₂S von Interesse. Aufgrund der geringen Menge und Qualität von verfügbarem natürlichen Carlinit erfolgte die Bearbeitung ausschließlich an synthetischem Material.

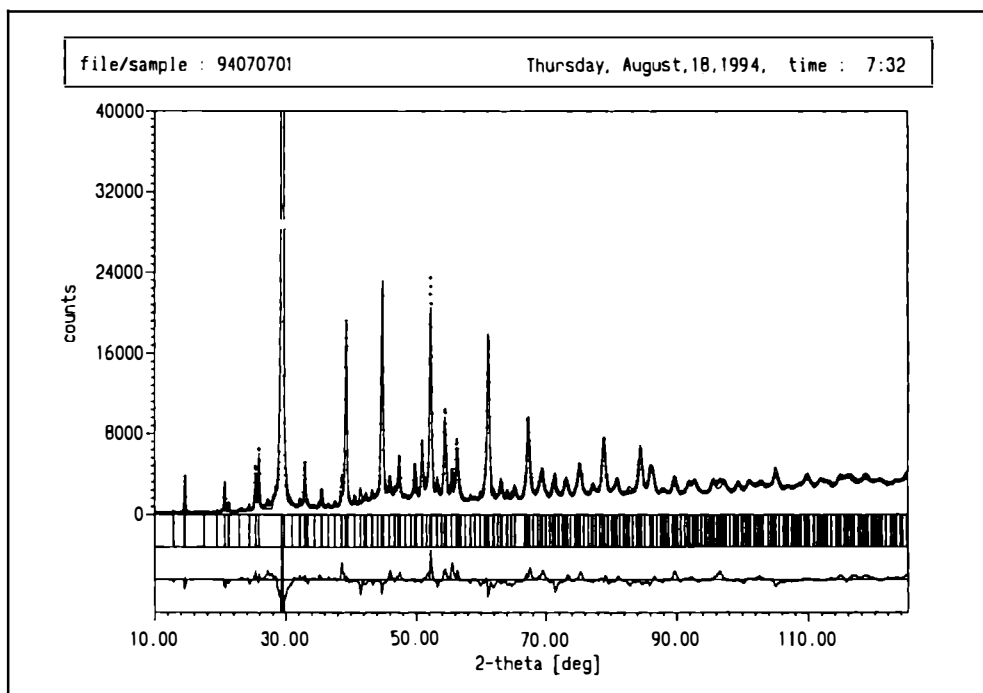


Abb. 1: Ausschnitt des Rietveld-Plots von synthetischen Carlinit

Aus einer wässrigen Lösung von TiNO_3 wurde bei 30°C durch langsames Zufügen einer stark verdünnten, schwach ammoniakalischen Lösung von $(\text{NH}_4)_2\text{S}$ feinstkristallines Ti_2S gefällt, mehrfach mit Aceton gewaschen und im Vakuum getrocknet. Durch Aufschmelzen bei 600°C , langsames Abkühlen auf 400°C , Tempern des Regulus im Vakuum für mehrere Stunden und anschließendem Abkühlen auf Zimmertemperatur konnte ein gut kristallisiertes, stark metallisch glänzendes Endprodukt von Ti_2S erhalten werden.

Aus Weissenberg- sowie aus Buergeraufnahmen wurde die in der Literatur angegebene Zellmetrik bestätigt, es ergaben sich jedoch bei einigen Kristallen Hinweise auf schwache Überstrukturreflexe. Aufgrund der perfekt ausgebildeten Spaltbarkeit nach (0001), der leichten Verformbarkeit, sowie der starken Verwachsungen konnten keine für eine Strukturbestimmung geeigneten Einkristalle isoliert werden. Deshalb wurden für alle weiteren Untersuchungen Pulvermethoden angewandt.

Um die Zerkleinerung des Regulus zu erleichtern, erfolgte die Pulverpräparation für die Röntgenbeugungsuntersuchungen unter Verwendung von flüssigem Stickstoff. Textureffekte wurden durch die 'back-loading' Methode verringert. Zur Datensammlung wurde ein Philips X'Pert MPD Röntgendiffraktometer mit automatischem Blendensystem, Sekundärmonochromator und $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung verwendet. Die

strukturelle Verfeinerung erfolgte mit dem Programmpaket PC-RIETVELD PLUS (FISCHER et al., 1993).

Die Ergebnisse, belegt durch niedere R-Faktoren der Rietveld-Verfeinerung ($R_p = 6,8$, $R_{wp} = 9,9$), bestätigen das Modell von MAN (1970) in der azentrischen Raumgruppe R3. Die Gitterkonstanten mit Werten für $a = 12,154(6)$ bzw. $c = 18,188(5)$ Å sind in guter Übereinstimmung mit den bisher veröffentlichten Daten. Aufgrund der Textureffekte und der damit verbundenen hohen Standardabweichungen in den x bzw. y Koordinaten konnten die Schwefelpositionen jedoch nur ungenau bestimmt werden, die Interpretation kristallchemischer Details ist deshalb nur bedingt zulässig.

- FISCHER, R.X., LENGAUER, C.L., TILLMANN, E., ENSINK, R.J., REISS, C.A., FANTNER, E.J. (1993): PC-Rietveld plus, a comprehensive Rietveld analysis package for PC. - Materials Science Forum, 133-136, 287 - 292.
- KETELAAR, J.A., GORTER, E.W. (1939): Die Kristallstruktur von Thalliosulfid (Tl_2S). - Z. Kristallogr., 101, 367 - 375.
- MAN, L.I. (1970): Determination of the structure of Tl_2S by the electron diffraction method. - Soviet Physics Crystallography, 15, 399 - 403.
- RADTKE, A.S., DICKSON, F.W. (1975): Carlinite, Tl_2S , a new mineral from Nevada. - Amer. Mineral., 60, 559 - 565.
- REUTER, v.B., GOEBEL, A. (1953): Über die Oxidation des Thallium (I) - Sulfids, Chemismus und Kinetik der Oxidation bei Zimmertemperatur. - Z. Anorg. Allgem. Chem., 271, 321 - 337.

ZUR MINERALOGIE UND GEOCHEMIE EINER KARBONATGEBUNDENEN ARSEN-MINERALISATION, SAUALPE/KÄRNTEN

GÖD, R.

BFPZ Arsenal, Geotechnisches Institut, Franz Grillstraße 9/214, A-1030 Wien.

Der "Geochemische Atlas der Republik Österreich" (THALMANN et al., 1989) weist auf den Kartenblättern 187 Bad St. Leonhard und 188 Wolfsberg eine nord-west - südost streichende, flächenmäßig ausgedehnte Arsenanomalie auf, deren Schwerpunkt in der nördlichen Saualpe liegt. Diese Anomalie überschreitet die Grenze Saualpenkristallin - Kristallin des Klieningfensters und reicht nach SE über die Lavanttalstörung in das Kristallin der Koralpe hinein. Der nordöstlichste Abschnitt fällt mit den bekannten goldführenden Sulfidvererzungen des Raumes Kliening zusammen, während für den flächenmäßig weit größeren Anteil eine karbonatgebundene Auripigment - Realgar - ged. Arsen- Mineralisation als Ursache dieser Bachsedimentanomalie erkannt werden konnte (GÖD, 1993, 1994). Solche Mineralisationen finden bereits bei CLAR & MEIXNER (1951) sowie NIEDERMAYR et al. (1992) Erwähnung. Die Mineralisation ist an die Marmore der "Preimser Serie" (PILGER & SCHÖNENBERGER, 1975) gebunden, die von den genannten Autoren dem katazonal metamorphen Anteil des Saualpenkristallins zugeordnet werden. An einem Aufschluß etwa 1,2 km WSW Jagdhaus Stelzing, SH 1280 m lassen sich die nachfolgenden Beobachtungen anstellen.

PRN	As	Sb	Hg	Se	Pb	Zn	Cu	Mo	Tl	Au	Ag
300	1362	1,8	465	360	10	89	8	<1	<1	<5	<0,1
301	4391	2,1	301	330	13	90	19	<1	<1	<5	<0,1
303	7643	2,4	363	370	14	158	18	<1	<1	<5	<0,1
304	13888	4,0	1175	600	11	68	6	<1	1,4	<5	<0,1
308	1382	1,1	591	140	14	31	7	1,2	<1	<5	<0,1
310	8483	3,3	620	300	7	45	3	<1	1,4	<5	<0,1
311	630	1,2	97	140	<1	24	1	<1	<1	<5	<0,1

Tab. 1: Spurencemismus der Gesteinsproben; Hg, Se und Au in ppb, alle anderen in ppm.

In einem annähernd NE-SW streichenden, örtlich glimmerführenden Marmorzug, der mit rund 40° nach NW einfällt, treten diskordante, von Störungen begrenzte Körper auf, die als silifizierte, karbonatische und autigene Brekzien bezeichnet werden können; ihre beobachtbare Ausdehnung liegt zwischen einem und maximal 14 m. Die Brekzie ist richtungslos, grobkörnig und von keiner Durchbewegung mehr erfaßt worden, sie repräsentiert das jüngste tektonische Ereignis. Die meist mit einer Harnisch- und Pseudotachylitbildung einhergehenden Grenzflächen dieser Körper lassen keine bevorzugte Richtung erkennen. Solche Pseudotachylitgängen, deren Mächtigkeit um den dm- Bereich liegt, treten im übrigen auch innerhalb der Brekzien auf.

Das Dünnschliffbild zeigt eine durchgehende, ausgeprägte Kataklyse bis unter die Grenze des optisch Auflösbaren. Die grobkörnigen Klasten liegen richtungslos in einer feinkörnigen, quarzreichen Matrix. Karbonat und Quarz stellen in allen Proben die Hauptgemengteile, wobei ersteres überwiegt, was bis zu reinen Marmoren führen kann. Insgesamt entsteht der Eindruck einer mehrstufigen Kataklyse, gefolgt von einer Silifizierung. Es können sowohl Kalzit als auch Dolomit nachgewiesen werden. Nebengemengteil ist Kaolinit, dessen Anteil am Gesteinsaufbau im Bereich unter 10% schwankt. An akzessorischen Gemengteilen sind Titanit, Turmalin, Zirkon, Granat, Apatit und Chlorit erkennbar.

Im Auflicht sind Pyrit, Realgar, Auripigment und gediegen Arsen zu beobachten, sowie vereinzelt Magnetkies und Markasit. Auffällig ist das völlige Fehlen von Arsenkies. Generell verbreitet ist grobkörniger Graphit, der im übrigen auch mit dem freien Auge gelegentlich erkannt werden kann. Die Erzphasen sind an die quarzreiche, feinkörnige Matrix zwischen den Klasten gebunden und ganz offenkundig mit der Silifizierung verknüpft. Das gediegene Arsen ist feinkörnig, xenomorph und gelegentlich mit Realgar verwachsen. Auffälliges Detail sind vereinzelt auftretende, sternförmige Rosetten aus gediegenem Arsen, innerhalb derer "noch" (?) Realgar zu erkennen ist.

Im folgenden ist der Spurenchemismus mineralisierter Karbonatproben angegeben (Tab. 1), wobei neben den Arsengehalten an sich, die im Maximum die Prozentgrenze überschreiten, vor allem hervorzuheben ist, daß es sich bei der vorliegenden Mineralisation de facto um eine "Monoelement"-Mineralisation handelt. Unter Einschluß noch in Arbeit befindlicher Daten läßt sich noch deutlicher machen, daß das Quecksilber gut mit dem Arsen korreliert und daß die Konzentrationen des Antimon geochemisch leicht erhöht sind.

Der mono-elementare Charakter dieser Mineralisation ist umso auffälliger, als die in unmittelbarer Nachbarschaft gelegenen Goldvererzungen des Raumes Kliening - im Extremfall liegen nur wenige 100 m zwischen den beiden Vererzungstypen - das gesamte Buntmetallspektrum, einschließlich Wismut, Silber, Nickel und Kobalt (STERK, 1955) führen. Hinzu kommt, daß wohl beide Mineralisationen als jung, also als alpidisch, zu betrachten sind und demselben minerogenetischen Geschehen zuzuordnen sind. Die somit altersgleiche mineralogische (geochemische) Paragenese wird also offenkundig durch die Lithologie der jeweiligen tektonischen Einheit kontrolliert.

Zur Genese des Auftretens von gediegenem Arsen in den Marmoren selbst kann beim gegenwärtigen Stand der Untersuchungen noch keine Aussage getroffen werden.

Für Beobachtungen im Auflicht bzw. am Rasterelektronenmikroskop bin ich den Herren Prof. A. Beran, Dr. F. Brandstätter und Dr. E. Libowitzky, Wien, zu großem Dank verpflichtet.

- CLAR, E., MEIXNER, H., (1951): Die Arsenvererzung in der Stelzing bei Lölling, Saualpe, Kärnten. - Berg- und Hüttenm. Mh. 96, H. 8, 172 - 174.
- GÖD, R., (1993): A carbonate-hosted native arsenic-realgar-orpiment mineralisation and the soil contamination caused by it; Saualpe/Eastern Alps/Austria. - Ber. Deutschen Min. Ges., 71. Jahrestagung, No.1.
- GÖD, R., (1994): Geogene Arsengehalte außergewöhnlichen Ausmaßes in Böden, nördliche Saualpe - ein Beitrag zur Diskussion um Grenzwerte von Spurenelementen in Böden. - Berg- und Hüttenm. Mh., im Druck.
- MEIXNER, H., (1975): Die Mineralvorkommen der Saualpe. - In: Pilger, A. & Schönenberg, R.: Geologie der Saualpe. - Clausthaler Geologische Abhdlg., Sonderband 1, 232 S.
- NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., LEIKAUF, B., MOSER, B., POSTL, W., TAUCHER, J., (1992): Neue Mineralfundpunkte aus Österreich XIL. - Carinthia II, 102.Jg., 113 - 158.
- PILGER, A., SCHÖNENBERGER, R., (1975): Geologie der Saualpe. - Clausthaler Geologische Abhdlg., Sonderband 1, 232 S.
- STERK, G., (1955): Zur Kenntnis der Goldlagerstätte Kliening im Lavanttal. - Carinthia II, 65/145, 39 - 59.
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E., HAUSBERGER, G., (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1: 1.000.000. - Geol. Bundesanstalt Wien.

EINE KUPFERKIES-SILBER-VERERZUNG IN QUARZLAGEN DES BITTESCHER GNEISES BEI HORN, NIEDERÖSTERREICH

GÖTZINGER, M.A. * und HANDL, M. **

* Institut für Mineralogie und Kristallographie, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.
** Krahuletz-Museum, A-3730 Eggenburg.

Im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse sind bisher keine nennenswerten sulfidischen Kupfermineralisationen bekannt. Schwache Anreicherungen wurden in Amphiboliten gefunden (bis 200 ppm; THALMANN et al., 1989), weiters in Exo-kontakten von Graniten (GÖD & KOLLER, 1989). In der Tschechischen Republik waren wohl zwei Kupferbergbaue in Betrieb (Borovec und Ludvikov; DUDEK et al., 1966), gemessen an der Ausdehnung des Massivs ist jedoch eine überregionale Kupferarmut festzustellen.

In einem Steinbruch (Bittescher Gneis) an der Straße Horn - Irnfritz, etwa 4,5 km NNW Horn (N.Ö.) tritt makroskopisch derbe Kupferkies in einer konkordanten Quarzlage (150/35, 158/30) von etwa 15 cm Mächtigkeit auf. Die Klüfte im umgebenden Gestein enthalten Malachit. Das Vorkommen liegt ca. 300 m nördlich der Überschiebungslinie Moldanubikum/Moravikum (G. FUCHS, GBA Wien, Manuskriptkarte Blatt 21 Horn, mündl. Mitt. 1993) und ist auf ca. 7 m Länge verfolgbar.

Besonders im Nordteil des Steinbruches ist weißer, plattiger Bittescher Gneis aufgeschlossen, der hier mittelsteil nach SE einfällt ($158 \pm 4,3/34 \pm 1,8$; $n=9$). Die Gesteine bestehen aus einer Wechselfolge von dünnplattigen Muskovitschiefergneisen und dünnen Quarzzwischenlagen. Charakteristisch sind bis 1 cm große Feldspat-Augen. Nach Süden zur Straße hin stehen dunkle, glimmerreiche Partien an, die vereinzelt derbe Quarzlagen enthalten.

Der Bittescher Gneis wird als Orthogneis aufgefaßt (FRASL, 1991) und besteht nach HÖCK (1991) aus Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit und Muskovit; untergeordnet treten Granat, Apatit und retrograder Chlorit auf. Amphibolitlagen im Hangenden bestehen aus Magnesio-Hornblende und Plagioklas (40 - 50 % An), weiters aus Biotit, Titanit, Ilmenit und Apatit.

Aufgrund der Anordnung der Vererzung im Quarz lassen sich zwei verschiedene Typen unterscheiden:

- 1) Eine feinkörnige (0,5 - 1 mm) Vererzung im dm-Bereich wird von vielen Einzelkörnern gebildet, die lagenparallel angeordnet sind. Kupferkies ist dominierend, Pyrit stark untergeordnet, Limonit häufig. Kupferkies ist häufig in Limonit und in Malachit umgewandelt.
- 2) Größere Erzester (bis etwa 15 mm) sind in Klüftbereichen innerhalb der Quarzlage angereichert. Auch hier ist Kupferkies dominierend, Pyrit untergeordnet und Limonit bildet mit Malachit Hohlraumfüllungen nach Kupferkies.

Untersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) mit energiedispersiver Analytik (EDX) erbrachten zusätzliche Mineralnachweise besonders im zweiten Vererzungstyp: Reiner Kupferkies zeigt randlich einen dünnen Saum (2 - 5 μm) von Bornit, der fingerförmig-lanzettlich in Limonit übergeht. Dieser Kupferkies enthält sporadisch einzelne Sternchen eisenreicher Zinkblende. Nur ein einziges Magnetkies-Korn neben Kupferkies wurde beobachtet. Im derben Limonit sind auch Pyrit-Reste erhalten. Weiters tritt Baryt in tafeligen Kristallaggregaten (bis etwa 100 μm), auch in derben Flocken oder in achatförmigen Bildungen auf (Durchmesser bis 100 μm). Selten liegt ged. Wismut als längliche Gebilde vor (50 x 20 μm^2).

An manchen Stellen enthält der Kupferkies im REM deutlich sichtbare Mengen von ged. Silber in Form kleiner Tröpfchen (Durchmesser etwa 0,5 bis 5 μm). Der Ag-Gehalt kann in Kupferkies-Resten bis etwa 30 Vol.% ausmachen, besonders im Randbereich des Kupferkieses oder entlang von Mikrorissen. Bei weitgehender Verwitterung verbleibt eine Kette kleiner Silberkügelchen im Limonit. Dieser silberführende Kupferkies wird nach außen meist von einer dünnen Covellin-Schicht begrenzt, die in Limonit übergeht. Als sekundäres Silbermineral wurde im Limonit (innerhalb von achatartigem Baryt) der seltene Jodargyrit gefunden (20 x 30 μm^2), der auch in dünnen Klüftchen zusammen mit ged. Silber auftritt.

Silber führender Kupferkies wurde aus der Zn-Cu-Pb-Lagerstätte Izok Lake, NWT, Australien bekannt (HARRIS et al., 1984), ein Lagerstättentyp in Metavulkaniten des präkambrischen Schildes. Das Silber ist in diesem Fall im Kupferkies eingebaut (solid solution), die Gehalte schwanken je nach Lagerstättenteil zwischen 266 und 2900 ppm.

Jod ist nach FUGE & JOHNSON (1984) ein chalkophiles Element, welches in verschiedenen Sulfidmineralen, auch in Kupferkies, festgestellt wurde; die Gehalte schwanken um 1 ppm und werden den Flüssigkeitseinschlüssen zugeschrieben. Interessanterweise enthalten auch die Kupferkiese des Horner Vorkommens Flüssigkeitseinschlüsse in Form von Negativkristallen. Weder Tochterkristalle noch Residuate konnten bisher festgestellt werden.

- DUDEK, A., ILAVSKY, I., KAISER, T., ODEHNAL, L., POLAK, A. (1966): Mineral deposits map of Czechoslovakia. - Geological Survey Praha.
- FRASL, G. (1991): Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikums - eine Einführung. - Arbeitstagung Geol. B.-A., 1991, 49 - 62.
- FUGE, R., JOHNSON, C.C. (1984): Evidence for the chalcophile nature of Iodine. - Chem. Geol. 43, 347 - 352.
- GÖD, R., KOLLER, F. (1989): Molybdenite-magnetite bearing greisens associated with peraluminous leucogranites, Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - Chem. Erde, 49, 185 - 200.
- HARRIS, D.C., CABRI, L.J., NOBILING, R. (1984): Silver-bearing chalcopyrite, a principal source of silver in the Izok Lake massive-sulfide deposit: Confirmation by electron- and proton-microprobe analysis. - Canad. Min., 22, 493 - 498.
- HÖCK, V. (1991): Das Moravikum der Thaya-Kuppel in Österreich - Lithologie und Metamorphose.- Arbeitstagung Geol. B.-A., 1991, 63 - 74.
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E., HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000,000. - 141 S, Geol.B.-A. Wien.

ZUR POLYMETAMORPHOSE DES SÜDLICHEN KORALPENKRISTALLINS

GREGUREK, D.

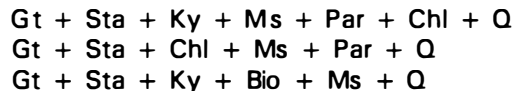
Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, Universitätsplatz 2,
A-8010 Graz.

In Metapeliten des ostalpinen Kristallins der südlichen Koralpe sind schon von KLEINSCHMIDT et al. (1976) und KLEINSCHMIDT (1979) polymetamorphe Texturen beschrieben worden. Diese sind sowohl in der Glimmerschiefergruppe der Plankogelserie als auch in den nördlich angrenzenden Glimmerschiefern des Koralpenkristallins i. e. S. zu beobachten. Am eindrucksvollsten ist die Zweiphasigkeit der Granate der Plankogelserie, wobei Granatkerne von Anwachssäumen mit unterschiedlichen Interngefügen umgeben sind. Die Granate des Koralpenkristallins i.e.S. dagegen treten in zwei getrennten Generationen auf, ohne Überwachungen älterer Granate. Die Interngefüge der "Plankogel" Granate zeigen stets Staurolith in den alten Kernen bzw. Chloritoid koexistierend mit Staurolith in den jungen Rändern.

Die Interngefüge der Granate des Koralpenkristallins i. e. S. unterscheiden sich vor allem in den Ti-Phasen. Alte Granate haben Ilmenit und keine Rutil-Einschlüsse, während die junge Generation ausschließlich Rutil-Einschlüsse enthält.

In der Plankogelserie ist Staurolith eine weitere, mehrere Generationen abbildende Mineralphase. Grobkörnige, stark pigmentierte Staurolithe treten neben feinkörnigen, idioblastischen, einschlußarmen Körnern auf.

Granat und Staurolith der älteren Generation treten als Relikte innerhalb jüngerer Gleichgewichtsparagenesen auf. Dies umfassen in der Plankogelserie die KFMASH-Phasen:



Im Koralpenkristallin i. e. S. sind die KFMASH-Paragenesen:



Mikrosonden-Untersuchungen zeigen klare Unterschiede im Chemismus der 2. Generation der Granate und Staurolithe. Die Granate der Plankogelserie sind diskontinuierlich zoniert. Die Kerne (Granat I) sind konstant im CaO-Gehalt (ca. 1-2 Gew. %) und MgO-Gehalt (ca. 2 Gew. %). An diese schließen die Granat II Ränder diskontinuierlich an mit signifikant höheren CaO- und MgO-Gehalte von ca. 6 Gew. %, bzw. 3 Gew. %. Die beiden Granatgenerationen des Koralpenkristallins i. e. S. unterscheiden sich vor allem in den Mn-Gehalten. Granate I zeigen eine Abnahme des Mn-Gehaltes von ca. 3 Gew. %, MnO im Kern bis unter die Nachweisgrenze am Rand. Granat II ist feinkörnig und stets Mn-frei.

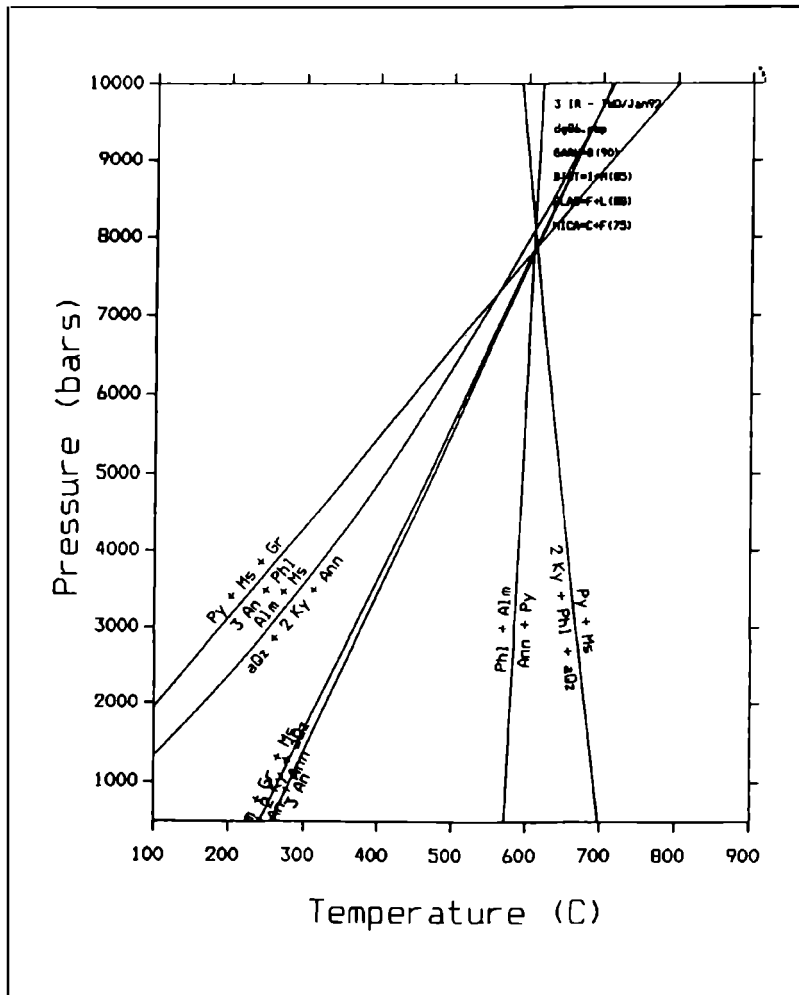


Abb. 1: Thermobarometrie mit Hilfe von TWEEQU in Probe DG-86.

Die grobkörnigen Staurolithe der älteren Generation aus Glimmerschiefern der Plankogelserie sind mit > 1 Gew. % ZnO deutlich von den jungen, feinkörnigen Staurolithe, die kein ZnO enthalten, zu unterscheiden.

Anwendung der Granat-Biotit-Thermometrie (PERCHUK, 1968) zeigt eine gute Gleichgewichtseinstellung in den jungen Paragenesen der Plankogelserie bei Temperaturen von 550 - 580° C, während die Paragenese des Korallenkristallins durch extreme Ungleichgewichte charakterisiert sein können. Temperaturen, die aus der Mg/Fe-Verteilung zwischen Granat I und Biotit ermittelt wurde, ergeben meist konstante Werte von 590 - 620° C. Granat II und angrenzender Biotit dagegen zeigen keine Gleichgewichtseinstellungen sondern extrem schwankende Ergebnisse zwischen 790° C und 1000° C.

Die Anwendung von TWEEQU (BERMAN, 1991) auf die 6 Phasen-Paragenese (Gtl + Ky + Bio + Ms + Plag + Q) ergibt einen Schnittpunkt bei 600° C und 7,5 Kbar (Abb. 1). Diese P-T-Bedingungen werden auf Grund textueller Kriterien einer voralpidischen Metamorphose zugeordnet. Die alpidische Überprägung hat in den untersuchten Glimmerschiefer des Koralpenkristallins i.e.S. keine chemische Gleichgewichtseinstellungen bewirkt. Es gibt jedoch Hinweise aus der Plankogelserie auf ein junges P-betontes Ereignis bei 550 - 580° C.

- BERMAN, R.G. (1991): Thermobarometry using multi equilibrium calculations: A new technique, with petrological applications. - Can. Mineral. 29, 833 - 885.
- KLEINSCHMIDT, G. et al. (1976): Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Soboth/Steiermark-Kärnten. - Carinthia II, 166/86, 57 - 91.
- KLEINSCHMIDT, G. (1979): Die Verteilung von Chloritoid in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung. - Clausth. Geol. Abh., 30, 74 - 94.
- PERCHUK, L.L. (1968): The Staurolite-Garnet Thermometer. - Doklady Akad.Nauk., 186, 189 - 191.

ZERSTÖRUNGSFREIE GEMMOLOGISCHE BESTIMMUNGEN MITTELS RDA

HAMMER, V.M.F.

Staatliches Edelsteininstitut, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1010 Wien.

Die zerstörungsfreie Bestimmung von Edelsteinen und Schmuckmaterialien, besonders in gefaßtem Zustand, kann in vielen Fällen, auch bei größeren Objekten mittels RDA (Röntgen-Diffraktions-Analyse) zu einem eindeutigen Ergebnis führen.

An Hand von Beispielen, die in gemmologischen Labors immer wieder Schwierigkeiten bereiten, wird die Methode diskutiert.

Feueropal oder Glas?

Oft zeigt der Brechungsindex eines Minerals mit etwaigen Unterschiebungen oder Imitationen überlappende Werte, Dichtebestimmungen sind undurchführbar, da das Stück gefaßt ist und Einschlußbilder sind nicht aussagekräftig genug, um das vorgelegte Material eindeutig zu identifizieren. In vielen Fällen wäre die IR-Spektroskopie zielführend, ein Absorptionsspektrum ist wegen der zu großen Probenstärke des facettierten Steines aber meist nicht zu erhalten. Polierte Oberflächen von facettierten Steinen stellen hingegen nahezu ideale Voraussetzungen für Messungen mittels RDA dar. Die Tafelfläche eines Steines oder, wie im nachfolgenden Beispiel, eine polierte Fläche wird in Beugungsposition einjustiert. Dadurch erhält man für diese Meßbedingungen relativ hohe Intensitäten. Für die Bestimmung eines zur Identifikation vorgelegten Edelopals wurde zusätzlich Vergleichssteine aus der Sammlung des Naturhistorischen Museums in Wien (Feueropal L7027 und eine Glasimitation F9693) gemessen.

Die Abb. 1 zeigt, daß der Feueropal durch die partielle Cristobalitkristallisation eindeutig von Glas zu unterscheiden ist.

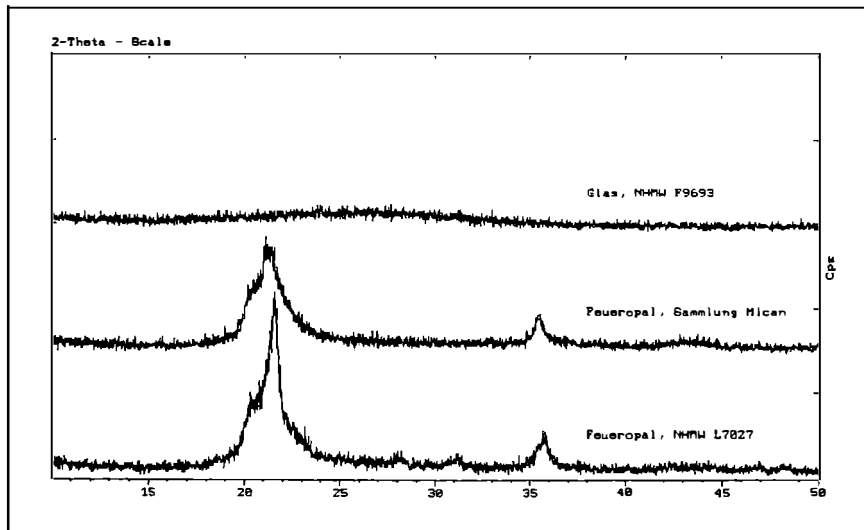


Abb. 1: RDA von natürlichen Opalen im Vergleich zu Glas (Siemens D5000, Cu-Röhre, fixes Blendensystem, Messungen ohne Rotation, Szintillationsdetektor).

Jade?

Objekte aus den beiden unter dem Begriff Jade verstandenen Mineralien Jadeit und Nephrit, können wegen ihrer relativ ähnlichen Eigenschaften mit gemmologischen Hilfsmitteln praktisch nie eindeutig bestimmt werden. Durch ihre polykristalline Ausbildung können jedoch genügend Reflexe beobachtet werden, um eine sichere Aussage zu treffen. Auch die zahllosen Unterschiebungen und Imitationen können mit dieser Methode einfach erkannt werden.

DER QUARZMONZODIORIT VON SARLEINSBACH: EINE KUMMULATVARIANTE DES WEINSBERGER GRANITS

HAUNSCHMID, B. und FINGER, F.

Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

In der Nähe von Sarleinsbach im westlichen Mühlviertel tritt ein grobkörniges, pyroxenführendes, quarzmonzodioritisches Granitoid mit 2 - 5 cm großen, grauen Kalifeldspaten auf, das in seiner Textur dem umgebenden Weinsberger Granit weitgehend entspricht. Das relativ dunkle Gestein wurde nach Felssprengungen für den Straßenbau in den frühen Achzigerjahren von G. FRASL entdeckt und in der Folge von unserer Salzburger Arbeitsgruppe petrographisch bearbeitet, beschrieben und anlässlich verschiedener internationaler geowissenschaftlicher Exkursionen

gezeigt (z.B. FRASL & FINGER, 1988, 1991). Der Quarzmonzodiorit wurde dabei als relativ früh erstarrte magmatische Tiefenbildung des Weinsberger Granitplutons interpretiert.

In den letzten Jahre wurde der Quarzmonzodiorit im Rahmen des Forschungsprojektes S47 einer intensiven Neubearbeitung unterzogen (KOLLER & HÖCK 1993a, b.; KOLLER et al. 1993, 1994; KOLLER, 1994). Dabei sind diese Bearbeiter zur interessanten Auffassung gelangt, daß das Granitoid aus "zwei unterschiedlichen Paragenesen" besteht, "die miteinander nicht im Gleichgewicht stehen". Nur ein Teil des Gesteins, nämlich die Paragenese Quarz-Oligoklas-Orthoklas-Biotit-Ilmenit wäre demnach aus einer variszischen Granitschmelze gebildet worden. Hingegen wären u.a. die Pyroxene des Quarzmonzodiorits als Reste eines wesentlich älteren metamorphen Protolithgesteins zu deuten, das schon im frühen Altpaläozoikum seine granulitfazielle Prägung erfahren haben soll. KOLLER & HÖCK (1993) und KOLLER et al. (1994) meinen daraus ableiten zu können, daß große Teile des Weinsberger Granits durch Aufschmelzung einer altpaläozoischen granulitischen Unterkruste gebildet wurden.

Unsere Salzburger Arbeitsgruppe kann sich dieser genetischen Interpretation nicht anschließen. Zunächst sehen wir nicht ein, warum die Pyroxene des Quarzmonzodiorits vormagmatische bzw. vorvariszische Relikte sein sollen. Im Gegenteil: Einschlüsse von typisch rekurrent-zonar gebauten frühmagmatischen Apatiten und Zirkonen, welche sich zahlreich in den Pyroxenen finden, sind in Morphologie und chemischer Zusammensetzung nicht von jenen in den Biotiten unterscheidbar, und die sehr großen Biotite gehören auf jeden Fall zum variszischen Mineralbestand. Bei genauen lichtmikroskopischen und EMS Studien (BSE Bilder) zeigt sich also sehr klar, daß der Opx im Frühstadium der magmatischen Erstarrungsgeschichte des Gesteins kristallisiert ist. Er weist heute eine Zusammensetzung von $X_{Fe} \approx 0,58$ auf, läßt aber intern schon verschiedene Entmischungerscheinungen erkennen (v.a. Ilmenitentmischung). Der Klinopyroxen hat ein $X_{Fe} \approx 0,25$ bei einem Al_2O_3 Gehalt von 0,3 - 0,7 Gew. % und er kristallisierte generell später als der Opx, den er häufig umwächst. Nicht selten füllt er dabei die Zwickel zwischen Opx und Feldspaten, was auf ein spätmagmatisches Wachstumsstadium hinweist. Die Orthopyroxene sind randlich mitunter in feine Aggregate von Cumingtonit umgewandelt, welche z.T. wiederum eng mit dem Klinopyroxen verwachsen sind. Im Verlauf der magmatischen Kristallisation und begünstigt durch den ansteigenden Wasser- und Kaliumgehalt in der Restschmelze begann auch magmatischer Biotit zu wachsen. Gleichzeitig wandelte sich ein Teil der Orthopyroxene zu Quarz + Biotit-Symplektiten um. Sekundär bildeten sich z.T. auch schmale ferroaktinolithische Hornblendesäume um die Pyroxene bzw. deren Formrelikte.

Der Quarzmonzodiorit von Sarleinsbach war also unserer Ansicht nach primär ein durch und durch magmatisches Gestein (sieht man von manchen auch sonst in krustalen Granitoiden üblichen relikthischen Zirkonkernen und einigen Xenolithschollen ab). Die Bildungstemperatur lag zu Kristallisationsbeginn etwa bei 800°C (FINGER & CLEMENS, 1994). Die Mineralogie des Gesteins hat sich dann freilich zunehmend an niedrigere Temperaturen angepaßt, wie das bei langsam abkühlenden Granitoiden üblich ist.

Da die Gehalte an stark kompatiblen Elementen wie Cr, Ni oder Co gegenüber dem normalen Weinsberger Granit deutlich erhöht sind, während bei den meisten anderen Elementen in den Harker-Diagrammen kontinuierliche Übergänge zu konstatieren sind, gehen wir davon aus, daß es sich beim Quarzmonzodiorit am ehesten um eine Kummulatvariante des Weinsberger Granits handelt.

Daß sich der Weinsberger Granit i.w. durch Aufschmelzung tiefer kontinentaler Kruste gebildet hat, wurde von fast allen bisherigen Bearbeitern angenommen (vgl. z.B. schon FUCHS, 1962) und bedarf somit keiner besonderen Betonung. Im Gegensatz zu KOLLER & HÖCK (1993) bzw. KOLLER et al. (1994) halten wir es aber für ausgesprochen unwahrscheinlich, daß die Weinsberger Granitschmelze aus älteren granulitfaziellen Gesteinen extrahiert wurde, insofern als Granulite bekanntlich nur wenig fertile Ausgangsgesteine für Granitoide sind (CLEMENS & VIELZEUF, 1987). Vielmehr ist anzunehmen, daß sich die Weinsberger Granitschmelze gebildet hat, als eine relativ biotitreiche, quarzofeldspatische kontinentale Kruste (Metagrauwacken oder intermediäre Metamagmatite) durch spätvariszische Aufheizung (magmatisches Underplating) von der Amphibolitfazies in die Granulitfazies übergeführt wurde, wobei durch den weiträumigen Zusammenbruch des Biotits sowohl Wasser als auch Kalium für die Schmelze bereitgestellt wurden (FINGER & CLEMENS 1994). Durch Abfraktionierung von anatektischen und frühmagmatischen Orthopyroxenen und Plagioklasen konnten sich dann in der Folge die extrem kalibetonten intrusiven Schmelzen des Weinsberger Plutons entwickeln. Der Sarleinsbacher Quarzmonzodiorit stellt unserer Ansicht nach ein entsprechendes Kummulat innerhalb des Weinsberger Granitplutons dar, das im saureren Restmagma mittransportiert wurde und Zeugnis von diesen Fraktionierungsprozessen gibt.

- CLEMENS, J.D., VIELZEUF, D. (1987): *EPSL*, 86, 287 - 306.
FINGER, F., CLEMENS, J.D. (1994): *Contrib. Mineral. Petrol.* (in verb.)
FRASL, G., FINGER, F. (1988): *Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges. Wien.*
FRASL, G., FINGER, F. (1991): *Europ. Jour. Mineral.*, 3, Beiheft 2, 23 - 40.
FUCHS, G. (1962): *Verh. Geol. B.-A.*, 96 - 117.
KOLLER, F. (1994): *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 139, 71 - 73.
KOLLER, F., HÖCK, V. (1993a): *Terra abstracts, Suppl. 1 Terra Nova*, 5, 428.
KOLLER, F., HÖCK, V. (1993b): *Europ. Jour. Mineral.*, 5, Beiheft 1, 262.
KOLLER, F., KLÖTZLI, HÖCK, V. (1994): *Jour. Czech Geol. Soc.*, 39/1, 55 - 56.
KOLLER, F., SCHARBERT, S., HÖCK, V. (1993): *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 138, 179 - 196.

DIE HELLGLIMMER IN ORTHOGNEISEN DER MORAVISCHEN ZONE

HÖCK, V.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

In der Moravischen Zone finden sich Hellglimmer führende Orthogneise in drei verschiedenen strukturellen Stockwerken:

- 1) im relativ schwach metamorphen Thaya Batholith (granitische bis granodioritische Orthogneise), der das tiefste Niveau bildet,
- 2) im Weitersfelder Stengelgneis und im Therasburger Gneis, die den Grenzhorizont zwischen dem ursprünglichen Dach des Thaya Batholiths, der Therasburger Formation und der tonig-kalkigen Pernegger Formation bilden,
- 3) treten schließlich im Bittescher Gneis zahlreiche Muskovite auf. Der Bittescher Gneis bildet das strukturell höchste Schichtglied innerhalb der Moravischen Zone.

Alle drei Gneiszüge lassen sich von der Südgrenze des Moravikums bis in das Thayatal und z. T. noch weiter nach Norden bis Znaim durchgehend verfolgen und werden dabei von der inversen und schräg zur Lithologie verlaufenden variszischen Metamorphose erfaßt (HÖCK et al., 1991; HÖCK, 1994). Die Metamorphose nimmt von der tiefsten Einheit, dem Thaya Batholith, bis zur höchsten Einheit, dem Bittescher Gneis, kontinuierlich zu. Die Temperaturzunahme ist zwar in den Orthogneisparagenesen nicht sehr gut belegbar, wohl aber in den unmittelbar benachbarten, ursprünglich tonigen bzw. grauwackigen, metamorphen Sedimenten der Therasburger und der Pernegger Formation. Die Temperaturen in den Orthogneisen sollten denen der unmittelbar benachbarten Metasedimente entsprechen.

Im Thaya Batholith lassen sich noch relativ grobkörnige Hellglimmer mit mehreren Zehntelmillimetern Größe erkennen. Diese Hellglimmer sind sehr inhomogen gebaut mit alten reliktschen Kernen, die sich durch einen relativ niedrigen Si-Gehalt und gleichzeitig hohen Al-Gehalt auszeichnen. Gegen den Rand hin nimmt sowohl der Si-Gehalt als auch die Mg und Fe-Konzentration deutlich zu. Entsprechend dem Phengit-Geobarometer (MASSONE & SCHREYER, 1987) zeigt der Kern eine alte Wachstumsphase, die nicht sehr stark druckbetont ist und der Rand eine zweiten Phase, die entsprechend höhere Drucke aufweist. Diese sollten bei einer geschätzten Temperatur von etwa 500 - 550° C im östlichen Abschnitt des Thaya Batholiths bei Retz zwischen 4,5 und 6 Kbar liegen.

Weiter im Westen im Bereich des Weitersfelder Stengelgneises und des Bittescher Gneises, finden sich ähnliche Elementverteilungen in den Muskoviten. Hier sollten die Temperaturen, die aus den benachbarten Metapeliten abgelesen werden können, bei rund 600° C liegen. Wiederum findet man in den großen Muskoviten relativ Si arme, Al reiche Kerne, die von Si und Mg reichen Rändern umwachsen werden. In der gleichen Weise wie im Thaya Batholith zeigt der Kern der großen Muskovite eine relativ niedrige Druckphase an, die Si reichen Ränder jedoch eine Hochdruckphase. Die Si reichen Ränder sind identisch mit kleineren Muskoviten, die zum Teil um die größeren Muskovite herum liegen, aber auch einzelne Lagen oder Linsen bilden. Die entsprechenden Drucke liegen unter Zugrundelegung der Temperatur von 600° C bei 6 bis 8 Kbar.

Die kleinen, Si reichen Muskovite (Hochdruckphase) werden ihrerseits wieder von Si armen Säumen, die ein Niedrigdruckereignis anzeigen, umwachsen. Diese dritte Phase korreliert vermutlich mit der retrograden Chlorit- und Muskovitbildung in den Metapeliten und Metapsammiten, die besonders in der Therasburger Formation

weit verbreitet ist. Die Temperaturen der retrograden, jungmoravischen Metamorphose ist schwer abzuschätzen, dürfte aber zwischen 350 und 400°C liegen. Überträgt man diese auf die Gneise, folgen daraus Drucke von etwa 3 kbar für die Bildung dieser jüngsten Metamorphosephase. Im Süden des Moravikums schließlich lassen sich nur zwei verschiedene Phasen erkennen, die auch nicht so deutlich voneinander getrennt sind. Die erste entspricht der Hochdruckphase, die entsprechend den niederen Temperaturen im Süden des Moravikums auch insgesamt bei niedrigen Drucken, nämlich 4 bis max. 6 Kbar abläuft. Die jüngeren, weniger druckbetonten Muskovite sind wiederum der jungmoravischen Phase zuzuordnen.

Insgesamt läßt sich mit Hilfe der Hellglimmer für die Orthogneise eine dreiphasiges Geschehen ableiten. Das erste Ereignis findet bei relativ niedrigen Drucken (3 bis max. 5 Kbar) statt und dürfte im Falle des Thaya Batholiths der Bildung der Muskovite im Zuge der Intrusion entsprechen. Dies wird durch jüngst publizierte $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdaten an Muskoviten aus dem Thaya Batholith belegt (FRITZ et al., 1994). Diese zeigten nämlich, entgegen den weiter im Westen entnommenen Proben mit amphibolitfazieller variszischer Metamorphose, kein eindeutiges variszisches Alter an, sondern ein Mischalter, in dem noch Elemente der cadomischen Intrusion des Thaya Batholiths erkennbar sind.

Die relativ großen Glimmer im Weitersfelder Stengelgneis und im Bittescher Gneis sind nicht so einfach zu interpretieren, denn die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter zeigen ausschließlich ein variszisches metamorphes Ereignis an (DALLMEYER et al, 1992). Diese Glimmer könnten dann in einem Frühstadium der Metamorphose, das noch relativ unter niedrigen Drucken stattfand, gebildet worden sein. Alternativ können sie noch als magmatische Glimmer interpretiert werden, allerdings würde in diesem Falle keine Spur des alten $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alters mehr erkennbar sein. Die Si reichen Ränder bzw. die Si reichen kleinen Einzelglimmer entsprechen dem regionalmetamorphen Ereignis, das bei relativ hohen Drucken abgelaufen sein sollte, nämlich bei 6 bis 8 Kbar im Westen und 4 bis 5 bzw. 5 bis 6 Kbar im Süden und Osten. Schließlich ist noch die retrograde Niedrigtemperaturphase, die vermutlich im Zuge der Exhumierung und Abkühlung des Moravikums stattfand, in der dritten, wiederum niedrigdruckbetonten Generation der Muskovite erhalten.

DALLMEYER, R.D. et al. (1992): *Tectonophysics*, 210, 135 - 153.

FRITZ, H. et al. (1994): *J Czech Geol. Soc.*, 39/1, 33 - 34.

HÖCK, V. (1994): In: DALLMEYER & FRANKE (Eds): *Tectonostratigraphic evolution*. - im Druck.

HÖCK, V. et al. (1991): *Österr. Beitr. Met. Geophys.*, 3, 149 - 167.

MASSONE, H.J., SCHREYER, W. (1987): *Contr. Mineral. Petrol.*, 96, 212 - 224.

MARBLES ALONG THE EASTERN MARGIN OF THE MOLDANUBICUM - A CONTRIBUTION TO ITS REGIONAL CLASSIFICATION

HÖGELSBERGER, H.^{*}, HOUZAR, S.^{} and NOVAK, M.^{***}**

^{*} Greenpeace Austria, Auenbruggergasse 2, A-1030 Wien, Austria.

^{**} West-Moravian Museum, Zámek 1, CZ-674 01 Třebíč, Czech Republic.

^{***} Moravian Museum, zelný trh 6, CZ-659 37 Brno, Czech Republic.

Marbles represent typical subordinate to minor members of rock sequences along the eastern margin of the Moldanubicum. Based on their chemistry, lithology, mineral assemblages, and character of their host rocks, several distinct groups and subgroups can be distinguished, disregarding the current regional subdivision into individual units, groups, nappes etc.

Group A marbles form 10 to 30 m thick homogeneous layers in biotite gneiss and are spatially associated with gneisses, quartzites and pyroxene gneisses. They occur along the South Bohemian Pluton and isolated in the center of the Strazek Moldanubicum.

The lenticular 10 m thick bodies of Group B marbles are hosted by locally migmatized biotite gneisses. They are associated with the rock sequence amphibolite - granulite - serpentinite - leucocratic gneisses and Fe-skarn. These marbles predominate within the Strazek Moldanubicum but they are also common within the eastern parts of the Moldanubicum of Western Moravia and in Austria (Raabs).

Group C marbles are heterogeneous in composition and show sometimes premetamorphic banded textures. Large bodies, up to 100 m thick, are hosted by gneiss or amphibolite and commonly associated with graphite-rich schists and quartzite. Fe-skarns are absent. Group C marbles are present in the Moldanubian Varied Group and Vratenin Group, however they are particularly typical for the Vranov-Olesnice Unit and the Velke Vrbno Group.

Calcite marbles of Subgroup C1 are by far most abundant. Locally bands or isolated bodies of grey tremolite marble (Subgroup C2) occur. Scapolite marbles (C3) are rich in silicates and are typical for the Varied Group in Austria. Dolomite marbles (C4) are rare and spatially associated with C1-marbles.

Group D marbles form homogeneous bodies up to 30 m of thickness. They are embedded in mica schists within the rock sequence mica schist - orthogneiss - amphibolite - Fe-skarn. Occurrences are known from the Svratka Unit. Nedvedice marbles (Subgroup D2) form a narrow belt in the northeastern part of the Svratka Unit. They contain locally nests of Fe-poor Ca-skarns.

In the case of Group B and C1 marbles, there is no correlation between lithology and distinct geological units.

Group	Name	MgO wt. %	Assemblage
A	calcite marble	< 3	Cal-Di-Tr-Qtz-Phl ± Ms,Kf,Plg
B	dolomite marble	± 20	Dol-Cal-Fo-Chl ± Spl,Di,Tr,Hbl,Chu
C1	calcite marble	< 3	Cal-Dol-Tr-Phl ± Qtz,Kf,Py,Gr
C2	tremolite marble	< 5	Cal-Tr-Phl-Py ± Gr,Qtz
C3	scapolite marble	< 2	Cal-Di-Sca-Phl-Kf-Plg
C4	dolomite marble	± 15	Dol-Cal-Tr-Phl-Di ± Srp,Fo,Gr
D1	calcite marble	< 3	Cal-Tr-Phl ± Qtz,Di
D2	calcite marble	< 1	Cal-Di-Grs-Wo-Ves

Tab. 1.: Marble types.

The individual groups of marbles located at the eastern margin of the Moldanubicum mostly have their counterparts west of the South Bohemian Pluton, particularly W of the line Ceske Budejovice - Vlasim. Calcite marbles (Group A) are common in the Posazavi area (central Bohemia) and perhaps in the Strakonice area (southern Bohemia). Dolomite marbles (Group B) commonly occur in the vicinity of Prachatic, Vimperk, Pisek and Malovidy in Posazavi. Group C marbles are very abundant in the Cesky Krumlov Unit. No analogons of calcite marbles (C3, D) are know from this area.

Generally, there is a quite similar distribution pattern of the individual marble groups east (Moravia, Austria) as well as northwest (southern and central Bohemia) of the South Bohemian Pluton.

DIE BLEI-ZINK LAGERSTÄTTE RAMPURA AGUCHA, RAJASTHAN, INDIEN

HÖLLER, W. und **STUMPFL, E.F.**

Institut für Geowissenschaften, Montan-Universität Leoben, Peter-Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben.

Der proterozoische Aravalli-Delhi Gürtel in Rajasthan, Nordwestindien birgt eine Reihe von Pb-Zn-(Cu) Lagerstätten. Die stratiforme sedimentäre Pb-Zn Lagerstätte Rampura Agucha sitzt in Gesteinen des Bhilwara-Gürtels am Kontakt zum *Banded Gneissic Complex* (Basement) auf. Intrakratonisches Rifting vor etwa 2000 m. a. hat die Entwicklung des Bhilwara-Gürtels und des angrenzenden Aravalli-Gürtels wesentlich mitbestimmt. Pb-Isotopen Modellalter ergaben 1.800 ± 0.04 m.a. für die Lagerstätte Rampura Agucha (DEB et al., 1989). Nach der Kollision des Aravalli Kontinentalrandes mit dem jüngeren Delhi-Inselbogen vor 1.500 m.a. wurde die untere Kruste des Banded Gneissic Complexes über das nördliche Bhilwara-Aulako-

gen geschoben, was zu einer regionalmetamorphen Überprägung im Bereich höherer Amphibolitfazies führte (DEB et al., 1989).

Die Lagerstätte tritt in einer synklinalen Struktur von elliptischer Form auf. Die umgebenden Gesteine sind Sillimanit-Graphit Gneise, Granat-Biotit-Sillimanit Gneise mit eingeschaltene Amphiboliten, Kalksilikaten, Pegmatiten und Apliten. Der Erzkörper und die Nachbargesteine wurden amphibolitfaziell überprägt und erlitten mehrphasige Deformationen.

Der Erzkörper streicht annähernd NE-SW und fällt mit 75° Richtung SE ein; er ist 1550 m lang und bis in eine Tiefe von 350 m nachgewiesen, die maximale Breite ist 100 m. Die geschätzten Erzreserven betragen 61 m.t. Erz mit Gehalten von 13,48 % Zn, 1,57 % Pb, 9,58 % Fe und 45 ppm Ag (GANDHI et al, 1984). Das vererzte Gestein ist ein Graphit-Sillimanit-Glimmerschiefer. Sphalerit und Galenit sind die dominierenden Erzphasen, untergeordnet treten Pyrit, Pyrrhotin und Chalcopyrit auf. Diese Sulfide bilden meist die Matrix zwischen gerundeten bis zerbrochenen Quarz- und Feldspatkomponenten.

Silberminerale (Pyrargyrit, Stephanit, Miargyrit) und Antimonminerale (Gudmundit, Ullmanit und Breithauptit) treten neben metamorph remobilisiertem Galenit, Sphalerit und Chalkopyrit entlang verheilter Risse in Quarz und Feldspat auf. Flüssige und gasförmige CO₂-CH₄-N₂ Einschlüsse bilden Bänder und Gruppen in Quarz und Feldspat und treten gemeinsam mit Erzeinschlüssen ähnlicher Form und Größe auf. Einschlüsse, in denen Erz und Fluid gemeinsam auftreten, sind selten. Dies läßt auf eine Remobilisierung von Erz durch dieses Fluid zwischen 250 - 450° C und 200 - 1200 bar schließen.

Graphit füllt Spalten oder umgibt die Silikatminerale, ist meist eingeregelt und kann bis zu 10 % des Modalbestands erreichen. Ramanspektren verschiedener Graphittypen (WOPENKA & PASTERIS, 1993), weisen auf grünschieferfazielle Überprägung der durch amphibolitfazielle Bedingungen am Metamorphosehöhenpunkt gebildeten Gefüge hin. Die aus den Ramanspektren, Flüssigkeitseinschlüssen und textuellen Kriterien abgeleiteten Daten sowie die das Vorkommen von Chlorit und die Umbildung von Pyrit/Pyrrhotit zu Markasit in einigen Proben, lassen auf eine Re-Equilibration bei niedrigmetamorphen Bedingungen schließen.

Rampura Agucha ist eine metamorph überprägte sedimentär-exhalative Buntmetall-Lagerstätte, die zu den größten der Welt zählt und in vieler Hinsicht mit den Vorkommen von Namaqualand, Südafrika, (ROZENDAAL & STUMPFL, 1984), vergleichbar ist.

DEB, M. et al. (1989): Age, source and stratigraphic implications of Pb isotope data for conformable, sediment-hosted, base metal deposits in the Proterozoic Aravalli-Delhi Orogenic belt, Northwestern India. - *Prec. Research*, **43**, 1 - 22.

GANDHI S.M. et al. (1984): Geology and ore reserve estimates of Rampura Agucha lead zinc deposit, Bhilwara district. - *J. Geol. Soc. India*, **25**, 689 - 705.

ROZENDAAL, A., STUMPFL, E.F. (1984): Mineral chemistry and genesis of Gamsberg zinc deposit. - *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: App. Earth Sci.)*, **84**, B, 128 - 133.

WOPENKA, B., PASTERIS J.D. (1993): Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. - *Am. Mineral.*, **78**, 533 - 557.

MIKROTHERMOMETRIE UND RAMANSPEKTROSKOPIE AN FLÜSSIGKEITSEINSCHLÜSSEN IM WESTLICHEN ÖTZTAL-STUBAI-KRISTALLIN (KAUNERTAL)

KAINDL, R. und **HOINKES, G.**

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz.

Diese Untersuchung diente zur Abschätzung von Druck- und Temperaturbedingungen der Polymetamorphose des westlichen Öztal-Stubai-Kristallins (ÖSK) und der Zusammensetzung der beteiligten Fluide. Die Gesteine des ÖSK bestehen vorwiegend aus Orthogneisen, Metapeliten und Metabasiten. Flüssigkeitseinschlüsse treten in den Metabasiten in Quarz, Apatit und Klinopyroxen, in den Metapeliten in Quarz und Granat auf.

Detailliert untersucht wurden Einschlüsse in diskordanten Aplite-Gängen eines sowohl variszisch als auch alpidisch metamorph überprägten Zweiglimmer-Orthogneises. Die Aplite bestehen aus Albit, Quarz und Granat; der im Orthogneis vorkommende Biotit fehlt völlig. Die maximal 2 cm großen almandinreichen (72 - 77 Mol.%) Granate haben ein Interngefüge von Quarz, Muskovit und Epidot und zeigen starke Auflösungserscheinungen.

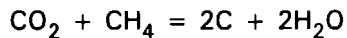
Auf Grund der Homogenisations- und Schmelztemperaturen lassen sich drei Typen von Einschlüssen unterscheiden:

Typ 1: $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$, $T_m = -7^\circ \text{ bis } -0,2^\circ \text{ C}$, $T_h = 180^\circ \text{ bis } 230^\circ \text{ C}$

Typ 2: $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} \pm \text{CaCl}_2 \pm \text{LiCl}$, $T_m = -38^\circ \text{ bis } -15^\circ \text{ C}$,
 $T_h = 180^\circ \text{ bis } 225^\circ \text{ C}$

Typ 3: $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2 \pm \text{LiCl}$, $T_m = -30^\circ \text{ bis } -15^\circ \text{ C}$,
 $T_h = 145^\circ \text{ bis } 160^\circ \text{ C}$

Typ 1: Die Einschlüsse finden sich hauptsächlich in den Randzonen der Granate, bilden idiomorphe Negativformen (max. 15 μm Durchmesser) und werden als primär angesehen. Eine Gruppe von fast völlig undurchsichtigen Einschlüssen ist mit einem dünnen Graphitfilm ausgekleidet. Dies wurde mittels Ramanspektroskopie bestätigt. Die Graphitbildung erfolgte nach der Reaktion:



wofür auch das Fehlen von CO_2 - und CH_4 -Einschlüssen spricht. Mikrothermometrie ergab großteils eutektisches Schmelzen (T_e) im Bereich von -20° C , was auf gelöste Na-Ionen schließen läßt. Die Salinität ist gering (bis 10 Gew. % NaCl-Äquivalent).

Typ 2: Ähnlich Typ 1, T_e bei -70° C und -50° C zeigen jedoch zusätzlich gelöste Li-, Ca- und Mg-Ionen an. Bei -160° C ausgefrorene Hydratphasen von NaCl und CaCl_2 wurden nach der Methode von DUBESSY et al. (1992) mit der Ramansonde

nachgewiesen. Durch das Fehlen von Salzkristallen kann auf eine geringe bis mittlere Salinität geschlossen werden.

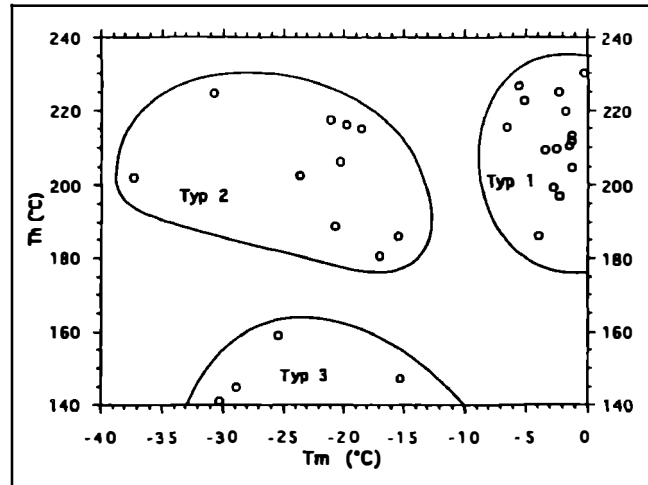


Abb. 1: Letztes Schmelzen (T_m) gegen Homogenisationstemperatur (T_h) für wässrige Einschlüsse aus den Orthogneis-Apliten.

Typ 3: Das Wirtsmineral ist vorwiegend Quarz, die irregulären Umriss und die Anordnung in Trails sprechen für sekundäre Entstehung. Graphitauskleidungen fehlen. Die Homogenisationstemperaturen liegen deutlich niedriger als bei Typ 1 und 2. Sie enthalten ebenfalls gelöste Na-, Ca- und Li-Ionen, es treten aber keine Salzkristalle auf.

Die Entstehung von Na- und Ca-reichen Fluiden lässt sich durch metasomatische Reaktionen bei retrograder Metamorphose erklären (CRAWFORD et al., 1979):



Die Kristallinität der Graphitauskleidungen in Einschlüssen vom Typ 1 und 2 liegt nach WOPENKA & PASTERIS (1993) im Bereich der oberen Granat-Biotit- bzw. unteren Staurolith-Fazies. Nach der Kalibrierungskurve von REUTEL (1992) für Graphite aus der Ivrea- und Canavesezone ergeben sich Temperaturen von 530° C bis 580° C. Isochorenberechnungen für Einschlüsse vom Typ 1 und 2 mit T_m zwischen -20,7° C und -0,2° C in Verbindung mit den ermittelten Graphitkristallinitäten ergeben Maximaldrücke für die Bildung von 7 Kbar. Dies steht im Einklang mit den von TROPPEL (1993) an Metapeliten ermittelten Werten für die variszische Hauptmetamorphose von ca. 600° C und 6 - 7 Kbar.

Einschlüsse vom Typ 1 und 2 sind nach den vorliegenden Ergebnissen während oder kurz nach dem Höhepunkt der variszischen Metamorphose gleichzeitig mit dem Granatwachstum in den Apliten entstanden. Einschlüsse vom Typ 3 dagegen gehören wahrscheinlich späteren Stadien der Abkühlung oder dem alpidischen Metamorphoseereignis an.

Diese Arbeit wurde mit finanzieller Unterstützung durch das FWF-Projekt S 4705 durchgeführt. Univ.-Doz. Dr. P. Knoll, Mag. M. Mayer und M. Pressl vom Institut für Experimentalphysik, Universität Graz wird herzlich für die Messung der Ramanspektren gedankt.

CRAWFORD, M.L. et al. (1979): Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. - Bull. Mineral., 102, 562 - 568.

DUBESSY, J. et al. (1992): Determinations of water, hydrates and pH in fluid inclusions by Micro-Raman spectroscopy. - Eur. J. Min., 4, 885 - 894.

REUTEL, C. (1992): Krustenfluide in Gesteinen und Lagerstätten am Westrand der Böhmisches Masse. - Göttinger Arb. Geol. Paläont., 53, 76 S.

TROPPEL, P. (1993): Petrologische Untersuchungen an Metapeliten und Amphiboliten des westlichen Ötztal-Stubai-Kristallins (Kaunertal). - Diplomarbeit, 152 S.

WOPENKA, B. & PASTERIS, J.D. (1993): Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. - Am. Mineral., 78, 533 - 557.

CRUSTAL REWORKING, MAGMA GENERATION, AND INTRUSION HISTORY OF VARISCAN GRANITOIDES OF THE SOUTH BOHEMIAN PLUTON (BOHEMIAN MASSIF, AUSTRIA): A ZIRCON Pb-Pb AND U-Pb STUDY

KLÖTZLI, U.S.

Institute of Geology, Laboratory for Geochronology, University of Vienna, Franz Grillstraße 9, A-1030 Vienna.

The existence of metamorphic and plutonic rocks of Cadomian (pan-African) age either consolidated with or reworked into the European basement during the Variscan orogeny is well documented for the middle and eastern part of the Bohemian Massif (i.e. "Moldanubikum" of Bohemia, "Bruno-Vistulikum"). For the composite South Bohemian Pluton in Austria and the Czech Republic such evidence has been lacking.

From petrographical studies, an intrusion sequence for the South Bohemian intrusive rocks has been established, but due to limited age data and discrepancies between U-Pb and Rb-Sr geochronology, a definitive age sequence is still in dispute.

The aim of the study was thus to geochronologically characterize the old basement below the South Bohemian pluton and to establish an age sequence for the different intrusive bodies.

A combined Pb-Pb evaporation and conventional U-Pb study of zircons from Weinsberg type granite and the Rastenberg type granodiorite gives the following age results:

- Quartz monzonitic enclaves in Weinsberg type granite (Sarleinsbach): 355 ± 8 Ma (rim or long prism.) and 529 ± 22 Ma (core or short prism.);
- Normal Weinsberg type granite: 357 ± 9 Ma (cores), and 348 ± 10 Ma to 321 ± 12 Ma (various);
- Rastenberg type granodiorite: 338 ± 2 Ma (rim, short prism. or tabular habit), 353 ± 9 Ma (core or long prism.), 623 ± 22 Ma (core or long prism.).

Upper intercept ages for the batholiths are in the range of 2000 - 2540 Ma.

The Cambrian and pre-Cambrian ages demonstrate the presence of inherited zircons from protoliths of Cadomian age in the investigated granitoids. As up to 50 % of the investigated zircons show Cadomian ages, it is postulated that the amount of reworked Cadomian basement is quite substantial. The limited scatter in age distribution suggest that the reworked Cadomian protoliths were either intrusive rocks or orthogenic metamorphic rocks. The upper intercept ages up to the 2540 Ma further reflect the composite nature of the crust reworked into the Variscan granitoids.

The Carboniferous ages around 355 Ma found in major lithologies of the South Bohemian pluton are interpreted as the time of a first magma generation throughout the lower crust of the southern part of the Moldanubian basement. Additionally, an U-Pb upper intercept age of 353 Ma from the Weinsberg granite, which also fits well into this age pattern, has recently been given by F. Finger (pers. comm.).

The ages around 340 Ma in the eastern part of the South Bohemian pluton are interpreted to represent the time of intrusion of the Variscan granitoids into the middle crust. An U-Pb age of 342 Ma was reported for the Trebic massiv in the Czech Republic (pers. comm. K. Schulmann; Krems, 1994) which is interpreted as the time of intrusion. The geochemical similarity between Rastenberg granodiorite and the durbachites of the Trebic massiv may also indicate, that both intrusive bodies belong to the same intrusion cycle.

No definitive intrusion age can be given for the composite pluton of the Weinsberg granite. The spread in ages between 348 Ma and 321 Ma reflects the complex intrusion history of the pluton and the possible thermal disturbance during this process leading to lead loss in the zircons. Small, clear zircons may have crystallized as late as 321 ± 12 Ma.

Thus the zircon investigations in the South Bohemian Pluton clearly demonstrate the presence of reworked Cadomian basement within or at least below the present Moldanubian upper crustal rocks. It is not yet clear whether the Cadomian rocks belong to the overridden basement complex of the "Bruno-Vistulikum" microplate or whether they belong to the Moldanubian microplate probably having been incorporated there during earlier stages of the Variscan orogeny.

A widespread magmatic event in the lower Carboniferous has led to a marked magma generation within the whole lower crust below the present South Bohemian pluton. The nature of the mechanism leading to this thermal event is not yet clear.

Subsequent to the first magma generation, the granitoid melts intruded the middle crust during a time period of 20 - 30 Ma, thus forming the present South Bohemian pluton. In the western part of the South Bohemian pluton (Sarleinsbach region), a relative deep part of the Moldanubian basement sequence is exposed today where in situ melting prevails and no individual intrusions can be indentified. This is in good agreement with the absence of zircon ages younger than 350 Ma and with other petrological data. On the other side, the eastern part (Rastenberg and Trebic region) is characterized by shallower granitoid intrusions into the gneisses of the Moldanubian basement accompanied by the observed younger zircon ages in the plutonic rocks.

PRÄ-VARISZISCHE KRUSTENRESTE IM WEINSBERGER GRANIT UND RASTENBERGER GRANODIORIT

KOLLER, F.

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

Der Südböhmische Pluton ist ein komplex aufgebauter Batholith. Er gehört zu den granitischen Intrusivkomplexen des variszischen Orogens und erstreckt sich über 160 km von Jihlava (Tschechische Republik) im Norden bis an die Donau im Süden. Mit rund 6000 km² ist er der größte Granitkomplex in der Böhmisches Masse und intrudiert in die hochmetamorphen Paragneise der Monotonen Serie (Ostrong Einheit nach FUCHS & MATURA, 1976). Er ist aus wenigen, gering mächtigen basischen Intrusivkomplexen (Gabbros und Diorite) sowie aus vier Gruppen granitoider Intrusionen aufgebaut (KOLLER, 1990, 1994).

Zur ältesten Gruppe gehören die weitverbreiteten, grob- bis riesenkörnigen Weinsberger Granitvarietäten, wobei der östlich vorgelagerte Rastenberger Granodiorit vermutlich ebenfalls dieser Gruppe zu zuzählen ist. Die zweite Gruppe besteht aus texturell ähnlichen, feinkörnigen Biotitgraniten mit unterschiedlichen Lokalnamen (Mauthausener Granit, Freistädter Granodiorit, Schremser Granit, etc.). Diese Gruppe ist vermutlich sowohl hinsichtlich ihrer Zusammensetzung als auch bezüglich ihres Alters heterogen, wie KOLLER et al. (1993) für den Schremser Granit belegen konnten. Die dritte Gruppe entspricht den Eisgarner Varietäten, die eindeutige S-Type Granitoide darstellen. Die letzte und jüngste Gruppe besteht aus lokalen, kleinen Intrusionen von hochfraktionierten Leukograniten, die üblicherweise mineralisiert sind (KOLLER et al., 1994; BREITER et al., 1994).

In speziellen Varietäten des Weinsberger Granites (KOLLER & HÖCK, 1993a, b; KOLLER et al., 1993, 1994) und weit verbreitet im Rastenberger Granodiorit

(KLÖTZLI, 1993; KLÖTZLI & PARRISH, 1994) konnten in den letzten Jahren ältere, prä-variszische Reste nachgewiesen werden.

Dunkel gefärbte Varietäten vom Weinsberger Granit findet man in der Umgebung von Sarleinsbach. Sie zeigen eine dem Weinsberger Granit vergleichbare Textur, ihre Zusammensetzung entspricht einem Quarzmonzonit. Geochemisch ist die SiO₂-Variation der untersuchten Gesteine ähnlich der der Diorite (KOLLER & NIEDERMAYER, 1981), wobei aber signifikant niedrigere MgO-, CaO- und Cr- sowie höhere K₂O-, Zr- und Ba-Werte festzustellen sind. Geochemisch ist ein Evolutionstrend zu den Weinsberger Graniten zu beobachten.

In diesen Gesteine wurden zwei unterschiedliche Paragenesen festgestellt (KOLLER & HÖCK, 1993a, b; KOLLER et al., 1993, 1994; KOLLER, 1994). Die eindeutig jüngere ist eine magmatische Paragenese (*Quarz - Oligoklas - Orthoklas - Biotit - Ilmenit*), die aus einer granitischen Schmelze gebildet wurde. Beide Feldspatphasen zeigen magmatische Texturen und Zonierung, wobei letztere besonders im Orthoklas zu finden ist. Die ältere, äquigranulare Paragenese besteht aus *Plagioklas - Orthopyroxen - Klinopyroxen (± Ferro-Tschermakit) ± Alkalifeldspat*, wobei die Plagioklase Anorthitgehalte > 50 Mol. % aufweisen und ein X_{Mg} für die OPX von 0,35 - 0,42 sowie für die KPX von 0,50 - 0,54 festgestellt wurde. Beide Pyroxenphasen sind weitgehend homogen, auch die Plagioklase zeigen keinen ausgeprägten Zonarbau, wie er gerade für intermediäre magmatische Gesteine typisch wäre. Zwischen den beiden Paragenesen findet man eine myrmekitische Reaktionszone, an der Oligoklas, Quarz und manchmal auch Biotit beteiligt ist. Die Pyroxenphasen werden durch Amphibolphasen (Ferro-Hornblende bis Ferro-Aktinolith und Cummingtonit) sowie in weiterer Folge von Biotit ersetzt. Dies wird auf eine Reaktion mit der Schmelze oder Fluids aus der Schmelze zurück geführt. Für die ältere, Pyroxen-führende Paragenese lassen sich mittels der Zwei-Pyroxen-Thermometrie granulitfazielle Bildungstemperaturen errechnen. Zirkonuntersuchungen ergaben Hinweise auf ein cadomische Alter dieser charnokitischen Relikte (KLÖTZLI, 1994; KOLLER et al., 1994; KOLLER, 1994). Die granitische Entwicklung läßt sich vor allem mit der ausgeprägten Zonierung des Alkalifeldspates beschreiben, auffallend sind die beträchtlichen Celsiankomponenten (2 - 5 Mol. %) der Alkalifeldspatmegakristalle.

Ein zweites Beispiel stellt der Rastenberger Granodiorit dar, für den bereits KLÖTZLI (1993, 1994) und KLÖTZLI & PARRISH (1994) weitverbreitet die Existenz von prä-kambrischen Zirkonen nachweisen konnten, die sie auf ein magmatisches oder metamorphes Ereignis zurückführten. In monzonitischen bis dioritischen Schollen, teilweise mit großen Alkalifeldspatkristallen, finden sich Reste von durch Amphibole verdrängter *Klinopyroxene* mit einem X_{Mg} von 0,82 - 0,67 (GAZAL, pers. Mitt.). Diese Pyroxene führen häufig Einschlüsse von *Biotit*. Daraus können Hinweise auf die Herkunft dieser Schollen aus einem hochgradig metamorphen Gestein abgeleitet werden.

Beide Beispiele zeigen ältere Relikte eines prä-kambrischen Basements in den granitoiden Gesteine und liefern damit Informationen über den Krustenaufbau zur Zeit der Bildung der granitischen Magmen.

- 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-²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Datierungen an Gesteinen der südlichen Böhmisches Masse (Rastenberger Granodiorit, Weinsberger Granit). - Mitt.Österr.Mineralog.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.Mineralog.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.Mineralog.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 epigenetisch-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 Frankenstein-Komplex 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.

2. Gefleckte Gabbros:
Plagioklas (28 - 60 Mol.% An) ± Quarz + Klinopyroxen + Amphibole + Biotit + Magnetit + Ilmenit + Pyrit + Chalkopyrit ± Pyrrhotin ± Pentlandit.
3. Gabbro mit Layering:
Plagioklas (62 - 50 Mol.% An) ± Orthopyroxen + Klinopyroxen + Amphibole + Magnetit + Ilmenit + Pyrit + Chalkopyrit ± Pyrrhotin.
Bei diesem Gabbrotyp handelt es sich um einen Gabbro mit modalem Layering, einer Wechsellagerung von plagioklas- und pyroxenreichen Lagen; dabei erreichen die einzelnen Lagen eine Mächtigkeit von 5 cm.

Mit Hilfe der Mineralanalytik an Haupt- und Nebengemengteilen - inklusive der opaken Phasen - werden die Kristallisationsabfolge der einzelnen Komponenten, die Platznahme des Plutons sowie postmagmatische Vorgänge diskutiert.

KIRSCH, H., KOBER, B., LIPPOLT, H.J. (1988): Age of intrusion and rapid cooling of the Frankensteingabbro (Odenwald, SW-Germany) evidenced by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and single zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ measurements. - Geol. Rdsch., 77, 693 - 711.

EARLY PALAEOZOIC ARC-TYPE MAGMATISM IN THE BOHEMIAN MASSIF AS REVEALED BY U-Pb ZIRCON INTERNAL DATING, ZIRCON INTERNAL FABRIC AND WHOLE-ROCK GEOCHEMISTRY

KOŠLER, J.*, WENDT, J.I., KLEČKA, M.***, and FIALA, J.******

* Department of Geochemistry, Charles University, Prague, Czech Republic.

** Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz, Germany.

*** Institute of Rock Structure and Mechanics, Czech Academy of Sciences, Prague, Czech Republic.

**** Geological Institute, Czech Academy of Sciences, Prague, Czech Republic.

Within the Moldanubian zone in the Bohemian Massif there are metamorphic complexes which, at the present erosion level, straddle the boundary between the crustal blocks of two contrasting affinities: (1) Moldanubicum (mostly continental) and (2) Bohemicum (mostly oceanic). In southern Bohemia, in the Podolí complex, the NE-NNE-trending foliation in biotite- and amphibole-bearing orthogneisses is cross-cut by granitoids of the Central Bohemian Pluton for which an early Carboniferous crystallization age has been derived from an Rb-Sr whole-rock isochron (331 Ma; Blatná intrusion; VAN BREEMEN et al., 1982). The proportions of the minerals present and the major and trace element compositions of the orthogneiss correspond to those of a medium-K, calc-alkaline granodiorite - monzogranite - trondhjemite with I-type magmatic arc affinities. The whole-rock chondrite-normalized REE patterns show LREE enrichment ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 8.41$) and lack of Eu-anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.98$). This is consistent with derivation of their protolith from a fractionated magma source without any previous plagioclase fractionation.

In the concordia diagram (Fig. 1) the three data points for zircon size fractions from the orthogneiss plot close to an upper intercept at 355 ± 78 Ma with the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for the individual fractions being within the range of 379 - 349 Ma. Back-scattered electron study of polished zircons has revealed a well preserved oscillatory zoning in most of the grains, with abundant complex inherited cores and patches indicative of element leaching being also present. Accordingly, the 355 ± 78 Ma age is interpreted as representing the age of magmatic crystallization of the protolith of the orthogneiss and the large error is attributed to data points scatter due to both the inheritance from the cores and Pb loss from the zircon lattice. The effect of inheritance is even more pronounced in air-abraded size fractions of zircon grains (Fig. 1).

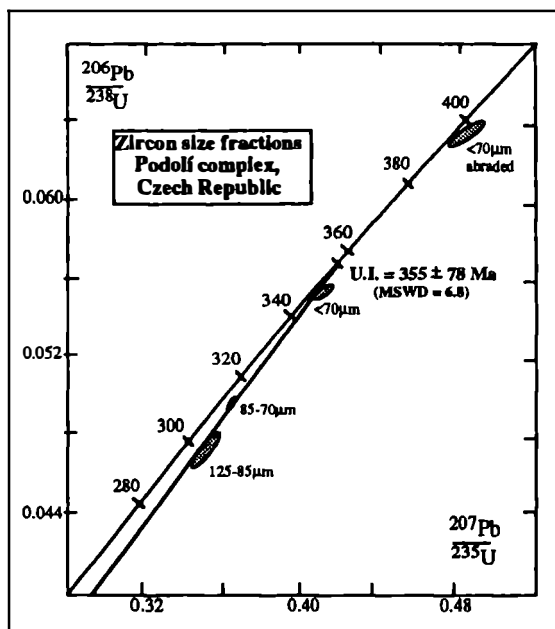


Fig. 1: Concordia diagram for zircon size fractions from amphibole-biotite orthogneiss, Podol' complex, southern Bohemia.

Elsewhere within the Moldanubian zone in the Bohemian Massif, in the Staré Sedlo and Mirovice gneiss complexes which form the roof above the early Carboniferous Central Bohemian Pluton, and in the granulite complexes in southern Bohemia, a corresponding granitoid magmatism at mid-late Devonian times is recorded by the U-Pb zircon data (KOŠLER et al., 1993; WENDT et al., 1994). The whole-rock Sr and Nd isotopic and geochemical data from gneisses of the Staré Sedlo and Mirovice complexes (KOŠLER & FARROW, 1994) are also indicative of an I-type calc-alkaline granitoid arc magmatism there. The correspondence in age, lithology, geochemistry and metamorphic fabric, and the spatial distribution at the Moldanubicum/Bohemicum boundary, suggest the rocks of the Podol', Staré Sedlo and Mirovice complexes may have had a common protolith and a similar metamorphic evolution. However, more structural and isotopic data are needed to fully establish these relations as well as the possible links between the orthogneiss complexes and the granulite facies rocks in southern Bohemia and also, to shed more light on the processes which operated at the Moldanubicum/Bohemicum boundary in early Palaeozoic times.

KOŠLER, J., AFTALION, M., BOWES, D.R. (1993): Mid-late Devonian plutonic activity in the Bohemian Massif: U-Pb zircon isotopic evidence from the Staré Sedlo and Mirovice gneiss complexes, Czech Republic. - N. Jb. Miner. Mh., 1993, 417 - 431.

- KOŠLER, J., FARROW, C.M. (1994): Mid-late Devonian arc-type magmatism in the Bohemian Massif: Sr and Nd isotope and trace element evidence from the Staré Sedlo and Mirovice gneiss complexes, Czech Republic. - J. Czech Geol. Soc., 39, 56 - 58.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MÍSAŘ, Z., POVONDRA, P., VRÁNA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci., 73, 89 - 108.
- WENDT, J.I., KRÖNER, A., FIALA, J., TODT, W. (1994): U-Pb zircon and Sm-Nd dating of Moldanubian HP/HT granulites from South Bohemia, Czech Republic. - J. Geol. Soc. London, 151, 83 - 90.

DIE DIORITE IM BRÜNNER MASSIV

LEICHMANN, J. und HÖCK, V.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Die Diorite treten in Brünner Massiv (BM) in zwei verschiedenen Positionen auf. Zum einen bilden sie den westlichen Teil der sogenannten Metabasit Zone des BM im Sinne von STELCL et al. (1986) ungefähr nördlich, bzw. nordwestlich von Brunn. Zum anderen finden sich die Diorite als Dezimeter- bis maximal Kilometer-große Einschlüsse in den Granitoiden des westlichen Brünner Massivs mit einem Schwerpunkt südlich von Brunn. Aufgeschlossen sind diese Gesteine vorwiegend im Bobrava- und Jihlavatal. Über die Zusammengehörigkeit beider Dioritvarianten gibt es unterschiedliche Auffassungen (HROUDA, 1980; STELCL et al., 1986).

Die Diorite der Metabasit Zone D1

Diese Diorite bilden relativ langgezogene, sich N-S erstreckende Körper in der Mitte des BM. Im Osten grenzen die Diorite an Trondhjemitite mit noch relativ gut erkennbaren, aber tektonisch überprägten Intrusionskontakten (LEICHMANN, 1993). Hin-gegen ist der Kontakt mit den westlich anschließenden Granitoiden ausschließlich tektonisch. Petrographisch handelt es sich um Amphibol-führende Diorite und Quarzdiorite mit hohen Al- aber niedrigen K-Gehalten. Zr, Y, Nb, Ti und P sind ebenfalls niedrig.

Die Dioriteinschlüsse in den Granitoiden D2

Diese Diorite bilden unterschiedlich große Einschlüsse in den verschiedenen Granit-typen des westlichen Brünner Massivs (Leichmann 1993). Die Kontakte mit den Graniten sind häufig scharf. Oft existiert um die Dioriteinschlüsse eine Zehnermeter mächtige Übergangszone zum Granit. Gegenüber den Dioriten D1 sind sie Biotit führend, die Amphibole sind teilweise biotitisiert und die Plagioklase serizitisiert. Geochemisch sind diese Diorite K- und P-reicher und angereichert an Nb, Zr und Y. Ihr Alter ist cadomisch (van BREEMEN, 1982; DALLMEYER et al., 1984).

Beide Gruppen unterscheiden sich signifikant im Hinblick auf ihre geologische Position, die Petrographie und die Geochemie. Die Dioritgruppe D1 ist ausschließ-

lich mit der Metabasit-Zone und den Trochjemeniten verknüpft. Bis jetzt konnten keine Äquivalente in den kalkalkalischen Graniten des westlichen Brünner Massivs gefunden werden. Umgekehrt ist die Dioritgruppe D2 ausschließlich auf dieses beschränkt. Aufgrund dieser Ergebnisse müssen die Diorite in der Metabasit-Zone und damit diese Zone selbst als genetisch eigenständige Einheit angesehen werden, deren Entwicklung nicht notwendigerweise mit den Granitintrusionen des westlichen Brünner Massivs verknüpft ist.

van BREEMEN, O. et al. (1982): Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Science, **73**, 89 - 108.
DALLMEYER, D. R. et al. (1994): Pre - Alpine crust in Austria, Excursion Guide, 14 - 22.
HROUDA, F. (1980): In: STELCL, J. (Ed.) - MS MU Brno.
LEICHMANN, J. (1993): Der Südtteil des Brünner Granit Massivs. - MS Univ. Salzburg.
STELCL, J., WEISS, J. et al. (1986): Brnensky masív. - Universität J.E.Purkyne, Brno.

OH-DEFEKTE IN FORSTERIT

LIBOWITZKY, E. und BERAN, A.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1,
A-1010 Wien.

Im Verlauf von Arbeiten über OH-Defekte in Mantelmineralen wurden auch Einkristalle von Forsterit aus Pamir, Tadzikistan, mit IR-spektroskopischen Methoden untersucht. Quantitative EDX-Analysen bestätigten das Vorliegen von fast reinem Forsterit mit der Formel $Mg_{1,993}Fe_{0,007}SiO_4$.

Von den bis 0,5 cm großen, farblosen Kristallen wurden röntgenographisch orientierte, polierte Platten von etwa 1 mm Dicke parallel (100) und (010) hergestellt. Auf einem Perkin Elmer 1760X FTIR-Spektrometer wurden die Absorptionsspektren im Bereich zwischen 400 und 8000 cm^{-1} mit polarisierter Strahlung parallel x, y und z gemessen. Die den OH-Streckschwingungen zugeordneten Absorptionsbanden im Bereich zwischen 3500 und 3700 cm^{-1} (Abb. 1) zeigen deutliche Unterschiede zu den Absorptionsspektren von Olivinen mit "gewöhnlicher" (Fe_{80-90}) Zusammensetzung (BERAN & PUTNIS, 1983; MILLER et al., 1987; BAI & KOHLSTEDT, 1993). Die Deuterierbarkeit der Banden (T = 1273 K, $p_{D_2O} = p_{tot} = 1$ bar, 168 h) als auch deren Verschwinden nach 24-stündigem Tempern bei 1573 K belegen, daß OH-Defekte für das Auftreten dieser Banden verantwortlich sind.

Die polarisierten Spektren zeigen, daß die OH-Absorptionsbanden parallel x am stärksten sind (Abb. 1). Unter Einbeziehung der y- und z-Spektren lassen sich folgende Modelle für die OH-Substitution erstellen: Die starke Bande bei 3674 cm^{-1} und die schwache Bande bei 3624 cm^{-1} verlangen eine OH-Dipolrichtung parallel [100]; folglich kann eine Substitution an der O1-Position (Abb. 2) angenommen werden, wobei der OH-Dipol auf eine Si-Leerstelle zeigt. Die zwei um 50 cm^{-1} aufgespaltenen Banden werden wahrscheinlich durch unterschiedliche Besetzung der koordinierenden Kationen verursacht.

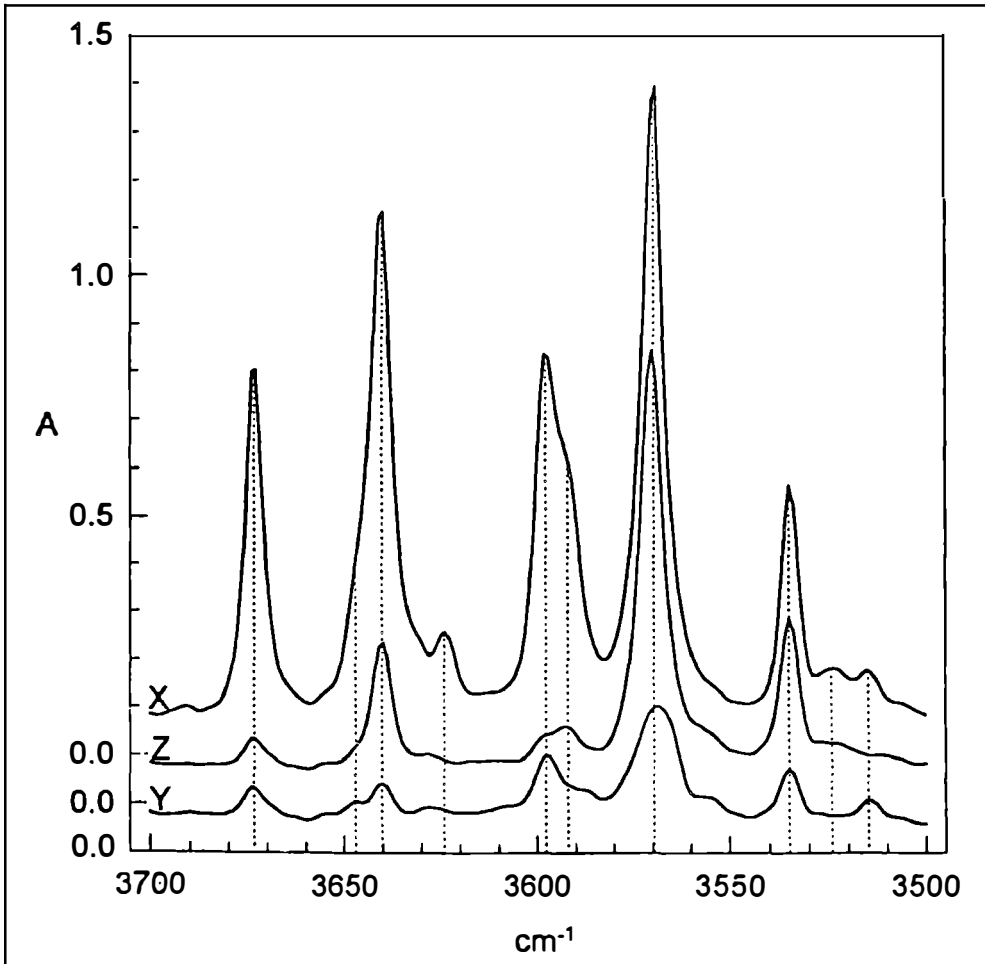


Abb. 1: IR-Absorptionsspektrum von Forsterit aus Pamir, Tadzikistan. Polarisierte Strahlung parallel x, y, und z; Kristalldicke = 1,1 mm.

Das Absorptionsverhalten der Banden bei 3647, 3640, sowie 3598 und 3592 cm^{-1} (Aufspaltung um jeweils ca. 50 cm^{-1}) kann durch OH-Gruppen die in ihrer Dipolrichtung von der O1-Si-Verbindungsline innerhalb der Symmetrieebene sowie senkrecht dazu geringfügig abweichen erklärt werden. Für die Banden bei 3570 und 3535 cm^{-1} bieten sich aufgrund der Hauptabsorption in x- und z-Richtung zwei Substitutionsmodelle an: OH anstelle von O3, OH-Dipol zu O1 zeigend (bei gleichzeitiger Si-Leerstelle), oder OH anstelle von O2, OH-Dipol zu M1-Leerstelle zeigend. Aus einer Glühverlust-Bestimmung (24 h bei 1573 K), welche keinen meßbaren Gewichtsverlust erbrachte, kann der effektive analytische H_2O -Gehalt jedenfalls mit unter 100 ppm angegeben werden.

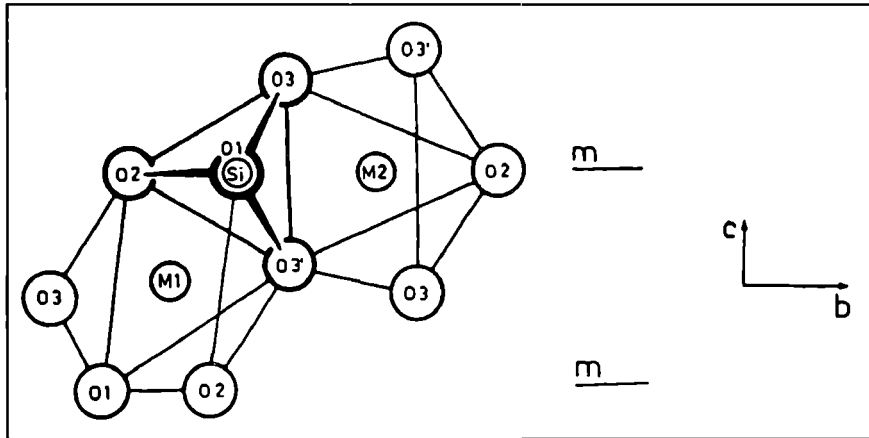


Abb. 2: Ausschnitt aus der Olivinstruktur (Projektion parallel [100]) nach BERAN & PUTNIS (1983).

- BAI, Q., KOHLSTEDT, D.L. (1993): Effects of chemical environment on the solubility and incorporation mechanism for hydrogen in olivine. - *Phys. Chem. Minerals*, 19, 460 - 471.
- BERAN, A., PUTNIS, A. (1983): A model of the OH positions in olivine, derived from infrared-spectroscopic investigations. - *Phys. Chem. Minerals*, 9, 57 - 60.
- MILLER, G.H., ROSSMAN G.R., HARLOW, G.E. (1987): The natural occurrence of hydroxide in olivine. - *Phys. Chem. Minerals*, 14, 461 - 472.

ZUR KRISTALLCHEMIE DES NEUEN SULFOSALZMINERALS JANKOVICIT,



LIBOWITZKY, E., GIESTER, G. und TILLMANN, E.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

Das neue Sulfosalzmineral Jankovicit, $\text{Ti}_5\text{Sb}_9(\text{As,Sb})_4\text{S}_{22}$, wurde mittels Erzmikroskopie und Mikrosondenanalytik in Proben von der Ti-Sb-As-Sulfid Lagerstätte Allchar in Macedonien entdeckt (CVETCOVIC et al., 1994). Das Mineral, welches eine ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel (100) aufweist, hat die Härte 2 (nach Mohs), und zeigt schwarzen, metallischen Glanz. Die Dichte beträgt ca. $5,1 \text{ g/cm}^3$, die Reflexionswerte im sichtbaren Licht liegen zwischen 25 und 38 %. Bisher konnten nur Kristalle unter 1 mm Größe in Verwachsung mit Realgar aufgefunden werden.

Röntgen-Einkristall- sowie Pulveruntersuchungen führten zu folgenden Gitterkonstanten: $a_0 = 7,393(4) \text{ \AA}$, $b_0 = 8,707(2) \text{ \AA}$, $c_0 = 17,584(3) \text{ \AA}$, $\alpha = 103,81(1)^\circ$, $\beta = 91,79(1)^\circ$, $\gamma = 109,50(1)^\circ$, Raumgruppe $P\bar{1}$, $Z = 1$. Mit Hilfe der Einkristalldaten (3502 unabhängige Reflexe) konnte die Struktur bestimmt und auf einen R-Wert von $R(R_w) = 0,062 (0,038)$ verfeinert werden (LIBOWITZKY et al., 1994).

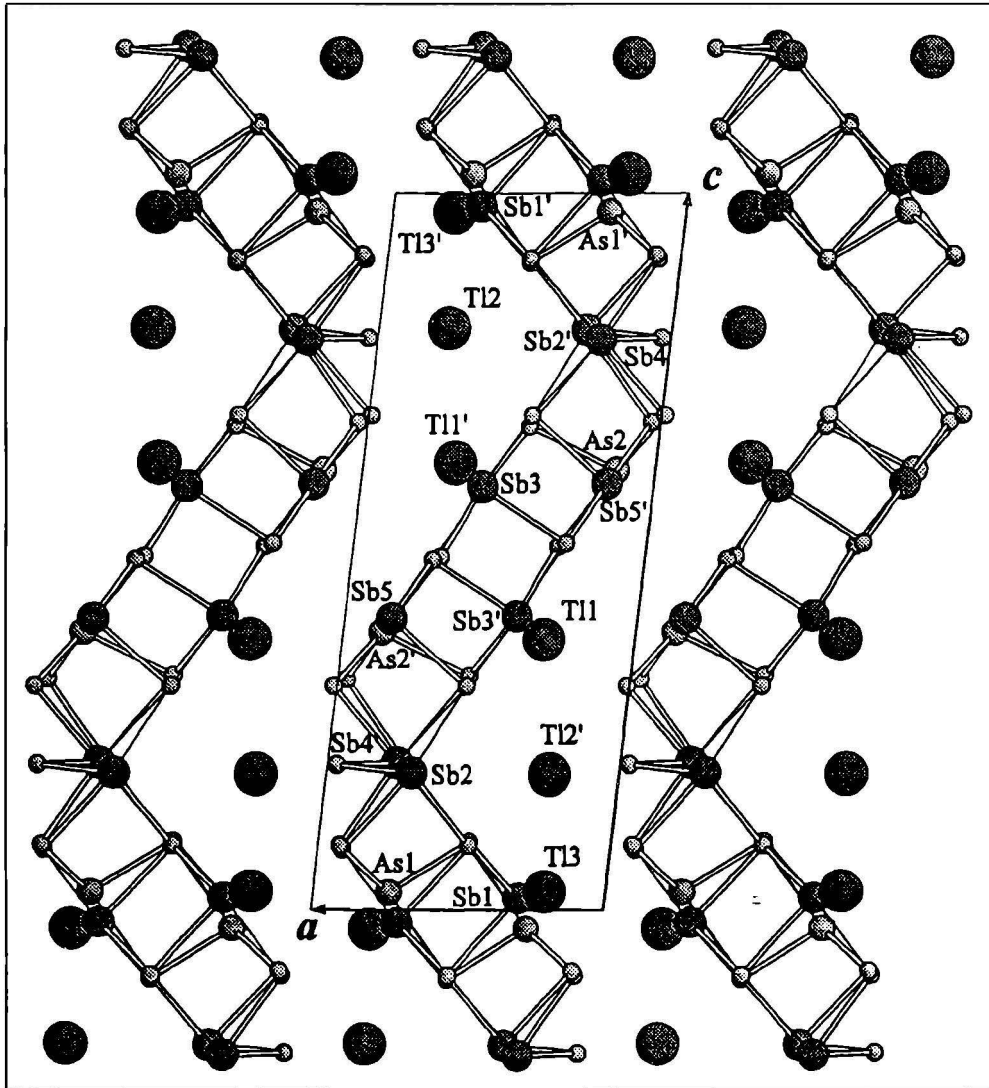


Abb.1.: Kristallstruktur von Jankovicit, $Ti_5Sb_9(As,Sb)_4S_{22}$. Projektion parallel *b*. Ti3 und Sb1 sind voll besetzt eingezeichnet.

Die Struktur weist 3 kristallographisch unterschiedliche TI-Positionen auf, die jedoch alle von 8 S-Atomen im Abstand zwischen 2,89 und 3,78 Å koordiniert werden: TI1 und TI3 in Form von trigonalen "bicapped prisms", TI2 in Form eines schwach verzerrten Würfels.

Die fünf unterschiedlichen Sb-Punktlagen weisen in vier Fällen eine verzerrte trigonal pyramidale Koordination mit Sb-S Abständen um ca. 2,5 Å auf (+ weitere S-Atome bei ca. 3 Å). Das Sb5-Atom weist eine 2 + 2 Koordination mit Sb-S Abständen von ca. 2,4 und 2,8 Å auf. Die fast unverzerrten AsS₃-Pyramiden haben As-S Abstände zwischen 2,25 und 2,35 Å. Die As-Atome werden teilweise durch Sb substituiert, wobei der Ersatz in der kleineren Pyramide 1/5, und in der größeren 1/3 erreicht. Die Struktur besteht aus geknickten Ketten von SbS_n-Polyedern, die durch AsS₃-Pyramiden zu gewellten Schichten parallel (100) verknüpft sind (Abb. 1). Diese Schichten, welche teilweise eine PbS-ähnliche Struktur aufweisen, sind nur über Tl-Atome (bzw. TlS₈-Polyeder) verbunden und bedingen so die hervorragende Spaltbarkeit. Als Besonderheit besetzen Tl3 und Sb1 eine geteilte Punktlage zu je 50 %, wobei der Abstand zwischen den beiden Positionen nur 0,68 Å beträgt. Sowohl geometrische Argumente als auch Langzeit-Filmaufnahmen deuten darauf hin, daß diese Punktlage wohl statistisch besetzt sein muß.

Generell zeigt die Struktur Beziehungen zum Sulfosalzmineral Rebulit, Tl₅Sb₅As₈S₂₂ (BALIC-ZUNIC et al., 1982). So können ganz ähnliche Koordinationspolyeder beobachtet werden, parallel [100] sind fast idente Punktlagen zu finden. Bei Rebulit führt jedoch die unterschiedliche Verknüpfung der Polyeder zu einer Gerüststruktur, welche im Gegensatz zur Schichtstruktur von Jankovicit keine Spaltbarkeit aufweist. Eine andere, im weitesten Sinne ähnliche Schichtstruktur kann auch in synthetischem Parapierrotit beobachtet werden (ENGEL, 1980).

- BALIC-ZUNIC, T., SCAVNICAR, S., ENGEL, P. (1982): The crystal structure of rebulite, Tl₅Sb₅As₈S₂₂. - Z. Krist., 160, 109 - 125.
- CVETCOVIC, Lj., BORONIKHIN, V.A., PAVICEVIC, M.K., KRAJNOVIC, D., GRČETIC, I., LIBOWITZKY, E., GIESTER, G., TILLMANN, E. (1994): Jankovicit, Tl₅Sb₉(As,Sb)₄S₂₂, a new Tl-sulfosalt from Allchar, Macedonia. - Mineral. Petrol. (im Druck).
- ENGEL, P. (1980): Die Kristallstruktur von synthetischem Parapierrotit, TlSb₅S₈. - Z. Krist., 151, 203 - 216.
- LIBOWITZKY, E., GIESTER, G., TILLMANN, E. (1994): The crystal structure of jankovicit, Tl₅Sb₉(As,Sb)₄S₂₂. - Europ. J. Mineral. (zu Druck eingereicht).

CHLORITES FROM PEGMATITES OF THE ŽULOVÁ GRANITIC MASSIF (CZECH REPUBLIC)

LOSOS, Z.*, SULOVSKÝ, P.*, ZIMÁK, J. and KRAUSOVÁ, D.*****

- * Dept. of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic.
- ** Dept. of Geology, Palacký University, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc, Czech Republic.
- *** Dept. of Inorganic and Physical Chemistry, Palacký University, Křížkovského 10, 771 46 Olomouc, Czech Republic.

The chlorites are typical minerals for pegmatites of the Žulová (Friedeberg) massif (age 300 M.A.), at the NE margin of the Bohemian Massif. Chlorite in the form of grey-green to black-green fine-grained to massive aggregates mostly fills the miaro-

litic cavities in central parts of pegmatite dykes as one of the successively youngest minerals. In literature this chlorite is called "strigovite" (for example KRUŽA, 1973), after the type locality of morphologically and paragenetically similar chlorite variety from the Strzegom-Sobótka massif (Poland). Apart of fine-grained chlorite masses, occur in the pegmatites of the Žulová massif also up to several cm² large flakes of chloritized biotite.

Two fine-grained chlorite types were recognized in studied mineral samples on the basis of paragenetic relationships, optical properties, infra-red spectra, XRD and electron microprobe analyses:

- (1) black-green fine grained to massive chlorite forming relatively large (up to several cm³), mostly monomineralic aggregates. They occasionally contain scarce muscovite, automorphic acicular apatite crystals, ilmenite laths, fine molybdenite scales. In the classification according to MELKA (1965) it corresponds to thuringite with F/FM = 0.75 - 0.82, Mn = 0.04 - 0.09 and Si = 2.56 - 2.72 (Si + Al^{IV} = 4.00). Cell dimensions (in 10⁻¹⁰ m): a₀ = 5.37 - 5.38, b₀ = 9.25 - 9.31, c₀ = 14.20, β = 97.02 - 97.04°. Type locality: Černá Voda.
- (2) grey-green fine-grained chlorite forming either monomineralic aggregates or aggregates composed of chlorite and K-feldspar (this assemblage is considered to be a product of the transformation of biotite). In the diagram after MELKA (1965) it corresponds to thuringite and chamosite with F/FM = 0.75 - 0.82, Mn = 0.07 - 0.14 and Si = 2.56 - 2.72. Cell dimensions: a₀ = 5.38, b₀ = 9.24, c₀ = 14.22, β = 96.93°. Type locality: Jašek quarry at Žulová.

For comparison, reference chlorite samples from the Strzegom-Sobótka massif (Poland) have been studied too:

- (a) typical strigovite (aggregates of 30 - 40 μm crystals) - contains relatively more Mg (0.73 - 0.83) and less Mn (0.08)
- (b) coarse-grained chlorite - contains relatively less Mg (0.25 - 0.35) and more Mn (0.13). Both subtypes can be classified (after MELKA, 1965) as thuringite, with F/FM = 0.82 - 0.85, Si = 2.62 - 2.75 (strigovite), F/FM = 0.92 - 0.94, Si = 2.64 - 2.71 (subtype b). Cell dimensions of both subtypes vary within a narrow interval: a₀ = 5.38, b₀ = 9.32 - 9.33, c₀ = 14.20 - 14.23, β = 97.01 - 97.24°. Chemistry of chlorites from the Žulová massif corresponds to strigovite from Strzegom (See JANEČEK, 1985, too). All studied chlorites correspond to Mg-chamosite or chamosite in the classification of WEISS (1991).

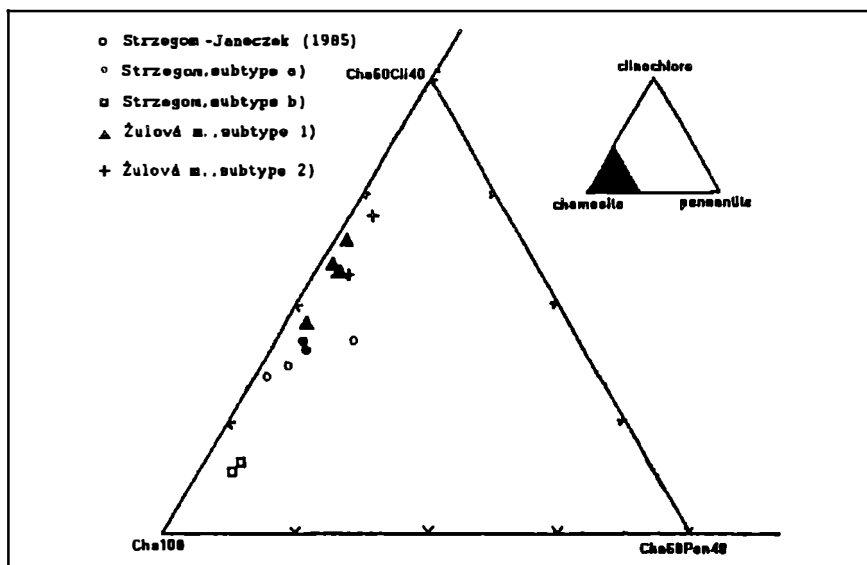


Fig. 1.: Chlorite triangle with end members chamosite, clinochlore and pennantite. With exception of analyses of JANEČZEK (1985), all iron in chlorites is considered to be Fe^{2+} .

The examples of empirical formulas:

The Žulová massif:

type (1)	$(\text{Mg}_{1.04} \text{Fe}^{(2+3+)3.47} \text{Al}_{1.37} \text{Mn}_{0.08})_{5.96} (\text{Al}_{1.39} \text{Si}_{2.61})_{4.00} \text{O}_{10.00}(\text{OH})_{8.00}$
	$(\text{Mg}_{0.86} \text{Fe}^{(2+3+)3.69} \text{Al}_{1.38} \text{Mn}_{0.07})_{6.00} (\text{Al}_{1.40} \text{Si}_{2.60})_{4.00} \text{O}_{10.00}(\text{OH})_{8.00}$
type (2)	$(\text{Mg}_{1.24} \text{Fe}^{(2+3+)3.09} \text{Al}_{1.49} \text{Mn}_{0.07} \text{Ca}_{0.02})_{5.91} (\text{Al}_{1.29} \text{Si}_{2.71})_{4.00} \text{O}_{10.00}(\text{OH})_{8.00}$

Strzegom:

(subtype a strigovite)	$(\text{Mg}_{0.83} \text{Fe}^{(2+3+)3.90} \text{Al}_{1.21} \text{Mn}_{0.08})_{6.02} (\text{Al}_{1.25} \text{Si}_{2.75})_{4.00} \text{O}_{10.00}(\text{OH})_{8.00}$
(subtype b)	$(\text{Mg}_{0.31} \text{Fe}^{(2+3+)4.29} \text{Al}_{1.31} \text{Mn}_{0.12})_{6.03} (\text{Al}_{1.36} \text{Si}_{2.64})_{4.00} \text{O}_{10.00}(\text{OH})_{8.00}$

KRUŽA, T. (1973): Silesian minerals and their literature. - Moravian Museum Brno, 414 pp., in Czech.

JANEČZEK, J. (1985): Typomorphic minerals of pegmatites from the Strzegom-Sobotká granitic massif. *Geologica Sudetica*, 20, 2, 1 - 68, in Poland.

MELKA, K. (1965): Proposal of chlorite minerals classification. - *Věstník Úst. Úst. geol.*, 40, 23 - 29, in Czech.

WEISS, Z. (1991): Interpretation of chemical composition and X-ray diffraction patterns of chlorites. - *Geologica Carpathica*, 42, 2, 93 - 104.

DER KÖNIGSPITZPLUTON - EIN BEISPIEL KOMPLEXER KALKALKALISCHER INTRUSIONEN IM ZUGE DES POSTKOLLISIONALEN, PERIADRIATISCHEN VULKANISMUS

MAIR, V.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

Der Königspitzpluton besteht aus mehreren Intrusionen, welche am südlichen Rand der Ortler-Trias, am Kontakt zu den Quarzphylliten des Ortler-Campo-Kristallins intrudierten. Die Hauptintrusionen sind am Königjoch, in der Königspitz-Nord- und Südwand, an der Cima Pale Rosse und der Cima Miniera aufgeschlossen. Das zugehörige Ganggefüge läßt sich in einem breiten Streifen vom Madritschtal im E bis zur Quinto-Alpini-Hütte im W verfolgen. Die Intrusionen sind undeformiert und durchschlagen sämtliche alpinen Strukturen, wie Schieferung und Scherhorizonte der Quarzphyllite, sowie Falten und Scherzonen der triassischen Sedimente. Ein Kontakthof, bestehend aus Granat-Vesuvian-Pyroxen-Hornfelsen (in den Sedimenten) und Biotit-Plagioklasschiefern mit Andalusit \pm Korund \pm Cordierit (im Quarzphyllit), säumt die Hauptintrusionen. Die meisten Gänge sind porphyrisch mit Phänokristallen von zonierten Plagioklasen + Hornblenden (Tschermakit Ferritschermakit) + Magnetit \pm Klinopyroxen (Diopsid) in mikrokristalliner Matrix. Die größeren Intrusionen, sowie die Gänge innerhalb der Kontaktaureole sind hypidiomorph körnig und durch die Paragenese Hornblende + Biotit + Plagioklas + Magnetit \pm Klinopyroxen \pm Kalifeldspat \pm Quarz charakterisiert. In den stärker differenzierten Gesteinen tritt dazu noch Biotit auf. Alterationsprodukte sind Tremolit/Aktinolith + Klinozoisit/Epidot + Chlorit + Sericit + Calcit. Die meisten Intrusionen enthalten mafische Einschlüsse und Xenolite von Nebengestein. Als mafische Einschlüsse finden sich Hornblendite, sowie Hornblende-Plagioklas-Kumulate (Hornblendegabbros mit Kumulattextur und Nadelgabbros). Hornblende (Pargasit-Magnesiohastingsit) + Diopsid + Magnetit, bzw. Hornblende + Anorthit + Magnetit \pm Diopsid sind charakteristische Paragenesen. Diopsid tritt ausschließlich als Relikt in den Hornblenden auf. Die Daten von Haupt- und Spurenelement-, sowie REE-Geochemie decken sich mit den von BECCALUVA et al., 1979; DAL PIAZ et al., 1983; DAL PIAZ et al., 1988; PURTSCHELLER & MOGESSIE, 1988; VENTURELLI et al., 1984 und anderen Autoren publizierten Ergebnissen für postkollisionale, orogene, kalkalkalische Andesite der periadriatischen Naht. Eine Korrelation der Geländebefunde mit den geochemischen Daten läßt eine räumliche und zeitliche Entwicklung der Magmatite erkennen, sie ist durch 4 Intrusionsphasen im Gelände dokumentiert (Fig. 1):

- I. Phase: Basalte: Im Norden der Hauptintrusionen sind zweiphasige Gänge aufgeschlossen: in Form von "sheeted dikes" stecken Andesite in Basaltgängen.
- II. Phase: basische Andesite: Praktisch alle Gänge im Quarzphyllit E der Königspitze, ein Teil der Gänge des zentralen Bereiches und der großen Hauptintrusionen.

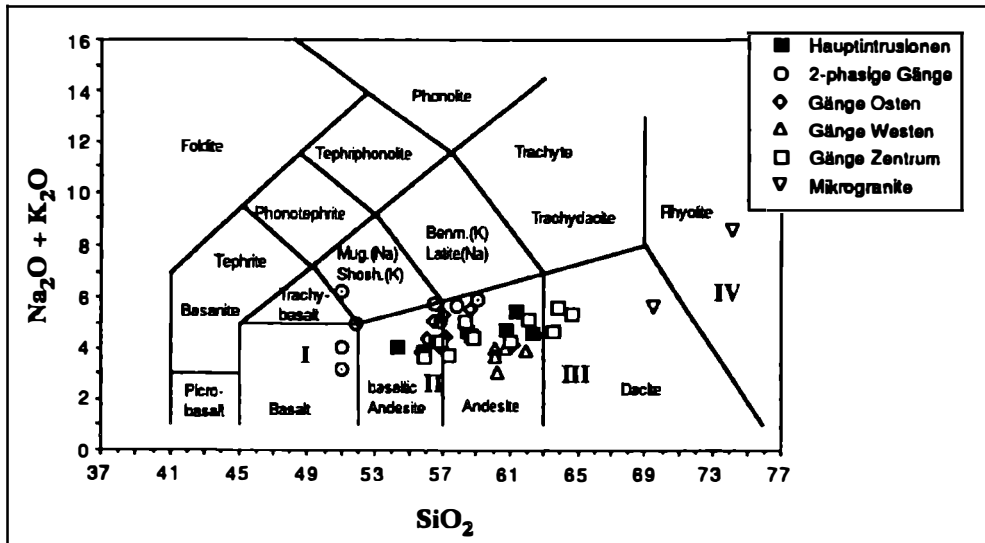


Fig. 1 : Die Gesteine des Königspitzplutons im TAS-Diagramm; deutlich diskriminierbar, die vier Intrusionsphasen (I-IV).

- III. Phase: saure Andesite und Dacite: Die Gänge W der Cima Miniera einige Gänge des zentralen Bereichs sowie ein Teil der Hauptintrusionen.
- IV. Phase: Mikrogranite: gering mächtige, mikrogranitische Gänge durchschlagen sowohl Hauptintrusionen als auch zugehörige Kontaktthöfe.

Das Modell einer tiefliegenden, stratifizierten Magmenkammer, wie es von DAL PIAZ et al., 1979; LAUBSCHER, 1983; ULMER et al., 1983 und anderen Autoren für den südlichen Adamello Batholith diskutiert wurde, könnte alle Phänomene erklären: Segregation von Kumulusphasen und/oder Kristallisation an Boden und Wänden der Magmenkammer führen zu Kumulatbildung. Von Zeit zu Zeit dringen Schmelzen entlang derselben Aufstiegswege auf und intrudieren in rascher Folge in die obersten Bereiche der Kruste. Die Kumulateinschlüsse weisen auf die Fraktionierung von Hornblende + Diopsid + Magnetit ± Plagioklas hin; dadurch können die geochemischen Trends der Haupt- und Spurenelemente, wie starke Abreicherung von Mg, Fe, Ca, Ti und V und die starke Anreicherung von Si erklärt werden. Nach BLUNDY & SPARKS (1992) könnten solche Einschlüsse und geochemische Signaturen auch durch Konvektion und/oder Eindringen von basischen Magmen aus der Tiefe in die abkühlende Magmenkammer, mit damit verbundenen Abschreckungs-, mingling- und mixing-Prozessen erklärt werden.

BECCALUVA, L., GATTO, G., GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E., SCOLARI, A. (1979): Geochemistry and petrology of dyke magmatism in the Alto Adige (Eastern Alps) and its geodynamic implications. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart, 6, 321 - 339.

- BLUNDY, J.D., SPARKS, R.S.J. (1992): Petrogenesis of Mafic Inclusions in Granitoids of the Adamello Massif, Italy. - J. Petrol., 33, 1039 - 1104.
- DAL PIAZ, G.V., DEL MORO, A., MARTIN, S., VENTURELLI, G. (1988): Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale massif, Northern Italy. Jahrb. Geol. Bundesanst., 131, 533 - 551.
- PURTSCHHELLER, F., MOGESSIE A. (1988): Dikes from Ortler, Sarntal Alps and Brixen Granite: Mineralogy, Chemical Composition and Petrogenesis. - Min. Pet., 38, 17 - 35.
- VENTURELLI, G., THORPE, R.S., DAL PIAZ, G.V., DEL MORO, A., POTTS, P.J. (1984): Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy. - Contrib. Min. Petr., 86, 209 - 292.

DIE ERZVORKOMMEN IM NORDABSCHNITT DER SVRATKA-KUPPEL

MALÝ, K., HLADÍKOVÁ, J. und FOJT, B.

Institut für Mineralogie, Petrographie und Geochemie, Masaryk Universität Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Tschechische Republik.

Im Nordabschnitt der zum Moravikum gehörenden Svatka-Kuppel sind mehrere kleine Vorkommen von Sulfiderzen bekannt, die im Mittelalter abgebaut und noch vor 30 Jahren erkundet wurden. Sie befinden sich vorwiegend in der bunten Serie der metamorphen Olešnice-Gruppe. Sie lassen sich zu zwei Vererzungstypen, nämlich zu dem Cu-Pb/-Ba/-Typ (Assoziation (A): Lokalität Borovec) und zu dem Pb-Zn/-Sb-As/-Typ (Assoziation (B): Lokalitäten Borovec, Koroužné, Rozseč) zuordnen. In beiden Fällen handelt es sich um disperse Lagervererzungen, doch kommen auch Gänge und Äderchen, brekziöse Aggregate und unregelmäßig begrenzte metasomatische Gebilde vor. Die Erze treten in Kalzit- und Dolomitmarmoren sowie in Phylliten, seltener auch in Graphit-führenden Quarziten auf. Die Mächtigkeit einzelner Erzkörper übersteigt kaum 2,5 m. Durch Erkundungsarbeiten wurde die Vererzung bis in die Tiefe von 350 m verfolgt.

Die Erze der **Assoziation (A)** bestehen aus Chalkopyrit mit 70 - 2200 ppm Ag, 100 - 5600 ppm Zn; weiters sind Bi und Sn nur in Spuren vorhanden, Galenit mit 100 - 2260 ppm Ag und 120 - 130 ppm Sb und untergeordnetem Pyrit und Markasit. Als Gangart kommen Quarz, Kalzit, Dolomit und Baryt mit ca. 2 % SrO vor. Die Verwitterungszone ist durch prächtige Funde von gediegenem Silber und Kupfer sowie von mehreren Oxidationsprodukten (z.B. Brochantit, Jarosit, Tenorit, Malachit, Azurit u.a.) bekannt.

Die Erze der **Assoziation (B)** bestehen aus Galenit mit 450 - 1230 ppm Ag, 160 ppm Bi und 800 ppm Sb, Sphalerit mit 3 - 4 % Fe und 0,3 % Cd, untergeordnetem Chalkopyrit und Pyrit sowie aus viel selteneren Phasen, wie Tennantit, Boulangerit, Bournonit, Arsenkies und Markasit. In einem einzigen Vorkommen wurde auch noch Antimonit beobachtet. Zu der Gangart zählen: Quarz, Kalzit, Fe-Dolomit, manchmal auch Baryt.

Die Zusammensetzung der Schwefel-Isotope: Die $\delta^{34}\text{S}$ Werte der Sulfide des A-Typus schwanken zwischen 4,6 und 10,2‰ (CDT), diejenigen des B-Typus

zwischen 6,9 und 11,7‰ für 33 Messungen. Nach den Meßergebnissen herrscht ein isotopisches Gleichgewicht vor. Die aus den Meßwerten berechnete Entstehungstemperaturen für die Phasen-Paare Galenit-Sphalerit, Galenit-Pyrit der Sulfidparagenesen schwanken zwischen 200 und 220° C.

Die Zusammensetzung der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope: Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte der hydrothermalen Kalzite schwanken zwischen -2,7 und -10,1‰ (PDB) mit einem Durchschnittswert von -5,1‰, der Marmorkalzite zwischen +0,1 und -8,2‰ (Durchschnittswert -2,7). Wie ersichtlich ist, führten hier die Austauschreaktionen zwischen dem Kohlenstoff der Graphite und dem Kalzit der Meeressedimente zur isotopischen Erleichterung des Kohlenstoffes der Marmore. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte des Graphits schwanken zwischen -15,9 und -22,0‰. Die anhand des Kalzit-Graphit-Paares berechnete Temperatur der Regionalmetamorphose beträgt ungefähr 470° C. Die Sauerstoffisotopenwerte, sowohl der Gangkarbonate als auch der Marmore, bezeugen eine Einwirkung der metamorphen Prozesse mit $\delta^{18}\text{O}$ zwischen -7,5 und -18,2‰ (PDB).

Die Isotopen-Daten für die Baryt-freien Vorkommen ermöglichen eine ungefähre Abschätzung des Schwefelisotopenverhältnis für das H_2S in den hydrothermalen Lösungen. Es liegt ungefähr bei +10 bis +15‰.

Der Vererzungstyp der Region läßt sich mit großer Wahrscheinlichkeit als metamorphen bezeichnen. Die Quelle sowohl des in Sulfiden vorhandenen Schwefels als auch des Kohlenstoffes sowie des Sauerstoffes der hydrothermalen Karbonate kann möglicherweise in den Nebengesteinen der Erze gesucht werden (vgl. hierzu auch ČEŠKOVÁ, 1978).

ČEŠKOVÁ, L. (1978): Metallogenetische Charakteristik einiger geologischer Einheiten am östlichen Rande des Böhmisches Massifs. - Fol.Fac.Sci.Nat.UJEP Brun., 31, 1 - 10.

ELEKTRISCHE LEITFÄHIGKEIT VON RINGSILIKATEN

MIRWALD, P.W.^{*} und **SCHMIDBAUER, E.**^{**}

^{*} Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

^{**} Institut für Allg. und Angew. Geophysik, Universität München, Theresienstr.4.1, D-80333 München.

Die meisten Silikate zählen hinsichtlich der elektrischen Eigenschaften bei niedrigen Temperaturen zu den Nichtleitern; erst bei höheren Temperaturen zeigen sie Halbleitereigenschaften, wobei Anisotropieeffekte i.a. klein sind. Eine gewisse Sonderstellung in dieser Hinsicht scheinen jedoch Silikate einzunehmen, deren Strukturen Ringelemente aufweisen, welche mit Kationen besetzte Hohlräume bilden. Bislang untersuchte Beispiele, Nephelin (ROTH & BÖHME, 1986), Leucit (PALMER & SALJE, 1990), Cordierit (MIRWALD & SCHMIDBAUER, 1992; SCHMIDBAUER & MIRWALD, 1993) und Beryll (MIRWALD & SCHMIDBAUER, 1993) zeigen stark

anisotrope Leitfähigkeitseigenschaften. Um diese anscheinend strukturell bedingten Gegebenheiten weiter zu erkunden, wurde an Turmalin (Schörl) die Wechselstromleitfähigkeit in einer Pilotstudie untersucht. Dieses Ringsilikat weist mit sechsfach koordinierten Kationen und BO_3 -Gruppen zwischen den Sechseringelementen eine deutliche Strukturmodifizierung gegenüber den zwei anderen Ringsilikaten auf.

Ein Ladungsprozeß in einem elektronischen oder ionischen Halbleiter kann als paralleler Schaltkreis von einem reinen Widerstandsglied R und einem reinen Kondensator C beschrieben werden. Die Impedanz Z dieses elektrischen Kreises wird in der komplexen Ebene dargestellt:

$$Z = R / (1 + i\omega RC), \text{ wobei } \omega = 2 \pi \nu \text{ wobei } \nu = \text{Frequenz und } i = \sqrt{-1}$$

In expliziter Form dargestellt ergibt sich:

$$Z = \underbrace{R/(1 + \omega^2 R^2 C^2)}_{Z'} - i \underbrace{\omega R^2 C / (1 + \omega^2 R^2 C^2)}_{-Z''}$$

Der RC -Term stellt die Zeitkonstante (t) dar, welche die Relaxationszeit eines parallelen Schaltkreises (Debye-Relaxation) charakterisiert. Die isotherme Darstellung des Realteils Z' (Widerstand) vs. Imaginärteil Z'' (Reaktion) der Impedanz Z ergibt Halbkreise mit der Frequenz ν als Parameter. Im Prinzip ergibt sich für jeden Leitfähigkeitsprozeß ein eigener Halbkreis. Sie erscheinen jeweils in unterschiedlichen Frequenzbereichen, wobei für den Scheitel eines Halbkreises die Beziehung $\omega RC = 1$ gilt. In Abb. 1 sind als zwei Beispiele die an Beryll in c -Richtung gemessenen Daten bei 532° und 787°C wiedergegeben.

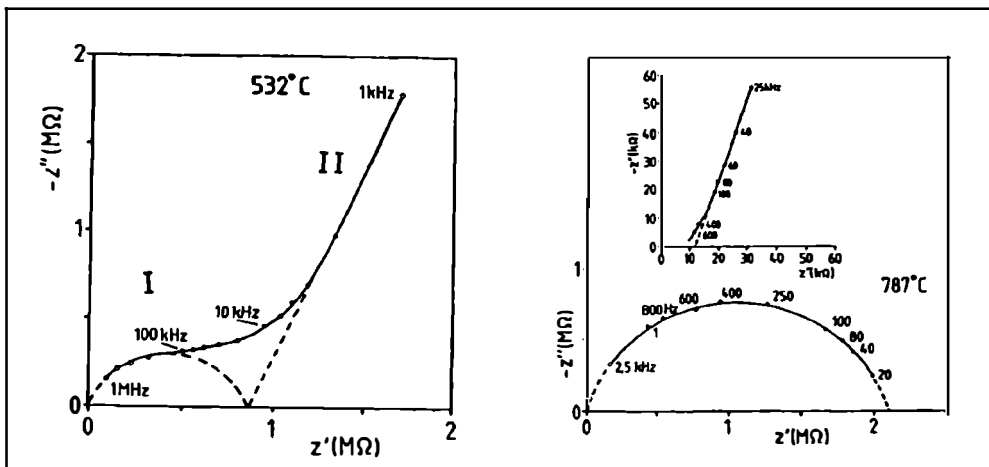


Abb. 1: Darstellung der in der c -Richtung erhaltenen Beryllidaten bei 532° und 787°C in der komplexen Impedanzebene.

Mineral	Orientierung	Activierungs- energie (eV)	R_{DC}^{AC} Bereich (Ohm)	Temperatur (°C)
Cordierit	// c	I*: 0.75	$10^3 \cdot 10^7$	250 - 725
	// c	II: 0.83	$10^6 \cdot 10^7$	560 - 790
	// a	I: 0.85	$10^6 \cdot 10^7$	600 - 840
Beryll	// c	I: 1.2	$10^4 \cdot 10^7$	400 - 800
	// c	II: 1.8	$10^5 \cdot 10^7$	600 - 800
	// a	I: 1.6	$10^6 \cdot 10^7$	680 - 800
Turmalin	// c	I: 0.85	$10^5 \cdot 10^7$	400 - 700
	// a	I: 0.89	$10^5 \cdot 10^7$	400 - 700

*: Leitungstransportmechanismus I bzw. II

Tab. 1: Überblick über die Leitfähigkeitsdaten.

Aus der Extrapolation dieser Halbkreise gegen ihre Niedrigfrequenzseite auf die Z'-Achse ermittelt sich der Gleichgewichtswiderstand R_{DC}^{AC} . Aus der Darstellung von $\log R_{DC}^{AC}$ vs. $1/T$ (Arrhenius-Diagramm) kann dann die Aktivierungsenergie des jeweiligen Ladungstransportmechanismus abgeleitet werden.

In Tab. 1 ist ein Überblick über die Ergebnisse an den drei Ringsilikaten zusammengestellt. Ausgenommen Turmalin, wurden in der c-Richtung zwei Leitungsmechanismen I, II festgestellt. Die in der a-Richtung durchgeführten Messungen ergaben dagegen jeweils nur einen Leitungsmechanismus (I). Die Aktivierungsenergien ergeben eine deutliche Anisotropie für Cordierit und Beryll. Bei Turmalin liegt die festgestellte Differenz von 0,04 eV im Bereich der Meßgenauigkeit. Ein isotropes Verhalten wäre qualitativ mit den spezifischen Gegebenheiten der Turmalinstruktur erklärbar.

Die beträchtliche chemische Variabilität jedes der drei Ringsilikate macht es schwierig, die experimentell ermittelten Leitungsprozesse ("Halbkreise") bestimmten Leitungsmechanismen zuzuordnen. Im allgemeinen gilt, daß Aktivierungsenergien < 1 eV eher für Elektronenleitung und solche > 1 eV eher für Ionenleitung sprechen. Hierfür erforderliche Untersuchungen an chemisch unterschiedlichen Materialien sind derzeit im Gange.

MIRWALD, P.W., SCHMIDBAUER, E. (1992): Mitt. Österr. Mineralog. Ges., 137, 172 - 173.
MIRWALD, P.W., SCHMIDBAUER, E. (1993): Ber. Dtsch. Mineral. Ges., Beih. Eur. J. Mineral. 5, 192.
PALMER D. C., SALJE, E.K. (1990) Phys. Chem. Minerals, 17, 444 - 452.
ROTH, G., BÖHME, H. (1986) Sol. State Ionics, 18 & 19, 553 - 556.
SCHMIDBAUER, E., MIRWALD, P.W. (1993) Terra, abstract supplement 1, 5, 500.

UNTERSUCHUNGEN DER VERWITTERUNGSVORGÄNGE AN KALKSTEIN UNTER MITTELEUROPÄISCHEN KLIMA- UND IMMISSIONSBEDINGUNGEN MITTELS FREILAND-EXPOSITIONSVERSUCHEN

MIRWALD, P.W.* und **BRÜGGERHOFF, St.****

- * Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.
- ** Zollern-Institut, Deutschen Bergbau-Museum, Lohrheidestraße 57, D-4630 Bochum 6.

Kalkstein ist ein weithin verwendetes Material für Bauten, Baudekor, Skulpturen und anderweitige Denkmäler. War die Kalksteinverwitterung im mitteleuropäischen Klimabereich in früheren Jahrhunderten weitgehend auf lösungsbedingte Oberflächenerosion beschränkt, so sind mit zunehmender Industrialisierung die Luftinhaltsstoffe, wie SO_2 , NO_x , Cl^- sowie Staubpartikel unterschiedlichster Art als besonders aggressive Agentien zusätzlich wirksam geworden. Charakteristische Schadensbilder sind bei freier Witterungsauslage des Materials unterschiedliche Oberflächenerosionen ("Mikrokarstbildung"). In niederschlagsgeschützten Bereichen kommt es hingegen zu Krustenbildungen, verbunden mit chemischen Zersetzungsreaktionen im oberflächennahen Bereich. Freilandexpositionsversuche erlauben die Gegebenheiten modellhaft nachzuvollziehen. Die mehrjährige Dauer solcher Versuche erlaubt es, die für ein Verständnis der Verwitterungsvorgänge wichtigen Anfangsstadien gut zu verfolgen. Hieraus können zugleich Maßgaben für Erhaltungskonzepte gewonnen werden.

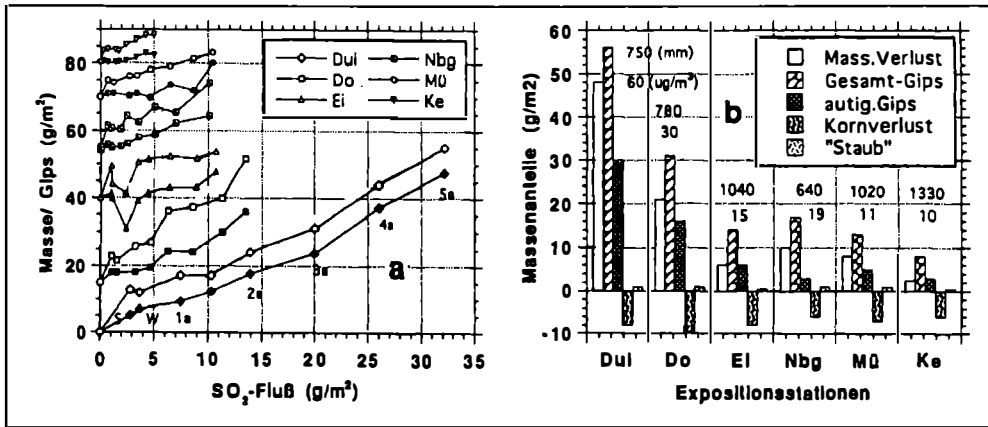


Abb.1: a) Massezunahme und Gipsgehalte der trocken exponierten KK-Proben an 6 Stationen während 5 Jahren (S/W = Sommer/Winterhalbjahr, 1 - 5 a) der KK-Proben; (gefüllte Symbole: Massedaten, leere Symbole: Gipsgehalte). b) Anteile der verschiedenen Teilprozesse am Gesamtverwitterungsvorgang (750 mm Niederschlag, 60 mg/m^3 SO_2 -Immission).

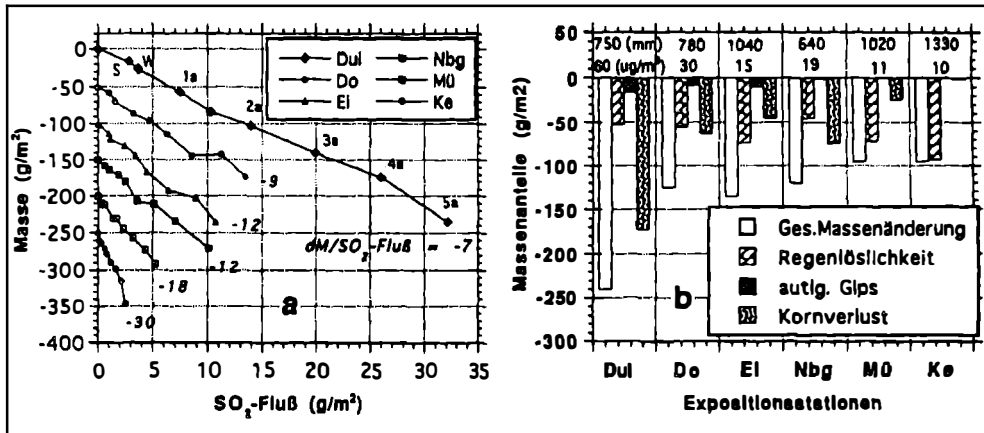


Abb. 2: a) Masseverlust der naß exponierten KK-Proben während 5 Jahren. b) Anteile der verschiedenen Teilprozesse am Gesamtverwitterungsvorgang.

Basierend auf frühere Dosis-Depositionsstudien (LUCKAT, 1981) wurde zwischen November 1987 und November 1992 ein Expositionsprogramm an denkmalrelevanten Gesteinsarten (zehn verschiedene Kalk- und Sandsteine) an klimatisch und immissionsmäßig sehr unterschiedlichen Stationen (Duisburg, Dortmund, Eifel, Nürnberg, München und Kempten) durchgeführt (BRÜGGERHOFF & MIRWALD, 1991). Es sollen hier Ergebnisse am Kehlheimer Kalk (KK), einem jurassischen Riffschuttkalk, vorgestellt werden, die einen guten prinzipiellen Einblick in die Teilprozesse der Karbonatverwitterung im mitteleuropäischen Klimabereich erlauben. Als Probenmaterial wurden Steinplättchen (50 x 50 x 5 mm) verwendet, die, an Mankschen Karussellen vertikal befestigt, entweder regengeschützt ("trocken") oder frei der Witterung ("naß") exponiert wurden. Amtliche Wetter- und Immissionsdaten waren jeweils in unmittelbarer Nähe der Expositionsstationen verfügbar. In acht Probenkampagnen (Sommer-, Winterhalbjahr, 1, 1,5, 2, 3, 4, 5 Jahre) wurden jeweils drei Plättchen eingebracht und, nach einer makroskopischen Begutachtung, ihre Masse und ihre Schadstoffgehalte bestimmt (In diesen Mitteilungen wird jedoch lediglich auf die wichtigste Schadstoffkomponente, SO₂, Bezug genommen).

Trockene Exposition: Die Proben (Abb. 1a) zeigen durchwegs zunehmende Masse und Gipsgehalte. Zur quantitativen Unterscheidung von exogen gebildetem Gips, der aus der Luft eingetragen wurde, und Gips aus autigener Reaktion zwischen SO₂-Immission und Kalk, war der sehr reine Obernkirchener Quarzsandstein (OKS) als nicht reaktives, aber für Staubpartikel anlagerungsfähiges Referenzmaterial zusammen mit dem KK exponiert worden. Vier Teilprozesse können bei trocken exponiertem KK unterschieden werden: Anlagerung von exogenem Gips (= OKS-Gipsgehalt!), autigene Gipsbildung durch SO₂/Kalk-Reaktion und mechanischer Kornverlust. Der Eintrag von anderen Feststoffen (z.B. Rußteilchen) konnte nur grob quantitativ geschätzt werden. Diese Teilprozesse sind in Abb. 1b dargestellt.

Nasse Exposition: Diese Proben (Abb. 2a) sind von Masseabnahme gekennzeichnet. Chemische Analysen erbrachten stark streuende Ergebnisse aufgrund unterschiedlich starker Laugungseffekte durch Regeneinwirkung. Die Materialverluste ergaben bei einer Normierung auf 1 m Regen regionspezifische Abtragsraten zwischen 6 und 25 μm . In Abb. 2b sind die jeweiligen Teilprozesse dargestellt, wobei bei der Berechnung der Regenlöslichkeit von der Gleichgewichtslöslichkeit von 14 g Kalzit/Liter H_2O bei 25° C ausgegangen wurde.

BRÜGGERHOFF, St., MIRWALD, P.W. (1991): Ber.Dtsche.Mineral.Ges; Beih., Eur.J.Mineral, 3, 46.
LUCKAT, S. (1981): Umweltforschungsplan BM d. Inneren, BRD, Forschungsber. 10401018/02.

EVOLUTION OF ORE MINERALS IN THE LAYERED GABBROIC INTRUSION IN THE MISCHO MOUNTAIN AREA BETWEEN SOFIAN-SHABESTAR AND MARAND EASTAZERBAIDJAN, IRAN

MODJTAHEDI, M.

Department of Geology, Faculty of Science, University of Tabriz, Iran.

The Kahar formation is exposed in more than 20 km² within the Mischo mountain area. Through the Kahar formation a basic magma was intruded and formed a layered gabbroic complex. This igneous complex caused a contact metamorphic event with hornfels sequences and with skarn bodies in the Kahar shales and in the older carbonate sediments.

The skarns contain normally epidote, hornblende, calcite, pyrite, magnetite, and chalcopyrite. There are some layers within this complex with pyrogenetic ore minerals such as magnetite and ilmenite. XRF investigations from these rocks and from stream sediments indicate high amounts of Ti and Fe, and lesser contents of Cr and Cu. The contents of Ni and Mn are low. Granophyres and diabases are exposed at the top and the edge of the complex, they contain usually pyrite, hematite and chalcopyrite.

The layered complex was formed probably during carboniferous or silurian time. There are some differences between the investigated complex and ophiolites. On the southern and western rim of the complex leuco-granites and leuco-rhyolite cutting through the Kahar formation are exposed. The main outcrops are in the area north of Shabestar.

The leucogranites contain chalcopyrite, malachite, azurite, galena, hematite, and baryte. These granites are similar in texture to Doran- and Mute-granite. The age relationship seems to be similar to the Doran-granite. The chalcopyrite is enriched in gold, one sample of the investigated ore minerals contains few percent of silver.

THE PETROLOGY AND MINERALIZATION OF THE BASEMENT AND ASSOCIATED MAFIC-ULTRAMAFIC ROCKS, SAN LUIS PROVINCE, CENTRAL ARGENTINA

MOGESSIE, A. *, HOINKES, G. *, STUMPFL, E.F. **, BJERG, E. *** und KOSTADINOFF, J. ***

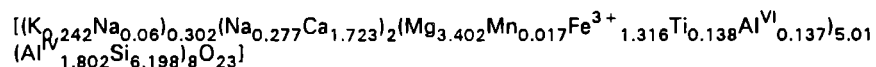
- * Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz.
- ** Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität, Leoben, A-8700 Leoben.
- *** Universidad Nacional der Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, 8000 Bahia Blanca, Argentinien.

The Sierras Pampeanas, in central Argentina, are characterized by a series of crystalline basement blocks of Precambrian-Early Paleozoic age. These were uplifted and tilted during Tertiary Andean compression in association with an episode of shallow subduction.

Within the Sierras Pampeanas of the San Luis province there are NNE-SSW trending mafic-ultramafic units which have been emplaced into a granulitic complex of Precambrian age. The ultramafics occur in two belts over a distance of 100 km, as concordant lenticular gabbros, norites, pyroxenites and differentiated ultramafics. Virorco and Las Aguilas are two of the larger bodies. The core of the Las Aguilas ultramafic body is composed of bytownite-bronzite-hornblendite. Virorco is considered to be a composite pluton intruded inside a vertically plunging fold in granulites. The ultramafic bodies may show intrusive contacts but also display tectonic contacts with the metamorphic country rocks.

Preliminary field and petrographic data, as well as electron microprobe analyses of basement rocks associated with the ultramafic bodies, indicate that metamorphic grade ranges from a low grade phyllite to a high grade granulite. The rock types range from metabasites (amphibolites) to metapelites-metagranitoids. The metabasites carry amphibole + plagioclase ± biotite ± epidote ± quartz with accessories such as apatite and zircon. The gneisses are characterized by alkali feldspar (microcline) + biotite + muscovite + quartz ± garnet. Within the ultramafic units of Virorco, granulites contain garnet + sillimanite + biotite + plagioclase + quartz + ilmenite and accessories such as apatite and zircon. A temperature of 700° C and pressure ranging from 4 to 8 kb has been determined for the granulite facies metamorphism using biotite-garnet pairs (for T) and garnet-plagioclase-sillimanite parageneses (GASP barometer).

The ultramafic rocks consist mainly of orthopyroxene-clinopyroxene-plagioclase-oxides and sulphides with accessories such as zircon and apatite. In some samples the orthopyroxene (En₈₀₋₉₃) is replaced and enclosed by light yellowish-brown ferri-tschermakitic amphibole with a composition:



The coexisting plagioclase is An-rich with values ranging from An₈₇ to An₉₂.

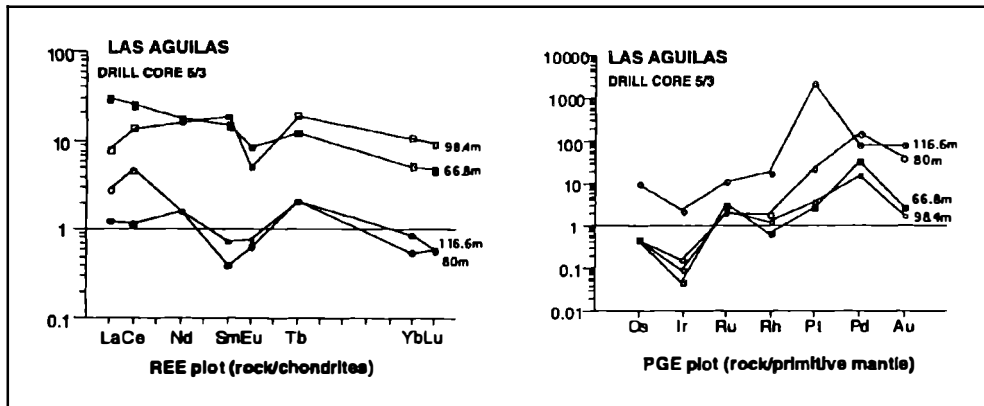


Fig.1: REE (rock/chondrite) and PGE(rock/primitive mantle) plots of mineralized samples from the Las Aguilas drill core 5/3.

The mafic-ultramafic rocks from the Las Aguilas mine were investigated using drill core samples. They contain various oxides, sulphides, mainly chalcopyrite, pyrrhotite, pentlandite associated with Fe-Ni-Co-bearing sulpharsenides. Within a massive base-metal bearing pyrrhotite layer at a depth of 126 meters Pd-Te-Bi-Ni phases occur. The analyses give the formula $Pd_{25.3}Ni_{7.3}Te_{63.6}Bi_{3.8}$, corresponding to merenskyite.

Major, trace, rare earth and platinum group elements have been analyzed from four selected ore samples of drill core Las Aguilas 5/3 at depths of 66.8, 80, 98.4 and 116.6 meters. The REE data normalized to chondrite values shows a bimodal distribution. Samples at depths of 98.4 and 66.8 meters are enriched in both LREE and HREE with a negative Eu anomaly. The mineralized samples at depths of 80 and 116.6 meters, however, have low LREE and HREE with a negative Sm anomaly. These are correlated with mantle normalized PGE data. The samples with a negative Sm anomaly are enriched in total PGE and those with negative Eu anomaly have lower PGE concentration. As these differences are observed within a thickness of 50 meters, variations in magma composition and the platinum group element geochemistry can be inferred.

This preliminary study is financially supported by FWF project (P09564-PHY) to AM, the University of Graz Foreign Relations office to GH, the Steiermark Government to AM & GH and CONICET, the Argentinian Research Council, to EB & JK.

GEOCHEMIE UND KONTAKTMETAMORPHOSE DES EISENKAPPLER "GRANITS"

MONSBERGER, G.^{*}, HOINKES, G.^{*} und THÖNI, M.^{**}

^{*} Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz.

^{**} Labor für Geochronologie, Institut für Geologie, BVFA Arsenal, Franz Grillstraße 9, A-1030 Wien.

Der Eisenkappler Granitzug liegt im Ostalpin der Karawanken, Kärnten, und wird im Norden vom Diabaszug der Ebriachklamm und im Süden vom Eisenkappler Altkristallin begrenzt. Die Intrusivgesteine erstrecken sich 47 km entlang des Periadriatischen Lineaments (wobei auf den Bereich von Eisenkappel ungefähr 8,4 km entfallen), bei einer maximalen Mächtigkeit von rund 900 Metern.

Der Intrusivkörper besteht mengenmäßig im wesentlichen aus verschiedenen Graniten und Granodioriten. Quarz-Monzonite, Diorite und Olivin-Hornblende-Gabbros treten untergeordnet auf. Es handelt sich um kalkalkalische, peraluminöse bis metaaluminöse Magmatite die an der Wende Perm-Trias intrudiert sind (SCHARBERT, 1976; LIPPOLT, 1974).

Auf Grund der Spuren- und Selten-Erd-Element (SEE) Analysen ist eine Entstehung des Olivin-Hornblende-Gabbros als Primärmagma durch partielle Aufschmelzung des oberen Erdmantels denkbar (z.B Olivin-Hornblende-Gabbro, Cr (1585 - 1195 ppm), Ni (860 - 528 ppm), $\epsilon Nd = 4,1$) der beim Aufstieg in ein höheres Niveau fraktionierte (z.B Diorit $\epsilon Nd = 4,3$). Diese Fraktionierungsprodukte wurden in unterschiedlichen Mengen mit aufgeschmolzener Kruste, die durch Quarz-Monzonit ($\epsilon Nd = -2,9$) vertreten ist, vermischt, wobei Biotit-Hornblende-Granit ($\epsilon Nd = -0,35$), Biotit-Granit und Quarz-Diorit entstanden.

Dieses Modell wird durch Selten-Erd-Element (SEE)-Daten unterstützt. Die Mantel-Magmen zeigen ein $(La/Lu)_n$ Verhältnis von ≈ 10 mit La_n von 50 bis 100, wogegen die krustalen Quarz Monzonite durch ein $(La/Lu)_n$ Verhältnis von ≈ 60 bei La_n von 200 bis 300 gekennzeichnet sind. Die hybriden Granitoide weisen $(La/Lu)_n$ von 12 bis 16 bei La_n von 70 bis 130 auf und können daher als Mischung aus Mantel-magma und krustalen Komponenten angesehen werden.

Die in sich fraktionierten Mischungsprodukte (Biotit-Hornblende-Granit und Biotit-Granit) definieren eine Rb-Sr Isochrone mit einem Alter von 209 ± 10 ma mit einem Sr-Initial von $0,7050 \pm 2$. Olivin-Hornblende-Gabbros und Diorite zeigen ein niedriges Sr-Initial von 0,7019 bis 0,7032 wogegen die Quarz-Monzonite ein Sr-Initial von 0,7092 aufweisen.

Die Quarz-Monzonite und die Biotit-Granite verursachten in den südlich angrenzenden Paragneisen eine intensive Kontaktmetamorphose. Mit Annäherung an den Granit-Kontakt können folgende Mineralreaktionen beobachten werden:

- 1) $2\text{Chl} + 3\text{Ms} + 6\text{Qtz} = 3\text{Crd} + \text{Bt} + (12-3n) \text{H}_2\text{O}$ (n Anzahl der Mole H_2O in Cordierit)
- 2) $4\text{Crd} + 3\text{Ms} = \text{Bt} + 10\text{And} + 11\text{Qtz} + 4n\text{H}_2\text{O}$
- 3) $\text{Ms} + \text{Qtz} = \text{Kfs} + \text{And} + \text{H}_2\text{O}$
- 4) $9\text{Qtz} + 2\text{Bt} + 6\text{And} = 3\text{Crd} + 2\text{Kfs} + (2-3n)\text{H}_2\text{O}$
- 5) $\text{Qtz} + \text{Kfs} + \text{Plg} + \text{H}_2\text{O} = \text{L}$

Die P-T Abschätzung der Kontakmetamorphose erfolgte vorläufig mittels experimenteller Daten von Reaktion 5. Demnach müssen für die Schmelzbildung in den Paragneisen (Reaktion 5) Minimaltemperaturen von 650° C angenommen werden (WINKLER, 1976). Sillimanit-Einschlüsse in Cordierit weisen auf Minimaldrucke von 1 Kbar (650° C) hin (HOLDAWAY, 1971).

Wir danken Franz Bernhard und Christoph Hauzenberger für zahlreiche Diskussionen und Anregungen.

HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. - American Journal of Science, 271, 97 - 131.

LIPPOLT, H.J. (1974): Isotopic Mineral Ages of a Diorite from the Eisenkappel Intrusion, Austria. - Z. Naturforsch., 29a, 966 - 968.

SCHARBERT, S. (1976): Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel, (Karawanken Kärnten). - Verh.Geol.B.A., 4, 301 - 304.

WINKLER, H.G.F. (1976): Petrogenesis of metamorphic rocks. - Springer-Verlag: New York.

**ION-MICROPROBE ANALYSIS OF GOLD IN ARSENOPYRITE/LÖLLINGITE:
EVIDENCE FOR SYNMETAMORPHIC GOLD MINERALIZATION IN THE MT. YORK
DISTRICT (AUSTRALIA)**

NEUMAYR, P.*, CABRI, L.J. and GROVES, D.I.*****

* Institut für Mineralogie und Petrologie, Karl-Franzens Universität, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz.

** Mineral Sciences Laboratories, CANMET, 555 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A0G1, Canada.

*** Key Centre for Strat. Min. Deposits, The University of Western Australia, Nedlands, W.A. 6009, Australia.

The timing of gold mineralization with respect to the age of the metamorphic events in the hosting terrane has been a contentious issue for some time. Various models from premetamorphic, synmetamorphic to postmetamorphic timing of gold mineralization are suggested for different deposits. In this study, the distribution of gold in sulpharsenides, determined using the superior sensitivity of the secondary ion mass spectrometry (SIMS), and the implications of the gold distribution for the timing of gold mineralization relative to the peak of amphibolite facies metamorphism are discussed for the Main Hill gold deposit (Pilbara Craton, Western Australia).

Gold mineralization in the Main Hill deposit is located in the Archaean Pilgangoora greenstone belt which contains metavolcanic rocks of the ca. 3.46 Ga Warrawoona Group and metasedimentary sequences of the ca. 3.33 Ga Gorge Creek Group (THORPE et al., 1990), including the gold-hosting banded iron formation (BIF) at Main Hill. Peak metamorphic conditions were determined using biotite-garnet and amphibole-plagioclase thermometry, phengite barometry and mineral stabilities as 500 - 640° C and 2.5 - 4 Kbar (NEUMAYR et al., 1993a).

Gold mineralization at Main Hill is hosted in: i) quartz-breccias with a sulphide matrix, and ii) in sulpharsenides in the wallrock adjacent to quartz-biotite-amphibole ± diopside veins (NEUMAYR et al., 1993a). In both types, the alteration is zoned with distal pyrrhotite alteration, with pyrrhotite and composite arsenopyrite/löllingite grains increasing in abundance proximal to gold mineralization (NEUMAYR et al., 1993b). The ore assemblage comprises pyrrhotite, arsenopyrite, löllingite and minor chalcopyrite and sphalerite. Coarse-grained Fe-As-S phases occur commonly as composite arsenopyrite-löllingite aggregates which are zoned from a core of löllingite to a rim of arsenopyrite, and are hosted in a matrix composed of pyrrhotite. The reverse zonation with a core of arsenopyrite and a rim of löllingite is never developed. The sulpharsenide textures indicate a progressive replacement of löllingite by arsenopyrite, leaving remnants of unreplaced löllingite behind.

Most of the microscopically visible gold (5 - 25 μm in length) at Main Hill is concentrated at the arsenopyrite-löllingite grain boundary (NEUMAYR et al., 1993b). It rarely occurs within arsenopyrite or at the arsenopyrite-pyrrhotite grain boundary. Samples containing composite arsenopyrite-löllingite grains from Main Hill have been investigated using SIMS to test for the presence and distribution of "invisible", i.e. submicroscopic, gold. The SIMS has been used for: i) isotopic imaging for ^{75}As , ^{32}S and ^{197}Au to examine the spatial distribution of gold, ii) quantitative spot analyses for ^{197}Au , iii) line-scans for ^{75}As , ^{32}S and ^{197}Au across arsenopyrite-löllingite grain boundaries, and iv) quantitative depth profiles for ^{197}Au in single spots, to test whether gold is present as subsurface inclusions.

Line-scans across arsenopyrite-löllingite grain boundaries (Fig. 1) and isotopic images clearly show that submicroscopic gold is associated with the phase with high As and lower S content (i.e. löllingite, FeAs_2), whereas S-rich, relatively As-poor grains (i.e., arsenopyrite, FeAsS) show no detectable gold with this method. Quantitative spot analyses of gold confirm that 20 - 33 ppm gold are hosted in löllingite, whereas only 0.16 - 1.04 ppm gold are hosted in arsenopyrite.

Ore textures and SIMS analyses indicate that gold precipitated together with löllingite and pyrrhotite and was included either structurally or as colloidal gold into löllingite. A subsequent, possibly slightly retrograde reaction between löllingite and pyrrhotite resulted in the formation of arsenopyrite. During this reaction gold was liberated from the löllingite and concentrated at the reaction front between arsenopyrite and löllingite. Crystallization temperatures of arsenopyrite of 460 - 540° C, determined using the arsenopyrite thermometer of SHARP et al. (1985), represent the lower temperature limit for the gold precipitation. Other possibilities to explain the ore textures include i) increase of both $a_{\text{H}_3\text{AsO}_3}$ and $a_{\text{H}_2\text{S}}$ in the

ore fluid, or ii) oxidation of the ore fluid during mineralization. The first possibility would necessitate the reaction of the ore fluid with unusually S- and As-rich rocks or mixing with S- and As-rich fluids. Although the arsenopyrite stability field is expanded at high oxidation states, oxidation of the ore fluid alone cannot account for the change from löllingite- to arsenopyrite-saturated conditions.

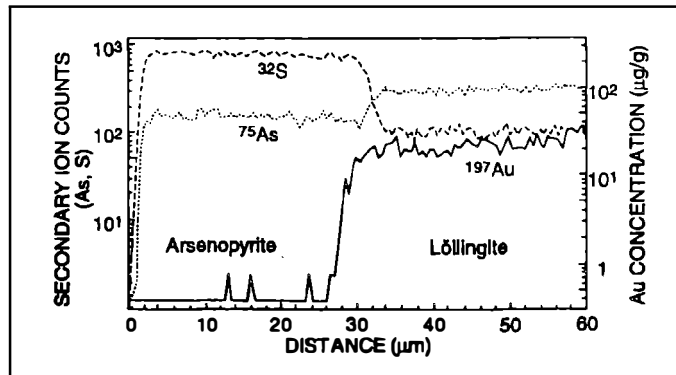


Fig. 1: Ion-microprobe scans across arsenopyrite-löllingite grain boundary for a sample from Main Hill (Fig. 5a of NEUMAYR et al., 1993b).

Therefore, it is concluded that gold precipitated during the peak of amphibolite facies metamorphism together with löllingite and the gold was concentrated along the löllingite-arsenopyrite grain boundary during a slightly retrograde reaction. The study demonstrates that particulate gold, alone, does not indicate the true paragenetic position of initial deposition of gold in the Main Hill deposit.

- NEUMAYR, P., GROVES, D.I., RIDLEY, J.R., KONING, C.D. (1993a): Syn-amphibolite facies Archean Iode-gold mineralisation in the Mt. York District, Pilbara Block, Western Australia. - *Mineral. Dep.*, **28**, 457 - 468.
- NEUMAYR, P., CABRI, L.J., GROVES, D.I., MIKUCKI, E.J., JACKMAN, J.A. (1993b): The mineralogical distribution and relative timing of gold mineralization in two Archean settings of high metamorphic grade in Australia. - *Can. Min.*, **31**, 711 - 725.
- SHARP, Z.D., ESSENE, E.J., KELLY, W.C. (1985): A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and application to natural assemblages. - *Can. Min.*, **23**, 517 - 534.
- THORPE, R.I., HICKMAN, A.H., DAVIS, D.W., MORTENSON, J.K., TRENDALL, A.F. (1990): Application of recent zircon U-Pb geochronology to the Marble Bar region, Pilbara Craton, to modelling Archean lead evolution. In: GLOVER, J.E., HO, S.E. (Comp.). *Third Int. Archean Symposium. (Extended Abstr. Vol.)*. - *Geoconferences: Perth, Western Australia*, 11 - 13.

COMPOSITIONAL EVOLUTION OF Nb-Ta-OXIDE MINERALS FROM ALKALI-FELDSPAR MUSCOVITE GRANITES HOMOLKA AND ŠEJBY, SOUTHERN BOHEMIA, AND ITS COMPARISON WITH OTHER RARE-ELEMENT GRANITES

NOVÁK, M.*, KLEČKA, M. and ŠREIN, V.****

* Department of Mineralogy and Petrography, Moravian Museum, Zelný trh 6, 659 37 Brno, Czech Republic.

** Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences, V Holešovičkách 41, 182 09, Praha, Czech Republic.

Several new occurrences of leucocratic rare-element granites have been found during the last decade within the southern Bohemia region. They are located mostly along the western margin of the Central Massif of the Moldanubian Batholith, and the Homolka (S of Jindřichův Hradec) and Šejby (S of Nové Hradý) stocks are suggested to be most outstanding ones. Both localities exhibit many similar features in their geology, petrology and geochemistry, indicating them to be close relatives. They form post-tectonic bodies, up to 3 km in size spatially associated with granitoid rocks of the Central Massif of the Moldanubian Batholith and meta-sediments of its envelope (Šejby). Predominant medium-grained to locally fine-and/or coarse-grained alkali-feldspar muscovite granite seems to be relatively homogeneous in a mineral composition; major minerals include quartz, albite, K-feldspar, and muscovite to lithium muscovite; minor to accessory minerals - topaz, apatite, Mn-, Fe-phosphates, biotite, cassiterite, ferrocolumbite, ilmenite, and fluorite. Fine-grained varieties of the muscovite granite and muscovite + K-feldspar + quartz pegmatite (Stockscheider) are typical in marginal endocontact zones. Relatively abundant granite porphyry, as well as rare greisen (Homolka) are also present. Abundance and geological setting of single rock types at both localities indicate that Šejby represents a rather less eroded apical part of granite cupola. Placer deposits rich in cassiterite, ferrocolumbite, wolframite, and ilmenite are common, particularly in the vicinity of the Homolka stock.

Geochemistry of granites at both localities is characterized by high contents of SiO₂: 72.6 - 74.1 (73.2 - 76.1), Al₂O₃: 14.7 - 15.6 (14.3 - 16.0), P₂O₅: 0.70 - 0.97 (0.32 - 0.70). Na₂O: 3.82 - 4.76 (3.70 - 4.24), Rb: 1060 - 1560 (525 - 967), Nb: 47 - 150 (30 - 54) and low contents of CaO: 0.28 - 0.64 (0.29 - 0.72), MgO: < 0.05 (0.04 - 0.08), Ba: 50 (30), and Zr: 20 - 30 (5 - 27); (data from Šejby in parentheses, oxides given in wt.%, elements in ppm). Geochemical characteristics summarized above demonstrate that both localities represent highly fractionated peraluminous granites, and rather less degree of the geochemical fractionation of the Šejby granite is suggested.

Rare Nb-Ta-oxide minerals commonly form microscopic inclusions within abundant cassiterite, and within rare niobian rutile (both in Homolka), however, isolated grains, mostly below 1 mm but sporadically 10 mm in size (Šejby), occur at both localities. The inclusions are W, Ti, Sn, Fe³⁺-rich in cassiterite and, Ti, Fe³⁺ rich in niobian rutile, almost homogeneous to slightly heterogeneous. Isolated grains of ferrocolumbite, mostly characterized by low W, Ti, Sn, Fe³⁺ contents, display

oscillatory zoning and locally associate with ferrotapiolite (Šejby). All types of ferrocolumbite from the Homolka granite exhibit similar ranges of composition in terms of $Mn/(Mn + Fe) = 0.01 - 0.31$, and $Ta/(Ta + Nb) = 0.03 - 0.05$; titanian ferrocolumbite inclusions in niobian rutile are Mn-low. Ferrocolumbite-ferrotantalite at Šejby yielded almost the same degree of fractionation in $Mn/(Mn + Fe) = 0.06 - 0.31$ (two analyses 0.42 - 0.45), but increase ratio $Ta/(Ta + Nb) = 0.11 - 0.55$. Ferrocolumbite from Homolka is characterized by wide compositional ranges: $WO_3 = 10.11 - 1.04$, $TiO_2 = 6.48 - 1.01$, and $SnO_2 = 4.10 - 0.00$, whereas the Šejby ferrocolumbite-ferrotantalite yielded relatively low contents of $WO_3 = 2.79 - 0.33$, $TiO_2 = 3.52 - 0.71$ and $SnO_2 = 0.23 - 0.00$ (all oxides given in wt.%). Two distinct trends of compositional evolution of minor elements were recorded. Ferrocolumbite inclusions in cassiterite from Homolka exhibit a good positive correlation $Ta/(Ti + Sn)$, and rather insignificant positive correlation Ta/W . However, isolated grains of ferrocolumbite from both localities do not show any correlation of these elements with the major oxides. Increased W, Ti and Sn contents in the columbite inclusions, and abundant wolframite and Ti-oxide minerals such as niobian and tantalian rutile, rutile, ilmenite and pseudorutile indicate high activity of these elements in the Homolka region. On the contrary to the less fractionation of granitic rocks in Šejby, composition of Nb-Ta-oxide minerals from this locality exhibits rather higher degree of fractionation, particularly in the $Ta/(Ta + Nb)$ ratio.

A comparison of both studied localities and other rare-element granites, based on overall mineral paragenesis and chemical composition of Nb-Ta-oxide minerals, yielded two distinct types. 1. Muscovite granite (Homolka and Šejby, Czech Republic; Greer Lake, Manitoba, Canada) contains abundant ferrocolumbites and rare ferrotantalite (ferrotapiolite), whereas pyrochlore is absent. 2. Lepidolite-bearing granite (Meldon, Great Britain; Beauvoir, France) is characterized by predominant manganocolumbite to manganotantalite and abundant microlite (pyrochlore). Muskovite granite from Phuket (Thailand) with predominant manganocolumbite may represent an intermediate member, as well as zinnwaldite to protolithionite granites from Cínovec (Czech Republic), characterized by abundant ferrocolumbite and pyrochlore. However, presence of common Fe-Li-micas and pyrochlore might rather indicate an independent type. The suggested classification of rare-element granites is based on the compositional evolution of Nb-Ta-oxide minerals and overall mineral paragenesis of granite. Despite the fact, that both types of rare-element granite are significantly distinct in their paragenesis, and compositional trends of Nb-Ta-oxide minerals in rare-element granites are similar to those of rare-element pegmatites; e.g. muscovite granite - beryl pegmatites (with muscovite), lepidolite granite - pegmatites of the lepidolite subtype, more thorough study of numerous rare-element granites is required to confirm and precise this classification.

THE METAMORPHIC DEVELOPMENT IN DIFFERENT FUNDAMENTAL UNITS OF THE BOHEMIAN MASSIF: MONO-, MULTI- AND POLY-PHASE HISTORIES

O'BRIEN, P.J.* and CARSWELL, D.A.**

* Bayerisches Geoinstitut, Universität Bayreuth, Postfach 121251, D-95440 Bayreuth, BRD.
** Dept of Earth Sciences, University of Sheffield, Beaumont Building, Brookhill, Sheffield S3 7HF, U.K.

The Bohemian Massif is well known as one of the classic areas in which to study regional low pressure metamorphism. Interestingly, the same outcrops that provide well preserved low pressure (≤ 5 kbar) metamorphic rocks - commonly migmatitic cordierite-sillimanite-K feldspar metapelitic gneisses also sometimes yield rock samples containing evidence for high (≥ 10 kbar) and very high (≥ 25 kbar) pressure metamorphism such as eclogites, garnet peridotites and high pressure granulites (see O'BRIEN & CARSWELL 1993, for a detailed review). Have the low pressure rocks also experienced the high pressure conditions only to undergo complete recrystallisation during exhumation? Have the high pressure rocks had a substantial history outside their present hosts and only come into contact with their present neighbours during later thrusting/faulting? These are important questions we must answer if we really want to decipher the complex series of events involved in continent-continent collision. A useful way to subdivide the metamorphic rocks is to determine if they underwent mono-, multi- or poly-phase metamorphism: monophase being due to a single tectonometamorphic event; multiphase caused by reactivation at (a) later stage(s) of the same overall orogenic cycle and polyphase the result of reactivation during a separate event with a significant time interval between.

The high grade crystalline core of the Bohemian Massif, the Moldanubian Zone, is flanked to the north by the generally lower grade Saxothuringian Zone with the fault-bounded Bohemikum positioned between these two: all are cut by late Variscan granites. In the Moldanubian Zone a monotonous migmatitic metapelitic series with occasional more variegated (marble, orthogneiss, amphibolite, quartzite) series dominates. Metamorphism here is of low pressure-high temperature type in places with regional isograds and garnet zoning supporting a model of a monophase low pressure event (e.g. BLÜMEL, 1990). Enigmatic relics of garnet, staurolite and kyanite from scattered localities could be interpreted as remnants of an earlier higher pressure stage i.e. indicating a multistage evolution. Alternatively they may be part of a much earlier, perhaps Cadomian, medium pressure event thus making them polyphase metamorphic rocks. In this respect it is instructive to look to the western margin of the Bohemikum where regional isograds in staurolite \pm kyanite-bearing metapelites are cut and overprinted in the contact aureole of lower Palaeozoic plutons. If the medium pressure relics in the Moldanubian gneisses are also old then linking the P-T conditions for the different stages as for a multiphase history when in fact a polyphase evolution was appropriate, seriously misrepresents the true path followed. Migmatization could thus be the product of isobaric heating rather than decompression at high temperature.

A further subdivision in the Moldanubian Zone, the Gföhl Nappe, comprises predominantly felsic high pressure granulites enclosing bodies of garnet peridotite that include bodies of garnet pyroxenite. Phase relations and reaction textures in the acid granulites from Lower Austria allow distinction between an early high pressure (ca. 16 kbar, 1000 °C) stage characterised by the presence of ternary feldspar and kyanite and a secondary medium pressure stage (ca. 6.5 kbar, 725° C) with considerable development of biotite, plagioclase, sillimanite and also orthopyroxene (CARSWELL & O'BRIEN, 1993): in some locations the reaction sequence has continued into the low pressure cordierite field.

Ultramafic rocks from the same area retain relics of an early high temperature stage with aluminous pyroxenes (in rare cases) followed by a very high pressure (> 30 kbar) stage before partial recrystallisations at conditions directly comparable with those for reactions in their host granulites (CARSWELL, 1991). This multi-stage metamorphic history is repeated in the granulite massifs within the Saxothuringian Zone (Granulitgebirge, Sowie Gory): an unusual coincidence or was there originally a connection between these now widely scattered units?

Eclogites and other garnet-clinopyroxene rocks occurring in gneiss units not connected to acid granulites or garnet peridotites are found within the Moldanubian Zone, Saxothuringian Zone and even at the western margin of the Bohemium in the Mariánské Lázně Complex (O'BRIEN, 1994). In each occurrence the prograde evolution of the eclogites as well as multiple discrete breakdown stages are discernible with one or more of the breakdown stages having been at conditions above 10 kbar. Thus not only the peak pressure transformation but even the early breakdown took place at conditions considerably different from those recoverable from the vast majority of the gneisses hosting eclogites. Generally, high temperature overprints are found for eclogites of the Moldanubian Zone (cf O'BRIEN & VRÁNA, this volume) whereas lower temperature evolutions are the norm for those from the Saxothuringian realm (e.g. W. Erzgebirge, Münchberg Massif). However, some areas of the Saxothuringian Zone also contain high temperature eclogites (Central Erzgebirge, Śnieżnik). These differences suggest a convergent metamorphism for these rock types and imply that even if the units bearing the high pressure rocks are allochthonous, these units are themselves composite bodies assembled from rocks with different pressure-temperature trajectories.

The rocks with multistage metamorphic evolutions are the only ones that can yield information on the processes, and the rate of change of these processes, that led to their preservation and their exhumation. They tell us about episodic changes and transient conditions in collision belts and are the only witnesses that we have of these ancient orogenies. We must always be cautious, however, and bear in mind the possibility that the rocks have endured separate metamorphic cycles. In such cases the joining of equilibration fields defined by different mineral assemblages does not form a true P-T-t path and thus may result in the determination of spurious cooling and uplift rates.

- BLÜMEL, P. (1990): The Moldanubian region in Bavaria. Int. Conf. Palaeozoic Orogens in Central Europe, Göttingen 1990, Field Guide Bohemian Massif, 142 - 179.
- CARSWELL, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - Eur. J. Mineral., 3, 323 - 342
- CARSWELL, D.A., O'BRIEN, P.J (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria.- J. Petrol., 34, 427 - 429.
- O'BRIEN P.J., CARSWELL, D.A. (1993): Tectonometamorphic evolution of the Bohemian Massif: evidence from high pressure metamorphic rocks. - Geol. Rdsch., 82, 531 - 555.
- O'BRIEN, P.J. (1994): The formation of sapphirine and orthopyroxene during overprinting of Mariánské Lázně Complex eclogites - Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1992, 827 - 836.

ECLOGITES WITHIN THE MONOTONOUS SERIES OF THE BOHEMIAN MASSIF: EXAMPLES FROM SOUTH BOHEMIA AND LOWER AUSTRIA

O'BRIEN, P.J.* and VRÁNA, S.*

- * Bayerisches-Geoinstitut, Universität Bayreuth, Postfach 101251, D-95440 Bayreuth, BRD.
 ** Czech Geological Survey, Klárov 3, 11800 Praha 1, Czech Republic.

In the southern Bohemian Massif high pressure mafic and ultramafic rocks (eclogites, garnet peridotites and garnet pyroxenites) are generally found within the acid granulite massifs. However, small bodies of overprinted eclogites, garnet pyroxenites and spinel peridotites are also known from the outcrop area of the Monotonous Series migmatitic cordierite-sillimanite-K-feldspar gneisses.

In Lower Austria blocks of overprinted eclogite are recorded from the Ostrong Unit in the area between Nussendorf and Prinzendorf, NNW of Ottenschlag and around Sallingberg (all map sheet 36, Ottenschlag) and close to the Rastenberger Granodiorite at Gutenbrunn (sheet 19, Zwettl). The majority of sampled metaeclogites once contained the high pressure assemblage garnet + omphacite + quartz + rutile + kyanite ± (clino)zoisite. All have suffered a major static recrystallisation at lower pressure conditions with the most prominent having occurred at granulite facies conditions. Garnet was replaced by very fine-grained intergrowths of orthopyroxene + spinel + calcic plagioclase; omphacite broke down to produce a symplectitic intergrowth of diopside + sodic plagioclase + orthopyroxene ± amphibole; former kyanite domains consist of almost opaque aggregates of tiny grains or needles of spinel ± corundum ± extremely Al-rich sapphirine set in anorthite; (clino)zoisite is pseudomorphed by aggregates of anorthite dusted by tiny Fe oxides; quartz has thick coronas of orthopyroxene (especially close to garnet) and rutile has been mostly replaced by ilmenite. In some metaeclogites all the primary phases (except quartz) have been totally replaced but with the original texture of the rock completely preserved thus confirming the static nature of the overprint. In less aluminous (kyanite ± zoisite-free) samples symplectites after omphacite are very fine-grained and contain small rounded aggregates (spots) comprising a core of orthopyroxene and a rim of clinopyroxene of a third composition.

The rocks found close to the Rastenberger Granodiorite show a late-stage development of Fe-rich olivine (Fo_{45}) \pm spinel ($X_{\text{Mg}} = 0.35$) + calcic plagioclase within and around garnet. Such a low pressure pyroxene hornfels facies overprint is also known in Moldanubian Zone metaeclogites from South Bohemia (Klec), NE Bavaria (Winklarn) and the Black Forest.

Unusual metapelites associated with the metaeclogites near Sallingberg contain relics of kyanite and large pyrope-rich garnets that pre-date the widespread low pressure event. Kyanite shows a variable degree of transformation to sillimanite but also has reaction rims of spinel \pm corundum + plagioclase with closely associated staurolite (post spinel?): the whole domain is surrounded by cordierite. A thick rim of cordierite (\pm vermicular quartz) is also found consuming garnet.

Lenticular and tabular mafic and ultramafic bodies up to a few hundred metres in extent have recently been discovered within the structurally uppermost part of the Monotonous Series, close to the border of the Český Krumlov Varied Series, around the village of Světlík in southern Bohemia. Petrographic observations combined with mineral and whole rock analyses allow a subdivision of the mafic members into: common quartz-free eclogites; quartz \pm kyanite \pm (clino)zoisite eclogites; garnet-hornblende-clinopyroxenites and metagabbros. Quartz-free eclogites generally retain more primary-textured clinopyroxene than quartz-bearing samples but still a considerable proportion of the jadeite content has been lost during lower pressure overprint as blebs and laths of plagioclase and amphibole + plagioclase always intervenes between garnet and pyroxene. The garnet-hornblende-clinopyroxenites consist of more magnesian garnet (50 - 60 mol% pyrope) sitting in a matrix of diopside and pale yellow-green magnesio-hornblende. This amphibole clearly replaced pyroxene but this represents an early hydration reaction, probably still at relatively high pressure, and predates more darkly-coloured, significantly more aluminous, amphibole, derived from later garnet breakdown. The kyanite-bearing samples show virtually the same breakdown textures as described above from Austrian samples including considerable growth of orthopyroxene as well as the presence of exceedingly Al-rich sapphirine in the kyanite breakdown domain.

The term metagabbro describes coronitic mafic rocks with igneous relics but of various grain sizes including olivine-porphyritic basalt. Coronas are of orthopyroxene, amphibole \pm spinel and garnet between olivine and plagioclase. A small ultramafic body is a serpentinised spinel lherzolite.

Surprisingly, even though the rocks suffered a major overprint at granulite facies conditions, some of the garnets still preserve overgrowth textures and growth zoning (e.g. core $\text{Alm}_{59} \text{Prp}_{13} \text{Grs}_{20} \text{Sps}_8$, near rim $\text{Alm}_{45} \text{Prp}_{28} \text{Grs}_{28} \text{Sps}_1$). Diffusion modeling of zoning at the rim of garnet and the degree of homogenisation of growth zoning suggest that the high temperature event was only of short duration. This is inconsistent with the sort of temperature-time paths expected for regional metamorphic events that reached the same peak temperatures.

The thermal and baric history recorded by these two series of eclogites is incompatible with that of their most common metapelitic host gneisses. Not only the high

pressure stage but also the granulite facies breakdown is absent in the gneisses. Only very rare metapelites contain evidence for an earlier medium to high pressure stage (kyanite relics, Mg-rich garnet) but these rocks are closely associated with the metaeclogites (a comparable situation exists in the Winklarn Series of NE Bavaria). An allochthonous position in the Monotonous Series is strongly suggested but it must be strongly emphasised that the eclogites described here are different in many respects to those found in the acid granulite-bearing Gföhl Unit which is widely accepted as being allochthonous. For example kyanite-, zoisite- and quartz-bearing eclogites are exceedingly rare in the Gföhl Unit and the preservation of parts of the prograde evolution, as described here, is also absent. The evidence thus strongly implies the presence of at least two allochthonous units with high pressure relics in the Bohemian Massif.

ENTWICKLUNG MOLDANUBISCHER GESTEINE IN ÖSTERREICH: EINE PERSPEKTIVE AUS DER SICHT DER METAMORPHOSE

PETRAKAKIS, K. und **RICHTER, W.**

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

Ähnliche Mineralparagenesen in Gesteinen der Bunten Serie und Gföhler Einheit als auch geothermobarometrische Abschätzungen weisen auf ähnliche Metamorphosebedingungen während der letzten, herzynischen, hoch-metamorphen Überprägung. Die geringe Streuung der abgeschätzten Temperaturen (700 - 800° C) im Gegensatz zu der weiten Streuung des Druckes (7 - 11 Kbar) ebenso wie manche der auftretenden Texturen weisen auf annähernd isothermale Dekompression der Gesteine während dieser metamorphen Prägung hin. Frühe Stadien der retrograden Entwicklung werden durch annähernd isobare Abkühlung bei 550 - 600° C und 4 - 6 Kbar charakterisiert. Diese Entwicklung kann bis zu tieferen Temperaturen von ~400° C verfolgt werden. Der abgeleitete P,T-Weg entspricht P,T-Wegen wohlbekannter Granulitgebiete, die durch tektonische Verdickung von kontinentaler Kruste entstanden sind. Ein Kontinent-Kontinent-Kollisionsenvironment könnte für die Einstellung von granulitfaziellen Bedingungen im Falle der moldanubischen Granulite in Österreich verantwortlich gemacht werden. Deswegen werden die abgeschätzten Metamorphosebedingungen als Schliessungsbedingungen einzelner Proben bei T_{max} -Bedingungen interpretiert. Der hohe Grad der Metamorphose und die isobare Abkühlung der moldanubischen Gesteine weisen darauf hin, daß sie der unteren Platte angehören. Die Hebung der Gesteine aus ihrer beträchtlichen Metamorphosetiefe erfolgte durch langandauernde, regional übergreifende Extension der Kruste. Deswegen wird die letzte tektonische Aktivität, die für die vorliegende Prägung des Moldanubikums verantwortlich ist, als episodisch betrachtet. Vorliegende Metamorphosedaten über die Monotone Serie und das Moravikum werden zur Erstellung des P,T-Weges herangezogen. Die Auswirkungen dieses Entwicklungsmodells auf Systeme, die von Diffusion kontrolliert werden (Geothermobarometrie und Altersbestimmung), werden diskutiert.

GEOCHEMISCHE, MINERALOGISCHE UND GEOLOGISCHE ASPEKTE ZUR RADON-ANOMALIE IN UMHAUSEN/ÖTZTAL

PIRCHL, T.^{*}, SIEDER, G.^{*}, BRUNNER, P.^{***}, PURTSCHELLER, F.^{*}, STINGL, V.^{**}
und TESSADRI, R.^{*}

^{*} Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

^{**} Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

^{***} Institut für Analytische Chemie und Radiochemie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck.

Seit 1992 sind ungewöhnlich hohe Radon-Konzentrationen (bis zu 300000 Bq/m³) aus der Ortschaft Umhausen/Ötztal bekannt. Als Ursache für die Radon-Anomalien wird der südlich von Umhausen gelegene Bergsturz von Köfels angenommen, der mit 3 km³ der größte kristalline Bergsturz der Alpen ist und im Ötztal einen Riegel mit einer Fläche von 12 km² aufgebaut hat (HEUBERGER et al., 1984; ENNE-MOSER et al., 1993; STINGL et al., 1993).

Die höchsten Radonkonzentrationen werden im stark zerrütteten Bergsturzmateriale und auf dem aus Bergsturzmateriale bestehenden Achenfächer gemessen. Das Bergsturzmateriale besteht zum größten Teil aus Granit- und Augengneis, das beim Abgang des Bergsturzes teilweise in feinste Kornfraktionen zerlegt wurde und in manchen Fällen sogar zur Gesteinsaufschmelzung führte ("Bimsstein von Köfels"). Die Bestimmung der Urangelhalte (mit Fission Track) an 52 Orthogneis-Proben zeigt bei ca. 80 % der Proben einen Mittelwert von 2 bis 6 ppm, was in guter Übereinstimmung mit Mittelwerten für Granite und Granodiorite ist (CARMICHAEL, 1990).

Lediglich 20 % der Proben erreichen etwas höhere Werte, mit einem Maximum von 47 ppm Uran. Paragneise aus dem Umgebungsgebiet zeigen dem gegenüber etwas geringere Werte (1 bis 2 ppm U, Maximum 6 ppm U).

Die entscheidende Beeinflussung der Radon-Emanation eines Gesteins durch das Gefüge wird aus experimentellen Untersuchungen ein und derselben Probe mit verschiedenen Kornfraktionen ersichtlich: Messungen nach Erreichen des Gleichgewichtes ergeben für die feinsten Fraktionen die höchsten Radon-Emanationen (Messung von ²³⁸U als Ursprungsisotop für Rn-Emanation):

Granitgneis Fraktion < 0.25 mm: 162 Bq / kg

Granitgneis Fraktion > 4.00 mm: 85 Bq / kg

Geologisch-petrologische Untersuchungen eines äquivalenten Gebietes (Bergsturzgebiet Langtang Himal/Nepal) zeigen die selben Effekte wie die des Bergsturzes in Umhausen/Köfels: trotz niedriger U-Werte der Gesteine, erhöhte Radon-Gehalte in den stark zertrümmerten Partien des Bergsturzes (PURTSCHELLER et al., 1994).

Die geochemische Auswertung der Orthogneise zeigt eine leicht positive Korrelation der Urangelhalte mit dem Phosphorgehalt (siehe Abb. 1); Phosphate kommen daher mineralogisch ganz sicher als Uranträger in Frage.

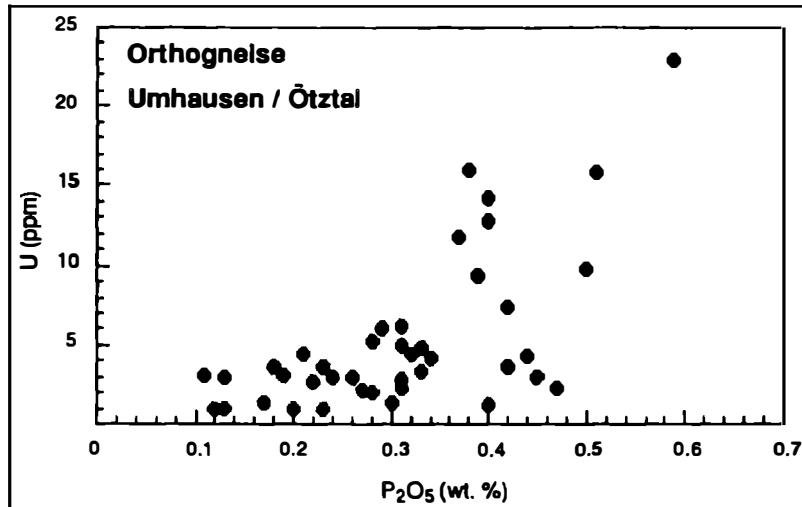


Abb. 1: Uran vs. P₂O₅-Gehalte der Orthogneise von Umhausen/Ötztal.

Die primäre Abhängigkeit der Radonemanation vom Grad der Gesteinszerlegung, und weniger vom Uran-Gehalt des Gesteins, wird noch durch Sekundärprozesse überlagert, es handelt sich im wesentlichen um kleinere Urananreicherungen auf Grund von Verwitterungsprozessen: im unverwitterten Bereich der Orthogneise (von 8 Proben wurde Kern- und Randbereich untersucht) liegen die Urangehalte von ca. 2 bis 12 ppm, während sie im Verwitterungsbereich im Bereich von 4 bis 65 ppm Uran zu liegen kommen - also eine deutliche Kern-Rand-Zonierung.

Mit Elektronenstrahlmikrosonde konnte in den Apatiten (modal bis zu 1 % in den Orthogneisen vertreten) ThO₂-Gehalte mit bis zu 0.5 % und in Monaziten (nur einige Male mineralogisch identifiziert) ThO₂-Gehalte bis 10 % nachgewiesen werden. Die Uran-Gehalte liegen aber in beiden potentiellen Trägermineralien unter der Nachweisgrenze von ca. 0.2 %.

- CARMICHAEL, R.S. (1990): Physical properties of rocks and minerals. - CRC Press
- ENNEMOSER, O., AMBACH, W., BRUNNER, P., SCHNEIDER, P., OBERAIGNER, W., PURTSCHELLER, F., STINGL, V. (1993): Unusually high indoor radon concentrations. - Atmospheric Environment, 27A, 2169 - 2172.
- HEUBERGER, H., MASCH, L., PREUSS, E., SCHRÖCKER, A. (1984): Quarternary landslides and rock fusion in Central Nepal and the Tyrolean Alps. - Mountain Research Dev., 4, 345 - 362.
- PURTSCHELLER, F., PIRCHL, T., SIEDER, G., STINGL, V., TESSADRI, R., BRUNNER, P., ENNEMOSER, O., SCHNEIDER, H. (1994): Radon emanation from the giant landslides of Koefels (Tyrol, Austria) and Langtang Himal (Nepal). - Submitted to Environmental Geology.
- STINGL V., PURTSCHELLER F., BRUNNER P., ENNEMOSER O. (1993): Bergstürze, Schwemmfächer und Radonverteilung im äußeren Ötztal (Tirol, Österreich). - Geologica et Paleontologica, 27, 299 - 300.

MAGMATIC ROCKS WITH ANOMALOUS MAGNETIC SUSCEPTIBILITIES AND SUBVOLCANICS FROM THE AUSTRIAN PART OF THE MOLDANUBIAN PLUTON

PŘICHYSTAL, A.

Department of Geology and Paleontology, Masaryk University, Kotlářská 2, CZ-611 37 Brno, Czech Republic.

In the last three years the author carried out geological mapping for the Department of Geophysics, G. S. of Austria, in the Austrian part of the Moldanubian (South Bohemian) Pluton. The fundamental purpose of the investigation was to explain large magnetic anomalies found earlier by aerogeophysical research (HEINZ & SEIBERL, 1990) in three areas:

- a) Reingers - Kozí hora at the Czech/Austrian state border;
- b) Nebelstein and St. Martin - St. Wolfgang south of Weitra;
- c) Karlstift - Liebenau.

There was newly mapped about 350 km² in the scale: 1:10 000. Almost at all documentation points (more than 1500) the magnetic susceptibility (MS) was measured using the portable "Mikrokappa KT-5" susceptibility meter. During the field work there were found four special types of granitic rocks with anomalously high MS and in addition to it acid subvolcanites that have not been described yet from the Austrian part of the Moldanubian Pluton. From the areal point of view, the most important rock with the anomalous MS is the Karlstift granite (PŘICHYSTAL, 1992, 1993). Its MS is usually $2 - 10 \cdot 10^{-3}$ SI, exceptionally up to $28 \cdot 10^{-3}$ SI. This porphyritic medium-grained biotite granite is the source rock of the horse-shoe-shaped anomaly near Karlstift - Liebenau and the magnetic anomaly between St. Martin and St. Wolfgang. For comparison, surrounding granitic rocks i.e. the Weinsberg granite and the Mauthausen granite have MS only $0.12 - 0.22 \cdot 10^{-3}$ SI and $0.08 - 0.14 \cdot 10^{-3}$ SI. The MS of the Eisgarn or two mica granite ranges between $0.03 - 0.07 \cdot 10^{-3}$ SI.

The Nebelstein granite (aphyric peraluminous muscovite granite, see GÖD & KOLLER, 1989) has partly anomalous high MS (up to $13 - 21 \cdot 10^{-3}$ SI). Some greisens in the area of Nebelstein and Hirschenschlag have shown very high values of MS too. Lastly, dike rocks with anomalous MS classified as syenites (CHLUPÁČOVÁ, 1985) have been known from the Czech part between Nová Bystřice and Mařfž. The author found similar dike rocks with MS up to $10 \cdot 10^{-3}$ SI on the Austrian side between Reinolz and Groß-Taxen and at the road from Grametten to Eisgarn. The rocks follow the southern margin of the oval magnetic anomaly between Reingers and Staré Město p. L. The anomaly has the upper part of its source body supposed at the depth of 0,3 - 0,5 km and the bottom at the depth of 2 - 3 km (GNOJEK et al., 1991).

Microscopic study of thin and polished sections (partly together with Z. Losos and M. Slobodník, MU Brno) revealed the secondary origin of magnetite (metacrystals with very frequent inclusions of rock-forming minerals) in above mentioned rocks.

Acid dike rocks of subvolcanic character (felsitic granite porphyries, felsitic and vitreous microgranites) represent another important find. On the Czech side they are concentrated in so called Lásenice volcanotectonic zone (KLEČKA, 1984). In Austria, the continuation of the zone was found from Rubitzkoteich up to Schmidbrunner Bach (about 12 km). There was also ascertained the intrusive equivalent of the dike rocks - microporphyric fine-grained muscovite granite (the Rubitzko granite). It differs from the Homolka (topaz-bearing) granite.

- CHLUPÁČOVÁ, M. (1985): Magnetic and electric properties of rocks at the locality of Nová Bystřice - Kozí hora. - Unpublished manuscript. Geofond Praha. (In Czech).
- GNOJEK, I., et al. (1991): Ground magnetometry and ground gamma-ray spectrometry in Kautzen area-NW Lower Austria. - Unpublished manuscript, 10 p. GBA Wien, Geofyzika Brno.
- GÖD, R., KOLLER, F. (1989): Molybdenite-Magnetite Bearing Greisens Associated with Peraluminous Leucogranites, Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - Chem. Erde **49**, 185 - 200.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. (1990): Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet (Stand: Mitte 1990). - Abh. Geol. B.-A., **44**, 244 p.

GENETIC CLASSIFICATION OF THE MOLDANUBIAN GRANITIDS IN THE SW PART OF THE BOHEMIAN MASSIF

RENÉ, M.

Institute of rock structure and mechanics, Academy of Sciences of Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Prague 8, Czech Republic.

The granitoids of the SW part of the Bohemian Massif build up several separate bodies cropping out in the central parts of the anticlinal structures in the Moldanubian of the Šumava and the Bayerischer Wald Mts. In several cases their position is controlled by disjunctive tectonics but their inner structure is conformable with that of the adjacent crystalline complex. The granitoids of the Moldanubian zone are usually divided into several groups or magmatic phases. FINGER & HÖCK (1987) proposed the division of the Moldanubian granitoids of Austria into two large groups. Within the framework of the two groups, LIEW et al. (1989), established four subgroups of granitoids, in accord with the CHAPPELL & WHITE (1974) genetic classification. The division of granitoids is supplemented and modified for Czech part of the Moldanubian batholith by KLEČKA & MATĚJKA (1992). The establishment of the group of transitional granitoids emphasizes the absence of the bimodal separation of I-type and S-type granitoids in the Moldanubian zone of the Bohemian Massif. The transitional type is represented by weakly to medium peraluminous granitoids with the molar $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$ ratio of 1.0 to 1.1.

Area of the study cover SW part of the main body of the Moldanubian batholith and Plechý, Vydra a Prášíly granitoid massifs. In these bodies the granites of the Weinsberg, Eisgarn and Srní types and granite and granodiorite of Freistadt are present. Additionally, a sample of the foliated diorite from the Velešín area (S of České Budějovice) has been analyzed. The Rastenbergr type from the Knížecí stolec

(Želnavá) body was not analyzed. The oldest Weinsberg biotite granite is a medium to coarse grained, usually coarse-porphyratic rock. The younger Freistadt granite to granodiorite is represented by two samples from the classical area of its occurrence in the Czech part of the Moldanubian batholith (Rejta quarry near Trhové Sviny, SSE of Č. Budějovice). The rock is fine- to medium-grained. Granite of the Eisgarn type is not of the same grain-size in all bodies. The fine to coarse-grained types are characterized by irregular occurrence of porphyritic K-feldspar phenocrysts. The coarse-grained types occur particularly in the Plechý massif. Subtype Srní is differentiated as a special type of granite or granodiorite, which differs from the Eisgarn type chiefly by the prevalence of biotite over muscovite. KODYM et al. (1961) regards this subtype as a differentiate of the Eisgarn type.

The genetic classification of granitoids was performed according to CHAPPELL & WHITE (1974). Their scheme was complemented by the transitional type set forth by LIEW et al. (1989). The Weinsberg granite belongs to the I- and/or transitional type and its molar $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$ ratio corresponds to values assessed by LIEW et al. (1989). The Freistadt granite is a typical transitional granite, which agrees with its position in the differentiation development of the Hercynian granitoids of the Moldanubian zone. The character of the analyzed Eisgarn granite samples ranges from the I-type through the transitional to the S-type. Relative to the Eisgarn type from the Austrian part of the Moldanubian zone it is characterized in the SW part of the Bohemian Massif by a lower $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$ molar ratio. It has a value range of 0.95 - 1.2, whereas, according to LIEW et al. (1989), it varies from 1.08 to 1.30 in this type from the Austrian Moldanubian zone. In addition, the granite of the Srní sub-type, considered as a facies of the Eisgarn type richer in biotite, provided a molar ratio of $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O)$ equal to 0.94 - 1.13, and can thus be grouped rather with the transitional type between the I- and S-types. This development of the ratio value discussed may suggest a progress to the plutonism of I-type towards the Moldanubicum - Saxothuringicum boundary, which would correspond to the model of LIEW & HOFMANN (1988). If we accept this explanation of the change in chemical composition of the Moldanubian granitoids, we may assume the presence of a Rhenohercynian subduction system and parallel, zonally developed collision granitoid magmatism of the Saxothuringian and Moldanubian continental plates. It cannot be excluded, however, that the differences in the $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$ molar ratio are due to the differences in the composition of the original material affected by anatexis at the formation of granitoids of the Moldanubian zone.

CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. - *Pacific Geol.*, 8, 173 - 174.

FINGER, F., HÖCK, V. (1987): Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. - *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 29, 641 - 642.

KLEČKA, M., MATĚJKA, D. (1992): Moldanubian pluton as an example of the Late Variscan crustal magmatism in the Moldanubian Zone. - Abstracts of the 7th Geological Workshop - Kutná Hora. GLÚ AV, 13 - 14.

KODYM, O. Jr., et al. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXVI Strakonice. Ústf. Úst. geol., 1 - 149.

- LIEW, T.C., HOFMANN, A.W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. - Contrib. Mineral. Petrol. , **98**, 129 - 138.
- LIEW, et al. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. - Chem. Geol., 76, 41 - 55.

UMWELTSCHONENDE VERWENDUNG VON BRAUNKOHLNASCHE BEIM LAND-FILLING IN AUSGEKOHLTEN TAGEBAUEN

SABBAS, Th. und **KURZWEIL, H.**

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

Die hier dokumentierten Untersuchungen wurden im Rahmen eines Projektes zur Rekultivierung der Westmulde des Tagebaues Oberdorf der Graz-Köflacher Eisenbahn- und Bergbau-Gesellschaft (GKB) durchgeführt.

Vorrangiges Ziel der Untersuchungen war, mit einer Mischung aus anfallendem Abraum (Tonmergel i.w.S.) und Braunkohlenasche (Wirbelschichtfeuerungs-Asche) ein die Umwelt nicht beeinträchtigendes Füllgut herzustellen, das im Zuge von "landfilling" in ausgekohlten Tagebauen zum Einsatz gelangen sollte.

Die dazu im Labor durchgeführten Versuche dienten der Simulierung von Zuständen, die nach gemeinsamer Verhaldung von Abraum und bereits deponierter Asche durch zutretendes Niederschlags- bzw. Grundwasser zu erwarten sind.

Der erste Teil des Untersuchungsprogramms umfaßte die Beprobung der beteiligten Materialarten und ihre Charakterisierung nach granulometrischen, mineralogischen und chemischen Kennwerten. Anschließend wurden an sieben Mischungsverhältnissen Elutionen über batch- und Säulenversuche durchgeführt mit dem Ergebnis einer generellen Abnahme von Ionenkonzentration und pH-Wert mit steigendem Abraumgehalt im Probekörper.

Die aufgezeigten Veränderungen sind im wesentlichen auf die jeweiligen Ca- und SO₄-Konzentrationen zurückzuführen. Alle Mischungen sind praktisch frei von toxischen Spuren.

Nach den orts- und betriebsspezifischen Rahmenbedingungen, dem eingehaltenen Untersuchungsablauf und den festgestellten Ergebnissen ergibt sich für das angestrebte Projektziel nachfolgende Durchführungsmöglichkeit:

- Eine umweltschonende Rekultivierung der Westmulde im Tagebau Oberdorf ist mit einer Mischung aus anfallendem Abraum und bereits verhalddeter WSF-Asche ab einem Mischungsverhältnis von 1:3 möglich.
- Betriebsspezifisch auftretende Mischungsverhältnisse zwischen 1:27 und 1:70 sind als besonders umweltschonend einzustufen.

- Der dem geologischen Untergrund im Bereich des Tagebaus entsprechende Abraum ist ein Feinkornsediment mit geringer hydraulischer Durchlässigkeit und einem hohen Anteil an sorptiv wirksamen Mineralen. Bei vermehrter Zugabe zur Asche ergibt sich daraus eine zusätzliche Durchlässigkeitsverminderung mit dementsprechend verringertem Stoffaustrag.
- Die Lösungskonzentrationen liegen nach den batch-Versuchen größtenteils in der Eluatklasse Ia; pH-, Cr-, SO₄- und Al-Werte teilweise in der Eluatklasse Ib.

SABBAS, Th. (1993): Möglichkeit einer umweltschonenden Lagerung des potentiellen Schadstoffträgers Kohlenasche durch Abmischung mit Tonmergeln. - Unveröff. Dipl.Arb., Formal- und Naturwiss. Fak., Univ. Wien.

SABBAS, Th., KURZWEIL, H. (1994): Umweltschonende Verwendung von Braunkohlenasche beim "landfilling" in ausgekohnten Tagebauen. - UG'94, 3. Arbeitstag. Erdwissenschaftl. Aspekte d. Umweltschutzes, BFP Arsenal, Geotech. Inst. Wien, Kurzfassung (137 - 138) und Poster (D 1).

DIE VARISZISCHEN GRANITOIDE DER SCHLADMINGER UND BÖSENSTEIN - SECKAUER ALPEN - PETROGRAPHIE UND GEOCHEMIE

SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. und FINGER, F.

Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Im Zuge des laufenden Forschungsprojektes "Variszische Granitoide der Ostalpen und Westkarpaten" (BMWF) wurden die variszischen Granitoide der Schladminger und Bösenstein-Seckauer Alpen erstmals umfassend petrographisch und geochemisch bearbeitet.

Demnach besteht das Schladminger Granitareal aus ca. 10 % Tonalit, 60 % Granodiorit und 30 % Granit, das Bösenstein-Seckauer Areal aus ca. 40 % Tonalit, 40 % Granodiorit und 20 % Granit. Relativ selten sind Gabbro- und Dioritkörper. Im Streckeisen-Diagramm (Abb. 1) ist zu sehen, daß in beiden Gebieten ein ähnlicher plutonischer Entwicklungstrend mit kalkalkalisch-granodioritischer Tendenz vorliegt. Geochemisch zeigen die Tonalite, Granodiorite und auch die meisten Granite beider Gebiete metalumische bis schwach peralumische Zusammensetzung mit hohen Na₂O/K₂O-Verhältnissen, und somit I-Typ Eigenschaften im Sinne von CHAPPELL & WHITE (1974, vgl. Abb. 2a).

Die Gesteine besitzen auch moderate Gehalte an Rb (zwischen 40 und 150 ppm), Nb (< 20 ppm) und Y (< 20 ppm) und fallen demnach in das Feld der "volcanic arc" Granite nach PEARCE et al. 1984 (vgl. Abb. 2b). Geochemisch bemerkenswert sind weiters die durchwegs sehr niedrigen Verhältnisse von Rb/Sr (meist < 0,5), Rb/Zr (meist < 0,8) und Rb/Ba (meist < 0,2). Die niedrigen Rb/Sr und Rb/Ba Verhältnisse ergeben sich i.w. durch die allgemein sehr hohen Gehalte an Ba (bis 1600 ppm) und Sr (bis 900 ppm).

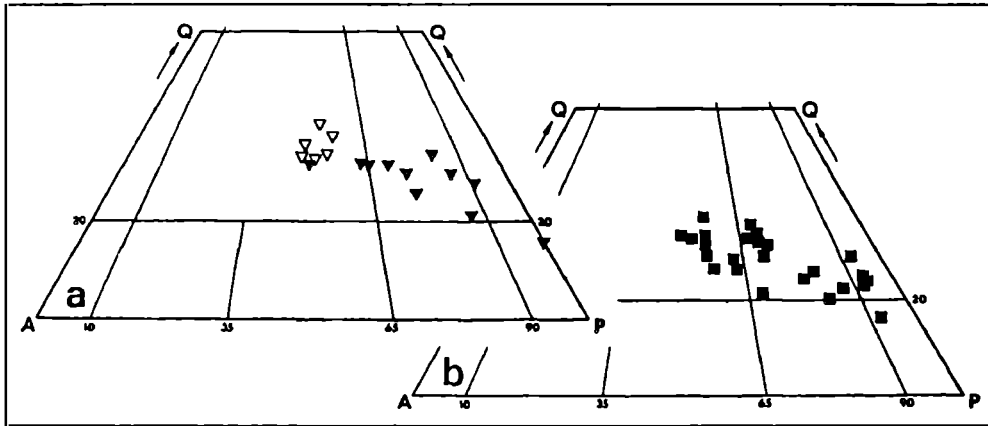


Abb. 1: STRECKEISEN-Diagramme mit Eintragungen von Granitoiden aus den Schladminger Alpen (a) und dem Bösenstein-Seckau Massiv (b). Die hellen Dreiecke in Abb. 1a repräsentieren Granitoide mit A-Typ Charakteristik.

Eine Besonderheit der Schladminger Tauern ist das Auftreten einer außergewöhnlich leukokraten Granitsuite, die dem A-Typ zuneigt. Obwohl die betreffenden Granite recht sauer (72,1 bis 77 Gew.% SiO_2) sind, liegen die molaren A/CNK Werte nur zwischen 0,92 und 1,04. Bei den Hauptelementen sind besonders die hohen FeO/MgO Verhältnisse (meist zwischen 4 und 6, in Ausnahmefällen bis 12) sowie die niedrigen Al_2O_3 (meist um 12 Gew.%) und CaO Gehalte (gewöhnlich unter 1 Gew.%) auffallend. Die Granite heben sich dadurch deutlich von den gleich sauren I-Typ Graniten ab (FeO/MgO hier meist zwischen 1 und 3, Al_2O_3 zwischen 14 und 17 Gew.%, CaO zwischen 1 und 3 Gew.%). Bei den Spurenelementen drückt sich die A-Typ Charakteristik u.a. in einer Anreicherung von Y (30 - 90 ppm), U (5 - 20 ppm), Th (15 - 40 ppm), Ta (bis 4 ppm) und Rb (meist zwischen 300 und 400 ppm) aus, während die Gehalte an Sr (30 - 55 ppm) und Ba (oft unter 100 ppm) auffällig niedrig sind. Insgesamt ergeben sich bei den A-Typen somit teilweise extrem hohe Rb/Sr und Rb/Ba Verhältnisse (bis über 30).

In den REE-Mustern lassen die genannten Leukogranite regelmäßig eine stark negative Eu-Anomalie sowie hohe Konzentrationen bei den HREE (Lu_{CH} 15-40) erkennen.

Als Ganzes gesehen zeigen die Granitäreale der Schladminger und Bösenstein-Seckauer Alpen überraschend viele Übereinstimmungen mit den kalkalkalischen Zentralgneisen des östlichen Tauernfensters. Auch dort dominieren Na_2O , Sr und Ba betonte Tonalite und Granodiorite und es treten auch vergleichbare Granite mit A-Typ Affinität auf (vgl. FINGER & STEYRER, 1988; HAUNSCHMID et al., 1991; FINGER et al., 1993).

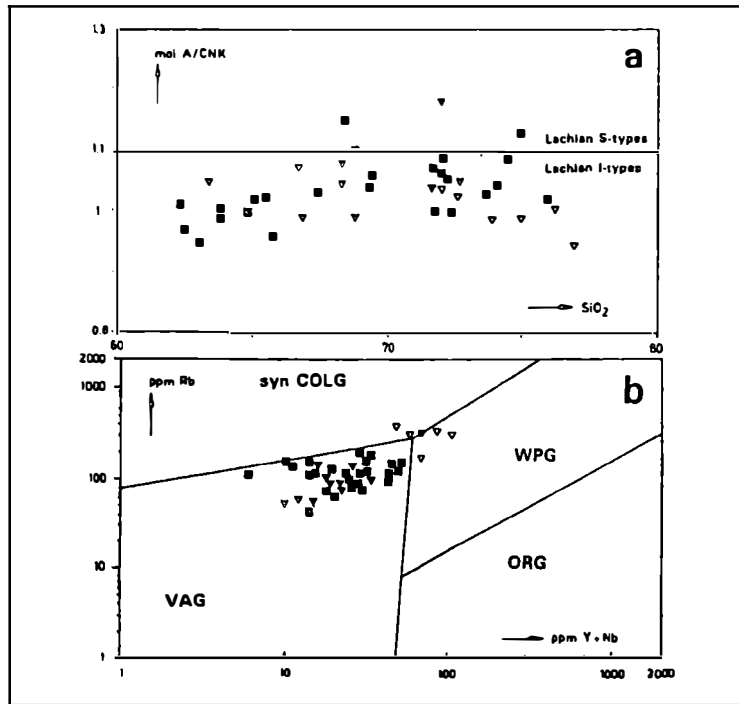


Abb. 2: Diagramme zur granittypologischen Klassifizierung der Granitoide in den Schladminger Alpen (Dreiecke) und dem Bösenstein-Seckau Massiv (Quadrate). Abb. 2a: I-/S-Typ Granit-Klassifizierung nach CHAPPELL & WHITE (1974), Abb. 2b: Tektonische Einstufung von Granitoiden nach PEARCE et al. (1984).

CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. (1974): *Pacific Geology*, **8**, 173 - 174.

FINGER, F., STEYRER, H.P. (1988): *Geodynamica acta*, **2**, 75 - 87.

FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., von QUADT, A., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAIER, A.O., STEYRER, H.P. (1993): In: VON RAUMER, J., NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. - Springer Verlag: Berlin-Heidelberg-New York, 375 - 391.

HAUNSCHMID, B., SCHERMAIER, A., FINGER, F. (1991): *Europ. Journ. Min.*, Vol. **3**, No 1, 110.

PEARCE, J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE, A.G. (1984): *Journ. Petrol.*, **25** (4), 956 - 983.

UMWANDLUNGSVERHALTEN UND KORNWACHSTUM IN NANOKRISTALLINEN ALUMINIUMSILIKAT-FASERN

SCHMÜCKER, M., HILDMANN, B. und SCHNEIDER, H.

Institut für Werkstoff-Forschung, Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Porz-Wahnheide, Linder Höhe, D-51140 Köln.

Kommerzielle Aluminiumsilikat-Fasern mullitischer Zusammensetzung (70 Gew.% Al_2O_3 , 28 Gew.% SiO_2 , 2 Gew.% B_2O_3 , 3M-Nextel 440) werden zum Brandschutz und zur thermischen Isolation z.B. von Flugzeugtriebwerken und von Elektroden beim Elektroschmelzen eingesetzt. In neuerer Zeit werden solche Fasern auch zur Verstärkung von keramischen Matrices bei der Herstellung von Verbundwerkstoffen verwendet.

Bedingt durch den Produktionsprozeß der Fasern aus einem Gel bestehen diese aus Nanometer großen $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ -Partikeln (10 - 20 nm) und einer koexistierenden SiO_2 -reichen Glasphase. Die Größe der $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ -Kristallite bleibt beim Tempern bis 1100°C nahezu konstant. Zwischen 1100°C und 1200°C wandelt sich das Phasengemisch aus $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ in Mullit um. Die neugebildeten Mullitkristalle sind wesentlich grobkörniger (50 - 150 nm) als die bei den niedrigeren Temperaturen vorliegenden $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ -Kristallite. Die neugebildeten Mullite wachsen im Temperaturintervall zwischen 1200°C und 1400°C nur langsam bei gleichzeitiger Polygonalisierung der Kristalle. Oberhalb etwa 1500°C setzt intensive Kornvergrößerung mit sekundärem Kristallwachstum ein. Das temperaturindizierte Umwandlungs- und Kornwachstumsverhalten hat tiefgreifende Auswirkungen auf die mechanischen Eigenschaften der Aluminiumsilikat-Fasern.

EVIDENCE FOR MAGMA MINGLING WITHIN AZTEC WASH PLUTON, ELDORADO MOUNTAINS, NEVADA

SEIFERT-FALKNER, C.^{*}, MILLER, C.F.^{**}, WOODEN, J.F.^{**} and HEIZLER, M.T.^{***}

- ^{**} Department of Geology, Vanderbilt University, Nashville, TN 37235; present address:
- ^{**} Institut für Petrology, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, 1010 Wien.
- ^{***} Isotope Geology, U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA 94025.
- ^{***} New Mexico Geochronology Research Laboratory, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, NM 87801.

The 15.7 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite age) Aztec Wash Pluton is located in the central Eldorado Mountains of the Colorado River extensional corridor in southern Nevada. This area is a principal focus of studies of continental extension and magmatism.

Over 50 % of the pluton is made up almost entirely of very felsic, homogeneous medium grained granite (~ 72 wt.% SiO_2). The rest of the pluton is very heterogeneous and comprises diverse rocks ranging from very mafic gabbros to felsic granites similar to the main granite. Within these heterogeneous zones the granites

grade to porphyries with very fine grained groundmasses and common mantled (rapakivi) feldspar phenocrysts. Fine grained (quenched) texture and pillow forms of many of the mafic rocks, crenulate contacts between mafic and felsic rocks, and disequilibrium textures of adjacent mafic, felsic and intermediate rocks provide strong evidence for two distinct coexisting magmas and their mingling.

The most common mafic rocks (diabases and diorites with ~ 54 wt.% SiO₂) have high incompatible element concentrations (e.g. K₂O ~ 3 wt.%, Ba ~ 1600 ppm, light rare earth elements 350 x chondrite) and enriched isotopic compositions (ϵ_{Nd} of -7.5, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of 0.708). The granite is more potassic (ca. 5 wt.% K₂O), but it has comparable or lower concentrations of most incompatible elements, and shows ϵ_{Nd} values of -10 and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of 0.710. The fact that rocks with about 60 - 65 wt.% SiO₂ are rare indicates that mixing between the two extremes occurred only to a limited extent. The difficulty of mixing magmas with very different properties may have prevented more widespread hybridization and favored involvement of somewhat fractionated mafic magmas (e.g. BARBARIN & DIDIER, 1992; SPARKS & MARSHALL, 1986). We suggest that both of the initial magmas were therefore modified by both closed and open system differentiation processes such as fractional crystallization as indicated by the observed petrographic, elemental and isotopic variability of the pluton.

The different elemental and isotopic compositions of the two discrete magmas require distinctly different source materials. The relatively low SiO₂ content (~ 54 wt.%) and relatively high Mg # (0.6) of the mafic magma require a subcrustal origin which was not primary. We suggest that the magma either was strongly contaminated by the crust or originated from highly enriched mantle. The later is favored by the authors. The problem of distinguishing between crustal contamination and an enriched mantle source as the cause of enriched mafic magma compositions is widely debated worldwide and in the Mojave Province (e.g. FARMER et al., 1989). The isotopic composition of the granite is intermediate between the local ancient crust and the mafic rocks, and therefore indicates hybridization of the crust by mafic magma. It is unclear whether the mixing occurred at deeper levels in this magmatic system via MASH-like processes (melting, assimilation, storage and homogenization; HILDRETH & MOORBATH, 1988) or during earlier mid-Tertiary or Mesozoic magmatism.

Based on the facts mentioned above we propose the following petrogenetic model for Aztec Wash Pluton (see Fig. 1):

- (a) At 15.7 Ma, continuing influx of mafic magma induced melting of hybridized crust and produced granitic magma that ascended into the shallow crust (< ca. 5 km, based on hornblende geobarometry, fine grained texture and the presence of mirolitic cavities) to form the Aztec Wash magma chamber.
- (b) Following partial solidification of the granite, mafic magma generated largely from enriched lithospheric mantle intruded the chamber in N-S zones due to E-W extension and mingled with the still partially molten (or remelted) granite. Limited mixing between fractionated magma and granite occurred.

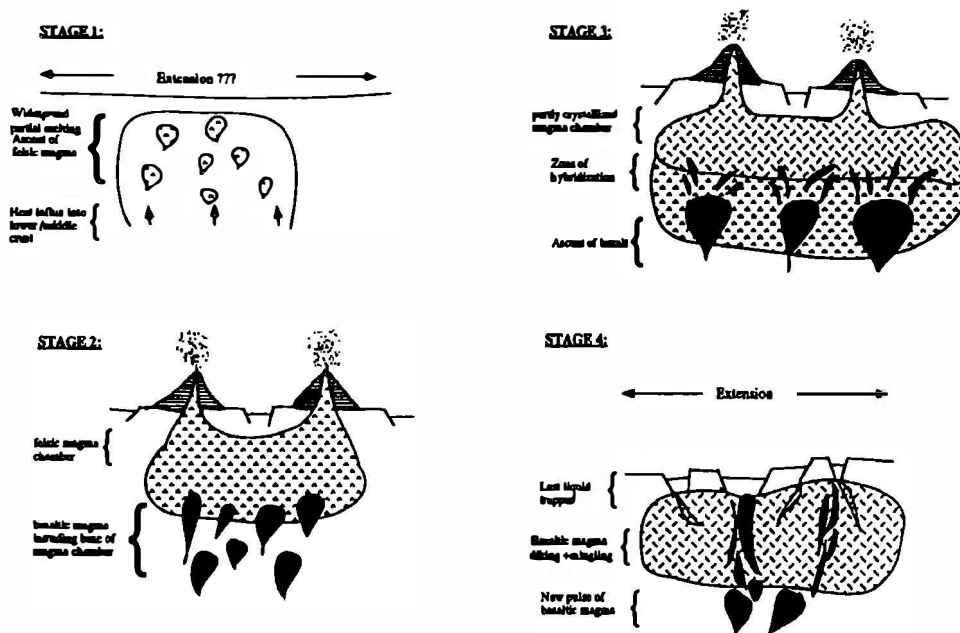


Fig. 1: Petrogenetic Model proposed for Aztec Wash Pluton.

- BARBARIN, B., DIDIER, J. (1992): Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. - Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, 145 - 153.
- HILDRETH, W., MOORBATH, S. (1988): Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. - Contrib. Mineral. Petrol., 98, 455 - 489.
- SPARKS, R.S.J., MARSHALL, L.A. (1986): Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. - Journal Volcanology Geothermal Research, 29, 99 - 124.

GEOPHYSIK UND SAUERSTOFFISOTOPIE EINIGER GRANITOIDE DES SÜDBÖHMISCHEN MASSIVS

SLAPANSKY, P.^{*,***}, SEIBERL, W.^{*}, HEINZ, H.^{*}, GÖD, R.^{**}, KOLLER, F.^{***} und FALLICK, A.E.^{****}

^{*} Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

^{**} Geotechnisches Institut, BFPZ Arsenal, Wien.

^{***} Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

^{****} Scottish Univ. Research and Reactor Centre, East Kilbride, Glasgow.

Die mehrphasige Intrusionsfolge im südlichen Anteil des Südböhmischen Granitmassivs spiegelt sich in den Sauerstoffisotopenverhältnissen, den magnetischen

und Gammastrahlen-spektroskopischen Daten, sowie in den FI-Daten (KOLLER et al., 1994; BELOCKY & HÖGELSBERGER, 1994) wieder.

Die Grenze zwischen den metamorphitbeherrschten Komplexen im Osten und dem von Plutoniten dominierten Gebiet im Westen ist in der Magnetik durch einen ausgeprägten Gradienten markiert. Der Südböhmische Plutonbereich ist durch ein ruhiges magnetisches Muster charakterisiert, das - vor allem an Kontakt-, bzw Alterationszonen - durch lokal limitierte magnetische Anomalien unterbrochen wird.

Die Ergebnisse der O-Isotopenanalysen zeigen deutlich, daß die alterierten Granitkomplexe von den übrigen wohl unterscheidbar sind. In den Bereichen von geophysikalischen Anomalien und Alterationen ist eine Zunahme des Einflusses von (meteorischen) Oberflächenwässern von S gegen N belegt.

Die Korrelation von magnetischer Suszeptibilität und O-Isotopenzusammensetzung (Gesamtgestein) zeigt, daß die nicht alterierten Granite in denselben magmatischen Trend fallen, wie er an variszischen Granitoiden der Appalachen beschrieben wurde (ELLWOOD & WENNER, 1981). Die alterierten Granite des Südböhmischen Plutons jedoch liegen deutlich abseits dieses Trends. Gesteine aus relativ tieferen Krustenniveaus (Nebelsteingranit, Karlstiftgranit) weisen deutlich veränderte magnetische Eigenschaften bei relativ gleichbleibender O-Isotopenzusammensetzung des Gesteins auf. Hingegen zeigen die jüngsten Intrusionen, insbesondere die gangförmigen Leukogranite im Zusammenhang mit der Homolka-Intrusion, stark erniedrigte O-Isotopenwerte durch intensive Wechselwirkung mit Oberflächenwässern.

Vor allem die veränderten Granitoide von Hirschenschlag und vom Nebelstein können mit den von GÖD & KOLLER (1988 f.) in Bohrungen aufgefundenen Biotitgraniten in Verbindung gebracht werden, die somit auch entscheidend für die Fluid-Regime-Charakteristik wirkten. auf die unterschiedliche Fluid-Charakteristik zwischen Nebelstein und Hirschenschlag gehen BELOCKY & HÖGELSBERGER, (1994), detaillierter ein.

Die zunehmende Krustentiefe der magnetischen Quellen von S nach N wird sowohl durch die unterschiedliche Beeinflussung durch fluide Phasen, durch die 2D- und 3D-Modellrechnung (HÜBL et. al., 1994) und schließlich durch die geologische Situation (Homolka-Granit und Gangfolge im N des betrachteten Gebiets als jüngste, fast subvulkanische Intrusion) als plausibel erachtet.

ELLWOOD, B.B., WENNER, D.B. (1981): Correlation of magnetic susceptibility with $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ data in late orogenic granites of the southern Appalachian Piedmont. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 200 - 202.

BELOCKY, R., HÖGELSBERGER, H.: Fluidentwicklung junger mineralisierter Granitoide im Südböhmischen Pluton. - *Mitt. Österr. Mineralog. Ges.*, **139**, 269 - 270.

HÜBL, G., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., SEIBER, W., HEINZ, H. (1994): Modelling of Magnetic Anomaly Sources in the Area of Liebenau and its Implications. - *Mitt. Österr. Mineralog. Ges.*, **139**, 61 - 62.

KOLLER, F., GÖD, R., HÖGELSBERGER, KOEBERL, Ch. (1994): Molybdenite mineralization related to granites of the Austrian part of the South Bohemian pluton (Moldanubicum) - a

Fe-Mn PHOSPHATMINERALE UND IHRE ROLLE IN DEN PEGMATITEN AUS DER UMGEBUNG VON BORY IN WESTMÄHREN, TSCHECHISCHE REPUBLIK

STANĚK, J.

Institut für Mineralogie, Petrographie und Geochemie, Masaryk Universität Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Tschechische Republik.

Von den zahlreichen Pegmatitgängen in der Umgebung von Bory führen nur vier Pegmatite Fe-Mn-Phosphatminerale: Dolní Bory, Cyrilov, Víden und Rousměrov. Diese Pegmatite kann man dem "barren" Typ zuordnen (NOVÁK et al., 1992). Sie sind, mit Ausnahme von Dolí Bory, ohne seltene Minerale. Sie haben einen konzentrischen Aufbau und können in folgende vier Zonen untergliedert werden: 1) Granitzone mit (Kfs + Pl + Qz + Bt > Ms); 2) Graphische Zone mit (Kfs + Qz), 3) Blockzone mit (Kfs + Qz) und 4) Albitzone mit (Ab). Die akzessorischen Minerale sind meistens an die Albitzone, die Fe-Mn-Phosphate an den Quarz der Blockzone gebunden (STANĚK, 1991).

Die Phosphatminerale von Dolí Bory stammen aus dem größten Pegmatitgang "Oldřich". Die primären Fe-, Mn-, Ca-, Mg-, Li-Phosphate sind in ihm vor allem durch Zwieselit (ganz untergeordnet auch Triplit), Triphylin + Sarkopsid, Beusit, Apatit und Scorzalith vertreten. Generell sind alle sehr selten. Zwieselit, das häufigste Fe-Mn-Phosphat, bildet einige cm große Nester in Quarz und ist durch höhere MgO- und CaO-Gehalte von Interesse. Das CaO:MgO:FeO:MnO-Verhältnis liegt bei 1:2,3:12,6:4. Er kommt niemals gemeinsam mit anderen Primärphosphaten vor. Triphylin wurde nur in wenigen, unregelmäßigen kleinen Nestern festgestellt, mit ihm ist in feinen Lamellen Sarkopsid verwachsen.

Beusit, ein Phosphat mit Mn > Fe, wurde nur in einem kleinen, isolierten Aggregat gefunden. Apatit I mit höherem Mn-Gehalt war bisher sehr selten und bildet unregelmäßige, bis 20 cm große braungrüne Nester im Quarz. Scorzalith ist ein seltenes Mineral, das nur zusammen mit Andalusit vorkommt. Durch metasomatische, hydrothermale und supergene Umbildung dieser Primärphosphate werden große Mengen von sekundären Phosphatmineralen gebildet. Dabei spielen auch die Sulfide (Pyrit und Pyrrhotin), die diese Phosphatminerale begleiten, eine wichtige Rolle. Bei der Oxidation der Sulfide entstand Schwefelsäure, die die Primärphosphate stark anlöste. Alluaudit gehört zu den ersten Umbildungsprodukten und ist mit Na-Metasomaten des Triphylin verbunden. Grauer Apatit II von hoher Feinkörnigkeit ist mit Ca-Metasomaten verknüpft und verdrängt Zwieselit und Triphylin. Rockbridgeit I ist nach dem Zwieselit das häufigste Phosphatmineral; es entsteht durch hydrothermale Umwandlung von Triphylin. Vivianit, Fairfieldit, Rockbridgeit II, Laueit, Beraunit, Jahnsit, Earlshannonit, Whitmoreit, Paulkerrit, Kakoxen und Wagnerit sind typische sekundäre jüngere Neubildungen. Rockbridgeit

II entstand aus Rockbridgeit I bei Temperaturen von < 200° C. Baurit kommt in zwei verschiedenen Farbvarietäten vor, er kann grün oder rot sein. Paulkerrit $K(\text{Mg},\text{Mn})_2(\text{Fe}^{3+}_5,\text{Al},\text{Zi},\text{Mg})_2(\text{OH})_3(\text{PO}_4)\cdot 15\text{H}_2\text{O}$ tritt hier relativ häufig auf. Dolní Bory ist nach der Typlokalität die zweite Fundstelle dieses Minerals.

Die Phosphatmineral-Paragenese von Cyrilov ist nicht so reichhaltig, wie die von Dolní Bory. Als Primärphosphate sind Zwieselit und Graftonit vertreten. Mit Graftonit kommt in lamellaren Verwachsungen Heterosit vor, der zweifellos ein Umwandlungsprodukt von Triphylin ist. Durch hydrothermale und supergene Neubildung entstehen folgende Mineralphasen: Frondelit, Lipscombit, Mitridatit, Phosphosiderit, Strengit, Cyrilovit und Leukophosphit.

Der Pegmatit bei Vídeň weist mit Triplit und aus ihm entstandenen Apatit eine einfache Phosphatparagenese auf. Im Pegmatit bei Rousměrov wurde von allen Phosphatmineralen bisher nur Zwieselit festgestellt.

- NOVÁK, M., ČERNÝ, O., ČECH, F., STANĚK, J. (1992): Granitic pegmatites in the territory of the Bohemian and Moravian Moldanubicum. - *Lepidolite 200*, Intern. Symp. of the Miner. Petrol. and Geochem. of Granit Pegmatites. Field Trip Guidebook, 11 - 20.
- STANĚK, J. (1991): Paragenese minerálů pegmatitiových žil z Hatí u Dolních Borů na západní Morave. - *Acta Mus. Mor., Sci. nat.*, 76, 19 - 49.

THE KRUŠNÉ HORY (ERZGEBIRGE) GRANITE BATHOLITH

ŠTEMPROK, M.

Czech Geological Survey, 118 21, Praha 1, Klárov 3, Czech Republic.

The Krušné hory (Erzgebirge) granite batholith (330 - 290 m.y.) forms a partly hidden intrusive body of approximate 6000 km² size on the NW edge of the Bohemian massif. The batholith crops out in three plutons (Western, Middle and Eastern) (Fig. 1) differing in the depth of their emplacement and degree of erosion. The batholith was emplaced in metamorphosed Upper Proterozoic and Lower Paleozoic (Cambrian and Ordovician) sediments intruded by synkinematic acid magmatites ("red gneisses"). The largest Western pluton is divided into its northern (Nejdek - Eibenstock massif) and southern (Karlovy Vary massif) part by the major Krušné hory fault zone along which the southern part has sunken. The southernmost Lesná-Lysina massif shows a close affinity to the Smrčiny - Fichtelgebirge granite pluton.

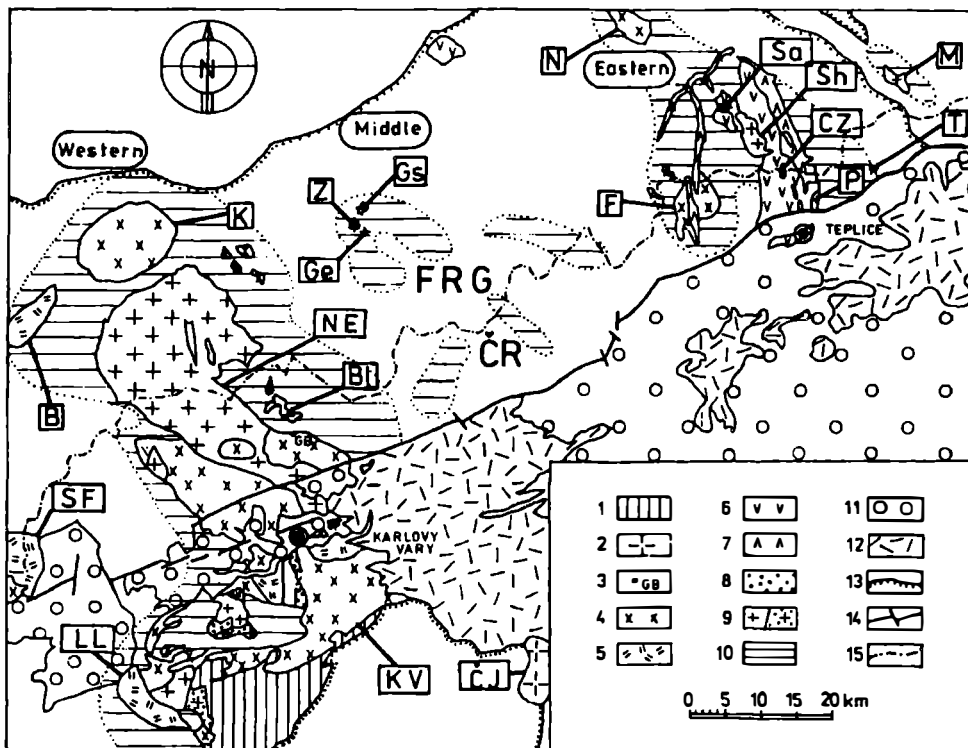


Fig. 1. The schematic map of the Krušné hory-Erzgebirge granite batholith.

1 - metabasites of the Mariánské Lázně complex, 2 - Čistá Jesenice granite, 3 - gabbrodiorite, 4 - granite of the Older Intrusive Complex (OIC), 5 - transitional (two-mica) granite, 6 - rhyolite, 7 - granite porphyry, 8 - intermediate granite (mostly two - phase granite), 9 - granite of the Younger Intrusive Complex, 10 - subsurface continuation of the plutons, 11 - Tertiary and Upper Cretaceous sediments, 12 - Tertiary volcanics and their tuffs, 13 - the boundary of the crystalline fundament, 14 - major fault line, 15 - state boundary. Names of the granite outcrops: B - Bergen, Bl - Blatná, CZ - Cínovec (Zinnwald), ČJ - Čistá, Jesenice, F - Fláje (Flöha), Ge - Geyer, Gs - Greiffenstein, K - Kirchberg, KV - Karlovy Vaty, LL - Lesný, Lysina, M - Markersbach, N - Niederbobritsch, NE - Nejdeč-Eibestock, P - Preisselberg, Sa - Sadisdorf, Sh - Schellerhau, SF - Smrčiny, Fichtelgebirge, T - Telnice, Z - Ziegelberg.

The Middle pluton is mostly hidden and crops out as small granite stocks near Ziegelberg, Greiffenstein and Geyer in Germany. The Eastern pluton is closely spatially associated with the multiple cover of the Teplice rhyolite and granite porphyry dykes. It is controlled by NW striking lineament along which small granite cupolas of Sadisdorf, Cínovec (Zinnwald), Preisselberg and the Schellerhau massif

are located. Petrologically the granitoids are restricted to monzo- or syenogranitic composition and occur as two distinct intrusive complexes: Older (OIC) and Younger (YIC). The OIC granites are essentially monzogranites with Mg-Fe biotite, plagioclase An_{10-30} and with average SiO_2 about 70 %, TiO_2 0.5 % and CaO 1.7 %, Rb 170 - 300 ppm and Sr 125 - 300 (ŠTEMPROK, 1986). The OIC granites enclose rare gabbrodiorite south of the Blatná massif (Fig. 1). The YIC granites are mostly syenogranites with orthoclase, albite, Fe-Mg biotite and common accessory topaz and fluorite. Average SiO_2 is about 74.0 %, TiO_2 0.13 % and CaO 0.65 %, Rb 400 - 900 ppm, Sr mostly below 50 ppm.

Lithium albite granites form some marginal parts of the biotite or two-mica YIC granites (Eastern pluton, Cínovec, Krupka) or southern part of the Western pluton (Krásno). Granites compositionally mediate between OIC and YIC have been distinguished as transitional (two mica) granites by FIALA (1968) in the southern part of the Western pluton. The granites have average SiO_2 73 %, TiO_2 0.25 and about 1.0 % CaO. Fine-grained, porphyritic granites with the textures of two-phase granites (SELTMANN & ŠTEMPROK 1994) were found as precursors of the medium-grained YIC granites. The Krušné hory-Erzgebirge granite batholith represents a highly metallogenetically specialized multiple intrusive body derived by continuous magmatic process from predominantly sedimentary sources, possibly influenced by mantle fluids (ŠTEMPROK, 1993). The batholith is parental granite body to numerous ore mineralizations (Sn, W, Mo, U, possibly Pb, Zn, Ag, Bi, F and Ba).

FIALA, F. (1968): Granitoids of the Slavkovský (Csařský) les Mts. - Sbor.geol.Věd., Geol., 14, 93 - 160.

SELTMANN R., ŠTEMPROK M. (1994): Textural evidence for the existence of two-phase granites in the Younger Intrusive Complex granites of the Krušné hory/Erzgebirge province. - Jour. Czech Geol.Soc., Abstract Volume, 39, No 1., 103 - 104.

ŠTEMPROK, M. (1986): Petrology and geochemistry of the Czechoslovak part of the Krušné hory Mts. granite pluton.- Sbor.geol.Věd,ložisk.Geol., 27, 1 - 19.

ŠTEMPROK, M. (1993): Magmatic evolution of the Krušné hory-Erzgebirge batholith. - Z.geol. Wiss., 21, 237 - 245.

ENERGIEDISPERSIVE RÖNTGENFLUORESZENZANALYSE (EDXRFA): ANWENDUNG FÜR GEOCHEMISCH-PETROLOGISCHE FRAGESTELLUNGEN

TESSADRI, R.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

Die Röntgenfluoreszenzanalyse ist seit mehreren Jahrzehnten eines der wichtigsten analytischen Instrumentarien in den Erdwissenschaften. Neben der hohen Präzision und Richtigkeit, sind es vor allem die relativ einfache Probenvorbereitung (Festkörperanalyse) und Analysenautomatisierung, die an dieser Methode geschätzt werden. Diese Ansicht wird vorallem für wellenlängendispersive Fluoreszenzanalytik (WDXRFA) in Anspruch genommen. Die energiedispersive Röntgenfluoreszenz-

analyse (EDXRFA), deren Basis die simultane Detektion von Energien mit einem Halbleiterdetektor (SiLi) ist, wird vor allem wegen schneller Übersichtsanalysen geschätzt; die quantitative Elementaranalyse von Festkörpern mit EDXRFA wird aber heute noch als ungenügend für geochemisch-petrologische Fragestellungen (vor allem Haupt- und Spurenanalyse von Gesteinen) betrachtet.

Einer der wesentlichen Gründe für diese Ansicht ist die geringere Auflösung der energiedispersiven Systeme (ca. 120 - 150 eV), gegenüber den wellenlängendispersiven Systemen (ca. 10 eV), was natürlich vermehrt zu analytischen Problemen hinsichtlich spektraler Interferenzen führt. Durch die Einführung von mathematischen Spektrenbearbeitungsmethoden ("Top-Hat-Digital-Filter") stehen heute allerdings Methoden zur Verfügung, die dieses Hauptproblem zufriedenstellend lösen.

Die Vorgangsweise ist dabei folgende: das E-Spektrum wird in Single-Element Spektren zerlegt, die zusammengesetzt das experimentell ermittelte E-Spektrum ergeben ("Deconvolution-Process"); ein Maß für die Güte dieser Zerlegung bzw. Addition der Einzelelementspektren zum synthetisierten Spektrum und Vergleich mit dem experimentellen Spektrum ist der sogenannte "Fit-Index". Bei diesem mathematischen Vorgang wird auf Linienbibliotheken zurückgegriffen, die mit Single-Element-Standards erstellt werden, welche exakt mit jenen Bedingungen erstellt werden müssen, die dann bei der Analyse Verwendung finden. Die wesentlichen Parameter die damit die Peak-Form beschreiben (und damit optimale Entflechtung eines Spektrums garantieren) sind: Target-Material (bevorzugt wird Rh), Anregungsspannung (6 - 50 kV), Sekundärfilter und Aperturblenden. Nach erfolgter Entflechtung werden die Intensitäten entweder über Fundamental-Parameter-Methoden oder (bei Gesteinsanalytik zu bevorzugen) über Kalibrierkurven mit Standards und den bekannten Korrekturverfahren weiterverarbeitet (bevorzugt werden bei Gesteinsanalytik intensitätsabhängige Matrixkorrekturverfahren wie z.B. das Lucas-Tooth-Price-Modell).

Bei optimierten Analysebedingungen ist es mit solchen modernen E-dispersiven Systemen durchaus möglich für eine große Variationbreite von Gesteinen sowohl die Hauptelemente, als auch eine Reihe von wichtigen Spurenelementen zu bestimmen (siehe Tabelle 1). Werden ausschließlich Pulverpreßlinge verwendet, muß die Analyse der Hauptelemente in Gruppen durchgeführt werden (Granite, Basalte, Karbonate etc.). Die Analyse von Natrium gestaltet sich meist etwas problematisch, da hier der Detektor bereits sehr wenig Intensitäten liefert; bei einigen Spurenelementen (vor allem Ba, Ce, La) ist die Güte der Spektrenentflechtung deutlich vermindert - Kobalt kann auf Grund des hohen Fe/Co-Verhältnisses in Gesteinen (ca. 1000 : 1) nicht mehr entflochten werden. Die Messung von z.B. Mo, W, Ta ist ab Gehalten von 10 bis 20 ppm möglich.

	Basalt BE-N			Granit GSR-1		
	measured	expected	± 2 sigma	measured	expected	± 2 sigma
conditions: Rh-Target, 6 kV, no filter, 600 μ A, 1000 sec., counting time (dead time: 30 - 50 %)						
Na ₂ O	3,24	3,18	0,24	3,47	3,13	0,45
MgO	13,11	13,15	0,06	0,38	0,42	0,03
Al ₂ O ₃	10,27	10,07	0,03	13,83	13,4	0,03
SiO ₂	38,06	38,2	0,03	72,31	72,83	0,03
P ₂ O ₅	1,08	1,05	0,01	0,09	0,09	0,00
S	0,03	0,03	0,00	0,03	0,02	0,00
K ₂ O	1,41	1,39	0,01	5,08	5,01	0,01
conditions: Rh-Target, 15 kV, Al filter, 370 μ A, 1000 sec., counting time (dead time: 30 - 50 %)						
CaO	14,07	13,87	0,01	1,64	1,55	0,00
TiO ₂	2,6	2,61	0,01	0,26	0,29	0,00
MnO	0,23	0,2	0,00	0,07	0,06	0,00
Fe ₂ O ₃	13,08	12,84	0,01	2,09	2,15	0,00
conditions: Rh-Target, 20 kV, Al filter, 130 μ A, 1000 sec., counting time (dead time: 30 - 50 %)						
Ba	953	1025	55	271	343	24
Ce	121	152	36	122	108	22
Cr	359	360	16	< 5	5	-
Cu	80	72	3	3	3	0
La	75	82	19	60	54	20
Ni	287	267	6	5	2	1
V	223	235	9	34	24	3
Zn	118	120	5	31	28	3
conditions: Rh-Target, 45 kV, Thin Rh filter, 60 μ A, 1000 sec., counting time (dead time: 30 - 50 %)						
As	5	2	2	< 5	2	-
Ga	16	17	2	20	19	1
Nb	102	100	2	43	40	2
Pb	< 12	4	-	33	31	3
Rb	48	47	2	472	466	3
Sr	1342	1370	5	104	106	2
Th	12	11	3	52	54	2
U	< 2	2	-	20	19	3
Y	27	30	2	68	62	2
Zr	248	265	3	164	167	2

Tab. 1: zwei Beispiele von Meßergebnissen mit Internationalen Gesteinsstandards. Werte für "expected" aus P.J.POTTS, A.G.TINDLE & P.C.WEBB "Geochemical Reference Material Compositions" (1992). " ± 2 sigma" bezieht sich auf die Zählstatistik des Detektors während einer Analyse; Hauptelemente in Oxidgewichtsprozent; Spurenelemente in ppm; Fe_{total} als Fe₂O₃; Proben bei 105° C getrocknet; Pulverpreßlinge (4g sample + 1g HöchstWachsC® als Binder)



ARE THE MORAVIAN WINDOWS PERMIAN LARGE-SCALE FOLDS?

TOMEK, C., HÖCK, V. and LEICHMANN, J.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

When F.E. SUESS postulated in 1912, his hypothesis about large-scale overthrusting of the Moldanubian plate over the Moravian one and based this hypothesis mainly on the existence of both Moravian windows (Thaya and Svatka), he had also tacitly assumed, that these large antiforms are of syntectonic (Variscan) origin. Several opponents (HINTERLECHNER, ZAPLETAL and DUDEK among others) completely denied the SUESS overthrust hypothesis but there is not much doubt today that the windows really exist (FRASL, FUCHS & MATURA, THIELE, SCHULMANN et al.). However, there is no much consensus between these authors about the sense and the direction of movement of the Moldanubicum over the Moravicum. The proponents of the older school are convinced together with SUESS that the collision displayed W-E transport of the nappes whereas the more modern school favors S-N transpressive movements. Nobody however, is in doubt that both domes are of syntectonic origin. Our doubts and questions are more fundamental. Are really the Moravian windows syntectonic? Two important lines of evidence speak against this.

- 1) The western boundary of the Boskovic Stephanian - Autunain furrow structure is conform with the Svatka window and the furrow does practically not exist outside the windows area. The foliation of Bittescher gneiss and other Moravian rocks and the bedding of the Stephanian-Rotliegend beds are parallel, mainly in the southern part. Two deep seismic lines 8HR and 3/85 support the hypothesis that the Svatka windows is a large-scale Permian fault-propagation fold. We have discovered a west dipping blind thrust fault responsible for the fold structure on the W-E trending 8HR seismic line. On the N-S line 3/85 we have found detachment zones of about 16 km above which thrusting occurred in N-S direction. So, the final shape of the fold is a Permian brachyanticline overturned to the E and slightly to the S.

- 2) The Thaya windows is according to our field evidence (Krhovice, Frauendorf) and borehole studies also a full dome like the Svratka one rimmed at its eastern side by the Permian Hollabrunn furrow and completely covered by Neogene Carpathian foredeep sediments. E of the Permian furrow again the Brunovistulian Massif exists. The Permian compressional origin of the Thaya window explains two crucial geological observation in this area:
- a) metamorphic isogrades passing obliquely through the windows structure
 - b) the existence of the Culm wedge beneath the Moravicum only in the synform between both Moravian windows near Hosteradice (Hosterlitz).

It is difficult to assume the oblique metamorphic zonation of the Moravicum and the Thaya Batholith within the windows without later postthrust uplift and similarly there is no reason why Culm does not exist S of Hosteradice without later uplift.

To conclude: because of the above cited evidence we favor a post-Variscan-Permian origin of the Moravian windows. This however, does not change anything on the F.E. SUESS hypothesis concerning the Moldanubian thrusting over the Moravicum.

wie das ?

PHASENUMWANDLUNG UND ENTWÄSSERUNG VON WEINEBENIT

WALTER, F.

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz.

Weinebeneit, $\text{CaBe}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, wurde bisher nur von der Typuslokalität Weinebene, Koralpe, Kärnten beschrieben und tritt dort in Klüften des feinkörnigen Spodumenpegmatits vorwiegend in der Paragenese mit den seltenen Beryllphosphaten Uralolith und Roscherit auf (Zusammenfassung der Paragenese zuletzt bei TAUCHER et al., 1992).

Die Strukturbestimmung des Weinebeneites stellt dieses Mineral zu den bisher 5 bekannten natürlichen Beryllphosphaten mit Gerüststruktur: Babefphit, Beryllonit, Hurlbutit, Pahasapait und Tiptopit. Mit Ausnahme von Babefphit (nur 6-er Ringe) bilden 4-er Ringe aus P-Be-P-Be-Tetraedern ein grundlegendes Strukturelement in diesen Gerüststrukturen. Nur in der Weinebeneitstruktur treten zusätzlich 3-er Ringe aus Be-Be-P-Tetraedern auf, die zwei aus 4-er und 8-er Ringen aufgebaute Tetraederschichten (parallel (100)) zu einem zeolithähnlichen Gerüst verbinden. Calcium und die Wassermoleküle befinden sich in den großen Kanälen des Gerüsts parallel zu [001] (WALTER, 1992).

Um die Entwässerung des Minerals Weinebeneit zu untersuchen, wurden eine DTA/TG - Aufnahme und Röntgendiffraktom geheizter Proben hergestellt.

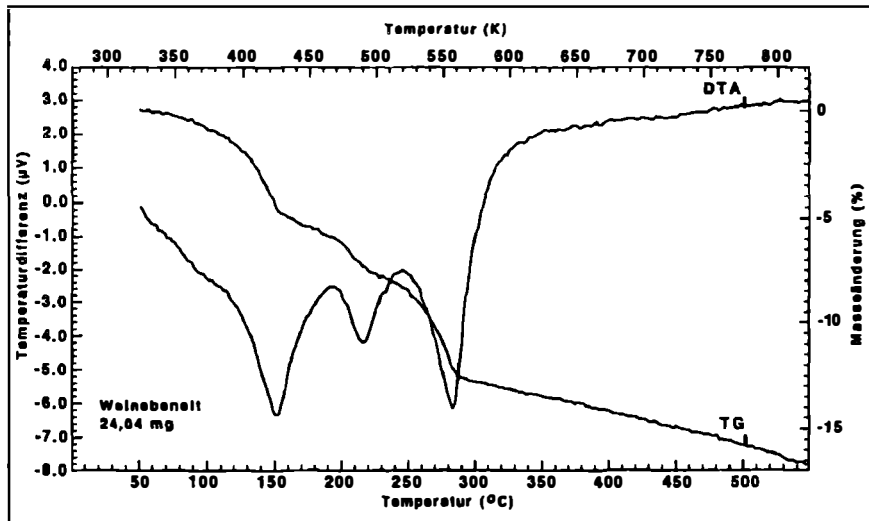


Abb. 1: DTA/TG-Diagramm von Weinebeneit.

Das Ergebnis der DTA/TG-Aufnahme ist in Abb. 1 dargestellt. Ausgeprägte endotherme Effekte sind bei 150°, 215° und 282° C ersichtlich, die alle durch Gewichtsverluste (Entwässerung) begleitet werden. Über 300° C wird die Reaktion kontinuierlich exotherm. Auffallend ist der weitere Gewichtsverlust zwischen 300° und 600° C, der auf eine fortschreitende Dehydratisierung hinweist (25.5 Gew.-% H₂O im Weinebeneit). Im Bereich bis 80° C scheint keine Gewichtsveränderung aufzutreten.

Um diese Ergebnisse auch röntgenographisch zu überprüfen, wurde eine Probe (Glasträger mit 15 mg Weinebeneitpulver) jeweils 24 Stunden im Wärmeschrank (Heraeus T6060) belassen, an Luft langsam abgekühlt und anschließend am Röntgendiffraktometer gemessen. Bei 50° C waren keine Veränderungen im Röntgendiagramm gegenüber der Ausgangsprobe Weinebeneit feststellbar. Bei 100° C jedoch tritt ein völlig verändertes Röntgendiagramm (Phase B) mit intensiven und scharfen Reflexen auf (Abb. 2). Auch nach einwöchiger Lagerung bei Zimmertemperatur verändert sich die Phase B nicht. Eine anschließende Kühlung der Probe im Kühlschrank bei 2° C und 24 Stunden brachte eine teilweise Rückumwandlung der Phase B zu Weinebeneit. Durch mehrmaliges Aufheizen und Abkühlen stellte sich als Temperaturgrenze dieser reversiblen Phasenumwandlung rund 80° C heraus. Beim weiteren Erwärmen über 80° C ist bis 150° C keine Verminderung der Röntgenintensitäten für die Phase B zu erkennen. Bei 200° C ist nur mehr 1/3 der Ausgangsintensität für B vorhanden und bei 250° C scheint diese Probe röntgenamorph zu sein. Dies ist auch in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der DTA/TG. Nach Aufheizen auf 300°, 400°, 500° und 600° C ist ab 500° C eine deutliche Zunahme von Röntgenintensitäten einer kristallinen Phase zu erkennen, deren d/I-Werte gut mit dem Mineral Hurlbutit, CaBe₂(PO₄)₂, übereinstimmen. BeO konnte im Röntgendiagramm nicht nachgewiesen werden.

Die Struktur der ab 80° C gebildeten Phase B wird über Einkristallmessungen weiter untersucht. Das Zusammenbrechen der Phase B durch fortschreitende Entwässerung ab ca. 150° C spricht gegen einen zeolithischen Charakter der Weinebeneitstruktur.

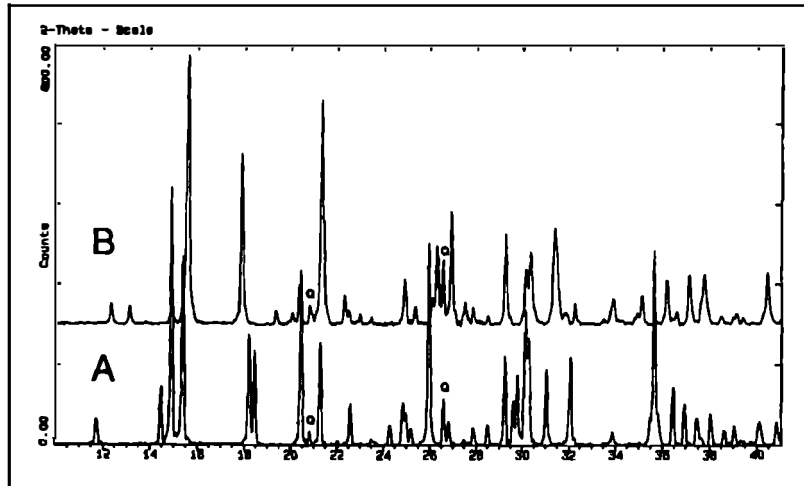


Abb. 2: Röntgendiffraktometerdiagramme von A: Weinebeneit und B: Phase B (80° C), Q = Quarz. Siemens D5000, $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung, Sekundärmonochromator.

Der Autor dankt Herrn Prof.Dr. W. Smykatz-Kloss für die Anfertigung der DTA/TG-Aufnahme.

TAUCHER, J., WALTER, F., POSTL, W. (1992): Mineralparagenesen in Pegmatiten der Koralpe. - Matrix, Mineralogische Nachrichten aus Österreich, 1, 23 - 72.

WALTER, F. (1992): Weinebeneit, $\text{CaBe}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, a new mineral species: mineral data and crystal structure. - Eur. J. Mineral., 4, 1275 - 1283.

KRISTALLSTRUKTURUNTERSUCHUNGEN AN ERYTHRIN UND ANNABERGIT

WILDNER., M., GIESTER, G. und LENGAUER, C.L.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

Im Zuge der Bearbeitung synthetischer Verbindungen vom Strukturtyp des Vivianits $[\text{Me}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}]$ wurden auch die Strukturen der Minerale Erythrin von Schneeberg, Sachsen, und Annabergit von Laurion, Attika, bestimmt. In den untersuchten Proben treten sowohl Erythrin als auch Annabergit in strahligen Aggregaten auf, bestehend aus nadeligen (Erythrin) bzw. plattigen (Annabergit) Einkristallen bis zu einigen Millimetern Länge.

Die chemische Zusammensetzung des untersuchten Materials wurde durch EDX- und Mikrosondenmessungen bestimmt und ergab (normiert auf die ideale Summenformel) die empirischen Formeln $\text{Co}_{2.01}\text{Fe}_{0.74}\text{Ni}_{0.25}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ für Erythrin und $\text{Ni}_{2.48}\text{Mg}_{0.50}\text{Fe}_{0.02}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ für Annabergit.

Die Röntgenbeugungsintensitäten der Einkristalle sowie exakte 2θ -Werte zur Gitterkonstantenbestimmung wurden an einem Vierkreisdiffraktometer mit MoK α Strahlung gemessen. Ausgehend von den Atomkoordinaten des Vivianits (MORI & ITO, 1950) wurden die Strukturverfeinerungen nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate auf F_0^2 durchgeführt (SHELXL-93; SHELDRICK, 1994).

Raumgruppe C2/m	Erythrin	Annabergit
a [Å]	10.251(3)	10.179(2)
b [Å]	13.447(4)	13.309(3)
c [Å]	4.764(1)	4.725(1)
β [Å]	104.98(1)	105.00(1)
V [Å ³]	634.36	618.24
ρ_{calc} [gcm ⁻³] (Z = 2)	3135	3146
$2\theta_{\text{max}}$ [°]	65	70
gemessene Reflexe	2637	3035
Datensatz	1199	1434
Variable	72	76
wR2 [für alle F_0^2]	0.064	0.037
R1 [für $F_0 > 4\sigma(F_0)$]	0.027	0.015

Tab. 1: Kristalldaten und Details der Intensitätsmessungen und Strukturverfeinerungen von Erythrin und Annabergit.

Die Positionen der H-Atome konnten durch Differenzfouriersumationen bestimmt werden. Für die Me(II)-Punktlagen im Erythrin wurden die reinen Co-Streukurven verwendet, während das Ni/Mg-Verhältnis im Annabergit auf die strukturchemische Formel $[\text{Ni}(1)_{0.99}\text{Mg}(1)_{0.01}][\text{Ni}(2)_{1.65}\text{Mg}(2)_{0.35}](\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ verfeinert werden konnte. Sowohl die aus Strukturdaten als auch die aus chemischen Analysen erhaltenen Formeln unterscheiden sich deutlich von der Mg-reicheren Annabergitvarietät "Cabrerit" (GIUSEPPETTI & TADINI, 1982). Hingegen steht die eindeutige Präferenz des Mg für die Me(2)-Punktlage in Übereinstimmung mit "Cabrerit". Wichtige Kristalldaten für Erythrin und Annabergit sowie weitere Details der Intensitätsmessungen und Strukturverfeinerungen sind in Tabelle 1 zusammen gefaßt.

		Erythrin	Annabergit
		Me = Co, Fe	Me = Ni, Mg
Me1-O1	2x	2,029(2)	2,031(1)
Me1-Ow1	4x	2,160(2)	2,114(1)
Me2-O2	2x	2,099(2)	2,054(1)
Me2-O3	2x	2,100(2)	2,092(1)
Me2-Ow2	2x	2,118(2)	2,072(1)
As-O1	1x	1,714(2)	1,707(1)
As-O2	1x	1,683(2)	1,686(1)
As-O3	2x	1,690(2)	1,686(1)
Ow1-H11	1x	0,85(3)	0,84(2)
Ow1-H12	1x	0,73(4)	0,77(2)
Ow2-H21	1x	0,86(5)	0,84(3)
Ow2-H22	1x	0,89(4)	0,81(2)

Tab. 2: Wichtige interatomare Abstände [Å] in Erythrin und Annabergit.

Die Strukturbestimmungen bestätigen die Isotypie des Erythrins mit dem Strukturtyp des Vivianits und zeigen eine große Ähnlichkeit des untersuchten Annabergits mit der Varietät "Cabrerit" (GIUSEPPETTI & TADINI, 1982). Wichtige interatomare Abstände in Erythrin und Annabergit sind in Tabelle 2 zusammengefaßt.

Die Geometrie der Arsenatgruppe ist bei Erythrin und Annabergit sehr ähnlich, mittlere As-O Bindungslängen sind 1,694 Å bzw. 1,691 Å. Die Me(1)O₆-Oktaeder sind jeweils stark gestaucht, wobei der mittlere Co(1)-O Abstand mit 2,116 Å sehr gut den kristallchemischen Erwartungen entspricht, der Ni(1)-O Mittelwert im Annabergit 2,086 Å, hingegen über entsprechenden Literaturdaten liegt. Die Verzerrung des Me(2)O₆ Oktaeders ist deutlich schwächer und in beiden Mineralen uneinheitlich, Me(2)-O Mittelwerte sind 2,106 Å bzw. 2,073 Å. Der im Vergleich zu Ni(2) höhere Ni(1)-O Mittelwert ist insofern bemerkenswert, als die in Übereinstimmung mit "Cabrerit" gefundene starke Präferenz des größeren Mg-Ions für die Me(2) Punktlage einen höheren Ni(2)-O Mittelwert erwarten läßt. Dieser

Umstand legt die Vermutung nahe, daß die Größe der Me(1)-Oktaederlücke vorwiegend durch stereochemische Eigenheiten des Strukturtyps bestimmt wird, während der Me(2)O₆ Oktaeder eine seiner Besetzung entsprechende Größe aufweist. Für diese Interpretation sprechen auch Rietveld-Verfeinerungen der synthetischen Co- und Ni-Endglieder (WILDNER et al., 1994): die jeweiligen Me(1)-O Abstände sind innerhalb der Fehlergrenzen in den natürlichen und synthetischen Verbindungen ident, die mittleren Me(2)-O Abstände sind dagegen in den synthetischen Endgliedern signifikant auf 2,083 Å (Co) bzw. 2,061 Å (Ni) verkürzt. Diese Werte deuten auch, analog zum Annabergit, auf eine starke Bevorzugung von Fe für die Me(2)-Position im Erythrin hin.

- GIUSEPPETTI, G., TADINI, C. (1982): The crystal structure of cabrerite, (Ni,Mg)₃(AsO₄)₂·8H₂O, a variety of annabergite. - Bull. Minéral., **105**, 333 - 337.
- MORI, H., ITO, T. (1950): The structure of vivianite and symplecite. - Acta Cryst., **3**, 1-6.
- SHELDRIK, G.M. (1994) - J. Appl. Cryst. (in Vorbereitung).
- WILDNER, M., LENGAUER, C.L., GIESTER, G. (1994): Crystal structures of erythrite and of the isotopic synthetic compounds Me₃(AsO₄)₂·8H₂O (Me = Mg, Co, Ni). - Abstracts Volume of the 16th General IMA Meeting (im Druck).

EIN NEUER ZUGANG ZU DEN GEOWISSENSCHAFTEN ?

WINKLER, W.

Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Die Geowissenschaften sind zwar durch den Österreichischen Lehrplan im Unterricht verankert, wie ausführlich jedoch einzelne Themen behandelt werden, und mit welchem Engagement, ist von den Lehrpersonen abhängig. Das Fehlen von empirischen Kenntnissen auf Seiten der Schüler und Lehrer gegenüber den Themen aus diesem Bereich, aber auch komplizierte Schulbücher, reduzieren den Unterricht auf ein Mindestmaß. Viele Forscher des geowissenschaftlichen Themenkreises dringen mit ihren Untersuchungen in Bereiche der Umweltproblematik, Technik, oder Erforschung von Ressourcen vor, die sich zu einem interdisziplinären Netz zusammenfügen (CORDANI, 1993). Warum also nicht auch den Unterricht in eine solch breite Palette an interdisziplinären Themenfeldern eingliedern?

In den USA gibt es bereits große Bemühungen, diese interdisziplinäre Vernetzung auch auf den Schulunterricht und den Schulbuch-Sektor auszuweiten. Einerseits bemühen sich Geowissenschaftler, andererseits Fachleute aus dem Erziehungsbereich die geowissenschaftlichen Thematiken für Lehrer und Schüler relevant darzustellen (CARPENTER, 1993).

OSBORNE & FREYBERG (1985) entwickeln aus einer Fülle von Unterrichtsmodellen in ihren Arbeiten am "Learning in Science Project" viele Voraussetzungen für den Unterricht bzw. das Lernen generell. Sie sprechen die Unterschiede zwischen den Auffassungen der Wissenschaftler, Lehrer und Schüler an. Die Schüler sollten die Möglichkeit haben, im Unterricht enthaltene Begriffe in einer Alltagssituation zu

erforschen, sie sollten die eigenen Ansichten schon früh im Lernprozeß erkennen können, Für und Wider diskutieren und die Möglichkeit haben die neu erworbenen Begriffe anzuwenden. Zusammen mit dem "Generative learning"-Modell bilden diese Voraussetzungen die Basis für den Aufbau des Unterrichts.

Einen Textabschnitt eines österreichischen Schulbuches in eine ansprechendere Form zu bringen und anhand des neuen Unterrichtsmodells darzustellen, soll versucht werden.

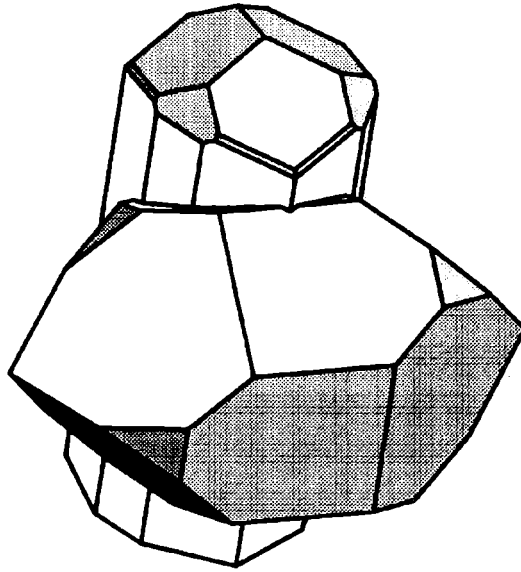
CARPENTER, J. R. (1993): An Overview of Geoscience Education Reform in the United States. - Journal of Geological Education, 41, 304 - 311.

CORDANI, U. (1993): Recent accomplishments in geology. - Science International, 51, 29 - 32.

OSBORNE, R., FREYBERG, P. (1985): Learning in Science. - The implications of children's science: Heinemann.

MinPet 94

Tagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



Exkursionen:

Mineralvorkommen und Lagerstätten im östlichen Waldviertel
Das Moravikum der Thayakuppel
Mineralisierte Granite im Südböhmischen Pluton

Eggenburg, 26. - 30. September 1994

EXKURSION A: MINERALVORKOMMEN UND LAGERSTÄTTEN IM ÖSTLICHEN WALDVIERTEL

von

Michael A. Götzinger⁺, Anton Beran⁺ und Eugen Libowitzky⁺

1. Geologischer Überblick

Das kristalline Grundgebirge im nördlichen Nieder- und Oberösterreich gehört zur Böhmisches Masse. Die zentralen Teile dieses Kristallingebietes werden von dem variszisch aufgedrungenen Südböhmischen Pluton gebildet. Östlich davon, im Waldviertel und in Mähren, sowie nordwestlich, in Südböhmen, schließen NE-SW-streichende ältere Gneisgebiete an das Granitareal an. Gemeinsam werden diese als Moldanubikum zusammengefaßt und seit F.E.Suess (1903) dem Moravikum im östlichsten Waldviertel gegenübergestellt. Das Moldanubikum wurde auf das östlich angrenzende Moravikum während der variszischen Orogenese aufgeschoben (Abb. 1).

1.1. Moldanubikum

In den metamorphen Serien (d.h. abgesehen vom Granitareal im Westen) des Moldanubikums in Niederösterreich sind (von W nach E) vom Liegenden zum Hangenden drei tektonische Großeinheiten zu unterscheiden (FUCHS, 1976):

1.1.1 Die Ostrong-Einheit, auch als "Monotone Serie" bezeichnet, besteht im wesentlichen aus Cordierit führenden Paragneisen. Untergeordnet sind auch Amphibolite, Kalksilikatgesteine und Quarzite anzutreffen. Im Westen wird die Einheit von den variszischen Graniten des Südböhmischen Plutons intrudiert.

1.1.2. Die im Osten folgende Drosendorfer Einheit überlagert erstere an einem ausgeprägten Bewegungshorizont (FUCHS & SCHARBERT, 1979). Im tieferen Teil der Einheit finden sich ausgedehnte Orthogneiskörper (der Dobra-Gneis und der Spitzer Granodioritgneis). Der höhere Teil wird aus

⁺ Dr. Michael A. Götzinger, Prof. Dr. Anton Beran
und Mag. Dr. Eugen Libowitzky
Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

einer Serie von Paragneisen, Amphiboliten, Quarziten, Kalksilikaten, Marmoren und Graphitgesteinen aufgebaut. Diese vielfältige Gesteinsabfolge wird als "Bunte Serie" zusammengefaßt. Nach NNE setzt die Drosendorfer Einheit voll entwickelt in das Drosendorfer Fenster fort und taucht an dessen Nordrand unter die östlichste Einheit:

1.1.3. Die Gföhler Einheit. Sie zeigt folgende Lithologie vom Liegenden in das Hangende: Amphibolite (Rehberger Amphibolit) und Paragneise; Gföhler Gneis; Amphibolite und Paragneise, z.T. mit Tendenz zu Granulitfazies; konkordante Magmatoide (Wolfshofer Granosyenitgneis); Granulite; an der Basis oft Ultrabasite und Amphibolite.

Die Gföhler Einheit wurde durch pT-Bedingungen der höchsten Amphibolitfazies und der Granulitfazies geprägt (einen Überblick geben RICHTER et al., 1991). Die darunter liegende Drosendorfer Einheit wurde in Amphibolitfazies metamorphosiert (ca. 700° C, 7 Kbar in Marmoren der Bunten Serie; HÖGELBERGER, 1989; 720 - 760° C und 7 - 9 Kbar in Biotit-Plagioklas-Gneisen der Bunten Serie; PETRAKAKIS, 1986). In der zu unterst liegenden Ostrong Einheit lassen sich in den Paragneisen drei Metamorphosestadien unterscheiden (LINNER, 1994), wobei das Temperaturmaximum bei 700° C anzusetzen ist und ein minimaler Druck bei 4,5 Kbar (Migmatisierung). Eine Übersicht der Metamorphose im niederösterreichischen Moldanubikum geben PETRAKAKIS & RICHTER (1991).

In variszischer Zeit wurde das gesamte Moldanubikum, dessen interner Deckenbau nach FUCHS (1976) kaledonisch mit W-Vergenz ist, gegen Osten dem Moravikum aufgeschoben. Diese Moldanubische Überschiebung schneidet diskordant den regional ost-abtauchenden Innenbau des Moldanubikums und deformiert einen mehrere km breiten Streifen an der Bewegungsfläche. Hier kam es zu groß angelegter Schleppfaltung und Inversion der Lagerung, die höchstmetamorphen Gesteine wurden retrograd an die Bedingungen der mittleren Amphibolitfazies angepaßt: So wurde die Glimmerschieferzone geprägt. Die Überlagerung variszischer und älterer Tektonik erzeugte den verwickelten Bau des östlichen Moldanubikums. So wurde das Drosendorfer Fenster aufgedomt und nach Osten überkippt. Durch isostatische Ausgleichsbewegungen (nach der Moldanubischen Überschiebung) und Abtragung des Gebirges wurden die höchstmetamorphen, granulitreichen Zonen an den Rändern im Osten und Süden des Moldanubikums freigelegt.

Bezüglich der Tektonik im Moldanubikum sei auf die Arbeiten von FUCHS (1986), FUCHS & MATURA (1980), MATURA (1976), THIELE (1984) und TOLLMANN (1982, 1985) verwiesen.

1.2. Moravikum

Vom Liegenden in das Hangende (bzw. von E nach W) werden im Moravikum folgende Einheiten unterschieden (nach HÖCK, 1975; Abb. 1):

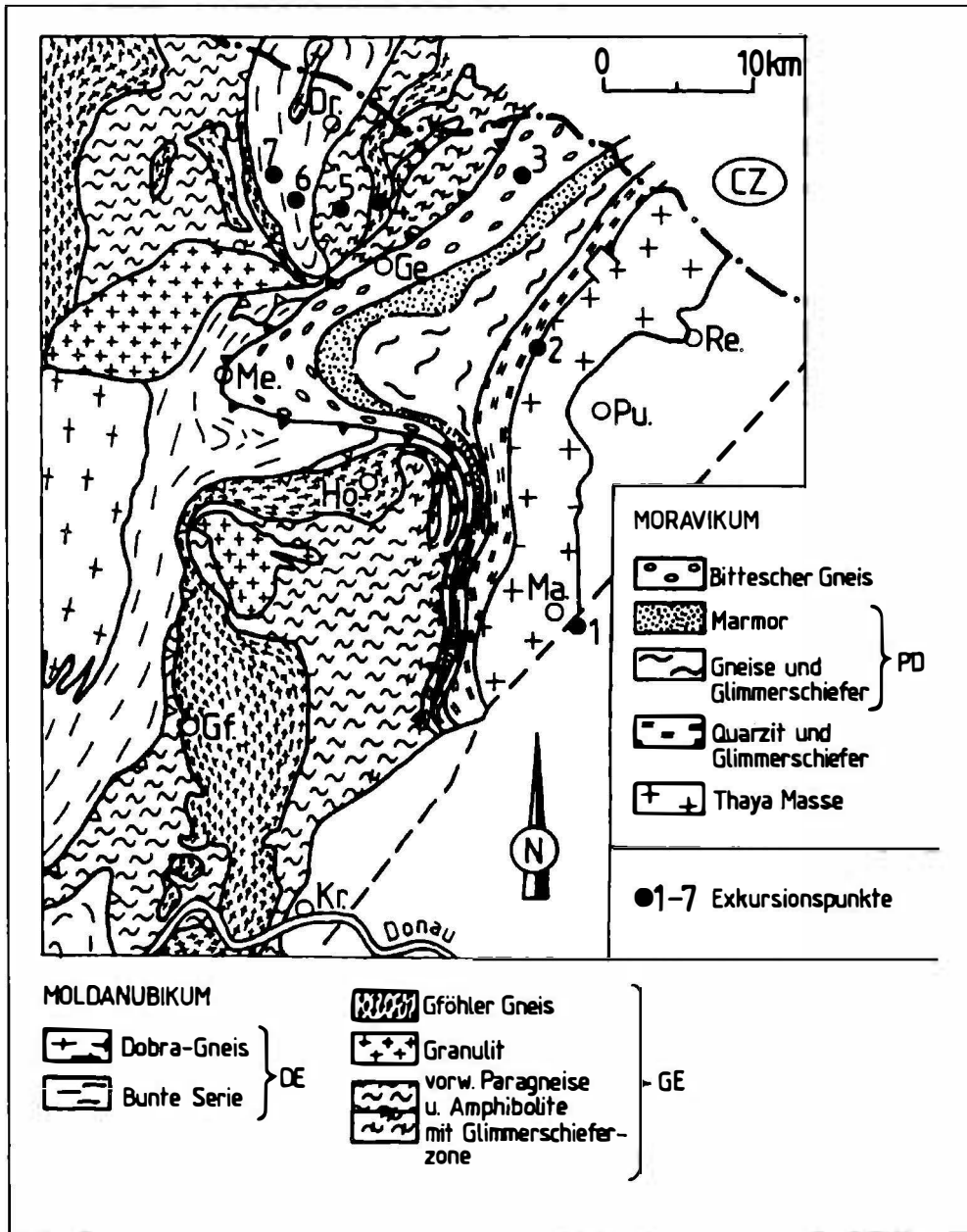


Abb. 1: Geologische Karte (Ausschnitt) des Moldanubikums (aus SCHARBERT et al., 1981; DE = Drosendorfer Einheit, GE = Gföhler Einheit) und des Moravikums (modifiziert nach HÖCK, 1975; BGE = Bittescher Gneis Einheit, PD = Pleißing Decke, QGS = Quarzit-Glimmerschiefer Serie, TM = Thaya Masse). Dr. = Drosendorf, Ge. = Geras, Gf. = Gföhl, Ho. = Horn, Kr. = Krems, Ma. = Maissau, Me. = Messern, Pu. = Pulkau, Re. = Retz.

1.2.1. Die Thaya-Masse (Thaya-Batholith) wird hauptsächlich aus Graniten und Granodioriten aufgebaut, doch finden sich auch Tonalite und Quarzdiorite. Nach Alterbestimmungen (K/Ar an Biotiten und Hornblenden (DUDEK & SMEJKAL, 1968), Rb/Sr Gesamtgesteinsalter (SCHARBERT & BATIK, 1980)) kann ein Intrusionsalter von ca. 550 Mill. Jahren (das entspricht der Grenze Präkambrium-Kambrium) angenommen werden. Im Osten wird die Thaya-Masse von der Molassezone überlagert.

1.2.2. Die Quarzit-Glimmerschieferserie folgt im Westen als aufgelagerte - autochthone Hülle. Diese besteht aus diversen Paragneisen, Chlorit-Glimmerschiefern und -Phylliten, in Wechsellagerung mit Quarziten. Das Alter der Gesteine kann als vorgranitisch (daher präkambrisch) angesehen werden.

1.2.3. Die Pleißing-Decke wurde zu variszischer Zeit auf die zuvor genannten Einheiten aufgeschoben. Sie besteht im unteren Teil aus den stark verschieferten Weitersfelder Stengelgneisen (granodioritische Zusammensetzung) und anderen Gneisen unbekannter Herkunft. Den oberen Teil der Decke bildet die Glimmerschiefer-Marmorserie, die aus Glimmerschiefern und Phylliten, Kalkglimmerschiefern, Glimmermarmoren und den Fugnitzer Kalksilikatschiefern aufgebaut ist.

1.2.4. Die Bittescher-Gneis-Einheit kommt darüber an einer markanten - Grenzfläche zu liegen, die über 100 km verfolgbar ist. Diese stark ausgefaltete Orthogneisplatte besitzt granitische bis granodioritische Zusammensetzung und ein ausgeprägtes Parallelgefüge ("Plattengneis"). Wechsellagerungen mit dünnen Amphibolitlagen (besonders in den Hangendpartien) und große primäre Feldspat-Augen ließen ein vulkanisches Ausgangsgestein vermuten. FRASL (1989) sieht darin jedoch ehemalige Lamprophyrgänge.

Drei Altersbestimmungen (Rb/Sr Gesamtgestein) mit unterschiedlichen Ergebnissen liegen vor: 790 Mio. J. (SCHARBERT, 1977), 560 Mio. J. (MORAUF & JÄGER, 1982) und 480 Mio. J. (v. BREEMEN et al., 1982). Der granitoide Charakter und ähnliches Alter lassen Beziehungen zu den Gesteinen der Thaya-Masse vermuten. MATURA (1976) sieht hingegen Übereinstimmungen mit den Dobragnen.

Die Einheiten des Moravikums fallen alle mittelsteil gegen W ein. Die strukturelle Entwicklung kann in drei Abschnitten gesehen werden (HÖCK, 1975):

Altmoravische Phase: Eindringen des Thayaplutons und damit verbundene Kontaktmetamorphose;

Mittelmoravische Phase: Varizische Überschiebung durch das Moldanubikum; dadurch Deckenbau und Regionalmetamorphose (epi-, mesozonal) im Moravikum;

Jungmoravische Phase: Scherbewegungen und regional retrograde Metamorphose.

Gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung wurde das vorwiegend NE-SW und NW-SE verlaufende Bruchnetz der gesamten Böhmisches Masse angelegt und bis in alpidische Zeit hinein wiederbelebt. Besonders die NE-SW-Störungen wurden als Blattverschiebungen aktiv (Vitiser, Diendorfer Störung) und sind es zum Teil noch heute (Verschiebung von Gebäuden in der Ortschaft Platt).

2. Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der südlichen Böhmisches Masse

Im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse sind viele mineralische Rohstoffe bekannt, heute sind jedoch nur noch wenige von wirtschaftlichem Interesse. Bergbaue und Tagebaue gehen/gingen um auf oxidische Eisenerze (z.B. Kottaun, im 19. Jhdt.), Feldspat und Quarz aus Pegmatiten (z.B. Kl. Heinrichschlag, Königsalm), Graphit (z.B. Bergbau Amstall/Trandorf, Mühldorf bis 1982), Kaolinit (z.B. Bergbau Kriechbaum-Weinzierl, Mallersbach, bis 1973), Kieselgur (Tagebau Parisdorf), Quarzsande, Tone (z.B. Maiersch, bis 1992) und miozäne Kalke bzw. Kalksandsteine (z.B. Zogelsdorf bis Ende 19. Jhdt.).

Heute werden nur noch Graphit, Kaolinit und Kieselgur abgebaut. An Massenrohstoffen werden in Tagebauen gewonnen: Marmore (für Splitte und Dekorgesteine), Amphibolite und Serpentine (für den Straßen- und Wegebau) sowie Granulite (für Splitte, Bahnoberbau). Darüber hinaus gibt es noch viele mineralogisch interessante Vorkommen, die teilweise auch beschürft worden sind. Diesbezügliche Zusammenstellungen geben GÖD (1989) und GÖTZINGER (1991).

Einige der genannten Vorkommen und Lagerstätten sind Ziele dieser Exkursion.

3. Exkursionshaltepunkte

3.1. Parisdorf bei Maissau (Kieselgur-Abbau)

Im Tagebau Parisdorf bei Maissau, wird seit einigen Jahren (1985) der mineralische Rohstoff Kieselgur (Diatomit, Diatomeen- oder Infusorienerde) abgebaut, nachdem die Tagebaue Limberg und Oberdürnbach 1974 bzw. Ende 1978 eingestellt wurden.

Innerhalb der Tonmergel der Zellerndorf-Formation (Ottngangien, Miozän) sind Diatomite eingelagert; es sind dies sehr feinkörnige, ebenflächige Silttone mit Menilitopal-Lagen. Diese marinen Ablagerungen wurden durch küstennahe Tiefenströme verursacht, die kühles und nährstoffreiches Wasser mitführten, wodurch eine Überproduktion von Phytoplankton erfolgte (ROETZEL et al., 1991). Kieselgur besteht aus den Gehäusen von Kieselalgen (Diatomeen), die vor ca. 19 Mio. Jahren in küstennahen Bereichen abgelagert wurden. Die selten vorkommenden Fischeklette stammen u.a. von Makrelen (der Gattung Scomber; STEININGER, mündl. Mitt.). Fischeklette, Krabbenabdrücke, Palmwedel und Hölzer lassen einen lebendigen Einblick in die damalige Lebenswelt zu (PILLER, 1991).

Mineralogisch besteht die Kieselgur hier aus Opal, Quarz und Cristobalit mit Beimengungen von Illit. Kompakte, braune Zwischenlagen von Menilitopal enthalten Cristobalit und Quarz. Im Ostteil des Bruches sind die Kieselgurschichten durch den Einfluß der Diendorfer Störung steilgestellt. Sogar junge Bodenbildungen sind durch (sub)-rezente Bewegungen miteinbezogen.

Bis Frühjahr 1977 wurde in den Werken Limberg und Ziersdorf Kieselgur zur Herstellung von Leichtbaustoffen und Ofenauskleidungen verwendet. Darüber hinaus besitzt Kieselgur eine große innere Oberfläche, die dieses Material als Adsorptionsstoff für Flüssigkeiten geeignet macht (z.B. Nitroglycerin: Dynamit). Isolationsmaterial, Filter und Scheuermittel wurden hergestellt. Weiters findet Kieselgur in der Pharmazeutik steigenden Absatz. Derzeit wird Kieselgur als Zuschlagstoff für die Ziegelproduktion (Wärmedämmung; statt Sägemehl) in den Werken Laa/Thaya und Mitterdorf/Mürzthal verwendet.

3.2. Passendorf (Magnetit führende Biotit-Glimmerschiefer; Granitoide)

Die hier anstehenden Reste des "Alten Daches" des Thaya-Batholithen bestehen im wesentlichen aus grauen, streifigen Paraschiefern (Biotit-Glimmerschiefer, Chlorit-Glimmerschiefer) und Paragneisen. Die magnetitreichen Gesteine wurden durch Tonalite der Thaya-Masse intrudiert, unmittelbar danach von Granodioriten und zuletzt von Quarz-, Aplit- und Pegmatitgängen durchschlagen (HÖCK, 1975). Nachdem ein Alter von ca. 550 Mill. Jahren für die Intrusion nachgewiesen wurde (K/Ar an Biotiten und Hornblenden (DUDEK & SMEJKAL, 1968), Rb/Sr Gesamtgesteinsalter (SCHARBERT & BATIK, 1980)), ist das Alter der "Dach"-Gesteine präkambrisch. Die Gesteine wurden durch die Regionalmetamorphose in Amphibolitfazies überprägt (mittelmoravische Phase), welche die ältere, kontaktmetamorphe Prägung (altmoravische Phase) teilweise verwischte. Die jungmoravische Phase (retrograde Metamorphose) findet in der Chloritisierung der Biotite und der Umwandlung der Magnetite zu Hämatit (Martitisierung) Ausdruck.

Wie durch aeromagnetische Messungen gezeigt wurde, sind Magnetit führende Biotit-(Chlorit-)Glimmerschiefer in der autochthonen Hülle des Thayabatholithen weit verbreitet - praktisch der gesamte Zug der Quarzit-Glimmerschieferserie ist gering vererzt. Diese Gesteine führen bis zu 20 Vol.-% Magnetit und Ilmenit (LIBOWITZKY, 1989). Wegen ihrer Feinkörnigkeit (< 0.5 mm) ist der Magnetit im Handstück jedoch nur mit dem Magneten feststellbar. Die übrigen gesteinsbildenden Minerale sind Quarz, Muskovit, Chlorit, Biotit und Plagioklas (Oligoklas, Andesin). Akzessorisch ist immer Turmalin und Apatit zu finden, öfters auch Klinozoisit - Epidot und blaugrüne Amphibole; in den höher metamorphen Zonen treten Granat und Staurolith auf.

Einige wenige Handstücke aus der vererzten Serie weisen noch Reste einer sedimentär gebänderten Struktur auf, die ein Hinweis auf eine primär sedimentäre Anlage der Erzminerale ist. Aber auch der Chemismus der Erzminerale (V- und Cr-reich, ursprünglich auch Ti-reich), der nicht in die hier vorliegenden Gesteine

paßt, ist ein Hinweis darauf, daß die Magnetite ursprünglich aus einem basischen Gesteinskomplex stammen, von welchem sie erodiert, transportiert und abgelagert worden sind, und heute in den Metasedimenten vorliegen (LIBOWITZKY, 1990).

3.3. Mallersbach (ehemaliger Kaolin-Bergbau)

Kaolin ist ein Mineralgemenge, das hier aus Kaolinit und untergeordnet aus Quarz, Glimmer und Feldspatresten besteht. Bei allen im Waldviertel auftretenden Kaolin-vorkommen und -lagerstätten handelt es sich um deszendente (d.h. durch absteigende Lösungen) umgewandelte saure Gesteine des Grundgebirges (KÖLBL, 1927): Es werden saure Lösungen dafür verantwortlich gemacht, die im Zusammenhang mit feuchtwarmem Klima und organischen Komplexen (z.B. unter Moorbedeckung) Feldspäte und Biotit zersetzten und Eisen abtransportierten. Quarz, sowie wenig Muskovit und Schwerminerale verhielten sich resistent und finden sich heute gemeinsam mit Feldspatresten im Kaolin. Kaolinit selbst ist als nicht-quehlendes Tonmineral auch Bestandteil der "mageren" Tone (z.B. in der ehemaligen Tongrube Maiersch bei Gars).

Bekannte Kaolinlagerstätten des Waldviertels sind in Mallersbach (eingestellt 1973; auf Bittescher Gneis) und Niederfladnitz (eingestellt 1973; auf Granit der Thaya-Masse). Weitere Vorkommen und Lagerstätten von Kaolin im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse: Karlstetten und Unterwölbling (Granulit), Grametten NE Litschau und Gmünd (Eisgarner Granit), Kriechbaum-Weinzierl (Weinsberger bzw. Mauthausener Granit; Produktion 1992: knapp 82.000 t) sowie Krummnußbaum (Granulit; MENZL, 1988).

Der Rohkaolin aus Mallersbach besteht zu ca. 50 % aus Kaolinit, zu 1 - 3 % aus mixed-layer Tonmineralen (mit Hydromuskovit, Illit), zu 42 % aus Quarz und Feldspat (vorwiegend Orthoklas), den Rest bilden Muskovit und Schwerminerale (Zirkon, Rutil, Epidot, Erz, Anatas). Eine Betriebs-Durchschnittsanalyse ergab (in Gew. %): 68,0 SiO₂; 22,5 Al₂O₃; 0,7 Fe₂O₃; 0,3 CaO; 2,2 K₂O; 0,2 Na₂O; 6,5 Glühverlust. Die durchschnittliche Mächtigkeit des bauwürdigen Kaolins betrug etwa 13 m, der Abraum etwa 2,5 m (WIEDEN, 1964, 1978).

Nach der bisherigen Ansicht österreichischer und tschechischer Geologen (JIRANEK et al., 1990) sollten alle in diesem Gebiet liegenden Lagerstätten durch Verwitterung bei feuchtwarmen klimatischen Verhältnissen vor dem oberen Miozän (wahrscheinlich im Oligozän) entstanden sein. Stellenweise werden im Kaolin Kohleschmitzen gefunden. Diese deuten, ebenso wie größere Braunkohlevorkommen (z.B. bei Langau), auf eine Moorbedeckung hin. WIEDEN (1978) bezweifelt, ob die Kaolinisierung allein durch Verwitterung zu erklären ist; er führt auch hydrothermale Bildungsvorgänge an.

Verwendung des Kaolinitis: Rohstoff in der keramischen Industrie; Füllstoff in der Papierindustrie und Trägermaterial in der Farben- und Lackindustrie. Auf der Weiterfahrt zum nächsten Exkursionshaltepunkt durchqueren wir das Areal des

ehemaligen **Braunkohlentagebaues Langau** (1948 - 63), welches heute als Erholungsgebiet dient. Die kohleführenden tertiären Sedimente (Unter- Miozän, Eggenburgien-Ottnangien) liegen in flachen Erosionswannen des Kristallins. Die Lagerstätte wurde von einem geringmächtigen Hangendflöz (1 - 1,7 m mächtig, in 3 - 8 m Tiefe unter der Geländeoberkante) und vom Liegend- oder Hauptflöz (0,5 - 4 m mächtig, 10 m unter GOK) gebildet. Aufgrund der Kohlenflora (zuerst Riedmoor, dann Taxodien-Cupressoideen-Bruchwald) kann auf tropisch bis subtropisches Klima geschlossen werden. Die Weichbraunkohle zeichnete sich durch einen relativ hohen Urangehalt aus (Mittel 18,5 ppm, Spitzen bis über 5000 ppm im Ascherückstand). Die Kohlenproduktion erlangte im Jahre 1956 mit 255.000 t ihren Höhepunkt, in den letzten Betriebsjahren wurden je ca. 120.000 t gefördert (alle Angaben aus WEBER & WEISS, 1983).

3.4. Kottaun/Arzberg (Magnetit-Pyroxenfels)

Durch Schurfgräben des ehemaligen Bergbaues (19. Jhd.) ist in der Gföhler Einheit ein mit Magnetit vererzter Pyroxenfelskörper aufgeschlossen, der im N und W von Gföhler Gneis (hybrider Typ), im E und S von Paragesteinsserien (Glimmerschiefer, Graphitquarzite mit eingelagerten Amphiboliten) umgeben ist. Er gehört zu einer Schollenkette, die sich bis auf tschechisches Staatsgebiet fortsetzt. Aufgrund magnetischer Messungen wird ein Volumen des Kottauner Erzörpers von ca. 1,5 bis 3 Mio. m³ angenommen, mit einer Tiefenerstreckung bis 130 m (GÖSCHKE & WINKLER, 1978), bzw. 4,25 Mio. t Erz (WEBER & SCHMÖLLER, 1981).

Der Mineralbestand des erzführenden Hauptgesteins besteht aus Klinopyroxen (mittlerer Quotient $Fe/(Fe + Mg) = 0,74$, Schwankungen von 0,65 bis 0,95), Magnetit und Quarz, untergeordnet Granat. Solche Gesteine werden mit dem Sammelbegriff Skarne bezeichnet, wobei "primary skarns" (Primärkontakt, Stoffzufuhr, Metasomatose) und "internal reaction skarns" (Metamorphose sedimentären Ausgangsgesteins entsprechender Zusammensetzung) unterschieden werden (BURT, 1982). Weiters treten eine kleine Silikatmarmorscholle (Calcit, Klinopyroxen, Quarz, gelegentlich Granat, kein Magnetit) und im Randbereich der Aufschlüsse derber Andraditfels (Andradit, Hedenbergit, Calcit) mit Begleitgesteinen (Pyroxen- und Amphibolfels) auf. Im Süd- und Ostteil sind die Pyroxenfelse mit Granat-Cumingtonit-Schiefeln vergesellschaftet. Lokal begrenzte Mineralumwandlungen (Mobilisate ?) sowie Verquarzungen sind auf Einwirkungen pegmatitischer Gänge zurückzuführen (Klinopyroxen, Ferroaktinolith, Granat, Hornblende; GÖTZINGER, 1981). In diesen tritt vereinzelt auch Scheelit auf (NIEDERMAYR, 1989). Innerhalb der dominierenden Pyroxenfelse treten mehrere typische Mineralassoziationen auf: $Cpx + Mt \pm Q$; $Cpx + Alm \pm Q$; $Cpx + Alm \pm Mt$; $Cpx + Cc + Q$; $Cc + Q$; $Cc + Mt$; $Cc + Mt + Q$.

Stellenweise werden Cpx-Mt-Myrmekite beobachtet, die in Summe ilvaitische - Zusammensetzung aufweisen. Der Magnetit-Gehalt im Pyroxenfels schwankt stark, reiche Erzpartien enthalten bis 40 Vol.% reinen Magnetit. An Fremdelementen wurden im Magnetit gemessen (in Gew. %): Al 0,11; Mg 0,01; Ti 0,12; Mn 0,44;

Cr 0,01; V 0,01. Die Granate im Pxxoxenfels sind Mischkristalle zwischen Almandin, Spessartin, Grossular und Andradit, Zonarbau ist häufig:

Kern: Alm. 39,2; Sp. 25,9; Gr. 23,2; Andr. 11,0; Py. 0,7
Rand: Alm. 56,3; Sp. 14,0; Gr. 14,0; Andr. 14,0; Py. 1,7.

Die Gesteine führen Mineralgesellschaften, die durch Regionalmetamorphose(n) in Amphibolitfazies (bei Temperaturen um 650° C - z.B. Andradit + Hedenbergit + Quarz, oder Andradit + Hedenbergit + Calcit; maximal aber 700° C - Almandin + Cumingtonit + Quarz) gebildet wurden (GÖTZINGER 1981). Das Alter der letzten prägenden Metamorphose wird als kaledonisch angesehen. Retrograde Mineralreaktionen sind nur lokal an den Kontakten zu den (herzynischen ?) pegmatitischen Gesteinen feststellbar.

Aufgrund der geologischen Position (Einschaltung in Paragesteinsserien), der zeilenförmigen Anordnung der Magnetite im Gestein und nach der chemischen Untersuchung der Klinopyroxene (u.a. mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde: Es ergaben sich Inhomogenitäten in der chemischen Zusammensetzung der Klinopyroxene von Korn zu Korn) wird sedimentäre Anlage des Ausgangsgesteins angenommen ("internal reaktion skarn"). Nach NEMEC (1991) sind diese auch auf tschechischem Staatsgebiet bekannten Vorkommen vorvariszische, primäre, regionalmetamorphe Skarne.

3.5. Pingendorf (Serpentinit mit Vermiculit und Anthophyllit)

Die Gföhler Einheit ist charakterisiert durch ausgedehnte Granulitäreale. Im Liegenden dieser Gesteine treten Amphibolite und Ultrabasite auf (vgl. CARSWELL, 1991), die großteils in Serpentine umgewandelt sind. Granatperidotite, Granatklinopyroxenite (SCHARBERT & CARSWELL, 1983) sowie Orthopyroxen und Spinell führende Peridotite sind häufig (GÖTZINGER, 1987a). Diese Ultrabasite haben scharfe, meist tektonische Kontakte zu ihren Nebengesteinen. Sie sind gekennzeichnet durch Bruchsysteme, in die (spätkaledonisch oder frühherzynisch) Pegmatite und/oder hydrothermale Lösungen eingedrungen sind. Daraus entstanden unterschiedliche Typen von Reaktionszonen, die häufig Vermiculit enthalten (GÖTZINGER, 1987b). Andere Kluftsysteme führen Gelmagnesit und/oder Calcit, Chalcedon und Quarz.

In Serpentinistöcken (Opx, Olivin, Chromit-Hercynit, Serpentin) die östlich Pingendorf durch Steinbrüche aufgeschlossen sind, treten nahezu monomineralische, leukokrate (=helle) Ganggesteine auf (Plagioklasite; Mineralinhalt: Oligoklas, Kalifeldspat, Quarz, untergeordnet Chlorit, selten Titanit). Diese Ganggesteine von bis zu einem Meter Mächtigkeit sind von einer ebenso mächtigen Umwandlungszone umgeben (siehe Abb. 2). Darin treten hauptsächlich brauner Vermiculit mit grünen Amphibolaggregaten sowie Anthophyllitsäume zum teilweise vertalkten Serpentin hin auf. Vermiculit bildet praktisch monomineralische Partien, die offensichtlich durch kleintektonische Vorgänge zerschert sind.

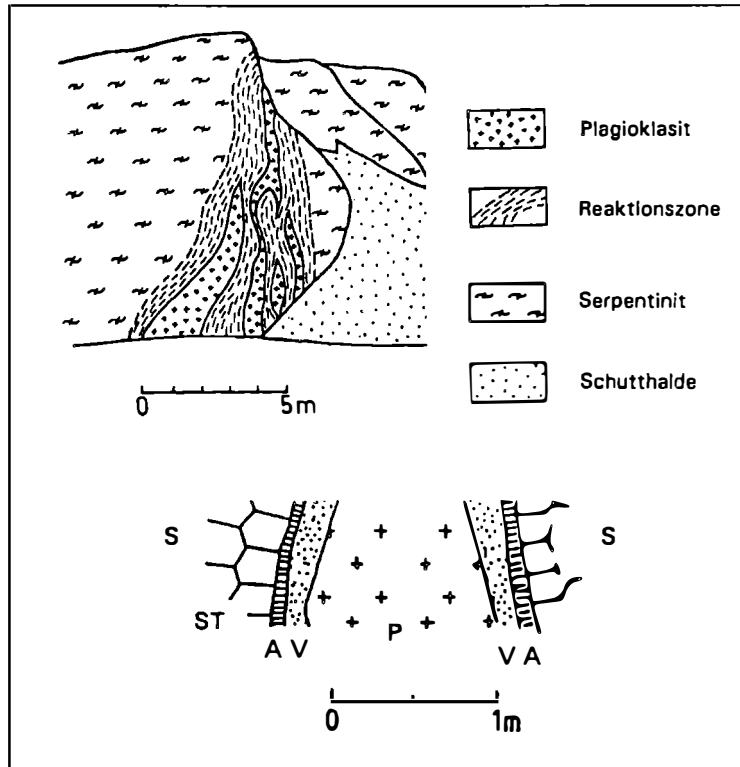
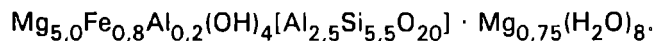


Abb. 2: Ortsbild eines Plagioklasit-Quarz-Ganges mit Reaktionszonen im Serpentinit von Pingendorf (Abbaustand 1979, Blickrichtung gegen NE) und Detail daraus (S = Serpentinit, ST = vertalkter Serpentinit, A = Anthophyllit, V = Vermiculit, P = Plagioklasit).

Der Chemismus der Amphibole dieses Vorkommens schwankt (edenitische bis aktinolithische Zusammensetzung). Aufgrund des Ortsbildes scheint hier eine hydrothermale Mineralbildung (stellenweise mit Saponit) vorzuliegen (GÖTZINGER, 1987a,b). Im Bereich der hellen Ganggesteine (besonders im Südteil des Bruches) kommen auch Zeolithe vor (Harmotom, Phillipsit, Thomsonit; NIEDERMAYR, 1990).

Vermiculit gehört i.w.S. zu den Tonmineralen (Montmorillonit - Saponit - Gruppe) und besitzt hier die ungefähre Formel



Die zwischen den Silikatschichten eingelagerten Wassermoleküle blähen das Mineral beim raschen Erhitzen auf das bis zu 30-fache seines ursprünglichen

Volumens (wobei die ursprüngliche Struktur zerstört wird). So entsteht ein extrem leichtes, feuerfestes, und elektrisch isolierendes Material zur Schall-, Schwingungs-, und Wärmedämmung (lose Schüttung oder zu Platten gepreßt). Weltwirtschaftlich wichtige Vorkommen sind meist (im Gegensatz zu den hydrothermalen Vorkommen der Böhmischen Masse) aus der Verwitterung von Biotit-(Phlogopit-)reichen Gesteinen entstanden (z.B. Karbonatite von Palabora, Südafrika).

Vorkommende Minerale: Edenit $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5(\text{OH})_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}]$; m.
Aktinolith $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{OH})_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}]$; m.
Anthophyllit $\text{Mg}_{5,5}\text{Fe}_{1,5}(\text{OH})_2[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$; rh.
Harmotom $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; m.
Phillipsit $\text{KCa}[\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; m.
Thomsonit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; rh.
Saponit $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Al}_{0,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}] \cdot \text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4$; m.

3.6. Wollmersdorf bei Zettlitz (ehemaliger Graphit-Bergbau)

Die weit verbreiteten Vorkommen von Graphitschiefern und graphitischen Gneisen im Moldanubikum Österreichs sind an die Bunte Serie gebunden, die, wie in der Einleitung schon erwähnt wurde, eine vielfältige sedimentäre Serie in Amphibolitfazies darstellt. Neben dem aufgelassenen Graphit-Bergbau Wollmersdorf (Haldengewinnung bis 1980) wurden neben vielen kleineren Lagerstätten die Abbaue Trandorf, Mühdorf, Doppl, Röhrenbach und Zettenreith betrieben (geologische und historische Übersichten geben WEBER, 1987, und WEISS, 1987). Die einzige derzeit noch in Abbau befindliche Lagerstätte befindet sich NW Amstall. Der hier abgebaute Graphit (1992 knapp 15.000 t) findet als Hochofenzuschlag in der Hütte Donawitz Verwendung.

Der Graphit tritt in den Graphitschiefern und Graphitgneisen großflinzig bis kleinflinzig-dicht meist in Verwachsung mit Feldspat und Quarz auf und macht im Durchschnitt etwa 30 Vol.% des Gesteins aus; er kann in kleineren Bereichen bis auf etwa 70 Vol.% angereichert sein. Makrokristalliner Graphit findet sich vor allem gangförmig und an Grenzflächen zu quarz- und feldspatreicheren Gesteinspartien. Bei den dichten Graphiten sind häufig brekziöse Strukturen erkennbar (BERAN et al., 1985; RICHTER et al., 1991; SCHRAUDER, 1991; SCHRAUDER et al., 1993).

Die silikatischen Komponenten der Graphitschiefer und Graphitgneise sind vor allem Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, die in sehr unterschiedlichen Mengenverhältnissen auftreten. Bei den Plagioklasen lassen sich zwei Generationen unterscheiden: Jüngere unverzwilligte Albite und ältere polysynthetisch verzwilligte Plagioklase mit An_{20-30} . Hellglimmer ist meist nur in geringen Mengen vorhanden. Es handelt sich um Mg-hältige Phengite mit etwa $\text{Si}_{3,2}$. Praktisch immer vorhanden ist Turmalin. Er tritt nur sehr feinkörnig auf, ist meist lagenförmig angereichert und kann bis zu 15 Vol.% des Gesteins ausmachen. Es handelt sich um meist homogene Dravite mit maximalen FeO-Gehalten von etwa 1,5 Gew.%;

der Cr_2O_3 - bzw. V_2O_3 -Gehalt variiert jeweils von etwa 0,1 - 0,3 Gew.%. Disthen kann ebenfalls mit bis zu 15 Vol.% in den Graphitschiefern von Wollmerdorf vertreten sein und tritt oft in Form von cm-großen Porphyroblasten auf, die z.T. starke Umbildungserscheinungen in Illit- und Smektit-Mineralen zeigen.

Der häufigste akzessorische Gemengteil ist Rutil. Die Fe_2O_3 -Gehalte liegen meist unter 0,1 Gew.%, die Cr_2O_3 -Gehalte betragen bis zu 0,3, die V_2O_3 -Gehalte bis zu 0,5 Gew.%. Weiters können Apatit, Titanit und Zirkon als akzessorische Minerale gefunden werden.

Die bei weitem häufigste opake Mineralphase ist Pyrit. Er ist lagig angereichert, tritt partienweise oft nur akzessorisch auf, kann aber auch monomineralische Gesteinspartien aufbauen. Untergeordnet und meist als Einschlüsse im Pyrit treten Magnetkies und Kupferkies auf, sehr vereinzelt kann auch Arsenkies nachgewiesen werden. Häufig ist eine weitgehende Umwandlung von Pyrit in Limonit zu beobachten.

Die Graphitschiefer und Graphitgneise zeichnen sich vor allem durch relativ hohe TiO_2 - (durchschnittlich 0,46 Gew.%), V- (207 ppm) und Ba-Gehalte (568 ppm) aus; der Cr-Gehalt beträgt durchschnittlich 63 ppm, der Zr-Gehalt 212 ppm (SCHRAUDER et al., 1993). Das chondritnormierte Verteilungsmuster der SEE zeigt eine Anreicherung der leichten SEE und eine flache Verteilung der schweren SEE. Die von SCHRAUDER et al. (1993) bestimmte C-Isotopenzusammensetzung des Graphits liefert einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -23,37 (PDB).

Die angeführten mineralogisch-geochemischen Daten der Graphite von Wollmerdorf sind mit den Daten anderer Graphitvorkommen der Bunten Serie (vor allem Amstall, Trandorf, Röhrenbach und Eisenreith) weitestgehend ident, sodaß für sämtliche Graphitvorkommen des Moldanubikums ein einheitliches genetisches Modell entwickelt werden kann.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Graphite aus den Graphitschiefern und Graphitgneisen lassen auf einen eindeutig organogenen Ursprung des Graphits schließen. Die SEE Verteilungsmuster sind mit denen von Tonschiefern gut vergleichbar (LIPIN & MCKAY, 1989) und die Gehalte an Ni, Co, Cu, Zn, Ti, Cr, V, Mo und Ba stimmen mit den Spurenelementgehalten von Schwarzschiefern sehr gut überein (VINE & TOURTELOT, 1970). Diese Daten lassen im Zusammenhang mit dem hohen Feldspatanteil mancher Graphitgesteine auf Sapropel mit hohem Tonmineralanteil als Ausgangssedimente in einem euxinischen Milieu schließen. Der z.T. sehr hohe Turmalingehalt macht eine "zusätzliche" Bor-Zufuhr in Form vulkanischer Exhalationen wahrscheinlich. Bei den sulfidischen Erzen handelt es sich im wesentlichen um syngenetische Bildungen. Die im Verband mit den Graphitgneisen auftretenden Kalkmarmore zeigen einen Fazieswechsel der primären Sedimente an. Mit dem Übergang von tonigen zu kalkigen Sedimenten kommt es auch zu einer Abnahme des Gehalts an organogenem Kohlenstoff.

Der ehemalige Bergbau Wollmersdorf-Zettlitz ("Pfinningsteigmühle", "Fichtelmühle", "Listmühle"; Beginn 1855 mit Unterbrechungen bis 1939, 1958 - 1966, Rohgraphitförderung 1960: knapp 60.000 t, Haldengraphitförderung bis 1980) ging in einer Großfalte, bzw. flachen Mulde gegen SW fallend, von Graphitschiefern und Marmoren der Bunten Serie um. Ein Idealprofil zeigt im Liegenden grobkörnige Marmore, überlagert von feinkörnigen Graphitquarziten und -gneisen. Die Gesamtmächtigkeit der bauwürdigen Graphite schwankte zwischen 5 und 12 m. Das Hangende wird von feinkörnigen Schiefergneisen gebildet (HOLZER, 1961).

Technisch findet Graphit als Elektroden-, Kathoden- und Tiegelmateriale, in der Farben- und Lackindustrie Verwendung (leitfähig, temperaturbeständig, chemisch resistent), aber auch als Zuschlagstoff in der Stahlindustrie, als Füllstoff für Gummierzeugnisse, als Schmiermittel und in der Bleistifterzeugung.

Folgende Sekundärminerale können in Wollmersdorf gefunden werden: Jarosit $\text{KFe}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$ trig., Halotrichit $(\text{Fe,Mg})\text{Al}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22 \text{H}_2\text{O}$ m. Verwitterungsminerale, Copiapit $\text{MgFe}_4(\text{OH})_2(\text{SO}_4)_6 \cdot 18 \text{H}_2\text{O}$ trkl. von Pyrit, Szomolnokit $\text{Fe}(\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$ m. (TAUCHER, 1993), Alunogen $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 17 \text{H}_2\text{O}$ trkl. und Gips

3.7. Eibenstein (Marmor-Steinbruch, mit Amphibolit, Pegmatit)

Die hier aufgeschlossenen Marmore (und Amphibolite) gehören der Bunten Serie des Drosendorfer Fensters an und entstanden durch die Regionalmetamorphose aus ursprünglich tonig-kalkigen Sedimenten (z.B. Kalkmergel). Der Tonmineralanteil führte zur Neubildung von Silikatmineralen wie Diopsid (Di), Phlogopit (Phl) Tremolit (Tr) Mejonit (Skapolithgruppe, $\text{Ca}_3[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}] \cdot \text{CaCO}_3$, t.), und selten Forsterit (Fo). Der Abbau erfolgt zur Splitt- und Schottergewinnung.

Anhand der Marmore und Kalksilikatgesteine kann hier der polymetamorphe Charakter der Bunten Serie (und damit auch des Moldanubikums allgemein) festgestellt werden: Die erste nachweisbare Metamorphose fand bei ca. 700° C und 5,5 - 7,5 Kbar statt (höhere Amphibolitfazies). Sie bewirkte in diesen Gesteinen eine Vielzahl von Paragenesen, die sich in einem 4-Komponentensystem CaO-MgO-SiO₂-KAlO₂ darstellen lassen. Typisch ist die Dominanz von Calcit (Cc) gegenüber Dolomit (Do) und das häufige Auftreten von Skapolith. Mittels Einschlußuntersuchungen, besonders in Skapolithen, wurden Argumente gefunden, daß manche Marmore teilweise evaporitischen Ursprungs sein könnten. Die benachbarten Augitgneise stammen hingegen von Schiefertönen ab (HÖGELBERGER, 1989).

Die zweite Metamorphose erreichte ca. 500° C und war auch entlang der moldanubischen Überschiebungslinie prägend. Sie steht mit der ostvergenten Aufschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum in Zusammenhang und hat daher variszisches Alter. Die nachfolgende Abkühlung ist durch Mineralbildungen wie z.B. Prehnit $(\text{Ca}_2\text{Al}(\text{OH})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}])$; rh.) dokumentiert.

Die hier vorkommenden Marmore (Paragenese Cc-Do-Tr-Phl) führen auffällige, bis cm-große Plättchen von Tremolit. Diese Tremolit-reichen Zonen treten in Form von Bänken innerhalb der Marmore auf. Die Tremolite selbst sind farblos, aber mit schwarzen Graphitschüppchen durchsetzt; meist gibt es einen deutlichen, einschlußfreien Saum, während außen am Rand der Graphit wieder stark angereichert ist. Zonarbau ist aber nicht feststellbar. Der opake Anteil dieser Marmore ist meist Pyrit, stellenweise ist auch Magnetkies feststellbar. Skapolith bildet auffällige Stengel oder Körnchen. Im Bereich Eibenstein konnte auch die Paragenese Cc-Tr-Fo-Phl beobachtet werden, wobei der Forsterit vollständig serpentinisiert ist. Ebenso auf das Drosendorfer Fenster - Bereich Eibenstein - beschränkt tritt die Paragenese Cc-Di-Tr-Kf auf (HÖGELSBERGER, 1987).

Den Marmoren der Bunten Serie zwischengelagert finden sich Amphibolite, die als Metabasite (meist Tholeiite) aufgefaßt werden (KUSCHNIG, 1986; RICHTER et al., 1991). Die Amphibolite aus dem Steinbruch Eibenstein sind sehr homogen und deutlich geschiefert. Sie bestehen aus dunkelgrünen Magnesio-Hornblenden, Plagioklas (An_{25-45}) und Quarz als Hauptgemengteile; auffällig ist eine lokal starke Pyritführung. Weder Granat, noch Pyroxen wurden beobachtet. Als Akzessorien kommen vor: Ilmenit, Rutil, Titanit, Apatit, Turmalin, Zirkon (KUSCHNIG, 1986). In diesem Zusammenhang soll ein Gabbrogang erwähnt werden, der diskordant alle übrigen Gesteine schneidet und daher jünger als die Amphibolite ist.

Feinkörnige, homogene Amphibolite mit entsprechender Zusammensetzung (arm an Granat) können auch als Rohstoffe für die Mineralwolle-Herstellung abgebaut werden (POLEGEG et al., 1984).

In skarnartigen Übergangsbereichen mit Verquarzungen zwischen Marmor und Amphibolit waren vor wenigen Jahren derbe Magnetkiesvererzungen mit untergeordnet Pyrit aufgeschlossen. In diesem Bereich kam es offenbar durch Mobilisationen zu Kornvergrößerungen und Erzanreicherungen.

Besonders im W-Teil des Bruches sind je nach Abbaustand Turmalin-Pegmatite aufgeschlossen, die stellenweise Granat und selten hellblauen Cordierit führen.

4. LITERATUR

- BERAN, A., FISCHER, R., PICHLHÖFER, R. (1985): Zur Mineralogie der Graphitlagerstätten des Moldanubikums in Österreich. - Fortschr.Miner., 63, Beih. 1, 21.
- BURT, D. M. (1982): Skarn deposits - Historical bibliography through 1970. - Econ. Geol., 77, 755 - 763.
- CARSWELL, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - Eur. J. Mineral. 3, 323 - 342.

- DUDEK, A., SMEJKAL, J. (1968): The age of the Brno pluton. Vestnik UUG 43, Prag 1968.
- FRASL, G. (1989): Zur Entstehung der Moravischen Zone, Vortragsabstract 2 S.-Tagung "Geologie der Metamorphite" Österr. Geol. Ges. Juni 1989.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.A., 119, 45 - 61.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A., 129, 41 - 49.
- FUCHS, G., MATURA, A. (1980): Die Böhmisches Masse in Österreich. In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs. Geol. B.A. Wien, Wien-New York: Springer, 121 - 143.
- GÖD, R. (1989): A contribution to the mineral potential of the Southern Bohemian Massif (Austria). - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol.B.-A., 11, 147 - 153.
- GÖSCHKE, M., WINKLER, E. (1978): Praktikumsbericht über die Untersuchung des Magnetiterkörpers im Arzberg bei Kottaun, NÖ. - Inst.f.Meteorologie u. Geophysik, Univ. Wien, 3 S., 5 Beil.
- GÖTZINGER, M. A. (1981): Mineralogische Untersuchungen des Magnetitvorkommens Kottaun bei Geras, NÖ Moldanubikum. Ein Beitrag zur Genese von Skarnen. - Sitzungsberichte der Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 190, 45 - 78.
- GÖTZINGER, M. A. (1987a): Mineralogy and genesis of vermiculite in serpentinites of the Bohemian Massif in Austria. - Mineralogy and Petrology, 36, 93 - 110.
- GÖTZINGER, M. A. (1987b): Vermiculitvorkommen der Böhmisches Masse in Österreich und ihre Entstehung. - Mitt.Österr.Miner.Ges., 132, 135 - 156.
- GÖTZINGER, M.A. (1991): Mineralische Rohstoffe im Ostteil der Böhmisches Masse und ihrer sedimentären Bedeckung in Niederösterreich. - Arbeitstagung der Geol. B.-A. in Eggenburg, 132 - 140.
- HÖCK, V. (1975): Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. - Mitt.Geol.Ges. Wien, 66-67, 49 - 60.
- HÖGELSBERGER, H. (1989): Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen.- Jb. Geol. B.-A. 132, 213 - 230.
- HOLZER, H. (1961): Geologische Beobachtungen an niederösterreichischen Graphitlagerstätten.- Verh.Geol.B.-A. 1961, 90 - 101.
- JIRANEK, J., MÜLLER, H.W., SCHWAIGHOFER, B. (1990): Genetic types of the kaolin deposits in the Bohemian Massif.- In: MINARIKOVA, D., LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, Ustredni ustav geologicky, Praha, 212 - 225.
- KÖLBL, L. (1927): Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 37, 173 - 200.
- KUSCHNIG, G. (1986): Geochemie und Petrologie der Amphibolite der Bunten Serie. - Unveröff. Diss. N 739, Formal- u. naturw. Fak. Univ. Wien, 97 S.
- LIBOWITZKY, E. (1989): Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmisches Masse in Österreich. - Diss. Univ. Wien, formal-u. naturwiss. Fak., DN 451, 126 S, Wien 1989.

- LIBOWITZKY, E. (1990): Precambrian black sands as precursors of magnetite and ilmenite bearing chlorite-micaschists, Bohemian Massif, Austria. - *Mineralogy and Petrology* **43**, 147 - 160.
- LINNER, M. (1994): Metamorphism and migmatization of the paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum.- *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **139**, im Druck.
- LIPIN, P.R., McKAY, G.A., eds. (1989): Geochemistry and mineralogy of Rare Earth elements.- *Rev. Mineral.*, **21**, Miner. Soc. Amer., pp. 348.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel.- *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 63 - 74.
- MENZL, F. (1988): Genese und Alter der Kaolinlagerstätte Krumnußbaum an der Donau (Niederösterreich).- *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **9**, 67 - 72.
- MORAU, W., JÄGER, E. (1982): Rb-Sr whole rock ages for the Bites-gneiss, Moravicum, Austria.- *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **62**, 327 - 334.
- NEMEC, D. (1991): Regional typization of the iron skarns of the Bohemian-Moravian Heights (Ceskomoravska Vrchovina).- *Acta Mus. Moraviae, Sci. nat.*, **76**, 51 - 82.
- NIEDERMAYR, G. (1989): Galenit, Hemimorphit, Sphalerit und Scheelit aus dem Magnetitvorkommen von Kottaun bei Geras, Niederösterreich (762.). In: *Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVIII.- Carinthia II*, **179./99.**, 257 - 258.
- NIEDERMAYR, G. (1990): Eine bemerkenswerte Zeolithparagenese aus einem Serpentinsteintagebau bei Pingendorf in Niederösterreich.- *Mineralien-Welt* **1**, H. 2, 31 - 34.
- PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich.- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **35**, 243 - 259.
- PETRAKAKIS, K., RICHTER, W. (1991): Metamorphose im niederösterreichischen Moldanubikum.- *Arbeitstagung der Geol. B.-A. in Eggenburg*, 13 - 20.
- PILLER, W. (1991): In den Tiefen des Meeres.- *Katalog zur Sonderausstellung "Eggenburg am Meer"*, Hsg.: F. Steininger & W. Piller, Katalogreihe des Krahuletz-Museums Nr. 12, 115 - 119.
- POLEGEG, S., GÖTZINGER, M., AIGNER, R. (1984): Technisch wirtschaftliche Bewertung der Ultramafitite des Waldviertels und des Dunkelsteiner Waldes.- *Unveröff. Endber. Proj. NA 32b/83*, 63 S, Geol. B.-A. Wien 1984.
- RICHTER, W., KOLLER, F., BERAN, A. (1991): Exkursion in die metamorphen Serien und magmatischen Gesteinskomplexe des Waldviertels, Moldanubikum, Österreich.- *Beih. Europ. Journ. Min.* **3/2**, 131 - 159.
- ROETZEL, R., REHAKOVA, Z., RUPP, CH. (1991): F/10: Limberg, Diatomitbergbau. In: *Exkursionen im Tertiär Österreichs*, Hsg.: Österr. Paläont. Ges., R. Roetzel & D. Nagel, Wien 1991, 114 - 117.
- SCHARBERT, H.G., CARSWELL, D.A. (1983): Petrology of garnet-clinopyroxene rocks in a granulite facies environment, Bohemian massif of Lower Austria.- *Bull. Mineral.*, **106**, 761 - 774.

- SCHARBERT, H.G., FUCHS, G., ZEMANN, J., GÖTZINGER, M. (1981): Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs, Exkursion E 7.- Fortschr. Miner., 59, Bh. 2, 129 - 152.
- SCHARBERT, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an Gesteinen des Waldviertels.- Arbeitstagung Geol. B.-A. 1977, Waldviertel, 11 - 15.
- SCHARBERT, S., BATIK, P. (1980): The age of the Thaya (Dyje) Pluton. - Verh. Geol. BA Wien, Jg., 1980, 325 - 331.
- SCHRAUDER, M. (1991): Petrologie und Geochemie der graphitführenden Gesteine der südlichen Böhmisches Masse (Bunte Serie, Niederösterreich).- Diplomarbeit, Formal- naturwiss.Fak., Univ. Wien, pp.181.
- SCHRAUDER, M., BERAN, A., HOERNES, S., RICHTER, W. (1993): Constraints on the origin and the genesis of graphite-bearing rocks from the Variegated Sequence of the Bohemian Massif (Austria).- Mineralogy and Petrology, 49, 175 - 188.
- SUESS, F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. In: DIENER, C. et al.: Bau und Bild Österreichs. - Wien: Tempsky-Freytag, 1 - 322.
- THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich).- Jb. Geol.B.-A., 126, 513 - 523.
- TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas.- Geotekt. Forsch., 64, 91 S.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich.- Bd. II, Deuticke, Wien, 710 S.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P., VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe.- Transact. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 73, 89 - 108.
- VINE, J.D., TOURTELOT, E.B. (1970): Geochemistry of black shale deposits - A summary report.- Econ. Geol., 65, 253 - 272.
- WEBER, F., SCHMÖLLER, R. (1981): Montangeophysikalische Untersuchungen geochemischer Anomalien im Waldviertel.- Abschlußbericht NA 17, Montanuniversität Leoben, 10 S., 11 Beil.
- WEBER, L. (1987): Die geologischen Grundlagen des Grafitbergbaues in Niederösterreich.- In: Bergbau in Niederösterreich, Studien und Forschungen aus dem Niederösterreichischen Institut für Landeskunde, Bd. 10, 369 - 387, Wien 1987, 500 S.
- WEBER, L., WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen.- Arch. f. Lagerst.forsch. Geol.B.-A., 4, 1 - 317.
- WEISS, A. (1987): Zur Geschichte der niederösterreichischen Grafitbergbaue.- In: Bergbau in Niederösterreich, Studien und Forschungen aus dem Niederösterreichischen Institut für Landeskunde, Bd. 10, 389 - 407, Wien 1987, 500 S.
- WIEDEN, P. (1964): Exkursion II/4: Kaolinlagerstätte Mallersbach.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 169 - 179.
- WIEDEN, P. (1978): Genese und Alter der österreichischen Kaolinlagerstätten. - Schriften geol. Wiss. Berlin, 11, 335 - 342.

EXKURSION C: DAS MORAVIKUM DER THAYAKUPPEL

von

Volker Höck⁺ und Jaromir Leichmann⁺

1. Einleitung

Die generelle tektonische Situation am Ostrand der Böhmisches Masse ist nun beinahe ein Jahrhundert bekannt seit F.E. SUESS 1897 die Überschiebung des Moldanubikums im Westen auf das Moravikum im Osten erkannte. Dieses grundlegende Konzept wurde später (SUESS, 1903) weiter entwickelt und in einer größeren Monographie 1912 publiziert. In dieser Arbeit wurde das Moravikum in zwei Fenster unterteilt, die als Kuppeln unter den moldanubischen Decken auftauchen. Das nördliche Fenster wurde als Schwarzawa (Svratka)-Kuppel bezeichnet und liegt gänzlich in der Tschechischen Republik, während das südliche Fenster als Thayakuppel bezeichnet wurde und zum Großteil in Niederösterreich und zum kleineren Teil in Mähren liegt (Abb. 1).

Die Moravische Zone ist vermutlich eng mit ihrer östlichen Fortsetzung dem Brunovistulikum verknüpft. Dies wird von DUDEK (1980) als kontinentaler Block, der während der cadomischen Orogenese konsolidierte angesehen und die Moravische Zone als dessen westlicher Rand interpretiert, der der variszischen Orogenese unterworfen wurde. Der Thaya Batholith, die tiefste Einheit des Moravikums ist vom restlichen Brunovistulikum durch die Diendorfer Störung getrennt, ein sinistrales Störungssystem, das sich vermutlich in der Boskovice-Furche fortsetzt.

Entsprechend der Untersuchungen von DUDEK (1980) besteht das Brunovistulikum zu einem Teil aus granitischen Intrusionen, deren größte der Brünner Pluton ist. Die granitischen Intrusionen sind im Südwesten und Nordosten von einer Folge von Glimmerschiefern, Paragneisen, Metatuffen, seltener Kalksilikatgesteinen und ultramafischen Gesteinen umgeben. Deren Metamorphose reicht von der Grünschieferfazies bis zur Amphibolitfazies im Südwesten, im Nordosten bilden sie teilweise Migmatite. Die Granite und Metamorphite werden durch paläozoische und mesozoische Sedimente überlagert, die wiederum von tertiären Molassesedimenten bedeckt sind und damit die Vortiefe des Karpatenorogens bilden. Während der variszischen Orogenese kollidierte das Moldanubikum mit dem Brunovistulikum in einem generellen transpressiven Regime. Die Überschiebung des heißen moldanubischen Blocks verursachte verbunden mit einer raschen Exhumierung entlang syn- bis spätmeta-

⁺ Prof.Dr. Volker Höck und Dr. Jaromir Leichmann
Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

morpher Mylonitzone an der jeweiligen Deckenbasis (ŠTÍPSKÁ et al., 1994) eine Inversion der Metamorphosezonierung im Moravikum. Die dextrale Transpression ist für die ausgeprägten von nord bis nordnordost gerichteten Lineationen verantwortlich. Die Überschiebung und die Metamorphose wurde von einer Aufdomung in der Schwarzawakuppel und in der Thayakuppel gefolgt, die speziell in der Thaya-kuppel Mineralzonierungen schräg zu den tektonischen und lithologischen Grenzen verursachte.

2. Lithologie

Im folgenden werden die wichtigsten lithologischen Einheiten des Moravikums vom Liegenden (Thaya Batholith) bis ins Hangende (Bittescher Gneis) kurz charakterisiert. Der Schwerpunkt liegt dabei wegen der Notwendigkeit einer gerafften Darstellung nicht auf den einzelnen petrographischen Gesteinstypen sondern vielmehr auf den zusammengehörigen Gesteinsassoziationen (= Formationen). Die Verbreitung der einzelnen lithologischen Einheiten im Moravikum ist der Abb. 1 zu entnehmen.

2.1. Der Thaya Batholith

Die tiefste strukturelle Einheit des Moravikums ist ein schwach metamorpher und deformierter Granitkomplex cadomischen Alters (Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von ca. 550 - 580 M.a.; SCHARBERT & BATÍK, 1980; DALLMEYER et al., 1994). Im Westen ist der Batholith von seinem ursprünglichen Dach überlagert, im Osten durch die Diendorfer Störung abgeschnitten und teilweise von tertiären Sedimenten bedeckt. Seine nordöstliche Fortsetzung E der Diendorf-Boskovice-Störung stellt das Brüner Massiv dar (ŠTELCL & WEISS, 1986; LEICHMANN, 1993). Auf seiner ganzen östlichen Erstreckung ist der Thaya Batholith schließlich von jungtertiären Sedimenten bedeckt. An wenigen Stellen in der ČR z.B. östlich von Znaim beschreibt DUDEK (1960) devonische Klastika, weiters finden sich nordöstlich von Znaim den Batholithen überlagernde, vermutlich devonische Klastika und Karbonate mit Evaporiten (Bohrung Žerotice; BATÍK & SKOČEK, 1981). Lediglich in der Bohrung Znaim 1 sind fossilbelegte devonische Karbonate nachgewiesen (ZUKALOVÁ in ČTYROKÝ et al., 1978).

Aufgrund von Kartierungen und chemischen Untersuchungen lassen sich vier verschiedene Lithologien innerhalb des Thaya Batholithen unterscheiden (FINGER et al. 1989):

- 1) Der Hauptgranit umfaßt mittelkörnige helle Granite und Granodiorite mit geringen Biotit-Gehalten von 4 bis 5%. Derartige Gesteine und ihre vergneisten Äquivalente umfassen etwa zwei Drittel des gesamten Batholithen (vgl. auch PRECLIK, 1937). Basierend auf geochemischen Untersuchungen erscheint es möglich, den Hauptgranit weiters in eine niedrig-Sr-Variante zu untergliedern, die im wesentlichen auf den Bereich des Pulkau Tales und südlich davon beschränkt ist, und eine nördliche eher granodioritische Variante mit hohen Sr-Gehalten (Typus Hofern nach FINGER & FRIEDL, 1993).

- 2) Unter dem Gumpinger Typ werden mehr oder weniger vergneiste, biotitreiche Granodiorite und Quarzmonzodiorite mit großen Kalifeldspatkristallen und Amphibolen, die zu Biotit umgewandelt wurden, zusammengefaßt. Der Typ Gumping ist älter als der angrenzende Hauptgranit und ist auf den SW-Teil des Batholithen beschränkt, wo er einen NNE-SSW streichenden Körper von etwa 12 km Länge und 2 km Breite bildet.
- 3) Der Passendorfer Typ umfaßt im wesentlichen feinkörnige bis mittelkörnige Tonalite bzw. Metatonalite mit einem Biotitgehalt von 10 bis 40%, aber nur geringfügigen Amphibolgehalten. Die Tonalite beschränken sich auf die NW-Seite des Batholithen und sind älter als der Hauptgranit.
- 4) Der Gauderndorfer Typ ist ein feinkörniges, granitisches bis granodioritisches Gestein und enthält meist mehr Biotit als der Hauptgranit. Seine größte Erstreckung umfaßt einen etwa 14 km langen Körper, ungefähr 3 km N von Eggenburg. Gänge des Gauderndorfer Typs schlagen gelegentlich durch den Hauptgranit durch.

Ob die Abgrenzung eines eigenen Taßwitzer (Tasovice) Typs durch PRECLIK (1937) gerechtfertigt ist, müssen erst weitere Untersuchungen zeigen. Diorite treten als mehrere 100 m lange Einschlüsse in den Granodioriten auf. Sie sind auf den mährischen Anteil des Thaya Batholithes beschränkt. Die besten Aufschlüsse liegen im Thayatal zwischen Dobšice und Dyje. Die Diorite sind vorwiegend mittelkörnig, mit starken Korngrößenvariationen. Ebenso variabel ist der Modalbestand: der Quarzgehalt schwankt zwischen 0 - 28%, der Plagioklas zwischen 40 - 60%. Der Anteil der mafischen Minerale Amphibol und Biotit variiert zwischen 23 - 35%. Es handelt sich also bei den Dioriten um eine Reihe von Gesteinen, die vom Diorit über Quarzdiorit bis zu Tonalit reichen.

Im Hinblick auf ihre petrographischen und geochemischen Charakteristika entsprechen die Granitoide des Thaya Batholithen im wesentlichen der Definition von I-Typ Granitoiden im Sinne von CHAPPELL & WHITE (1974), bzw. PITCHER (1982). FINGER et al. (1989) erklären die Genese des Batholithen mit einer Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter einen früheren südwestlichen Kontinentalrand des Fennosarmatischen Kontinents. Aplite und Pegmatite zeigen nur lokale Bedeutung, z.B. am Manhartsberg. Sie weisen dieselbe variszische Deformation und Metamorphose wie die umgebenden plutonischen Gesteine auf. Weiters finden sich wenige granodioritische Gänge und selten spätvariszische Lamprophyre.

2.2 Die Beziehungen zwischen dem Thaya Batholith und dem westlichen Teil des Brünner Massivs

Auf die Ähnlichkeiten zwischen dem Thaya Batholith und dem Brünner Massiv, vor allem mit dessen südlichem und westlichen Anteil haben schon vor langem mehrere Autoren hingewiesen (SUESS, 1912; PRECLIK, 1934; ZAPLETAL, 1932). Im südlichen bzw. westlichen Anteil des Brünner Massivs überwiegen eindeutig leuokrater, Biotit führende Granite und Granodiorite (LEICHMANN, 1993). Der Hauptgranit im Thaya Batholith, der etwa zwei Drittel des Massivs einnimmt (PRECLIK, 1937; FINGER et al., 1989) besteht ebenso aus Biotit führenden Leukograniten bis

Granodioriten. Rosafarbige Varianten des Hauptgranits sind als Maissauertyp bekannt, ähnliche Varianten treten auch im Brünner Massiv auf. In beiden zeigen sie leicht porphyrisches Gefüge mit größeren und jüngeren Kalifeldspäten. Die grauweißen Typen des Hauptgranits mit vorwiegend granodioritischer Zusammensetzung trifft man ebenso im Brünner Massiv zwischen dem Iglautal und dem Schwarzwatal wieder.

Andere Gemeinsamkeiten stellen die Dioriteinschlüsse dar, die in der Thayakuppel nur auf den nördlichen Teil beschränkt sind, sowie Aplitgänge mit feinkörnigem Granat, Muskovit und Biotit. Sowohl Diorit als auch Aplit treten im Brünner Massiv häufiger auf als im Thaya Batholith. Die Diorite sind in beiden Massiven inhomogen, ihr Modalbestand reicht von Diorit bis Tonalit, die primär magmatischen Amphibole sind biotitisiert, die Plagioklase serizitisiert, epidotisiert und albitisiert. Ilmenit zeigt häufig einen Saum von Titanit.

Abgesehen von den petrographischen Übereinstimmungen zeigen sich auch noch deutliche geochemische Ähnlichkeiten: Typisch für den Hauptgranit in beiden Massiven ist der relativ hohe SiO_2 -Gehalt, die relativ hohen Alkalien und das niedrige CaO. Im Gegensatz zu anderen Varianten enthält der Maissauer Typ mehr Kalium als Natrium, was vermutlich auf hydrothermale Zufuhr von Kalium zurückzuführen ist. Demgegenüber hat der granodioritische Typ des Hauptgranites im allgemeinen höhere Natriumgehalte. Die primären Plagioklase - soweit erkennbar - sind in allen Fällen wegen des niedrigen Calciumgehaltes der Schmelze sehr albitreich. Der generelle leukokrate Charakter der Granitoide steht im Einklang mit den niedrigen Eisen- und Magnesiumgehalten. Auch die wesentlichen Spurenelemente zeigen wie z.B. im Rock/ORG-Diagramm eine ausgezeichnete Übereinstimmung.

Die bisherigen petrographischen und geochemischen Daten weisen darauf hin, daß beide Massive nicht nur eine gemeinsame Entstehung sondern auch eine gemeinsame Weiterentwicklung wie z.B. eine hydrothermale Überprägung mit Kaliumzufuhr aufweisen: Das Wachstum der Kalifeldspäte ist sehr jung (auch beim Maissauertyp), die Amphibole in den Dioriten sind biotitisiert. Erst bei der variszischen Metamorphose trennt sich die Entwicklung beider Massive.

2.3. Die Therasburger Formation

Im Westen wird der Thaya Batholith von einer metamorphen pelitischen bis psammitischen Folge überlagert, die von HÖCK & VETTERS (1975) als "Quarzitglimmerschieferserie" bezeichnet wurde. Intrusivkontakte sind an wenigen Stellen, vor allem im nördlichen Teil, noch gut erhalten. HÖCK et al. (1991) führten für die gesamte Serie den Namen Therasburger Formation ein. Sie besteht im wesentlichen aus Glimmerschiefern, z.T. mit einer beträchtlichen Menge von Albit und/oder Oligoklas und leitet damit zu feinkörnigen Paragneisen über. Schiefer und Grauwacken dürften die Ausgangsgesteine gewesen sein. Feldspatreiche Varietäten und feinkörnige, stark geschieferte Gneise, wurden von HÖCK (1983) als Therasburger Gneise bezeichnet. An einigen Teilen finden sich reichlich blaugrüne Amphibole, sodaß sich für diese Gesteine ein Hinweis auf ihre Entstehung entweder aus Dioriten oder Andesiten ergibt. Zwischenlagen von Quarziten innerhalb der Gneise und Glimmerschiefer mit Lagen von wenigen cm bis m sind häufig verbreitet. Der

hohe Erzgehalt dieser Gesteine, insbesondere Magnetit, ist seit längerem bekannt. LIBOWITZKY (1989, 1990) interpretiert die Glimmerschiefer und Gneise mit ihrem hohen Gehalt an Ilmenit als präkambrische "blacksands". Die stratigraphische Einstufung dieser Formation erfolgt aufgrund ihrer Kontaktverhältnisse zum Thaya Batholithen (siehe oben). Die erhaltenen migmatischen Zonen und die Intrusionsbeziehungen deuten deshalb auf ein Alter > 550 M.a.

2.4. Der Weitersfelder Stengelgneis

Ein ganz charakteristischer Gneiskörper, der Weitersfelder Stengelgneis, trennt die Therasburger Formation von der tektonisch höheren Folge der Pernegger Formation (HÖCK et al. 1991). Die Therasburger Gneise und die Weitersfelder Gneise wurden früher als zusammenhängender Gneiskörper unter dem Namen "Weitersfelder Stengelgneis" zusammengefaßt (WALDMANN, 1922, 1930, 1951). Tatsächlich müssen sie aber aufgrund der Geländeuntersuchungen und der petrographischen Unterschiede getrennt werden. Der Weitersfelder Stengelgneis im engeren Sinn ist auf den nördlichen Teil des Moravikums beschränkt und zeigt granitische Zusammensetzung mit einer z.T. deutlich entwickelten Augenstruktur.

2.5. Die Pernegger Formation

Die Pernegger Formation (die Marmor-Glimmerschiefer-Serie nach HÖCK & VETTERS, 1975) umfaßt, wie der Name sagt, Kalkglimmerschiefer, Kalkschiefer und reine Marmore, die ineinander übergehen. Die Marmore überwiegen in den höheren Teilen der Folge als zusammenhängende Lagen, zum Teil aber auch als ausgelängte Linsen. Im Vergleich zur Therasburger Formation sind die Glimmerschiefer hier alle reich an Biotit und Muskovit und weisen weniger Quarz und Feldspat auf. Die exakte Abgrenzung zwischen beiden Formationen bildet insbesondere im Südteil der Moravischen Zone einige Probleme, wo der charakteristische Weitersfelder Stengelgneis fehlt. Auch wenn innerhalb der Glimmerschieferprofile beider Formationen deutliche Unterschiede zu erkennen sind, kann im einzelnen die Abtrennung der Glimmerschiefer problematisch sein.

Die ursprünglichen Gesteine sind in einer Schiefer-Kalk-Abfolge zu sehen, Übergänge zu Gneisen fehlen. Der oberste Teil der Marmore wird von einem ganz charakteristischen Horizont von Kalksilikatschiefern gebildet, den sogenannten Fugnitzer Kalksilikatschiefern. Es handelt sich um einen nur wenige Meter mächtigen Horizont, der aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Amphibol, Klinopyroxen, Calcit und Klinozoisit besteht. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer finden sich manchmal auch als geringmächtige Lagen und Linsen im überlagernden Bittescher Gneis.

Das Alter der Pernegger Formation ist unbekannt. Ihre Stratigraphie hängt im wesentlichen von zwei entscheidenden Fragen ab, die noch nicht gelöst sind, nämlich erstens von der Frage wie alt der Bittescher Gneis (siehe unten) ist und zweitens, ob tatsächlich ein Intrusionskontakt zwischen den Bittescher Gneisen und den Fugnitzer besteht.

Diese Annahme wird von FRASL (1983) und BERNROIDER (1989) favorisiert und zwar aufgrund von aplitischen Gängen, die sich in den Fugnitzer Kalksilikatschiefern finden. Unabhängig von geologischen Argumenten kann die Untersuchung der Sr-Isotopie an den Moravischen Marmoren einen Beitrag zur Alterseinstufung leisten.

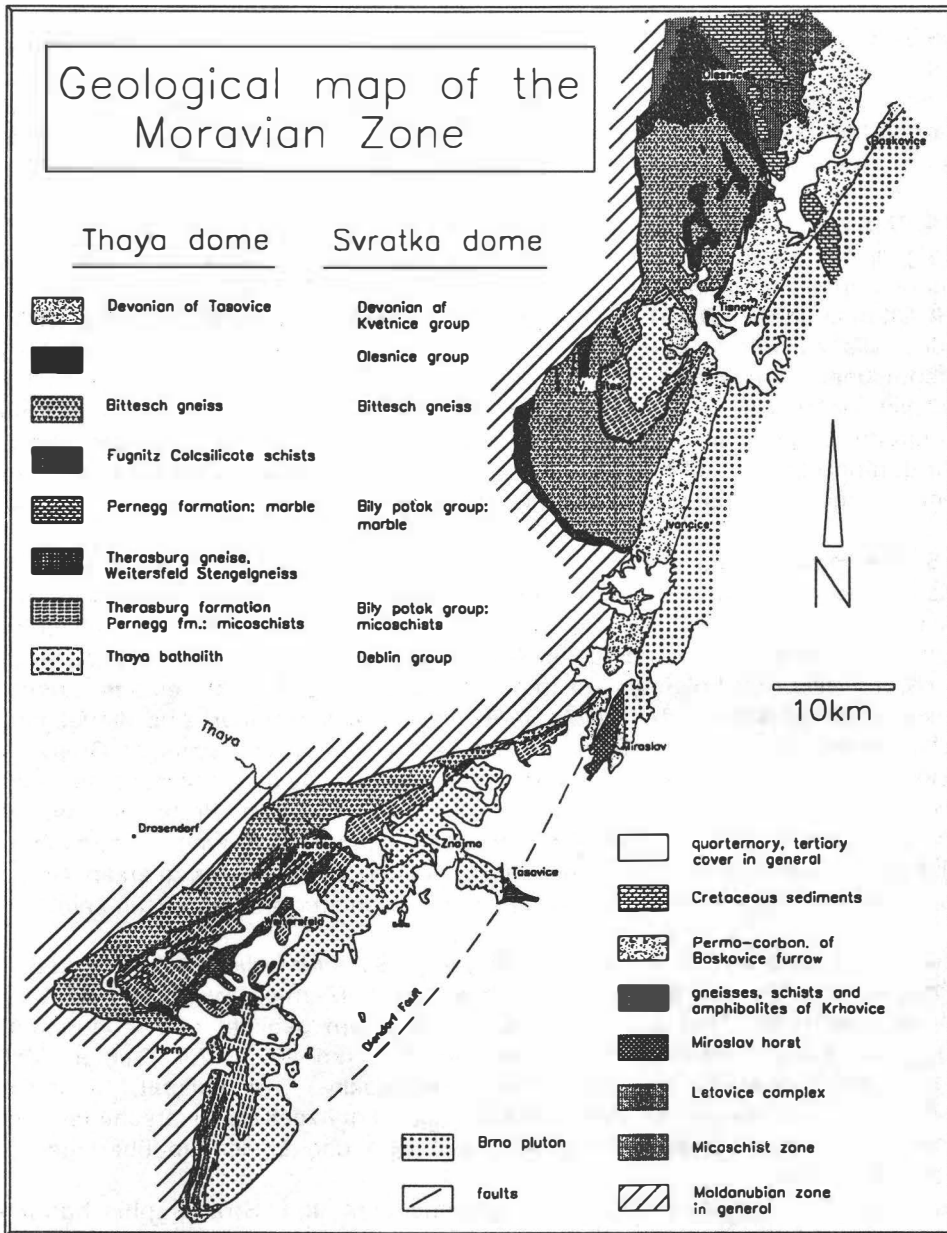


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Moravikums mit der Thayakuppel im Süden und der Schwarzawakuppel im Norden.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse liegen bei etwa 0,707 (FRANK et al., 1992). Verglichen mit der Variation der Meerwasserkurve während des Phanerozoikums weisen diese Werte auf ein oberproterozoisches Alter der Moravischen Marmore.

2.6. Der Bittescher Gneis

Die oberste Einheit des Moravikums ist zugleich seine typischste. Es handelt sich um einen extrem deformierten Orthogneis mit einer exzellent entwickelten Augenstruktur. Dunkle Amphibolitlagen bis 50 cm Dicke sind auf die obersten 20 bis 30 Meter beschränkt. Diese Lagen - sie liegen parallel zu den regionalen s-Flächen und wiederholen sich viele Male in einem relativ dünnen Abschnitt. Sie wurden als Hinweis auf einen vulkanischen Ursprung für zumindest den obersten Teil der Bittescher Gneise gehalten. Als Wechsellagerung von rhyolithischen und basischen Laven (FRASL, 1970). In jüngster Zeit neigt FRASL (1989) eher dazu, die Amphibolite als extrem deformierte Gänge in einem ehemaligen Granit anzusehen. Der Bittescher Gneis zeigt auffallende Ähnlichkeit mit dem Dobragneis des Moldanubikums. Dies drückt sich sowohl in der Zusammensetzung und der Struktur aus, als auch in dem Vorkommen zahlreicher Amphibolitlagen (Gänge), die in beiden Gesteinen vorkommen. Diese Eigenschaften veranlaßten verschiedene Autoren (MATURA, 1976; MATTE et al., 1985), eine enge tektonische Beziehungen zwischen Bittescher Gneis und Dobragneis zu postulieren und ersteren dem Moldanubikum zuzurechnen.

Die Diskussion über das Alter des Bittescher Gneises basiert auf drei ganz unterschiedlichen Rb-Sr Gesamtgesteinsaltern:

790 M.a.	(SCHARBERT, 1977)	Rb/Sr Gesamtgestein
560 M.a.	(MORAU & JÄGER, 1982)	Rb/Sr Gesamtgestein
480 M.a.	(v. BREEMEN et al., 1982)	Rb/Sr Gesamtgestein

3. Metamorphose

FRASL (1968, 1970) entwickelte die Ideen von F.E.SUESS, WALDMANN und PRECLIK zur Metamorphose im Moravikum weiter und präsentierte ein dreiphasiges Metamorphosekonzept. Er unterschied

- 1) die altmoravische Phase, die mit der Intrusion des Thaya Batholithen zusammenhängt,
- 2) die mittelmoravische Phase als regionale Hauptmetamorphose und
- 3) die jungmoravische Phase als retrograde Entwicklung.

Die altmoravische Phase ist dementsprechend auf die unmittelbare Umgebung des Thaya Batholithen beschränkt und vermutlich cadomischen Alters, entsprechend der engen Beziehung zwischen dem Thaya-Pluton und dessen Alterseinstufung. Der Bereich mit den besten Relikten dieser Metamorphose findet sich im nördlichsten Teil der Moravischen Zone in Österreich, östlich der Ruine Kaja, in dem migmatische Strukturen noch schön erhalten sind. Mineralogische Relikte dieser Metamorphose sind mögliche Pseudomorphosen nach Cordierit sowie almandinreiche Granatkerne mit einem ganz charakteristischen zweiphasigen Wachstumsmuster (HÖCK et al., 1991): Die alten Granatkerne sind reich an Fe sowie Mg (bis zu 10 Mol% Pyrop), aber arm an Grossular und Spessartin. Alle Elemente zeigen einen scharfen Anstieg (Ca, Mn) bzw. Abfall (Fe, Mg) ihrer Elementkonzentrationen zwischen Kern und Rand. Letzterer wurde während der mittelmoravischen Phase

gebildet und entspricht in seiner Detailzoning der Granatentwicklung aus den Glimmerschiefern der Pernegger Formation. Dementsprechend nehmen gegen den äußeren Rand hin Fe und Mg wiederum zu, Ca und Mn hingegen ab.

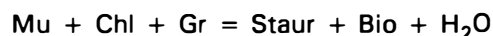
Die Frage, ob die Fugnitzer Kalksilikatschiefer ursprünglich als Kontaktmetamorphose als Höfe um die Intrusion des Bittescher Gneis-Magmas gebildet wurden - eine Vorstellung, die von FRASL (1983) und BERNROIDER (1989) favorisiert wird - bleibt zunächst ein offenes Problem, ebenso die Frage nach dem Alter dieser möglichen Kontaktmetamorphose.

Die regionale Metamorphose der mittelmoravischen Phase fand während der variszischen Orogenese statt. Jüngste Untersuchungen an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Plateaualtern von Amphibolen aus Amphiboliten des Bittescher Gneises ergaben $332,6 \pm 2,3$ M.a., von Muskovit aus dem Bittescher Gneis $327,8 \pm 0,6$ M.a. und vom Weitersfelder Stengelgneis $328,3 \pm 0,6$ M.a. (DALLMEYER et al., 1992).

Bereits F.E. SUESS (1912) und später PRECLIK (1927) sowie FRASL (1970) zeigten, daß der Metamorphosegrad im westlichen Teil am höchsten ist und nach Süden, Norden und Osten hin abnimmt. Aus diesen Gründen muß die Metamorphose im Hinblick auf die Struktur des Moravikums als invers bezeichnet werden, insofern als die strukturell höchsten Einheiten auch die höchstgradigen Anteile der metamorphen Zonierung repräsentiert. HÖCK (1975) beschreibt vier Mineralzonen mit unterschiedlichen Mineralparagenesen in metapelitischen Gesteinen, die speziell im Südteil des Moravikums schräg zu den lithologischen Einheiten streichen. Die erste und südlichste Zone zeigt nur Paragenesen mit Phengit und Chlorit. In Zone 2 erscheint mit zunehmender Temperatur zusätzlich Biotit und in Zone 3 zusätzlich noch Granat. In der nordwestlichsten Zone 4 bilden Staurolith + Granat + Biotit die typische Mineralparagenese, während Chlorit als stabile Phase verschwindet. FRASL (1983) fügte noch eine Übergangszone zwischen Albit und Oligoklas hinzu, die hauptsächlich auf dem Erstauftreten von Oligoklas in Gneisen beruht (vergl. Abb. 2).

Innerhalb der Pernegger Formation zeigt sich in Zone 4 ein zweiphasiges Wachstum des Granats mit einschlußfreien oder einschlußarmen Kernen und einer deutlichen Randzone, die in ihrem inneren Teil reich an Einschlüssen ist. Die äußere Randzone wiederum ist arm an Einschlüssen (Quarz und wenig Ilmenit), verschiedentlich sind radiale Wachstumsmuster im Kern entwickelt (Sterngranat). Sie zeigen radial orientierte Quarzeinschlüsse. Die Granaten sind synkinematisch bezüglich der ersten Schieferung rotiert. Chemisch zeigen die Granaten die typische Glockenform mit Mn- und Ca-reichen Kernen und Fe- bzw. Mg-reichen Rändern. Die Granat-Biotit-Geothermometrie basierend auf dem Modell von HODGES and SPEAR (1982) ergibt Temperaturen zwischen 580 und 600° C für die Zone 4 (Granat + Staurolith + Biotit) und etwa 580° C für die Granat-Biotit-Zone.

Der Übergang von der Granat + Biotit + Chlorit-Zone in die Granat + Biotit + Staurolith-Zone wird am besten durch die diskontinuierliche Reaktion:



beschrieben. Das Gleichgewicht dieser Reaktion sollte nach THOMPSON (1976) bei 5 Kbar PH_2O und 580° C liegen, eine Temperatur, die mit der aus der Granat-Biotit-

Geothermometrie abgeleiteten gut übereinstimmt (Abb. 3). Al_2SiO_5 Phasen sind sehr selten und wurden nur wenige Male beschrieben (BATÍK, 1984; PRECLIK, 1937 aus dem nördlichen Teil des Moravikums; FRASL, 1977, 1991 aus dem südlichen Gebiet). In allen Fällen ist die tatsächliche Beziehung zwischen Disthen und dem Rest der Paragenese unklar, eine Verwendung des Disthens als Geobarometer ist daher problematisch. Allerdings weisen die vereinzelt Disthenvorkommen darauf hin, daß die Metamorphose wahrscheinlich im Disthenfeld abgelaufen ist. Ergebnisse mit dem Granat-Muskovit-Biotit-Plagioklas Geobarometer nach HODGES & CROWLEY (1985) lassen mit dem Disthenfeld kompatible Drucke von 6 - 8 Kbar erwarten, bei Temperaturen, die sich mit Hilfe der Granat-Biotit-Geothermometrie errechnen lassen.

Dies stimmt gut mit den Resultaten der Phengit-Geobarometrie überein (MASONNE & SCHREYER 1987), die an Kalifeldspat und Biotit führenden Gneisen der Moravischen Zone durchgeführt wurden. Si-Gehalte in den Phengiten von 3,25 bis 3,30 pro Formeleinheit lassen bei einer gegebenen Temperatur von 580 bis 600° C (Granat-Biotit-Thermometrie) auf einen Druck von etwa 5 bis 7 Kbar schließen. Interessanterweise haben die Muskovitgneise aus dem östlichen und südlichen Anteil des Moravikums geringere Si-Überschüsse. Das entspricht im Osten Drucken von etwa 5 - 6 Kbar, von Temperaturen von 500° C und 4 - 5 Kbar (T ungefähr 450° C) am südlichen Teil des Moravikums (Abb. 4).

Die retrograde jungmoravische Phase ist noch nicht sehr gut dokumentiert. Sowohl die Therasburger als auch die Pernegger Formation wurden von diesem späten Ereignis überprägt. Die älteren Minerale wie z.B. Staurolith, Granat und Biotit wurden dabei teilweise oder gänzlich zu Chlorit bzw. Muskovit umgeformt. Öfters findet sich retrograder Chlorit als Reaktionssaum rund um Staurolith und Granat. Biotit ist zum Teil quantitativ verschwunden und läßt Granat und Staurolith als Relikte in einer Chlorit-Muskovit-Matrix zurück.

4. Tektonik

Das Moravikum besteht aus drei wesentlichen Einheiten:

- 1.) Der Thayabatholith bildet die tiefste Einheit im Osten einschließlich der Therasburger Formation, die das alte Dach des Thaya Batholiths ergibt. Beide fallen generell nach Westen bis Nordwesten ein.
- 2.) Die nächsthöhere Einheit ist die Pleissingdecke mit einem Weitersfelder Stengelgneis an der Basis und der Metasedimenthülle der Perneggerformation. Der Weitersfelder Stengelgneis ist nur zum Teil der Thayakuppel auskartierbar und fehlt an deren nördlichem und südlichem Ende. Dort wird die Unterscheidung zwischen Therasburger- und Perneggerformation schwierig.
- 3.) Der Bittesche Gneis bildet die höchste Deckeneinheit im Moravikum. Seine vermutlich ursprüngliche Bedeckung sind die äußeren Phyllite (Vranov-Olešnice-Einheit), die nur in der tschechischen Republik ausgeschieden werden.

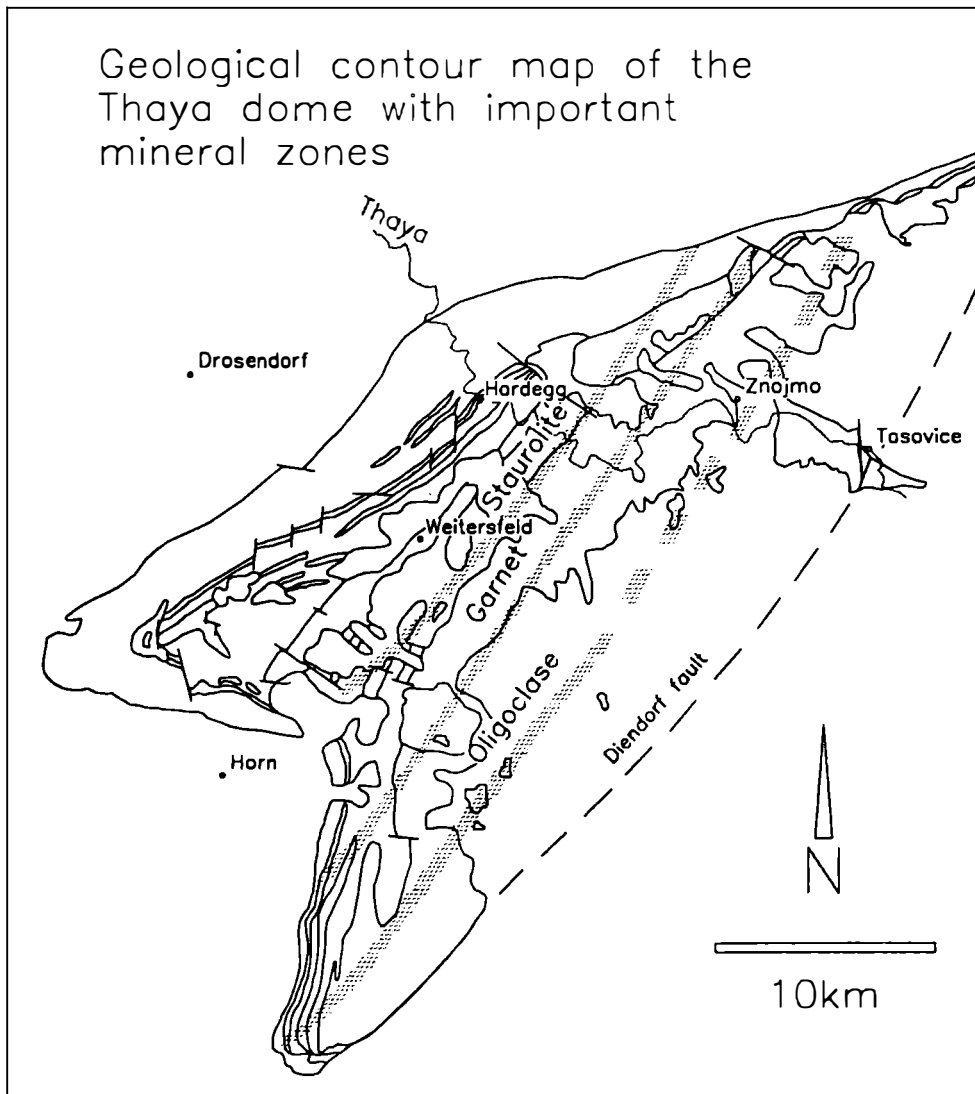


Abb. 2: Karte der Mineralzonierung im Moravikum der Thayakuppel, sowie Temperaturen der Granat-Biotit-Geothermometrie entsprechend dem Modell von HODGES & SPEAR (1982).

Jüngste strukturelle Untersuchungen (FRITZ, 1991; SCHULMANN et al., 1991) zeigen, daß die hauptsächliche Deformation eine dextrale Transpressionsbewegung ist, die nach Norden bzw. Nordnordosten gerichtet ist. Diese kann der aus Streckungslineation und diversen Schersinn-Indikatoren, die in weiteren Bereichen des Moravikums verbreitet sind, geschlossen werden.

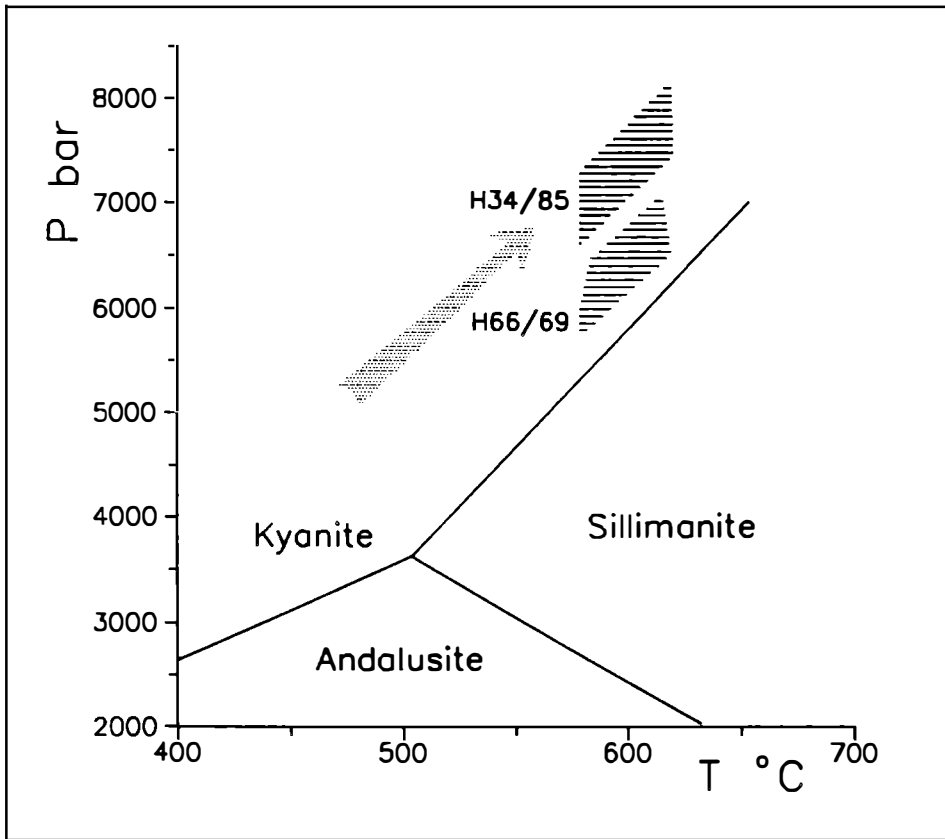


Abb. 3: PT Diagramm für Metapelite der Pernegger Formation im Bereich der Pernegger Kuppel. Die Temperaturangaben beruhen auf der Granat-Biotit-Geothermometrie, die Druckangaben auf dem Granat-Muskovit-Biotit-Plagioklas-Geobarometer.

Die Deformation fand unter amphibolitfaziellen Bedingungen statt in Übereinstimmung mit den Mineralgleichgewichten in Metapeliten und Metakarbonaten. Die Deckenstapelung sollte dementsprechend ebenso synmetamorph erfolgt sein unter dextral transpressiven Bedingungen zusammen mit der Überschiebung des heißen Moldanubikums über das Moravikum.

Ein derartiger Prozess sollte in Metamorphosezonen resultieren, die ungefähr parallel zu den tektonischen Einheiten ausgerichtet sind. Die Metamorphosekartierung zeigt jedoch, daß die Mineralzonen am nördlichen und südlichen Ende des Moravikums die strukturellen Einheiten schräg durchschneiden.

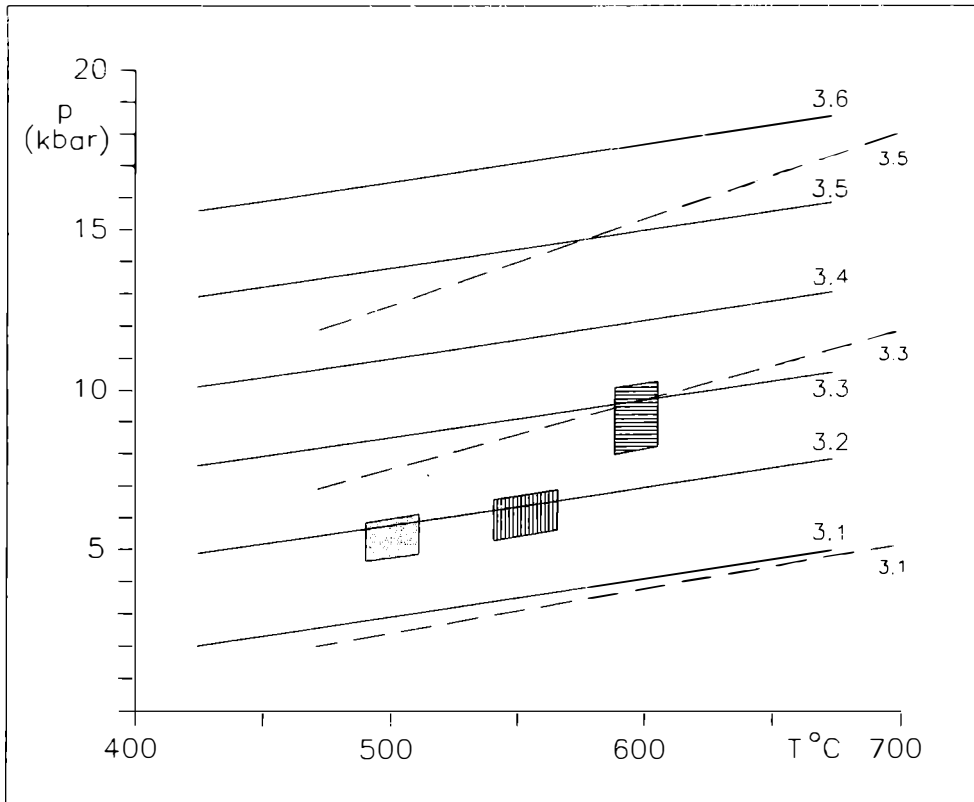


Abb. 4: PT-Diagramm des Phengit-Geobarometers nach MASSONNE & SCHREYER (1987): Phengit führende Orthogneise aus der Staurolithzone (horizontale Schraffur) zeigen Drücke von 6 - 8 Kbar bei Temperaturen von 580 - 600° C. Phengite aus Orthogneisen aus den östlichen Bereichen (vertikale Schraffur) und aus dem Süden (Punktsignatur) der Thayakuppel zeigen Drücke von ca. 4 - 6 Kbar bei Temperaturen von 500° C bzw. 450° C.

Diese Situation wird durch eine differenzielle Hebung entlang der Streichrichtung der moravischen Einheiten erklärt, wobei der zentrale Teil des Moravikums stärker gehoben wird als die nördlichen und südlichen Partien. Dies könnte in einer späteren Großfaltenstruktur, die sich im Messener Bogen ausdrückt, niederschlagen.

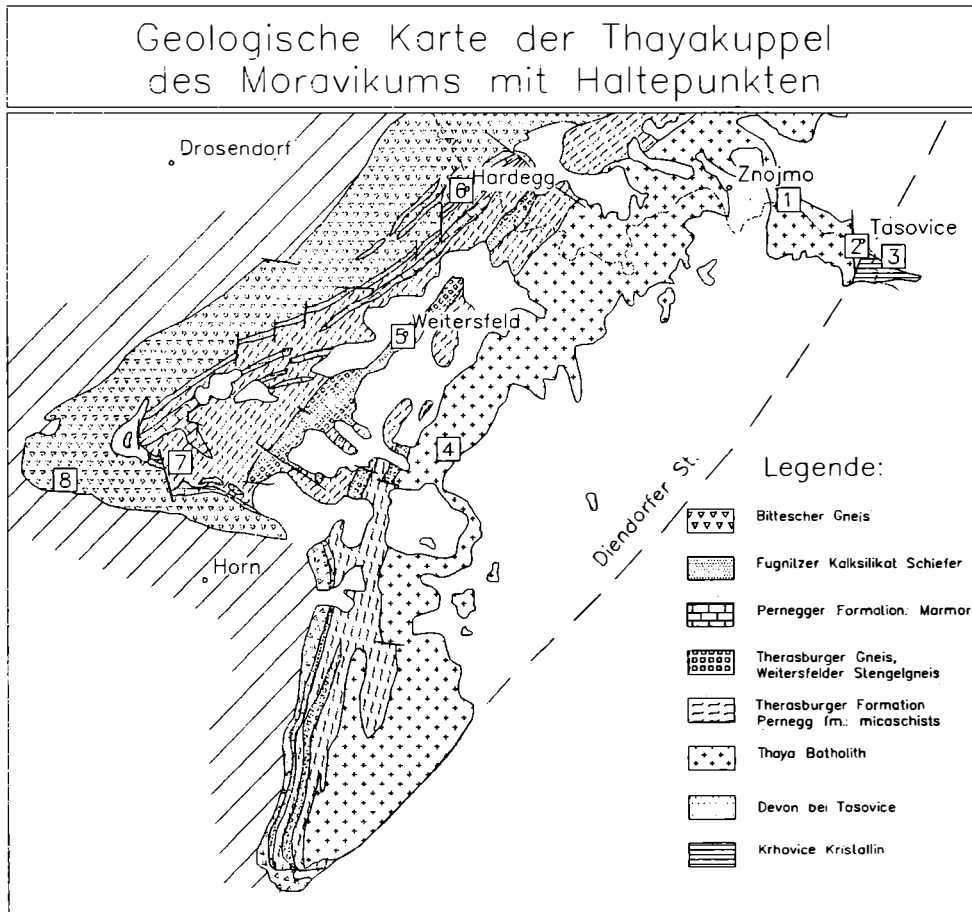


Abb. 5: Geologische Übersichtskarte mit Exkursionshaltepunkten.

5. Aufschlußbeschreibungen

Haltepunkt 1: Dobšice, alter Steinbruch im Thayatal am linken Thayaufser ca 1,5 km östlich von Dobšice: Dioritische Einschlüsse im Thaya Batholith

In dem Steinbruch sind die basischen Gesteine des Thaya Batholiths aufgeschlossen, nämlich Diorite, Quarzdiorite und Tonalite. Sie kommen als Einschlüsse im Biotit führenden Granodiorit vor und sind mit diesem zum Teil über migmatische Strukturen verbunden. Die magmatischen Texturen sind generell erhalten, Foliationen sind selten.

Der Modalbestand spiegelt die große Variationsbreite wider: Der Quarzgehalt schwankt von 0 - 28%, der Plagioklas überwiegt mit Anteilen von 40 - 60%.

Dementsprechend zeigen auch die mafischen Gemengteile, nämlich Amphibol und Biotit ebenfalls eine große Variationsbreite von 23 - 35%. Die geochemische Variabilität (siehe BATÍK, 1984) ist konsistent mit dem breiten petrographischen Spektrum. Die SiO_2 Gehalte liegen zwischen 56 und 60% und Al_2O_3 zwischen 15,5 und 19%. Na_2O (2,8 - 3,6%) überwiegt K_2O (1,8 - 2,8%). Typisch sind auch hohe Werte für TiO_2 (1,1 - 1,6%) und P_2O_5 (0,2 - 0,4%) verglichen mit den Dioriten aus der Metabasit-Zone des Brünner Massivs.

Die Mineralogie zeigt eine mehrphasige Entwicklungsgeschichte. Neben der magmatischen Paragenese: Plagioklas (Andesin/Labradorit) - Quarz - brauner Amphibol - Ilmenit - Apatit - Zirkon treten mehrere metamorphe Paragenesen auf. Während der älteren metamorphen Überprägung wird der Andesin/Labradorit in Albit mit Füllungsmikrolithen von Muskovit, Zoisit und Epidot umgewandelt und der braune Amphibol in grünen Amphibol und Biotit. Um Ilmenit wachsen Titanitsäume. Diese erste Umwandlung dürfte im Zuge der hydrothermalen Tätigkeit zu sehen sein, die weite Gebiete des Brünner Massivs aber auch des Thaya Batholiths erfaßt. Das Alter der hydrothermalen Umwandlung ist unklar, sollte aber älter als die variszische Metamorphose sein. Diese ist in der zweiten, nur schwach wirksamen Überprägung erkennbar und ist in der Neubildung von Chlorit auf Kosten von Biotit und allenfalls auch Amphibol dokumentiert.

Haltepunkt 2: Steinbruch ca. 1,5 km südlich der Kirche von Tasovice etwa 8,5 km ESE Znam: Arkosen und Konglomerate des Devon

Entsprechend den Untersuchungen von DUDEK (1960) läßt sich für das Devon östlich von Znam folgende Schichtfolge von unten nach oben aufstellen:

- 1) kaolinitisierte Sandsteine und grün-weiße Arkosen
- 2) rot-braune Arkosen
- 3) basale rötliche z. T. rosa Konglomerate

Die gesamte Mächtigkeit der Schichtfolge beträgt ca 250 m. DUDEK beschrieb 1960 einen transgressiven Kontakt der Devon Schichtfolge mit dem unterlagernden Thaya Batholith. Allerdings ist die Grenzfläche durch eine Störung überprägt und die Lokalität mit dem Transgressivkontakt heute nicht mehr aufgeschlossen. BATÍK & SKOČEK (1981) erwähnen aus Bohrkernen ebenfalls einen transgressiven Kontakt.

Paläontologische Hinweise auf ein Devonalter der Konglomerate und Arkosen fehlen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte im wesentlichen auf Grund lithologischer Vergleiche. In der Schwarzawakuppel liegt eine ähnliche Situation vor: Dort liegen bei Tišnov ebenfalls rötliche Konglomerate und Sandsteine auf einem cadomischen Kristallin (Deblín Gruppe), die wiederum von devonischen (Givetian - Frasnian) fossilbelegten Kalken überlagert werden (JAROŠ & MISAŘ, 1976). In der Bohrung Žerotice, ca. 11 km N von Tasovice konnten BATÍK & SKOČEK (1981) Sandsteine und Konglomerate als Liegendes von vermutlich devonischen Kalken

und Evaporiten nachweisen. Lediglich in der Bohrung Znaim 1 sind fossilbelegte devonische Karbonate nachgewiesen (ZUKALOVÁ in ČTYROKÝ et al., 1978).

Im Geröllspektrum der Konglomerate überwiegen, wie auch in der Schwarzawakuppel, Quarzgerölle, die bis zu 7 cm Durchmesser erreichen können. Daneben finden sich klastischer Plagioklas und Kalifeldspat sowie Muskovite und selten Biotit. Vulkanitgerölle von wenigen mm Durchmesser treten vereinzelt auf.

Die Deformation und Metamorphose der Devonkonglomerate ist augenscheinlich gering. Das feinkörnige Bindemittel besteht aus Quarz und bereits gut kristallisiertem Hellglimmer mit phengitischer Zusammensetzung. Die metamorphen Matrix-Hellglimmer unterscheiden sich vor allem durch den signifikant höheren Si und Mg Gehalt von den gröberen, klastischen Muskoviten. Weitere diagnostische Minerale fehlen allerdings.

Haltepunkt 3: Vraní vrch, kleiner aufgelassener Steinbruch ca 1,5 km NE Krhovice, ca 11 km E Znaim: Deformierter Augengneis des Krhovice Kristallins (Bitterscher Gneis?)

Östlich des Thaya Batholiths finden sich verschiedentlich metamorphe Gesteine unterschiedlichen Metamorphosegrades. Sie treten im Nordosten der Thayakuppel auf (Mislitzer Horst), östlich von Znaim (Krhovice-Kristallin) und schließlich noch westlich von Hollabrunn (Glimmerschiefer von Frauendorf). Diese Kristallinorkommen wurden von SUESS (1912) und PRECLIK (1936) als Reste des Moldanubikums interpretiert, das den Ostflügel der moldanubischen Überschiebung über die Thayakuppel darstellen sollte. DUDEK (1960) hingegen hält das Krhovice Kristallin für autochthon und betrachtet es als südliche Fortsetzung des Letovice Kristallins. Sein Hauptargument gegen eine allochthone Position war das scheinbar unmetamorphe Devon bei Tasovice östlich von Znaim (vgl. Haltepunkt 2). DUDEK unterscheidet im Krhovice-Kristallin drei Gruppen:

- 1.) Hornfelsbiotitgneis, Zweiglimmergneis und Glimmerschiefer
- 2.) Amphibolite mit Lagen von Amphibolgneisen und Einlagen von Skarnen und Kalksteinen
- 3.) "Gneisblastomylonite"

Letztere Gruppe findet sich in einem kleinen Steinbruch am Vraní vrch. Es handelt sich um helle schiefrige Augengneise. Die Augen werden dabei vorwiegend von Kalifeldspat, in geringerem Maße von Plagioklas (Albit) gebildet. Quarz und feinkörniger Hellglimmer bilden dünne Lagen um die Feldspatporphyroklaste. An den s-Flächen finden sich immer wieder bis zu 1mm große Muskovitblättchen. Die Zusammensetzung und Erscheinungsform des Gesteins erinnert sehr stark an den Bitterscher Gneis. Sowohl die Mineralogie als auch die Mineralchemie stimmen mit den Bitterscher Gneisen am Westrand der Thayakuppel überein. Sollte es sich hier tatsächlich um Äquivalente des Bitterscher Gneises handeln, dann wäre hier der Nachweis einer Überschiebung im Ostflügel der Thayakuppel erbracht. Die restlichen Gesteine des Krhovice Kristallins und die Glimmerschiefer bei Frauendorf

könnten dann am ehesten mit den äußeren Phylliten bzw. der Glimmerschieferzone westlich der Thayakuppel verglichen werden. Der nur reliktdisch vorhandene Ostflügel wäre gegenüber dem Westflügel der Thayakuppel abgesenkt. Die Untersuchungen an den wenigen Bohrkernen in der Molassezone nördlich der Donau sind mit einer derartigen Vorstellung jedenfalls kompatibel.

Haltepunkt 4: Straßenaufschluß ca. 2 km Nord von Pulkau an der Straße Pulkau - Weitersfeld: Granit des Thayabatholiths mit verschiedenen Gängen

Der Straßenaufschluß zeigt einen schwach deformierten mittelkörnigen Granit des Typus Hauptgranit mit granodioriter Zusammensetzung (45% Plagioklas, 14% Kalifeldspat, 36% Quarz, 4% Biotit). Dieser Typ gehört zu den hoch Sr niedrig Zr Typus des Hauptgranits, bezeichnend für die metamorphe Überprägung ist die Stabilität von grünbraunem metamorphen Biotit (mit Entmischungen von Sagenit, Leukoxen und Titanit) sowie die vorherrschende Rekristallisation von Plagioklas zu Oligoklas (22 - 27% An). Der Plagioklas ist teilweise mit Klinozoisit und Hellglimmermikrolithen gefüllt.

Der Metagranodiorit wird von zwei Ganggenerationen durchschlagen. Die ältere Gruppe ist aplitisch bis pegmatitisch und intrudiert in verschiedene Richtungen. Die jüngeren Gänge sind sehr feinkörniger Porphyrite, Diorite bis Granodiorite. Einer dieser Gänge ist an der Südflanke des Straßenaufschlusses ausgezeichnet aufgeschlossen. Er streicht Ost-West und taucht fast vertikal nach Norden.

Die variszische regionale Deformation beschränkt sich im wesentlichen auf enge mylonitische Scherzonen innerhalb der Metagranodiorite und auf die zweite Generation von Gängen durch eine gneisig bis mylonitische Foliation (260/70). Sie zeigt eine deutliche Streckungslineation, die Nord - Süd streicht und mit 30° nach Süden eintaucht. Die Streckungslineationen in den Gängen sind parallel zu denen im Weitersfelder Gneis und im mylonitischen Bittescher Gneis.

Haltepunkt 5: Weitersfeld, Kirchenbruch: Stengelgneis von Weitersfeld

Der Steinbruch ist die Typlokalität des sogenannten Weitersfelder Stengelgneises, eines kräftig deformierten Augengneises granitischer Zusammensetzung. Er ist auf den Nordteil der Moravischen Zone beschränkt und muß aufgrund petrographischer Befunde vom Therasburger Gneis mit granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung abgetrennt werden. Die Kalifeldspat-Augen sind das charakteristische Merkmal, sie sind öfters idiomorph, verzwilligt und enthalten orientierte Einschlüsse von Plagioklas. Die Kalifeldspäte liegen in einer Matrix von Biotit, Muskovit, Plagioklas (An_{25}), Kalifeldspat und Quarz. Klinozoisit und Amphibol fehlen. Geochemisch sind die Gneise relativ reich an SiO_2 , K_2O , Rb mit relativ geringen Gehalten an CaO und MgO. Sie zeigen aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung I-Typ Charakteristik. Aufgrund ihrer Spurenelementverteilung werden sie von BERNROIDER (1989) als Inselbogengranite interpretiert. Die

Foliation im Steinbruch ist beinahe horizontal, die Lineationen folgen dem allgemeinen Trend und fallen mit einem geringen Winkel nach NE ein.

Ganz generell gesprochen ähnelt der Weitersfelder Stengelgneis in seiner Textur, Struktur mineralogisch und geochemisch dem Bittescher Gneis. Jedenfalls weist er mit diesem wesentlich mehr Ähnlichkeiten auf als mit den Granodioriten und Tonalitgneisen des Thaya Batholithen bzw. der Therasburger Gneise. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Alter an Muskoviten ergaben variszische Abkühlalter von $328,3 \pm 0,6$ M.a. (DALLMEYER et al., 1992).

Haltepunkt 6: Hardegg: Bittescher Gneis, Pernegger Formation und Fugnitzer Kalksilikatschiefer

Verschiedene Lithologien des Moravikums und zwei Deformationstypen sind hier innerhalb eines kleinen Gebietes erkennbar. Glimmerschiefer sind an der Straße nach Hardegg am südlichen Ortseingang aufgeschlossen, entlang eines schmalen Weges von Hardegg zum Reginafelsen durchquert man die moravischen Marmore, die Fugnitzer Kalksilikatschiefer und Paragneise mit Glimmerschiefern werden vom Bittescher Gneis überlagert.

Am südlichen Ortsausgang von Hardegg sind feinkörnige Granat- und Staurolithglimmerschiefer der Pernegger Formation aufgeschlossen. Die Glimmerschiefer zeigen Granat mit einem mehrphasigen Wachstum, sowie Quarze und Staurolith. Biotit und Chlorit ist retrograd im Hinblick auf das Wachstum von Granat und Staurolith. Eine penetrative Foliation im Meter Abstand wird durch kleine Abschiebungen mit "top to north-east" überprägt. Petrographische Beobachtungen weisen darauf hin, daß die Metamorphose ursprünglich in Amphibolitfazies erfolgte unter Bildung von Granat und Staurolith und durch ein Grünschieferereignis überprägt wurde. Dies ist mit der Bildung der Abschiebungen verknüpft.

Entlang des Weges von Hardegg zum Reginafelsen wird die Deckengrenze zwischen der tieferen Pernegger Formation, (Marmore, Kalksilikatschiefer, Paragneis und Glimmerschiefer) und der Bittescher Gneisdecke durchquert. Die Kalksilikatschiefer sind kräftig deformiert und zeigen eine wechselnde Lineation. Die Hauptmineralphasen sind Quarz, Klinozoisit, Amphibol, Plagioklas und Calcit. Selten findet sich Klinopyroxen.

Die Orthogneise sind ebenfalls stark deformierte Augengneise mit wechselndem Gehalt an Kalifeldspat, etwas Plagioklas, Quarz und Hellglimmer. Zwei Typen von Hellglimmern kommen noch hier vor, große Hellglimmer im Millimeter Bereich und kleinere Hellglimmer parallel zur Foliation. Die feinkörnigen mylonitischen Paragneise sind reich an Biotit, Quarz und enthalten Hellglimmer und Feldspat. Die penetrative Verformung im Bittescher Gneis entspricht einem hochtemperierten Regime mit plastischem Verhalten von Feldspat und hochtemperierten Texturen von Quarz. Die Verformung verstärkt sich in Richtung Überschiebungsfläche. Die Richtung der Versetzung ist Höheres gegen Nordwesten.

Haltepunkt 7: Pernegger Graben, Straßenaufschluß an der Straße Mödring-Pernegg, ca. 1200 m S von Pernegg: Pernegger Formation, Granat-Staurolith-Glimmerschiefer

Im Nordteil des Pernegger Grabens sind die typischen Granat-Staurolith-Biotit-Glimmerschiefer der Pernegger Formation bestens aufgeschlossen mit Staurolithen, die bis zu 1 cm Länge erreichen. Quarz, Oligoklas, Muskovit und Ilmenit bilden die weiteren Mineralphasen. Die Granate sind von speziellem Interesse. Sie zeigen ein mehrphasiges Wachstum mit einem einschlußarmen Kern und einem deutlich abgesetzten, einschlußreichen Randsaum, dessen innerer Teil die meisten Einschlüsse aufweist. Radiales Wachstum der Kerne ist vielfach beobachtbar, abzulesen an den sternförmig angeordneten Quarzeinschlüssen. Mineralchemisch zeigen die Granate typische Glockenform-Verteilung der Elemente mit Anreicherung der Elemente Mn und Ca im Kern und Mg/Fe-reichen Rändern. Systematische Elementkartierungen der Granate zeigen, daß die Randstruktur sich auch in der Chemie widerspiegelt. Neben dem sternförmigen Wachstum sind häufig s-förmige Einschlußzüge in den Granaten vorhanden. Das Wachstum folgt vielfach dem vorgegebenen Gefüge und ist älter als die Hauptdeformation. Lediglich in wenigen Fällen sind die äußersten Randzonen noch in die Hauptdeformation eingebunden. Temperaturen von 580 bis 600° C für die Randzone der Granate lassen sich mit Hilfe der Granat-Biotit-Geothermometrie ableiten. Die Druckabschätzung ist wesentlich schwieriger, da entsprechende Al_2SiO_5 Phasen fehlen. Ergebnisse mit dem Granat-Muskovit-Biotit-Plagioklas-Geobarometer nach HODGES & CROWLEY (1985) zeigen mit dem Disthenfeld kompatible Drucke von 5 - 8 Kbar. Das Sedimentalter ist unbekannt, wahrscheinlich oberproterozoisch, die regionale Metamorphose ist variszisch.

Haltepunkt 8: Taffatal nahe Messern, Steinbruch Hattey an der Straße Poigen - Messern, etwa 1 km S von Messern: Bittescher Gneis mit Amphibolitlagen

Der Steinbruch ist in den höchsten Partien des Bittescher Gneises angelegt und zeigt zahlreiche Zwischenlagen von Amphiboliten. Der Bittescher Gneis ist ein stark deformierter Augengneis mit vorwiegend granitischer, manchmal auch granodioritischer Zusammensetzung. Plagioklas (Oligoklas) überwiegt im allgemeinen über Kalifeldspat. Letzterer bildet Augen, die manchmal noch gut erhaltene, zonar orientierte Einschlüsse von Plagioklas enthalten. Quarz und Feldspat bauen bis zu 90% des Mineralbestandes auf. Der Rest besteht aus Biotit, Muskovit, Granat, Apatit, Fe-Oxiden und ein wenig retrogradem Chlorit. Die Amphibolitlagen schwanken von wenigen Zentrimetern bis zu maximal einem halben Meter Mächtigkeit. Sie bestehen aus grünen Amphibolen (Magnesio-Hornblende, chloritreicher Plagioklas, 40 - 50 % An) mit einer deutlichen inversen Zonierung. Zusätzlich tritt noch Biotit, Titanit, Ilmenit und Apatit auf mit wenig retrogradem Chlorit.

Die Amphibolite sind auf die obersten 30 m des Bittescher Gneises beschränkt und wurden häufig als Relikte eines vulkanischen Ereignisses gedeutet. Sie wurden auch vielfach als Argument für eine effusive Natur zumindest der obersten Teile des Bittescher Gneises herangezogen. In jüngster Zeit favorisiert FRASL (1989) eine Interpretation dieser Amphibolite als Gänge in einem Granitkörper. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Alter

von Amphibolen und Hellglimmern ergeben Alter von $332,6 \pm 2,3$ bzw. $327,8 \pm 0,3$. Die relativ gute Übereinstimmung von Amphibolaltern und Hellglimmeraltern spricht für eine rasche Hebung und Abkühlung im Anschluß an die variszische Metamorphose aufgrund der unterschiedlichen Schließungstemperaturen vom Amphibolen und Hellglimmern.

6. Literaturverzeichnis

- BATÍK, P. (1984): Geologická stavba moravika mezi bítešskou rulou a dyjským masivem. - Vešt. ÚÚG., 59/6, 321 - 330.
- BATÍK, P., SKOČEK, V., (1981): Lithologic development of the Paleozoic at the eastern margin of the Dyje massif. - Vešt. Ústř. Úst. Geol., 56/6, 337 - 347.
- BERNROIDER, M. (1989): Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. - Jb.Geol.B.-A., 132, 349 - 373.
- van BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MÍSAŘ, Z., POVONDRA, P., VRÁNA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 73, 89 - 108.
- ČTYROKÝ, P., et al., (1978): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1: 25000, list Znojmo. Ústř. úst. geol. Praha.
- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. - Pacific Geology, 8, 173 - 174.
- DALLMEYER, D. R., NEUBAUER, F., HÖCK, V. (1992): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls on the chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the Southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian Zones). - Tectonophysics., 210, 135 - 153.
- DALLMEYER, D. R., FRITZ, H., NEUBAUER, F., URBAN, M. (1994): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls on the tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif. Exk. guide "Geology of the Moravian Zone". - Krems 1994, 14 - 22.
- DUDEK, A. (1960): Kristalline Schiefer und Devon östlich von Znojmo. - Sborník ÚÚG, 26, 1959, odd.geol 1, 101 - 141.
- DUDEK, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. - Rozpr.Česk.Akad.Věd., Řada Mat.Přír.Věd., 90 (8), 1 - 85.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V., STEYRER, H.P. (1989): The Granitoids of the Moravian Zone of Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? . - Precamb. Res., 45, 235 - 245.
- FINGER, F., FRIEDL, G., (1993): Bericht 1992 über petrographische Untersuchungen im Moravikum auf Blatt 9 Retz. - Jb. Geol. Bundesanst. 136, 637 - 638.
- FRANK, W., SCHARBERT, S., HÖCK, V. (1992): Rb/Sr-Untersuchungen an Karbonatgesteinen der Böhmisches Masse. FWF-Projekte S 4702 und S 4704. - In: HÖCK, V. (Ed.): Schwerpunktprogramm S47-GEO "Präalpidische Kruste in Österreich" Bericht 1991, 9 - 10.
- FRASL, G. (1968): The Bohemian Massif in Austria, Moravian Zone. - Guide to Exc. 32 C, Int.Geol.Congr.XXIII.Sess.Prag, 13 - 24.
- FRASL, G. (1970): Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. - Nachr. D. Geol. Ges., 2, 55 - 60.

- FRASL, G. (1977): Contributions on the Excursion-guide "Waldviertel" of the Geol. Bundesanst. Wien, 1977.
- FRASL, G. (1983): Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. - In: HÖCK, V. et al.: Exk.d.Österr.Geol.Ges., 1983, 4, 18 - 50.
- FRASL, G. (1989): Zur Entstehung der Moravischen Zone. - Abstr. ÖGG-Meeting (working-group on metamorphism), Vienna, 2 p.
- FRASL, G. (1991): Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulicums - eine Einführung. - Arbeitstagung Geol. B.-A., September 1991, 49 - 62.
- FRITZ, H. (1991): Structures and kinematics along the Moravian - Moldanubian boundary: preliminary results. - Österr. Beitr. Meteor. Geophysik, 3, 77 - 96.
- HODGES, K. V., CROWLEY, P.D. (1985): Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. - Am. Mineral., 70, 702 - 709.
- HODGES, K.V., SPEAR, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt.Moosilauke, New Hampshire. - Amer.Mineral., 67, 1118 - 1134.
- HÖCK, V. (1975): Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich.- Mitt. geol. Ges., 66 - 67, 49 - 60.
- HÖCK, V. (1983): Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. - In: HÖCK, V.et al.: Exk. der Österr.Geol.Ges. 1983, 42 - 48.
- HÖCK, V., VETTERS, W. (1975): Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21) .- Verh.Geol.B.-A., 1975.
- HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R., TOPA, D. (1991): Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich. - Österr. Beitr. Met.Geoph., H.3, 149 - 167.
- JAROŠ J., MÍŠAŘ, Z., (1976): Nomenclature of the tectonic and lithostratigraphic units in the Moravian Svratka dome. - Věst. Ústř. úst. geol. 51, 113 - 122.
- LEICHMANN, J., (1993): Geologie und Petrologie des Brünner Plutons, Erster Bericht. - unveröff. Ms. Univ. Salzburg 18p.
- LIBOWITZKY, E. (1989): Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmischen Masse in Österreich. - Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, Nat.wiss.Fak., 126 S.
- LIBOWITZKY, E. (1990): Precambrian Black Sands as Precursors of Magnetite and Ilmenite Bearing Chlorite-Micaschists, Bohemian Massif, Austria. - Mineralogy and Petrology, 43, 147 - 160.
- MASSONNE, H.-J., SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. - Contrib. Mineral. Petrol., 96, 212 - 224.
- MATTE, P., MALUSKI, H., ECHTLER, H. (1985): Cisaillements ductiles varisques vers l'Est - Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Boheme, Autriche). Données microtectoniques et radiométric ³⁹Ar/⁴⁰Ar. - C.R. Acad. Sc. Paris, 301, Serie II, No10, 721 - 726.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - Jb. Geol. B.-A., 119, 63 - 74.

- MORAU, W., JÄGER, E. (1982): Rb-Sr Whole Rock Ages for the Bittesch-gneiss, Moravicum, Austria. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 62, 327 - 334.
- PITCHER, W. (1982): Granite type and tectonic environment. - In: HSU, K. (Ed): Mountain Building Processes, 263 S.
- PRECLIK, K. (1927): Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. - Geol.Rdsch., 18, 81 - 103.
- PRECLIK, K., (1934): Zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der moravischen Erstarrungsgesteine. - Min. Petr. Mitt. 45.
- PRECLIK, K. (1937): Das Nordende des Thayabatholithen. - Věst.SGU, 12, 34 - 61.
- SCHARBERT, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an Gesteinen des Waldviertels. - Arbeitstg.Geol.B.-A., 1977, Waldviertel, 11 - 15.
- SCHARBERT S., BATÍK, P. (1980): The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. - Verh. Geol. B.-A., 1980, H.3, 325 - 331.
- SCHULMANN, K. et al., (1991): Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. - Geol. Rdsch., 80, 73 - 91.
- ŠTELCL, J., WEISS, J. (1986): Brněnský Masív. - Universita J. E. Purkyně v Brně, 1986, 245 p.
- SUESS, F.E. (1897) : Der Bau des Gneisgebietes von Gr. Bittesch und Namiest in Mähren. - Jb. Geol. R.-A., 47, 505 - 532.
- ŠTÍPSKÁ, P., CHÁB, M., SCHULMANN, K., (1994): Metamorphism at the northern part of the moravian zone of the Thaya window: geotectonical implications.- Mitt. Österr. Min. Ges. 139, 116 - 117.
- SUESS, F.E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. - Wien, 1903
- SUESS, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. - Denkschr.k.Akad.Wiss.math.naturwiss.Kl., 83, 541 - 631.
- THOMPSON, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: I.Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. - Am. J. Science, 276, 401 - 424.
- WALDMANN, L. (1922): Das Südende der Thayakuppel. - Jb. Geol.B.-A., Wien, 72, 183 - 204.
- WALDMANN, L. (1930): Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihre Metamorphose. - Mitt. geol. Ges., Wien, 21, 133 - 152.
- WALDMANN, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs - In: F.X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2.Ed., 1 - 105.
- ZAPLETAL, K. (1932): Geologie a petrografie Země Moravskoslezské. - Od Horácka k Podyjí 280p., Brno.

EXKURSION D: MINERALISIERTE GRANITE IM SÜDBÖHMISCHEN PLUTON

von

**Karel Breiter⁺, Richard Göd⁺⁺, Friedrich Koller⁺⁺⁺,
Peter Slapansky⁺⁺⁺⁺ und Lubomir Kopecký⁺**

1. Einleitung und Geologie des Exkursionsgebietes

Der variszische Südböhmische Pluton ist mit etwa 6000 km² der größte zusammenhängende Granitoidkomplex in der Böhmisches Masse. Dieser variszische Batholith intrudierte auf beiden Seiten der Böhmisches-Österreichischen Grenze zwischen der Stadt Jihlava im Norden und der Donau im Süden in hochmetamorphe Paragneise der Monotonen Serie (Ostrong Einheit nach FUCHS & MATURA, 1976).

Der Batholith selber zeigt einen komplexen Aufbau und ist aus mehreren individuellen Intrusionen zusammengesetzt. Die Abfolge der einzelnen Granitintrusionen wurde in letzten Zeit intensiv untersucht und diskutiert (FINGER & HÖCK, 1986; LIEW et al., 1989; SCHARBERT, 1987; KLEČKA & MATĚJKA, 1992; KOLLER, 1994; KLÖTZLI & PARRISH; 1994; FRANK, 1994). Basierend auf petrographischen und geochemischen Untersuchungen kann folgende magmatische Abfolge postuliert werden:

1. Eine ältere Gruppe von syn-orogenen Granitoiden mit unterschiedlich deutlicher Auswirkung spätvariszischer Deformation. Diese Gesteine sind 350 -

⁺ Dr. Karel Breiter, Dr. Lubomir Kopecký
Czech Geological Survey
Geologická 6, CZ-15200 Praha 5

⁺⁺ Dr. Richard Göd
BFPZ Arsenal, Geotechnisches Institut
Franz Grillstraße 9/214, A-1030 Wien

⁺⁺⁺ Ass.-Prof. Univ.-Doz. Dr. Friedrich Koller
Institut für Petrologie, Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

⁺⁺⁺⁺ Dr. Peter Slapansky
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien

335 Ma alt und eng mit der Migmatisierung der umgebenden Paragneise verknüpft. Im österreichischen Anteil des Südböhmischen Plutons werden diese Granite meist als Weinsberger Granit bezeichnet. Dazu gehört möglicherweise auch der Rastenberger Granodiorit.

2. Eine jüngere Gruppe granitoider Gesteine mit spät- bis post-orogenen, undeformierten Graniten (333 - 315 Ma), die während der spätvariszischen Dehnung und Heraushebung intrudiert sind. Hierher gehören die feinkörnigen Biotitgranite (Mauthausener Granit, Freistädter Granodiorit, etc.) sowie der Eisgarner Granit. Nach den Ergebnissen von KOLLER et al. (1993) können die feinkörnigen Biotitgraniten, die wie der Schremser Granit als Äquivalente des Mauthausener Granits angesehen wurden, unterschiedliche Intrusionen darstellen. Im Exkursionsgebiet läßt sich folgende Untergliederung durchführen:
 - a. der Granit "Lásenice", ein feinkörniger Biotit- bis Zweiglimmergranit, bildet den NW-Randbereich des Südböhmischen Plutons sowie einige isolierte Körper nordwestlich des Batholiths. Dieser Granit ist in der Umgebung von regionalen tektonischen Zonen schwach deformiert (KLEČKA & RAJLIČ, 1984).
 - b. der Granittyp "Eisgarn", ein meistens mittelkörniger, teilweise porphyrischer Zweiglimmergranit, bildet den größten Teil des Plutons. Fein- oder grobkörnige Varietäten innerhalb dieser Intrusion sind möglicherweise etwas jünger als die Hauptphase. Im Böhmischem Anteil wird die mittelkörnige Hauptphase als Typ "Čiměř" und die grobkörnige Varietät als Typ "Landštejn" genannt. Im österreichischen Anteil wurde keine Untergliederung vorgenommen.
3. Kleine Stöcke innerhalb des Eisgarner Granits, die üblicherweise hochfraktioniert und lokal mineralisiert sind. Es können dabei folgende Intrusionen untergliedert werden:
 - a. Die Biotitgranite (Hirschenschlag/Kozí hora, Nebelstein und ihre Begleitgesteine (Abb. 1 und 2) sind mit einer sulfidreichen Molybdänit-Magnetit-Mineralisation verknüpft (GÖD & KOLLER, 1987, 1989; GÖD, 1989; KOLLER et al., 1992). Die Gemeinsamkeiten und Unterschiede der beiden Intrusivkörper einschließlich der Gneisgesteine wurden von KOLLER et al. (1994) beschrieben. Im Falle von "Hirschenschlag - Kozí hora" (Abb. 1) findet man auch Kalifeldspatitisation (GÖD, 1989).
 - b. Leukogranite vom Typus Unterlembach, die gegenüber dem Eisgarner Granit durch Stockscheider-ähnliche Gesteine abgetrennt sind.
 - c. Mehrere, unterschiedliche Typen saurer Ganggesteine (Abb. 1) mit porphyrischer Textur (BREITER, 1993; KLEČKA et al., 1994).
 - d. Der Granit "Homolka" (Abb. 1) ist ein mittelkörniger Albit-(Li-Muskovit)-Topas-Granit mit einer Sn-Nb-Ta-Mineralisation (BREITER, 1992, 1993, 1994).
 - e. Daneben findet man einige Bereiche, die durch ihre aeromagnetischen Anomalien, Alterationsphänomäne sowie Gneisenbildung gekennzeichnet sind, und als Dachareale nicht aufgeschlossener jüngerer Granitintrusionen angesehen werden. Es sind dies Areale bei Reingers, Weitra und Liebenau (PŘICHYSTAL, 1992, 1994).

Der Eisgarner-Granit ist im österreichischen Anteil mittels Rb-Sr-Methode an Gesamtgesteinen mit einem Alter von 317 Ma (SCHARBERT, 1987), der Nebelstein-Granit mit $311,4 \pm 1,4$ Ma datiert. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Muskovit-Alter von unterschiedlichen Muskoviten der Nebelsteingranite (KOLLER et. al., in Vorb.) stehen in guter Übereinstimmung mit der Rb-Sr-Isochrone von SCHARBERT (1987).

2. Zur Prospektion im Österreichischen Anteil der Böhmisches Masse

2.1. Allgemeines

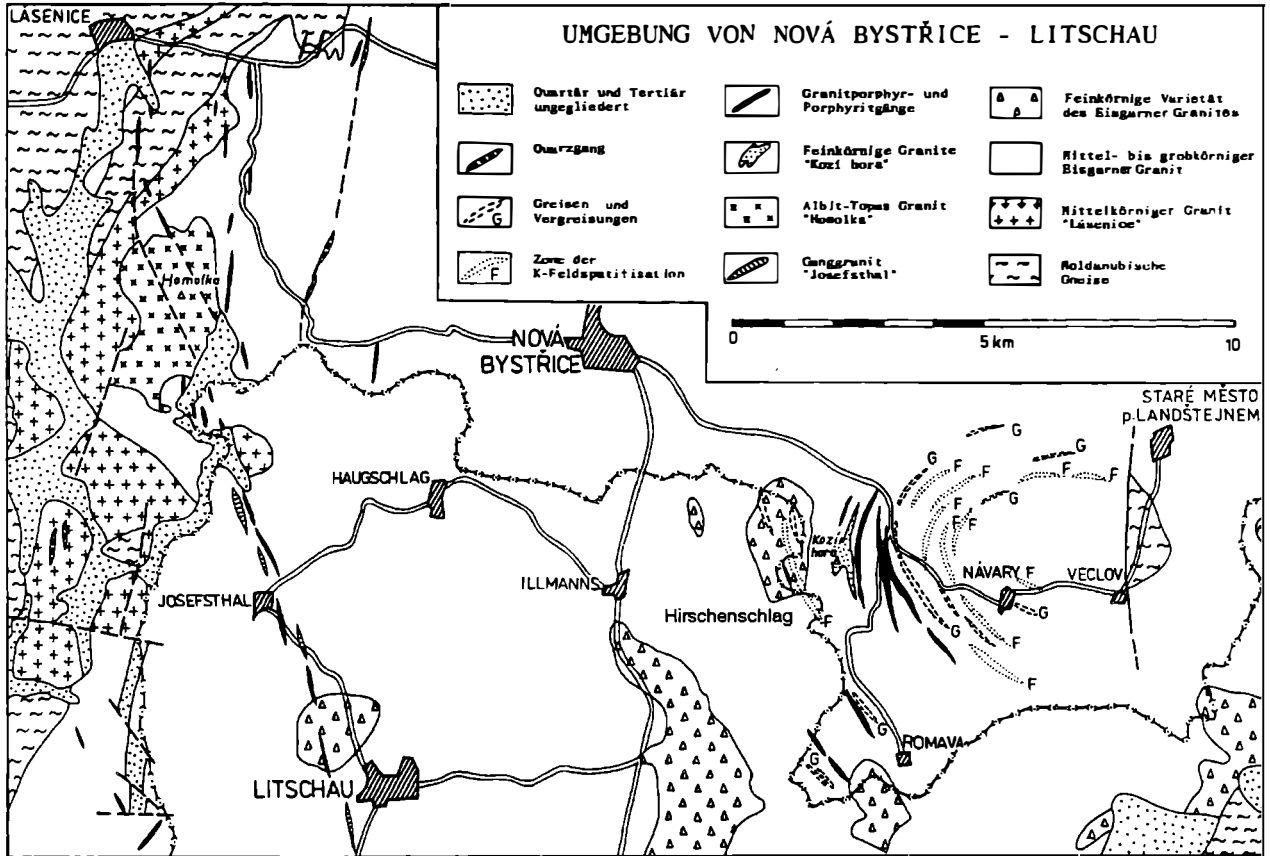
Der österreichische Anteil am Moldanubikum war bis in die jüngere Vergangenheit noch niemals mit modernen Methoden lagerstättenkundlich untersucht worden. Als Folge der Rohstoffdebatte der 70-Jahre wurden im Bereich des Moldanubikums in den Jahren 1978 - 1986 umfangreiche Prospektionsarbeiten durchgeführt. Ein Prospektionsprogramm im dessen Rahmen rund ein Drittel des österreichischen Anteils an der Böhmisches Masse untersucht wurde, führte zum Auffinden unbekannter Vererzungen (GÖD, 1988, 1989). Von diesen sind die Molybdän-führenden Greisen des Nebelsteins und von Hirschenschlag sowie die Uranmineralisation bei Unterlembach/Gmünd Zielgebiete der Exkursion. Es bietet sich daher an, im gegebenen Zusammenhang die damalige Vorgangsweise sowie die grundlegenden Überlegungen der Prospektionskampagne kurz darzustellen.

2.2. Höffigkeitsanalyse

Ohne hier auf laufende geologische Diskussionen eingehen zu wollen, läßt sich der österreichische Anteil des Moldanubikums vom Standpunkt der Prospektion als ein variszisches, hochgradig metamorphes Grundgebirge beschreiben, in das im Varizikum flächenmäßig ausgedehnte granitische Magmen in mehreren, zeitlich aufeinanderfolgenden Phasen intrudierten.

Innerhalb der metamorphen Gesteinseinheiten erschien die Lithologie der "Bunten Serie" als mögliches Prospektionsziel, was auch durch das Auffinden einer an Kalksilikatgesteine gebundenen Scheelitmineralisation bestätigt wurde (GÖD, 1981; BERAN et al., 1985). Innerhalb der granitischen Areale war den posttektonischen (spätvariszischen), jüngsten Intrusionskörpern in Zusammenhang mit großtektonischen Lineamenten die höchste Prospektivität zuzumessen. Bestes Beispiel hierfür ist der Raum W und NW Weitra, wo auf einer Fläche von knapp 200 km^2 nicht nur die drei Hauptintrusivkörper des südböhmischen Plutons kleinräumig zusammentreffen, sondern wo gleichzeitig zwei NE-SW streichende Großstrukturen sowie eine prominente NW-SE Struktur zusammentreffen (Abb. 2). Die Richtigkeit dieser Überlegungen wurde auch sofort nach Aufnahme der Prospektionsarbeiten durch das Auffinden der Molybdänvererzung Nebelstein (GÖD & KOLLER, 1989) bestätigt, wobei die "minerogenetische Potenz" dieses Gebietes nachträglich noch durch das Auftreten einer markanten aeromagnetischen und aeroradiometrischen Anomalie im Bereich Nebelstein (SEIBERL & HEINZ, 1986) unterstrichen wurde. Auch die noch zu besprechende Uranmineralisation Unterlembach fällt in dieses Prospektionsgebiet und ist im übrigen ebenfalls durch eine aeroradiometrische Anomalie indiziert.

Abb. 1: Geologische Karte der Umgebung von Nová Bystrice - Litschau.



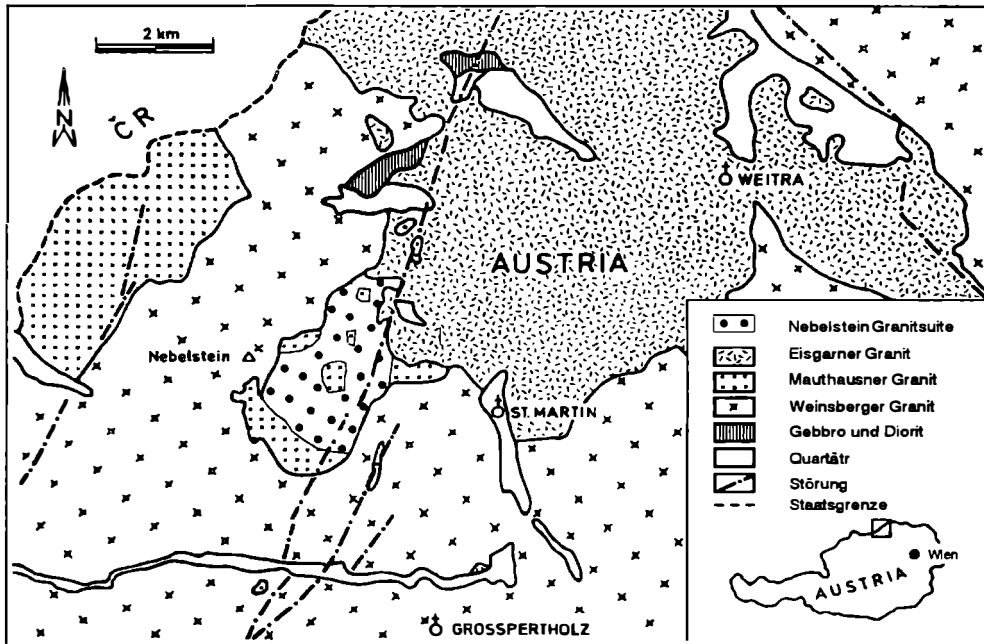


Abb. 2: Geologische Karte im Bereich Nebelstein und Weitra, modifiziert nach FUCHS & SCHWAIGHOFER (1978), SCHWAIGHOFER (1978) und GÖD & KOLLER (1987, 1989).

2.3. Prospektionsmethode

Bei der Wahl der Prospektionsmethode wurde auf die großen Erfahrungen tschechischer Arbeitsgruppen, besonders jener innerhalb der "Geoindustria"/Jihlava zurückgegriffen und die von diesen mitentwickelte (nach dem Wissensstand des Verfassers jedoch niemals publizierte) und in der Folge kommerziell angebotene Methode der Schwermineralanalyse ("Schlichbeprobung") vollinhaltlich übernommen. Im wesentlichen beruht diese Vorgangsweise auf einer semiquantitativen, unter dem Binokular vorgenommenen Bestimmung aller in einem Schwerminerkonzentrat auftretenden, also auch der gesteinsbildenden Minerale. Es ist einleuchtend, daß eine solche mineralogische Bestimmung des Schwerminerkonzentrates durch die Erfassung möglicher Paragenesen wesentlich aussagekräftiger ist als die chemische Analytik. Beispielsweise läßt die Analytik naturgemäß keine Unterscheidung zwischen Wolframit und Scheelit zu, auch hohe Zinngehalte in der Analytik müssen keineswegs durch Zinnstein hervorgerufen sein. Darüberhinaus erlaubte die Erfahrung nach einiger Zeit, aus dem Rundungsgrad etwa des Kassiterites, sofort zu unterscheiden, ob es sich im Einzelfall um eine Verwitterungsanreicherung handelte oder um ein Primärvorkommen, was naturgemäß unmittelbare Auswirkung auf die Prospektion hatte. Ein Beispiel für eine solche Verwitterungsanreicherung bieten etwa Zinnsteinanreicherungen im Raume N Gmünd, die sich auch im geochemischen Atlas widerspiegeln. Im Laufe der Prospektionsarbeiten erwies sich diese

Methode Darüber als deutlich sensitiver als die reine Analytik, wie beispielsweise im Falle des Nebelsteins belegt ist. Diese Greisenstruktur wurde aufgrund einer auffälligen Wolframitanomalie in den örtlichen Gerinnen aufgefunden und ist weder in der chemischen Analytik noch im "Geochemischen Atlas der Republik Österreich" (THALMANN et al., 1989) angedeutet. Für die Suche nach sulfidischen Vererzungen ist diese Methode aufgrund des Verwitterungsverhaltens der Sulfide ungeeignet. In der Praxis wurde daher eine Kombination beider Methoden gewählt, die ein Optimum der Interpretation erlaubte.

Praktisch gleichzeitig mit den laufenden Arbeiten erschienen die Ergebnisse der Hubschrauber-geophysik (SEIBERL & HEINZ, 1986), wobei in der Zusammenschau vor allem die Beobachtung von Interesse ist, daß die Vergreisenungen Nebelstein und Hirschenschlag (siehe unten) jeweils durch prominente aeromagnetische Anomalien gekennzeichnet sind, wodurch die magnetischen Anomalien im Bereich der südlichen (?) Böhmisches Masse als potentielle Prospektionsziele gelten können.

2.4. Durchgeführte Prospektionsarbeiten

In den Jahren 1982 bis einschließlich 1986 wurde unter Einsatz der eben dargestellten Methode eine Fläche von rund 2860 km² prospektiert und dabei ca. 3500 Schwermineralkonzentrate aufgesammelt, dies entspricht einer Probenahmedichte unter Einschluß von Detailbeprobungen - von 1,25 Proben pro km². Dabei aufgefundene und für weiter untersuchenswert beurteilte Teilgebiete wurden zusätzlich durch insgesamt rund 4400 Schurf- respektive Bodenproben sowie mittels 3300 lfm Kernbohrungen im Detail exploriert.

2.5. Geophysikalische Untersuchungen

Aerogeophysikalische Untersuchungen (SEIBERL & HEINZ, 1986; HEINZ & SEIBERL, 1994; HÜBL et al., 1994) haben gezeigt, daß die mineralisierten Granite auch durch ausgeprägte magnetische Anomalien gekennzeichnet sind (Abb. 3), die wahrscheinlich mit der verbreiteten Magnetitbildung in den Greisengesteinen (GÖD & KOLLER, 1987, 1989; GÖD, 1989; KOLLER et al., 1992, 1994) im Zusammenhang stehen. Im Bereich der Nebelsteinintrusion (Abb. 3), die als erodierte Wurzelzone einer granitgebundenen Mineralisation angesehen wird (GÖD & KOLLER, 1989), ist diese Anomalie nicht mehr so intensiv ausgeprägt wie im Hirschenschlagkomplex (HEINZ & SEIBERL, 1994). Die markante aeromagnetische Anomalie östlich der Nebelsteinintrusion bei St. Martin (Abb. 3) wird auf eine im Untergrund befindliche Intrusion zurückgeführt. Neben der magnetischen Anomalie sind die mineralisierten Granite auch durch anomale U/Th-Verhältnisse gekennzeichnet. Dies ist auch in der Radiometrie-Ergebnissen (Abb. 3) für das Beispiel Nebelstein sehr gut erkennbar.

3. Geochemie der mineralisierten Granite

Gegenstand der Exkursion sind die Greisen-gebundenen Mineralisationen im Bereich Homolka, Hirschenschlag/Kozí hora und Nebelstein sowie die Uranmineralisation von Unterlembach.

MESSGEBIET WEITRA

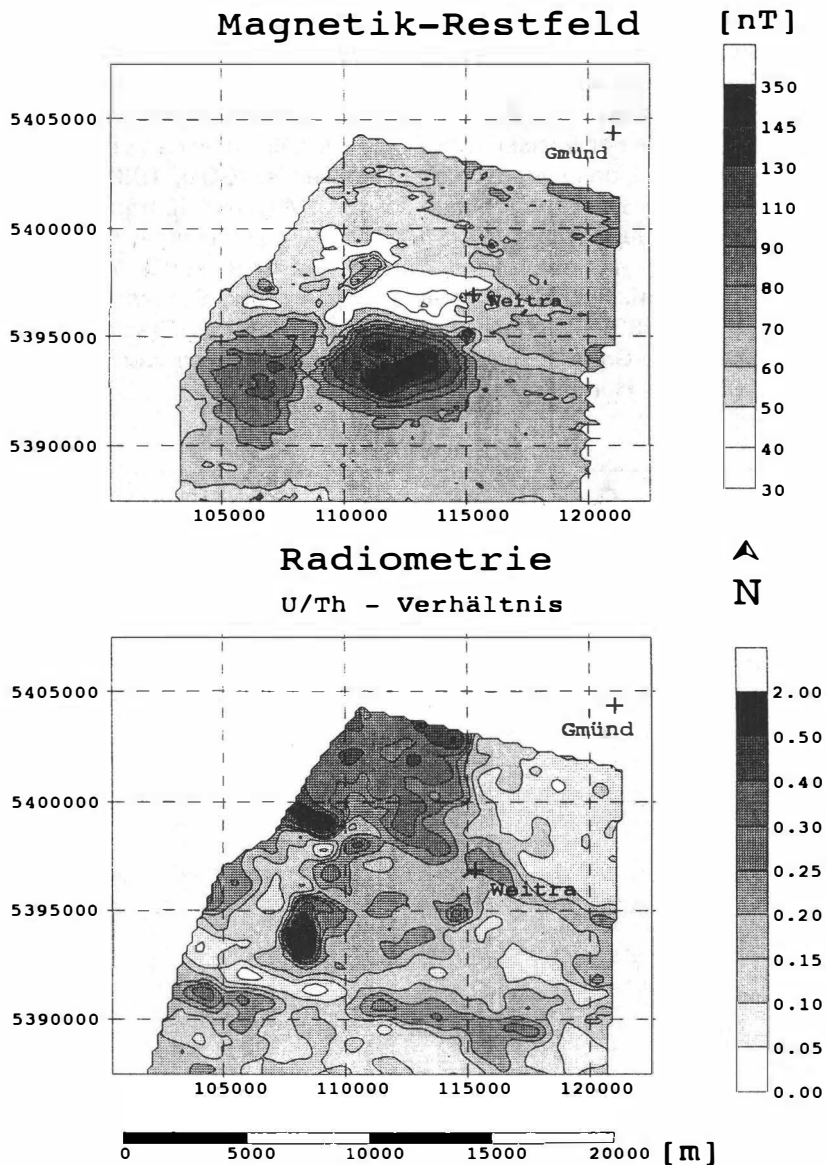


Abb. 3: Aerogeophysikalische Untersuchungsergebnisse im Bereich Nebelstein - Weitra nach SEIBERL & HEINZ (1986). a) Karte des aeromagnetischen Restfeldes mit der starken Anomalie bei St. Martin (E) und der schwächeren im Bereich Nebelstein (W); b) γ -Spektrometrieergebnisse dargestellt als U/Th-Verhältnis mit der Anomalie im Bereich des Nebelsteins.

Die Mineralisierungen am Nebelstein und in Hirschenschlag sind an die Vererzungszonen im Zusammenhang mit jungen Biotitgraniten gebunden. Die Vererzung am Nebelstein ist eine disseminierte Molybdänit-Pyrit-Pyrrhotit-(±Chalkopyrit) Mineralisation innerhalb von Quarz-Muskovit-Greisen. Die Vererzung in Hirschenschlag tritt sowohl gangförmig (Anklänge an eine "sheeted vein"-Mineralisation) als auch in Greisenkörpern auf. Diese führen Molybdänit, Fluorit und Pyrit sowie lokal Magnetit, untergeordnet noch Zinkblende und Bleiglanz. Es handelt sich dabei um die apikalen Anteile einer Greisenvererzung, die hier im Vergleich zum Nebelstein in einem höheren Erosionsniveaus aufgeschlossen ist (GÖD, 1989, KOLLER et al., 1994). Der Homolka-Granit besteht aus einem Li-Muskovit-führenden Albit-Topas-Granit mit hohem P-Gehalt, niedrigem Gehalt an SEE sowie einer Anreicherung von Sn, Nb und Ta in den nicht alterierten Partien (BREITER, 1993). An den Homolka-Granit sind porphyrische Ganggesteine, Aplite und Stockscheider geknüpft (BREITER, 1992, 1993). Auch der feinkörnige Josefthal-Granit zählt zu diesen Granitvarietäten. Die Granitintrusion und ihre Ganggesteine werden von BREITER & FRÝDA (1994) als Homolka-Zentrum bezeichnet.

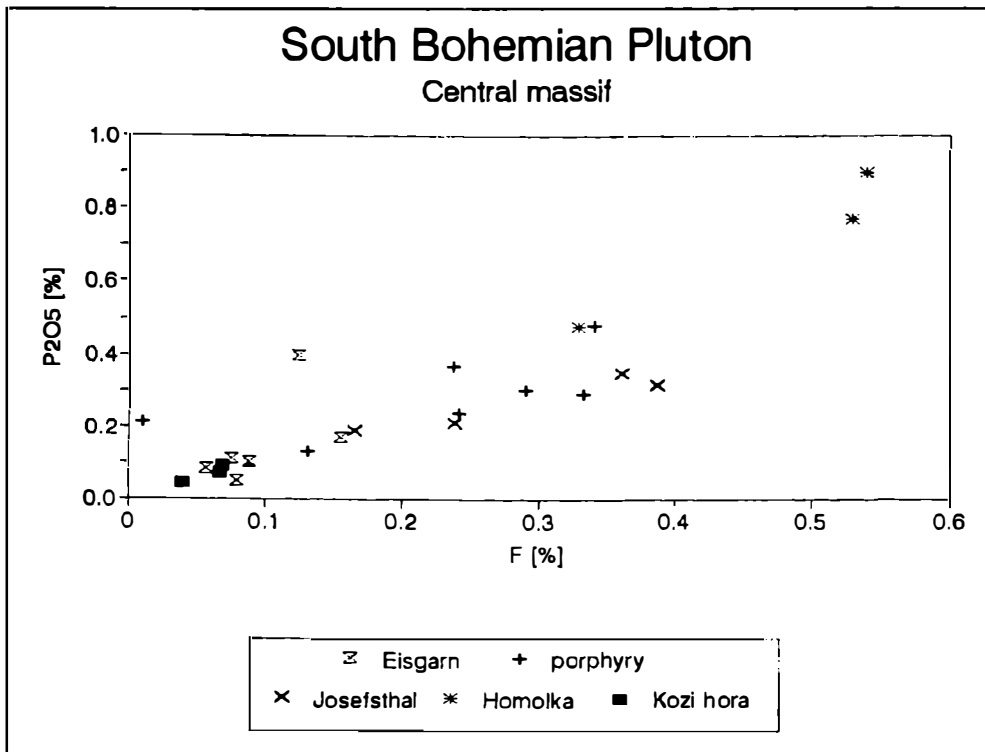


Abb. 4: Darstellung der P₂O₅- vs. F-Gehalte für die Granite im Bereich Nová Bystřice - Litschau.

Gestein	Felsitische Porphyre	Granit-porphyr	Josefsthal Granit	Homolka gleichk. Granit	Homolka porphyr. Granit
SiO ₂	72,40	73,50	74,40	71,40	73,20
TiO ₂	0,11	0,17	0,04	0,02	0,07
Al ₂ O ₃	14,40	13,90	13,90	16,20	14,60
Fe ₂ O ₃	0,35	0,50	0,40	0,45	0,53
FeO	0,89	0,98	0,37	0,25	0,28
MnO	0,04	0,04	0,04	0,20	0,04
MgO	0,20	0,27	0,04	0,75	0,96
CaO	0,59	0,50	0,54	1,20	0,47
Li ₂ O	0,05	0,06	0,05	0,13	0,09
Na ₂ O	3,90	3,20	3,80	4,20	4,00
K ₂ O	4,20	5,00	3,80	3,65	4,20
P ₂ O ₅	0,48	0,29	0,35	0,90	0,48
F	0,34	0,33	0,36	0,54	0,33
Rb	388	465	601	1430	802
Sr	15	41	<7	74	21
Y	7	8	6	4	--
Zr	<7	52	14	12	10
Sn	10	8	35	132	58
Nb	19	40	25	62	36
Ta	--	20	18	25	18

Tab. 1: Analysen typischer Gesteine der Homolka-Intrusion (Angaben für SiO₂ - F in Gew. %; alle übrigen Werte in ppm; -- für Werte unter der Nachweisgrenze) nach BREITER (1992).

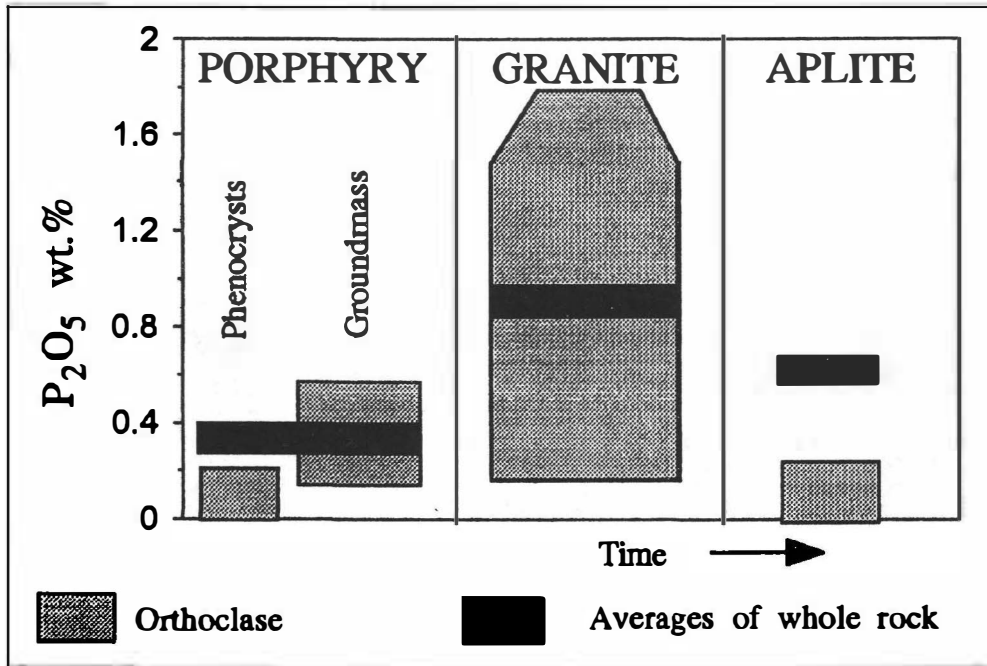


Abb. 5: Entwicklung des P-Gehaltes im Alkalifeldspat in Korrelation zum Gesamtgestein und der zeitlichen Entwicklung für die Gesteine der Homolka-Intrusion (BREITER & FRÝDA, 1994).

3.1. Geochemie der Homolka-Granite sowie seiner Ganggesteine

Alle granitischen Gesteine des Homolka-Zentrums sind leukokrat und peralumisch ($Al/(Na + K + \frac{1}{2}Ca)$ -Werte 1,1 - 1,2) und im Vergleich zum Eisgarner Granit an P, F, Rb, Li, Sn, Nb und Ta angereichert, bezüglich Mg, Sr, Zr, Y, V und den SEE verarmt (Tab. 1). Diese Charakteristik ist bereits bei den Granit-Porphyren gut zu beobachten und beim Josefthal-Granit, besonders aber beim Homolka-Granit noch stärker ausgeprägt (Abb. 4).

Für den Homolka-Granit sind folgende Elementgehalte typisch: SiO₂ 71 - 74 Gew.%, Na₂O 4,1 - 5,2% Gew.%, K₂O 3,3 - 3,9 Gew.%. Bemerkenswert sind die hohen F- und P-Gehalte (Homolka-Granite 0,5 - 1,0 Gew.% P₂O₅; Ganggesteine 0,4 - 0,6 Gew.% P₂O₅), beide Elemente weisen eine positive Korrelation auf (Abb. 4; Tab. 1). Der P-Gehalt ist in den Alkalifeldspäten mit Werten bis 1,6 Gew.% P₂O₅ höher als im Albit. Da Phosphatminerale, wie Apatit und fraglicher Amblygonit sehr selten sind, ist der größte Teil des P-Gehaltes des Granits an den Alkalifeldspat gebunden (Abb. 5). Weiters sind hohe Anreicherungen von Li und Rb im Gesamtgestein bemerkenswert (bis 700 ppm Li und 1100 - 1400 ppm Rb im mittelkörnigen Granit), wobei beide Elemente hauptsächlich an die Li-Muskovite gebunden sind.

Der hohe P-Gehalt kann zusammen mit den erhöhten F-Werten in peraluminischen Schmelzen die Viskosität und die Solidus-Temperatur erniedrigen (LONDON, 1987; DINGWELL et al., 1993). Dies hat vermutlich den Aufstieg des Magmas in ein relativ seichtes Krustenniveau ermöglicht. Trotzdem sollte die fluidale ("rhyolitische") Textur der Ganggesteine nicht als Beweis einer subvulkanischen Bildung, sondern als Resultat einer raschen Abkühlung und Kristallisation in Gangscharen angesehen werden.

3. 2. Geochemie der Hirschenschlag-Granite

Ein im Zuge der Prospektionsarbeiten erbohrter, rot gefärbter Biotitgranit weist als Leukogranit SiO_2 -Gehalt um 75 Gew.% auf. Auch die Spurenelementgehalte (Tab. 2) weisen deutliche Unterschiede gegenüber dem Eisgarner Granit auf, der hier das Dach dieser Intrusion bildet. Zum Beispiel ist das Rb mit ca. 310 ppm trotz hoher Fraktionierung gegenüber dem Eisgarner Granit nicht angereichert. Ähnlich wie bei den Nebelstein-Graniten ist für die SSEE (Gd - Lu) ein flaches Verteilungsmuster verbunden mit einer Anreicherung gegenüber dem Eisgarner Granit festzustellen (KOLLER et al., 1994). Der bisher einzige Unterschied zum Biotitgranit vom Nebelstein ist ein niedriges U/Th-Verhältnis, das mit 0,3 dem des Eisgarner Granits equivalent ist. Häufiger akzessorischer Fluorit weist auf hohe F-Gehalte hin. Die mineralisierten, massiven Greisengesteine weisen hohe Mo- (bis 210 ppm), Cu- (bis 270 ppm), Zn- (bis 1200 ppm) und Pb-Werte (bis 700 ppm) auf.

3. 3. Geochemie der Nebelstein-Granite

Die Nebelstein Granite variieren in ihrer Zusammensetzung von einem Biotitgranit über Zweiglimmergranite zu Muskovitgraniten und sind durch ihre hohen SiO_2 -Gehalte (73,6 - 76 Gew.%; GÖD & KOLLER, 1989) und typischen Rb-Werte mit 310 - 350 ppm gekennzeichnet (Tab. 3). Auffallend ist die hohe Al-Übersättigung mit $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \frac{1}{2}\text{Ca})$ -Werten $> 1,2$ (GÖD & KOLLER, 1987, 1989) sowie ein relativ niedriges Sr_0 -Initial um $0,70556 \pm 0,00043$ (SCHARBERT, 1987). Zu den Greisengesteinen hin ist eine Zunahme vom Cu (von durchschnittlich 2 nach ~ 50 ppm), Mo (von 1 nach 250 ppm), S (von 260 nach 8000 ppm) sowie im geringeren Maße von Rb (von 312 nach 367 ppm), Sn (von 9 nach 36 ppm), W (von 3 nach 13 ppm), F (von 900 nach 2500 ppm) und nur eine geringfügige Erhöhung des SiO_2 (relativ zu Al_2O_3) festzustellen. Mineralchemische Untersuchungen haben ergeben, daß die erhöhten Sn und W Gehalte im wesentlichen an die Glimmer gebunden sind. Typische Einzelanalysen sind in Tab. 3 aufgelistet. Die Gehalte an Na, Ca, Sr und Mg nehmen deutlich ab.

Die SEE-Verteilungsmuster (KOLLER et al., 1991a, 1991b, 1992, 1994) zeigen einen steilen Verlauf bei den LSEE (La - Sm), eine ausgeprägte negative Eu-Anomalie sowie eine flachen Verteilung der SSEE (Gd - Lu). Sie sind damit mit den mineralisierten Erzgebirgsgraniten gut vergleichbar (BREITER et al., 1991). Im Zuge der Vergreisung erfolgt auch eine Verarmung an den LSEE (La - Nd) sowie eine deutliche Erweiterung der negativen Eu-Anomalie. Bemerkenswert sind die relativ hohen Urangehalte (bis über 30 ppm) der alterierten Granite, wobei mit zunehmender Alteration das U/Th-Verhältnis bis über 2 ansteigt (KOLLER et al., 1992, 1994).

Probe	H1-130	SS13/86	G-219/1	GO-230/1	WG-22/89
	Hirschenschlag				Unterlembach
Typ	Eisgarner Granit	Biotit- granit	K-Meta- somatit	Mt-Greisen	Leukogranit
SiO ₂	71,97	75,46	65,78	58,77	75,97
TiO ₂	0,27	0,16	0,27	0,30	0,05
Al ₂ O ₃	14,55	13,04	15,45	17,21	13,86
Fe ₂ O ₃	1,71	1,04	4,65	11,57	0,59
MnO	0,04	0,04	0,13	0,25	0,02
MgO	0,48	0,30	0,40	0,60	0,06
CaO	0,85	0,84	0,47	0,84	0,28
Na ₂ O	3,04	3,04	0,12	2,07	3,41
K ₂ O	5,11	4,98	10,31	4,25	3,92
P ₂ O ₅	0,24	0,06	0,10	0,36	0,25
H ₂ O	1,05	0,38	1,34	2,55	1,02
Summe	99,31	99,34	99,03	98,77	99,43
F					
Nb	15	24	31	11	31
Zr	72	80	103	97	33
Y	6	21	29	4	7
Rb	419	308	843	609	458
Sr	62	122	68	17	7
Ba	277	69	286	264	30
Cu	2	3	27	223	6
Zn	68			1169	24

Tab. 2: Analysen typischer Gesteine von Hirschenschlag (Angaben für SiO₂ - H₂O in Gew.%, alle übrigen Werte in ppm; fehlende Werte nicht bestimmt oder unter der Nachweisgrenze, Daten nach KOLLER et al. (1992, 1994).

NEK	9/13	10/5	7/6	7/8	10/17	9/3	9/6	Nebel
Typ	Biotit-granit	Zwei-glimmer-granit	Muskovit-granit	Muskovit-granit	"patchy" Muskovit-granit	Greisen	Greisen	Greisen
SiO ₂	73,62	76,29	75,80	74,42	76,09	72,03	76,24	76,06
TiO ₂	0,26	0,11	0,06	0,06	0,13	0,19	0,14	0,10
Al ₂ O ₃	14,11	14,04	13,99	14,12	13,30	13,91	13,17	14,42
Fe ₂ O ₃	1,97	0,96	0,82	2,00	2,08	3,46	1,82	2,40
MnO	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,01
MgO	0,41	0,16	0,15	0,18	0,26	0,29	0,24	0,16
CaO	1,17	0,55	0,52	0,58	0,58	0,93	0,67	0,21
Na ₂ O	2,24	3,30	3,23	2,68	1,40	2,08	2,03	0,25
K ₂ O	4,83	4,70	5,23	4,53	3,79	4,46	5,09	4,45
P ₂ O ₅	0,20	0,09	0,10	0,13	0,21	0,23	0,19	0,10
H ₂ O	1,50	0,74	0,58	1,25	1,58	1,90	0,94	2,51
Summe	100,35	100,96	100,49	99,97	99,45	99,52	100,56	100,67
F	1441		646					3126
Nb	27	22	20	23	44	31	30	82
Zr	145	58	40	77	49	102	71	40
Y	30	22	17	25	17	28	28	23
Rb	329	340	336	350	368	337	358	474
Sr	170	57	21	54	32	95	63	16
Cu	10	13			68		3	
Mo	1			1		182	495	
Sn	12			25		16	20	
W	3			10		9	5	

Tab. 3: Analysen typischer Gesteine vom Nebelstein (Angaben für SiO₂ - H₂O in Gew. %; alle übrigen Werte in ppm; fehlende Werte nicht bestimmt oder unter der Nachweisgrenze; Daten nach GÖD & KOLLER (1987, 1989).

3.4. Geochemie der Leukogranite von Unterlembach

Für diesen Muskovit-reichen Leukogranit sind SiO₂-Gehalte um 76 Gew.% und relativ hohe Rb-Werte um 460 ppm typisch, die Fe-, Ca-, Mg-, Sr-, Zr- und Y-Werte sind sehr niedrig (Tab. 2). Dem gegenüber sind die Nb-Werte mit ~ 30 ppm deutlich erhöht. Weiters sind unterschiedlich hohe U-Gehalte (bis 100 ppm) festzuhalten,

die sich in den lokal variablen Uranglimmergehalten niederschlagen. Die unmittelbar benachbart vorkommenden Eisgarner Granite zeigen eine Zusammensetzung, die dem Durchschnitt dieses Granits entspricht.

4. Flüssigkeitseinschluß- und Sauerstoffisotopenuntersuchungen

Die physikochemischen Charakteristika der Fluide der Granitoide sind in Tab. 4 zusammengestellt. Generell treten in allen Granitoiden sowohl rein wässrige als auch CO₂-führende Einschlüsse auf, wobei das wässrige Fluid mit einem regional weitverbreiteten Hydratisierungsfluid (JAWECKI, 1994) vergleichbar ist, möglicherweise aber zum Teil auf die im Zusammenhang mit der Granitintrusion zirkulierenden meteorischen Wässer zurückgeführt werden kann (SLAPANSKY et al. 1994a).

Typ		Nebelstein	Hirschenschlag	Homolka
H ₂ O-NaCl	T _H [°C]	81 ⇌ 358	79 ⇌ 324	154 ⇌ 286
	Häufigkeitsmaxima	210, 290	210	180, 260
	Gew. % NaCl equiv.	0 ⇌ 24	0,5 ⇌ 14,2	0 ⇌ 11,7
	Häufigkeitsmaxima	12		3,3
H ₂ O-CO ₂	T _H CO ₂ [°C]	17,2 ⇌ 21,6	27,1 ⇌ 28,8	
	T _H tot [°C]	361	347 ⇌ 425	306 ⇌ 368
CO ₂	T _H CO ₂ [°C]		-14,9 ⇌ +28,7	

Tab. 4: Fluidzusammensetzung der untersuchten Granitoide, Daten für Nebelstein und Hirschenschlag nach KOLLER et al. (1994), für Homolka nach BELOCKY & HÖGELSBERGER (1994).

Die Fluidentwicklung (Abb. 6) ist am Nebelstein und im Bereich Homolka durch reine Abkühlung charakterisiert, wobei bei vergleichbaren Temperaturen (500 - 200° C) am Nebelsteinkomplex $\geq 1,8$ Kbar und im Hirschenschlag ein Bereich von 1,4 - 2,8 Kbar als möglicher Druck abgeleitet wurde (KOLLER et al., 1992, 1994). Die Flüssigkeitseinschlüsse der Nebelsteingranite zeigen zwei unterschiedliche Maximas bei $\sim 290^\circ$ C und bei 210° C (Tab. 4). Die Salinitätswerte der wässrigen Einschlüsse sind im Nebelsteinkomplex am höchsten und im Homolka-Granit am niedrigsten (Tab. 4).

Die Drucke wurden aus dem Auftreten von dreiphasigen H₂O-CO₂-Einschlüssen und den einphasigen H₂O-Einschlüssen abgeleitet. Aus den Flüssigkeitseinschlüssen wurden Hinweise auf Mischungs- bzw. Entmischungsprozesse in den Fluids als Mechanismen der Mineralausfällung rekonstruiert (KOLLER et al., 1992, 1994).

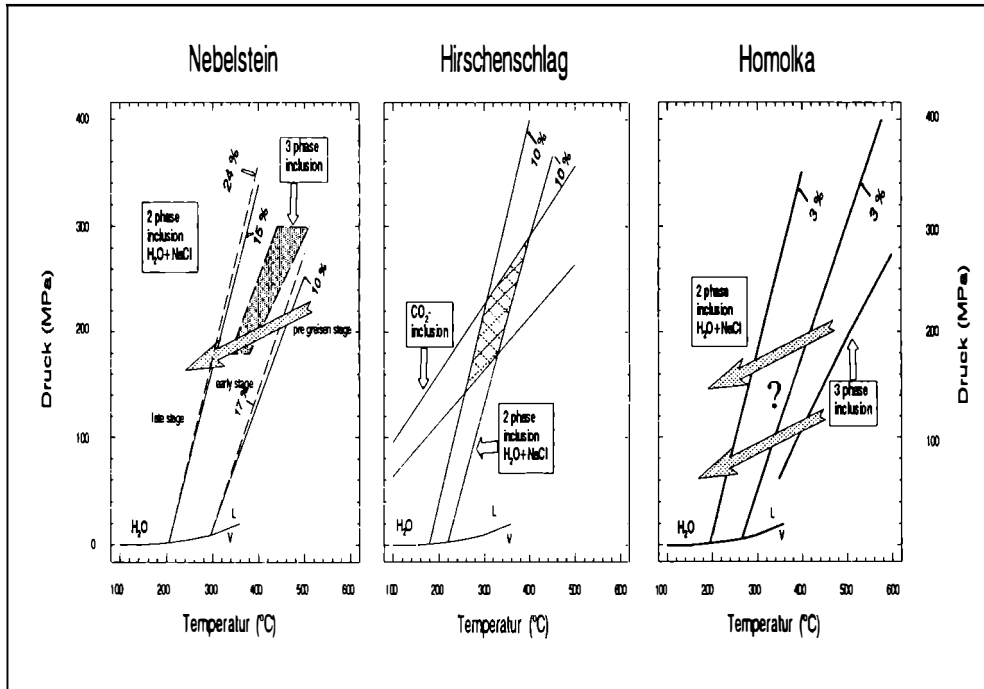


Abb. 6: P-T-Bedingungen der Fluidsysteme, abgeleitet aus den Fluidisochoren, Daten für Nebelstein und Hirschenschlag nach KOLLER et al. (1992, 1994), Daten für Homolka nach BELOCKY & HÖGELSBERGER (1994).

Die mehrphasige Intrusion- und Greisenbildung spiegelt sich auch in den Sauerstoffisotopenverhältnissen (SLAPANSKY et al., 1994b) wider. Die Ergebnisse der O-Isotopenanalysen sind in Abb. 7 gegen die Na₂O-Werte aufgetragen, da die Abnahme der Na-Werte im Nebelsteinbereich sehr gut den Grad der Vergreisung angibt. Sie zeigen deutlich, daß die Greisengesteine von den Graniten gut unterscheidbar sind. Die Granite vom Nebelstein und Hirschenschlag weisen ein $\delta^{18}\text{O}$ für die Gesamtgesteine um 9,5 auf, das in den Greisen auf Werte unter 8,8 sinkt. Die K-Metasomatite in Hirschenschlag weisen Werte unter 5 auf (Abb. 7). Jene Greisengesteine vom Nebelstein, die von Quarzgängchen durchzogen werden, haben hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um 10,0 - 10,5. Dies wird auf den Einfluß von meteorischen Wässern zurückgeführt und steht in guter Übereinstimmung mit der beobachteten Erniedrigung der Salinität in den Flüssigkeitseinschlüssen dieser Proben (KOLLER et al., 1992).

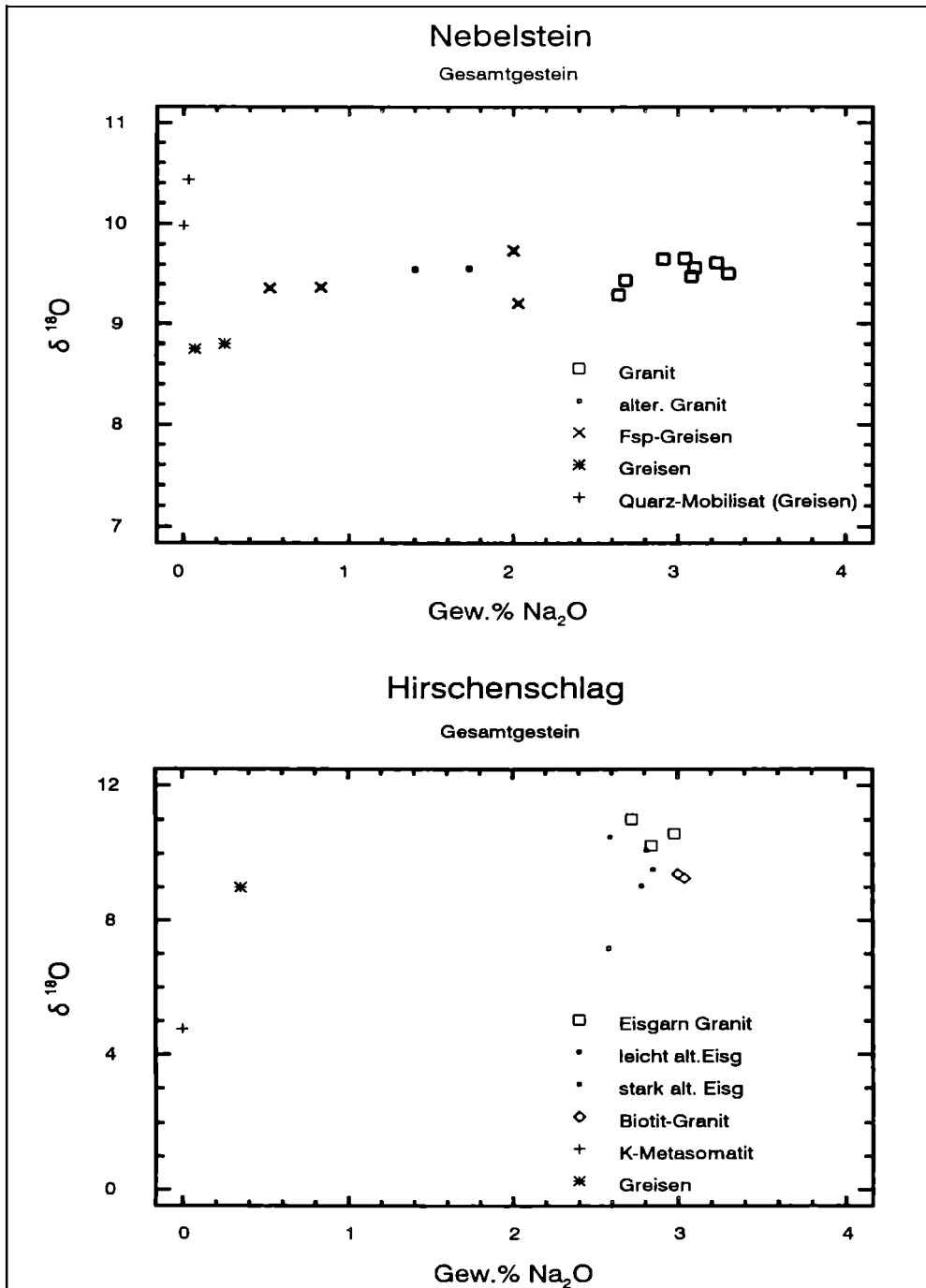


Abb. 7: Darstellung $\delta^{18}\text{O}$ vs. Na_2O der Nebelstein- und Hirschenschlag-Granite sowie der begleitenden Greisengesteine.

5. Exkursionshaltepunkte

5.1. Stop 1: Porphyrische Granitgänge bei Josefsthal

Die Ganggesteine zwischen Litschau und dem Homolka-Granit können in folgende drei petrographische Typen unterteilt werden:

- I. felsitische Gangrhyolithe mit fluidaler Textur,
- II. Granit-Porphyre,
- III. leukokrate Ganggranite vom Josefsthal-Typ.

Die Granit-Porphyre bestehen aus Quarz- und rotgefärbten Alkalifeldspat-Einsprenglingen (bis 1 cm) in einer grauen feinkörnigen Grundmasse. Selten findet man Biotit- und alterierte Cordierit-Einsprenglinge. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Albit (An_{4-8}), K-Feldspat und Serizit. Die Feldspat-Einsprenglinge sind im Kern meistens Albite und weisen einen randlichen K-Feldspatsaum auf. Die "Gangrhyolithe" sind makroskopisch feinkörnige Gesteine, im Mikroskop ist ihre Grundmasse mit denen der Porphyre identisch.

Der Josefsthal-Granit ist feinkörnig und zeigt nur selten Feldspat-Einsprenglinge bis 3 mm. Der Granit besteht aus Quarz, Albit ($An_{<1}$), K-Feldspat und Muskovit mit akzessorischem Topas und Serizit. Es konnten keine mineralogische Unterschiede zwischen Kontaktbereich und dem Zentrum der Gänge beobachtet werden.

5.2. Stop 2: Die Molybdänglanzmineralisation Hirschenschlag - Koží hora

5.2.1. Allgemeines

Die Molybdänglanzmineralisation findet sich unmittelbar am östlichen Ortsrand von Hirschenschlag mehr/minder entlang der Staatsgrenze (Abb. 1). Jenseits dieser Grenze erhebt sich die Anhöhe des "Ziegenberges", "Koží Hora", in dessen Bereich auf tschechischer Seite in den 50-er Jahren einige Bohrungen auf Mo niedergebracht wurden. Auf österreichischem Boden waren keine Anzeichen für eine Mineralisation bekannt. Aufgrund der tschechischen Untersuchungen wurden 1984 auch in Österreich Prospektionsarbeiten eingeleitet, die bereits bei den ersten Begehungen zum Nachweis des Auftretens von Grauwacken sowie von flußspatführenden Graniten führte (GÖD, 1988).

5.2.2. Lagerstättenkundliche Beobachtungen

Das Gebiet wird nahezu ausschließlich vom Eisgarner Granit in seiner klassischen Ausprägung - mitunter mit Schwankungen im Biotitgehalt - aufgebaut. Räumlich untergeordnet wurden folgende lithologische Besonderheiten aufgefunden:

- (i) ein vornehmlich N-S bis NW-SE streichendes System feiner bis feinsten Quarzgängchen (mm - max. 1 cm-Bereich), das den Eisgarner Granit über weite Bereiche durchzieht. Die Quarzgängchen sind symmetrisch von einer ebenfalls im cm-Bereich liegenden Alterationszone begleitet und zeigen teilweise zentral, also in der Mitte des Gängchens, eine Pyritführung. Die Alterationszone manifestiert sich in einer Rotfärbung der Kalifeldspäte, manchmal tritt zwischen den Quarzgängchen und der Rotfärbung eine Verglimmerung und/oder Verquarzung auf (Abb. 8).

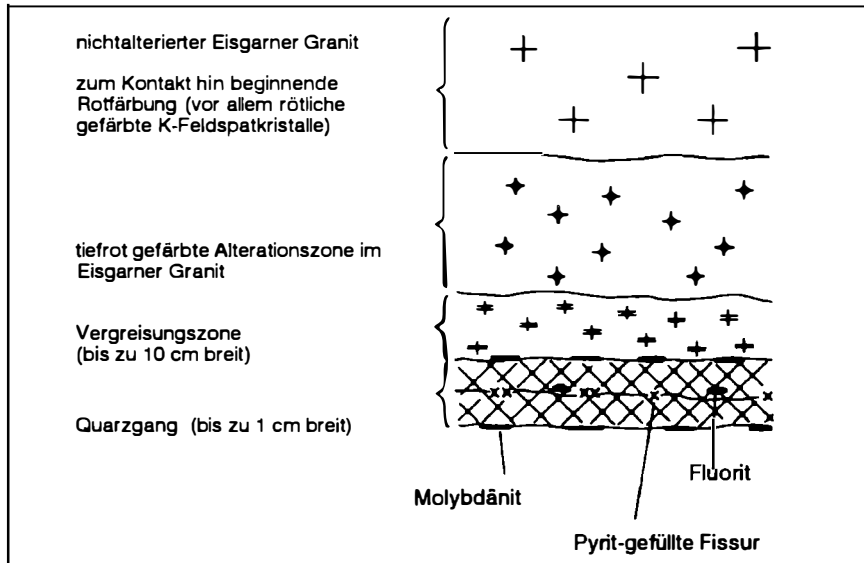


Abb. 8: Schematische, nicht maßstabgetreue Darstellung der an Quarzgängen gebundenen Mineralisation im Bereich Hirschenschlag nach GÖD (1989).

- (ii) leukokrate, aplitische Muskovitgranite mit hypabyssischen Texturen;
- (iii) schwach rot gefärbte Biotitgranite (nur in einer Bohrung angetroffen (Abb. 9 und Tab. 2).
- (iv) ein gangförmig (dm-Bereich) auftretender, tiefroter K-Metasomatit (vergl. Tab. 2), der fast ausschließlich aus Alkalifeldspat und geringen Anteilen an Fluorit aufgebaut ist.
- (v) Greisengesteine; mineralisierte Greisen sind mehr/minder deutlich von einem Bereich rot gefärbter Kalifeldspäte umgeben.
- (vi) der auf tschechischer Seite weit verbreitete rote Muskovitgranit konnte auf österreichischem Boden nur untergeordnet in Form von Lesesteinen aufgefunden werden.

Vonden unter (i) beschriebenen, an die Gängchen geknüpften Vergreisungserscheinungen heben sich jene, im folgenden als "massive Greisen" bezeichneten Gesteine ab, die einen massigen Habitus sowie eine Ausdehnung im m- bis zehner-m-Bereich aufweisen. Hierzu sind zu zählen:

1. Die Quarz-Muskovit Greisen; sie treten mit scharfen Kontakten innerhalb von unverändertem Eisgarner Granit auf (Abb. 9). Dieses Gestein ist sehr homogen zusammengesetzt und besteht ausschließlich aus Quarz und Muskovit. Keinerlei Reste von Feldspat sind vorhanden, als akzessorischer Gemengteil ist lediglich ein zersetzter Apatit zu erkennen. Das Gestein ist völlig frei von Erzphasen.

2. Kies-Magnetit-Molybdänglanz-Flußspat führende Greisen (Tab. 2); diese dunkelgrünen, kies- und vor allem magnetitführenden Gesteine erreichen Mächtigkeiten bis 3 m. Sie treten innerhalb des Eisgarner Granits auf und sind von einem rostrot gefärbten Alterationshof im m-Bereich umgeben. An Erzphasen konnten festgestellt werden (pers. Mitt. A. Beran, Wien): Molybdänglanz, Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz. Der die Sulfide stets begleitende Magnetit tritt, wie auch am Nebelstein zu beobachten, in Form xenomorpher, butzenförmiger, fingernagelgroßer Aggregate auf und ist offenkundig mit den Vergreisungen kogenetisch.

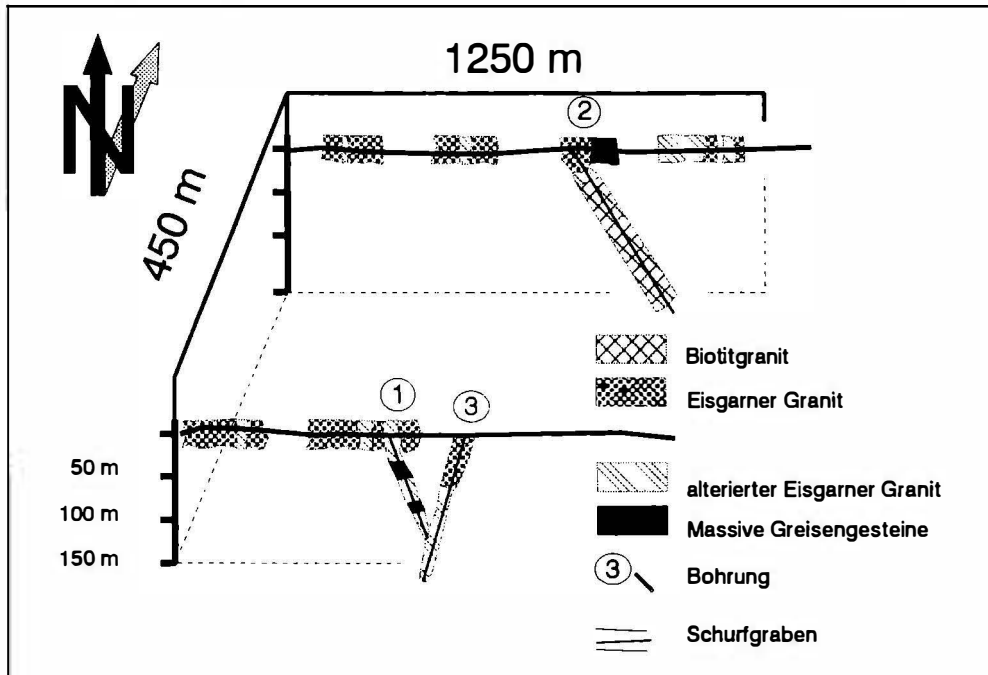


Abb. 9: Geologie-Ergebnisse der Bohr- und Schurf-Prospektion in Hirschenschlag nach KOLLER et al. (1994).

5.2.3. Bemerkungen zu den Prospektionsergebnissen

Folgende kurze Bemerkungen zu den Ergebnissen der Prospektionsarbeiten sollen noch angefügt werden:

- (i) Die bodengeochemische Beprobung (Fraktion < 1 mm) belegte Bleigehalte bis 1000 ppm, Zn-Gehalte bis 580 ppm, sowie nachfolgende weitere Maximalwerte: Sn bis 90 ppm, W bis 50 ppm, Mo bis 16 ppm, Cu bis 80 ppm und As bis 40 ppm; indikativ sind auch Bi-Gehalte bis 10 ppm. Die hohen Pb

- und Zn-Gehalte, wie auch die Bi-Werte sind Hinweise auf die apikale Stellung des untersuchten Bereiches in Bezug auf die Gesamtsituation.
- (ii) Die Anzahl der beschriebenen, mineralisierten Quarzgängchen nimmt mit der Teufe zu, jedoch liegt auch in Teufen um 200 m (die Endteufe der Bohrungen betrug 232 m) die "Gängchendichte" deutlich unterhalb jeder ökonomischen Größenordnung.
 - (iii) Die besten erzielten analytischen Ergebnisse zeigen Mo-Gehalte von ca. 5000 ppm über 0,3 m und ca. 1600 ppm über 1,0 m Mächtigkeit. Analog zu den Greisen des Nebelsteins sind auch diejenigen von Hirschenschlag praktisch frei von Sn (max. 70 ppm) und W (max. 18 ppm).

Im Zuge eines Aufbereitungsversuches wurde ein Molybdänglanzkonzentrat hergestellt, es wies einen Rheniumgehalt von < 10 ppm auf.

Die Biotitgranite von Hirschenschlag weisen mit dem Eisgarner Granit vergleichbare Rb-Gehalte auf, die Greisengesteine und K-Metasomatite zeigen eine leichte Rb-Anreicherung, die aber nie die Größenordnung der Homolka-Granite erreicht (Tab. 1 und 2).

5.3. Stop 3: Intrusivkomplex des Homolka-Granites

Geochemisch-petrologische Untersuchungen belegen, daß der Homolka-Granit und die Ganggesteine westlich des Lineamentes Litschau - Nová Bystřice komagmatisch sind. Sie bilden ein magmatisches Zentrum, daß das "Zentrum Homolka" genannt wird.

5.3.1. Geologie des Homolka-Gebietes

Die Exkursionsroute zum Homolka-Granit führt hauptsächlich durch Eisgarner Granit. Entlang des Westrandes des Homolka-Granits ist der ältere Lásenice-Granit aufgeschlossen. Das Dach der Intrusion ist aus cordieritführenden Paragneisen aufgebaut. Der westlichste Anteil dieses Gebietes ist teilweise von Tertiär und alluvialen Sedimenten bedeckt (Sandsteine, Sande, Torf).

Ein Zug von mehr als 30 Gängen von Granit-Porphyr und Rhyolithen bildet eine gut ausgeprägte N-S verlaufende Zone, zwischen Lásenice im Norden und Litschau im Süden. Diese Zone ist etwa 20 km lang und 5 km breit. Der österreichische Anteil der Zone wurde von WALDMANN (1947), die Gänge in der Umgebung von Lásenice von ZELEŇKA (1922) kartiert und von KLEČKA & VAŇKOVÁ (1988) neu bearbeitet. Parallel dazu verläuft eine weitere, aber nicht so gut ausgeprägte, ähnliche Zone im Gebiete von Kozí hora. Nach VRÁNA (1990) sind diese beiden Gangzüge nur Teil einer längeren, aber nicht kontinuierlichen "Zone vulkano-tektonischer Aktivität", die nach Norden bis zur Stadt Pelhřimov reicht. In letzter Zeit wurde in Rahmen der westlichen Zone bei Josefthal ein neuer, feinkörniger und leukokrater Granittyp, der "Josefthalgranit", gefunden. Er bildet Gänge, die parallel zu den Porphy-Granitgängen verlaufen.

Die einzelnen Gänge sind im nördlichen Teil der Zone hauptsächlich N-S und im südlichen Teil NW-SE orientiert, daneben wurden auch NE-SW-verlaufende Gänge aufgefunden. Die einzelnen Gänge sind 2 - 20 m mächtig und erreichen eine Länge

bis 1,5 km. Die Gänge intrudieren in beide Granittypen (Eisgarn und Lásenice) sowie in das Gneisdach des Plutons. Alle Gangtypen sind subvertikal, zeigen scharfe Kontakte und verursachen keine oder nur geringe Umwandlungen der Nebengesteine.

Im zentralen Teil dieser Zone, etwa 1 km nördlich von der Österreichisch-Böhmischen Grenze streicht der Stock eines Li-Muskovit-führenden Albit-Topas-Granits aus. Dieser Körper, er nimmt ein Areal von 6 km² ein, ist elliptisch geformt, mit der längeren Achse in N-S Richtung, und bildet eine morphologische Erhebung. Nach dem Hügel in Zentrum des Körpers wird dieser Granit als Typ "Homolka" bezeichnet. Einige Blöcke des Eisgarner Granits und des Granit-Porphyrs (bis wenige Hunderte m³) wurden im zentralen Teil des Körpers als Xenolithe aufgefunden und können als Beweis für das höhere Alter dieser Granite in Relation zum Homolka-Granit herangezogen werden.

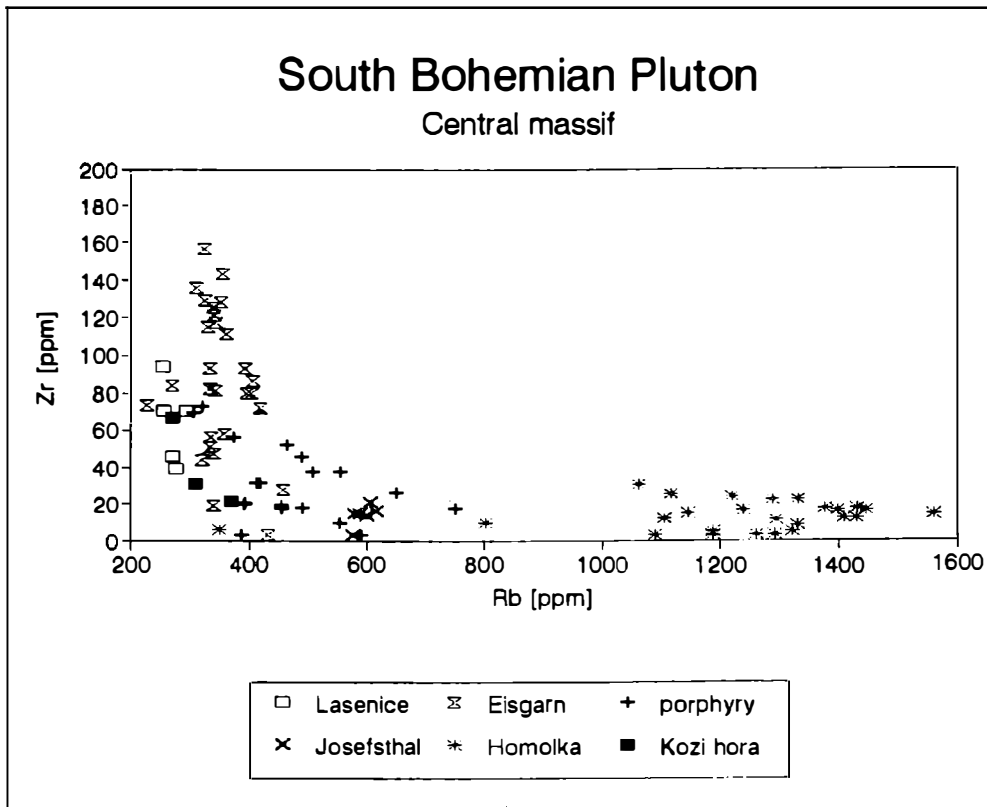


Abb. 10: Darstellung der Zr- vs. Rb-Gehalte der Homolkagranite, der Ganggesteine und der begleitenden Eisgarner Granite.

5.3.2. Der Homolka-Granit

Der Stock des Homolka-Granits ist relativ homogen und besteht aus einem equigranularen, mittelkörnigen, leukokraten Alkalifeldspatgranit. Weiters sind Schlieren und/oder Gänge einer feinkörnigen, aplitischen Varietät mehrfach nachweisbar. Stockscheider in Form von großen K-Feldspat-Kristallen in einer feinkörnigen granitischen Grundmasse sind in einigen Abschnitten des SE- und W-Kontaktes des Stocks entwickelt.

Alle Varietäten des Homolka-Granits bestehen aus Quarz, Albit ($An_{<5}$), Orthoklas und Li-Muskovit. Topas und Apatit sind Nebengemengteile, Kassiterit, Ilmenit und Ferrocolumbit sind häufige akzessorische Gemengteile. Alle diese Minerale wurden primärmagmatisch gebildet, deuterische Prozesse hatten nur geringe Bedeutung. Sehr selten wurden bei der detaillierten Kartierung Quarz-Gänge mit Greisen-Salzbändern, Chloritisierung, sterile "bärren"-Milchquarzgängchen und U-Glimmer-Blättchen in kleinen Spalten beobachtet (BREITER, 1993; LOCHMAN, 1992; LITOHLEB et al., 1991).

5.3.3. Mineralisation des Homolka-Granits

Die Elemente Sn, Nb und Ta sind im Homolka-Granit deutlich angereichert (Sn bis 300 ppm, Nb bis 150 ppm, Ta bis 60 ppm). Sie bilden eigene Minerale, wie Kassiterit und Ferrocolumbit. Beide wurden als häufige primärmagmatische Akzessorien im Granit beobachtet. Hohe Gehalte dieser Erzminerale wurden in neogenen und rezenten Sedimenten am W- und SE-Rand des Granitkörpers nachgewiesen. Der größte Teil der Mineralisation (mit kontaktnahen Greisen ?) sollte deshalb im obersten, heute schon denudierten Teil der Intrusion konzentriert gewesen sein (BREITER, 1993). In Granit-Porphyr-Gängen nördlich von Homolka wurden bis 1 cm mächtige Quarzgängchen mit Wolframit gefunden (KLEČKA, 1986).

Diese typische geochemische Signatur, in Abb. 10 am Beispiel der Zr- und Rb-Gehalte dargestellt, ist schon bei den Granit-Porphyren gut zu erkennen, aber beim Josefthal-Granit und hauptsächlich beim Homolka-Granit noch stärker ausgeprägt. Alle Gesteine sind deutlich peraluminisch und können als Produkte einer Aufschmelzung moldanubischer Paragesteine oder anderer tieferer Krustenteile interpretiert werden.

5.4. Stop 4: Die Nebelsteingranite und ihre Mineralisation

Der Bereich Nebelstein (Abb. 2, 11) wird durch das Auftreten von Weinsberger Granit, Mauthausener Granit sowie einer Gruppe von granitischen Gesteinen bestimmt, die als "Nebelsteingranite" bezeichnet werden und in den verschiedensten Alterationsstufen vom unverändertem Biotitgranit bis hin zu Greisengesteinen vorliegen (GÖD & KOLLER, 1987, 1989). Der Biotitgranit selbst wurde nur in Bohrungen angetroffen (Abb. 11).

Der Weinsberger Granit bildet gegenüber allen übrigen Granitoiden das Intrusionsdach, der NE-SW verlaufende Kontakt fällt flach bis mittelsteil nach NW ein (Abb. 11). Im Liegenden des Kontaktes folgt der Mauthausener Granit, doch kann dieser lokal auch fehlen, sodaß die Nebelsteingranite auch unmittelbar an den Weinsberger Granit grenzen können.

Die mit der Vergreisung verknüpfte Sulfidmineralisation schlägt sich in einer Zunahme des Fe_2O_3 - Gehaltes von ca. 1% (Zweiglimmergranite) auf ca. 2,7% (Quarz-Muskovitgreisen) nieder. Die Vererzung ist eine disseminierte und durch das Auftreten von Molybdänglanz - Pyrit - Magnetkies und Kupferkies gekennzeichnet. Der maximale Mo-Gehalt wurde mit ca. 700 ppm Mo über eine Mächtigkeit von 1 m bestimmt. Die Sulfidmineralisation ist nicht von einer Anreicherung der Elemente Sn, W, Li, Be und F bzw. der dazugehörigen Mineralphasen begleitet. Ein sehr charakteristisches Merkmal der Mineralisation ist das Auftreten von Magnetit, der zweifelsohne als sekundäre, mit der Vergreisung kogenetische Bildung aufzufassen ist. Gegenüber dem Homolka-Granit ist die geringe Rb-Anreicherung sowohl der Granite als auch der Greisengesteine festzuhalten (Abb. 12, Tab. 1 und 3).

Abgesehen von den bescheidenen Molybdängehalten ist die lagerstättenkundliche Situation im Sinne einer ökonomischen Betrachtungsweise aufgrund nachfolgend angeführter Beobachtungen als ungünstig zu beurteilen:

- (i) Das Fehlen von Verquarzungen und damit das Fehlen einer an Quarzgänge gebundenen Mineralisation;
- (ii) Die vergleichsweise eintönige Mineralogie, insbesondere das praktisch vollständige Fehlen von Anreicherungen der Elemente Li und F;
- (iii) Die äußerst geringen Gehalte an Na in den Greisen (in allen bekannten wirtschaftlich bedeutenden Erzanreicherungen in Granit-gebundenen Lagerstätten sind Na-Anreicherungen üblich);
- (iv) Das offenkundige Fehlen ausgeprägter tektonischer Elemente.

Die geologische Position, die Art der Vererzung sowie die geochemischen Parameter lassen den Schluß zu, daß das derzeitige Erosionsniveau einen Schnitt durch die Wurzelzone einer ehemals größeren vererzten Struktur darstellt.

5.5. Stop 5: Die Uranmineralisation von Unterlembach

Die Uranmineralisation liegt im SW des Kartenblattes 5 Gmünd, rund 5 km W dieser Stadt und etwa 2 km N der Ortschaft Unterlembach. Sie wurde aufgrund einer aeroradiometrischen Anomalie (SEIBERL & HEINZ, 1986) aufgefunden (GÖD, 1988, 1989).

Die Mineralisation, in einem Steinbruch unmittelbar bei Kote 578, Eichberg abgeschlossen, ist an einen leukokraten, sehr klüftigen Muskovit-(± Biotit)-Granit geknüpft, der wohl in die Verwandtschaft des Eisgarner Granits zu stellen ist, ohne dessen charakteristisches Gefüge aufzuweisen. Auffallend sind die gegenüber dem Eisgarner höheren Rb-Gehalte (Abb. 12, Tab. 2). Das Uran tritt in Form von giftgrünen, blättrigen Uranglimmern auf, die als Klufftminerale praktisch auf jeder Klufft zu finden sind und als Meta-Uranocircit bestimmt wurden (NIEDERMAYR et al., 1990). Der Urangehalt dieses Granits beträgt rund 100 ppm, die anstehende Mineralisation in der NE-Ecke des Bruches, direkt am Kontakt zum Weinsberger Granit (s. u.), gibt in Pickproben etwa 5000 ppm Uran. Nach den bisher vorliegenden analytischen Resultaten scheint es sich um eine monometallische Mineralisation zu handeln.

Die zu beobachtende Mineralisation ist eine sekundäre. Es ist aufgrund von Erfahrungen aus dem Bereich tschechischer Uranlagerstätten anzunehmen, daß die dazugehörige, primäre Pechblendemineralisation in der Teufe, unterhalb der Verwitterungseinwirkung, anzutreffen ist, wobei im Bereich des Südböhmischen Plutons Maximalteufen bis 400 m beobachtet wurden.

Wie die Kartierung zeigt, wird der mineralisierte Granit im Osten durch eine ausgeprägte NW - SE streichende Störung gegen den Weinsberger Granit abgegrenzt, im W scheint ein fließender Übergang in den Eisgarner Granit vorzuliegen. Die den Kontakt und wahrscheinlich auch die Mineralisation kontrollierende Störung ist auch durch das Auftreten von tektonisch stark beanspruchtem Weinsberger Granit in einem Aufschluß knapp W Kote 580 (an der Staatsgrenze) gut belegbar.

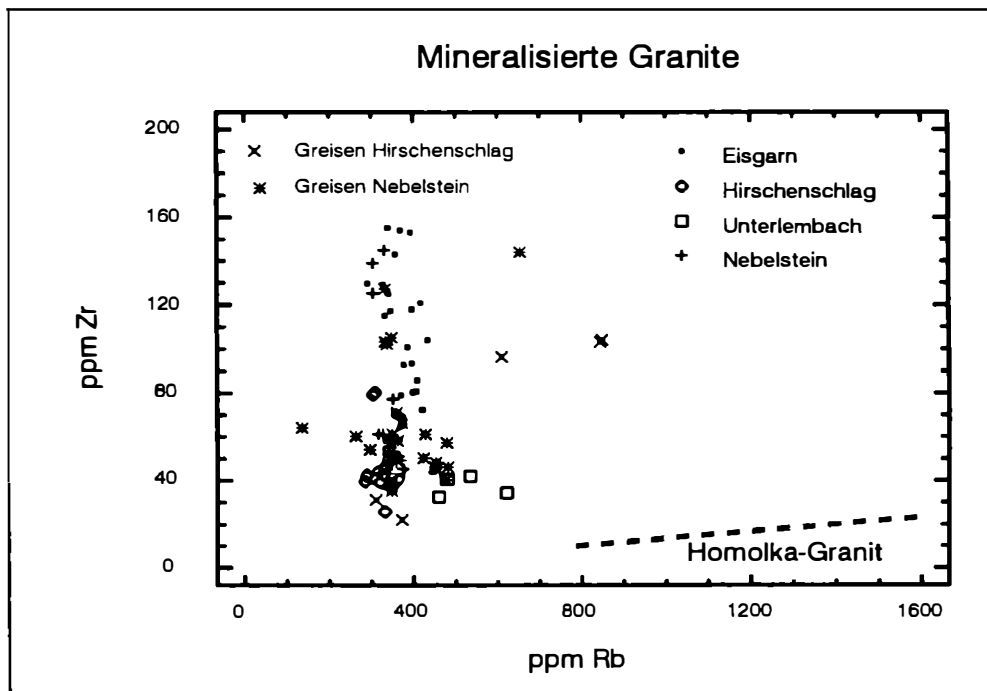


Abb. 12: Rb vs. Zr Diagramm der Granite und Greisengesteine von Hirschenschlag und Nebelstein sowie des Leukogranites von Unterlembach. Zusätzlich ist noch der Eisgarner Granit dargestellt, die Linie repräsentiert den Bereich der Homolka-Granite.

Diese Störung ist die Fortsetzung jenes großtektonischen Lineamentes, das sich, mehrfach gegen NE versetzt, aus dem Raum Jagenbach - Weitra Richtung NW über rund 25 km bis an die Staatsgrenze verfolgen läßt. Diese Struktur ist in ihrer Gesamtheit als uranhöflich einzustufen.

Abschließend sei festgehalten, daß sich eine, jedenfalls makroskopisch vergleichbare, Uranmineralisation, wie jene in Unterlembach, auch in einer am südlichen Stadtrand von Litschau (in der Nähe des landwirtschaftlichen Silos) gelegenen Mülldeponie findet.

6. Literatur

- BERAN, A., GÖD, R., GÖTZINGER, M., ZEMANN, J. (1985): A scheelite mineralization in calcsilicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Austria. - Mineral. Deposita 20, 16 - 22.
- BELOCKY, R., HÖGELSBERGER, H. (1994): Fluidentwicklung junger mineralisierter Granitoide im Südböhmischen Pluton. - Mitt.Österr.Mineral.Ges., 139, 269 - 270.
- BREITER, K. (1992): Leukokrate Granite in der Umgebung von Nová Bystřice. - Bericht ČGÚ Praha (in Tschechisch).
- BREITER, K. (1993): Rare metal bearing granites of the Bohemian Massiv. - Abst. Vol. Joint Meeting COFAB - WGTT "Metallogeny of Collisional Orogenes of the Hercynian Type", 18 - 19.
- BREITER, K. (1994): The youngest Variscan magmatic rocks in the southern part of the Bohmian Massif -example "Homolka granite". - Mitt. Österr. Miner. Ges., 139, 30 - 32.
- BREITER, K., FRÝDA, J. (1994): Phosphorus-rich alkali feldspars and their geological interpretation - example Homolka magmatic center. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 139, 279 - 281.
- BREITER, K., SOKOLOVÁ, M., SOKOL, A. (1991): Geochemical spezialization of the tin-bearing granitoid massifs of NW Bohemia. - Mineral. Deposita, 26, 298 - 306.
- DINGWELL, D.B., KNOCHE, R., WEBB, S.L. (1993): The effect of P₂O₅ on the viscosity of haplogranitic liquid. - Eur. J. Mineral., 5, 133 - 140.
- FINGER, F., HÖCK, V. (1986): Zur Magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. - Jahrb. Geol. Bundesanst., 129, 641 - 642.
- FRANK, W. (1994): Geochronology and evolution of the South Bohemian Massif: A review. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 139, 41 - 43.
- FUCHS, G., MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - Jb. Geol. Bundesanst., 119, 1 - 43.
- FUCHS, G., SCHWAIGHOFER, B. (1978): Geologische Karte 1:50.000, Blatt 17 Großpertholz. - Geol. B.A. Wien.
- GÖD, R., (1981): Prospektion scheelitführender Kalksilikate im Moldanubikum Niederösterreichs. - Fortschr. Miner. 59, Beih. 1.
- GÖD, R., (1988): Zusammenfassende Übersicht über ausgeführte Erzprospektionsvorhaben, dabei eingesetzte Methoden sowie Hoffungsgebiete im Kristallin der Böhmisches Masse. - Unveröff. Bericht, Geol. B.- A., Wien.
- GÖD, R., (1989): A contribution to the Mineral Potential of the Southern Bohemian Massif. - Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A, 11, 147 - 153.
- GÖD, R., KOLLER, F., (1987): Molybdän-führende Greisen in der südlichen Böhmisches Masse. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 132, 87 - 101.

- GÖD, R., KOLLER, F., (1989): Molybdenite-magnetite bearing greisens associated with peraluminous leucogranites, Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - *Chemie der Erde*, **49**, 185 - 200.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. (1994): Physical properties of altered sections in South Bohemian Granites. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **139**, 57 - 58.
- HÜBL, G., SLAPANSKY, P., BELOCKY, R. SEIBERL, W., HEINZ, H. (1994): Modelling of Magnetic Anomaly Sources in the Area of Liebenau and its Implications. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **139**, 61 - 62.
- JAWECKI, CH. (1994): Fluid inclusion studies in the Austrian Moldanubian zone: Implications for a retrogressive event. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **139**, 62 - 64.
- KLEČKA, M. (1986): A new occurrence of tungsten mineralization in the Jindřichův Hradec area. - *Čas. Min. Geol.*, **31**, 314 - 315.
- KLEČKA, M., MATĚJKA, D. (1992): Moldanubian pluton as an example of the late Variscan crustal magmatism in the Moldanubian zone. - Abstract 7th Geol. Workshop "Styles of superposed Variscan nappe tectonics", 13 - 14, Kutná Hora.
- KLEČKA, M., RAJLICH, P. (1984): Subhorizontal shear zones at the mantle and western periphery of the central massif of the Moldanubian Pluton. - *Věst. Ústř. Úst. geol.*, **59**, 275 - 282.
- KLEČKA, M., VANĀKOVÁ (1988): Geochemistry of felsitic dykes from the vicinity of Lásenice near Jindřichův Hradec (South Bohemia) and their relation to Sn-W-mineralization. - *Čas. Min. Geol.*, **33**, 225 - 249.
- KLEČKA, M., BENDL, J., MATĚJKA, D. (1994): Rb-Sr-dating of acid subvolcanic dyke rocks - final magmatic products of the Moldanubian batholith. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **139**, 66 - 68.
- KLÖTZLI, U.S., PARRISH, R.R. (1994): Zircon Pb-Pb and U-Pb geochronology of the Rastenberg granodiorite (Lower Austria): Evidence for the incorporation of Cadomian and possibly Archean crust into Variscan granitoids of the South Bohemian Pluton. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **139**, 68 - 70.
- 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., GÖD, R., HÖGELSBERGER, KOEBERL, Ch. (1994): Molybdenite mineralization related to granites of the Austrian part of the South Bohemian pluton (Moldanubicum) - a comparison. - In: SELTMANN, R., KÄMPF, H., MÖLLER, P. (Eds.): *Metallogeny of Collisional Orogens*. - Geol. Survey Prague, 318 - 326.
- KOLLER, F., HÖGELSBERGER, H., KOEBERL, Ch., (1991a): Geochemistry and fluid inclusions of the Mo-bearing greisen complex Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - In: PAGEL, M., LEROY, J.L. (Eds.): *Source, transport and deposition of metals. (Proceedings of the 25 years SGA anniversary meeting, Nancy 1991)* - Balkema: Rotterdam, 185 - 188.
- KOLLER, F., HÖGELSBERGER, H., KÖBERL, Ch. (1991b): Geochemie und Flüssigkeitseinschlußstudien an Molybdänit-hältigen Greisengesteinen des österreichischen Anteils an der Böhmisches Masse. - Beiheft 1 zum *European Journal of Mineralogy*, **3**, 146.

- KOLLER, F., HÖGELSBERGER, H., KOEBERL, C., (1992): Fluid - rock interaction in the Mo-bearing greisen complex Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - *Mineralogy Petrology*, 45, 261 - 276.
- KOLLER, F., SCHARBERT, S., HÖCK, V. (1993): Bericht über neue Untersuchungsergebnisse an den Graniten des Südböhmischen Plutons. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, Band 138, 177 - 195.
- LIEW, T.C., FINGER, F., HÖCK, V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. - *Chem. Geology*, 76, 41 - 55.
- LITOCHELEB, HOLOVKA, ČERNÝ (1991): The new knowledge on the fluorite mineralization in the environs of Jindřichův Hradec. - *Sbor. jihočes. Muzea, Přírodní vědy*, 31, 105 - 117.
- LOCHMAN, V. (1992): Diplomarbeit, Manuskript Naturwiss. Fakultät, Karls-Universität Prag (in Tschechisch).
- LONDON D. (1987): Internal differentiation of rare-element pegmatites: effect of boron, phosphorus and fluorine. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 403 - 420.
- NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., KANDUTSCH, G., KIRCHNER, E., MOSER, B., POSTL, W. (1990): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXIX. - *Carinthia II*, 180./100 Jg., 245 - 288.
- PŘICHYSTAL, A. (1992): Final report on the geological mapping in Kauzen-Reingers area (Niederösterreich). - Bericht A 08219, Geol.B.-A. Wien.
- PŘICHYSTAL, A. (1994): Magmatic rocks with anomalous magnetic susceptibilities and subvolcanics from the Austrian part of the Moldanubian Pluton. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 139, 362 - 363.
- SCHARBERT S. (1987): Rb-Sr-Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreichs. - *Mitt. Öster. Mineral. Gesel.*, 132, 21 - 37.
- SCHWAIGHOFER, B. (1978): Geologische Karte 1:50.000, Blatt 18 Weitra. - Geol. B.A. Wien.
- SEIBERL, W., HEINZ, H., 1986: Aerogeophysikalische Vermessung im Raume Weitra; Forschungsprojekt NC 6g/84, Öst.Akad.Wiss. - Geol.B.-A., Wien.
- SLAPANSKY, P., BELOCKY, R., FALLICK, A.E., GÖD, R., HÖGELSBERGER, H., KOLLER, F. (1994a): Hydrothermal alterations of granites in the South Bohemian Pluton. - *Mitt. Österr. Min. Ges.*, 139, 115 - 116.
- SLAPANSKY, P., SEIBERL, W., HEINZ, H., GÖD, R., KOLLER, F., FALLICK, A.E. (1994b): Geophysik und Sauerstoffisotopie einiger Granitoide des Südböhmischen Massivs. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 139, 371 - 373.
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E., HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1.000.000. - Geol.B.A. Wien
- VRÁNA S. (1990): The Pelhřimov volcanotectonic circular structure. - *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 65, 143 - 156.
- WALDMANN L. (1947): Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Litschau-Gmünd (4454). - Geol.B.A. Wien.
- ZELENKA (1922): Gelogische Karte 1: 25.000. - Manuskript, Archiv Geofond Praha.

AUSZÜGE AUS DIPLOMARBEITEN UND DISSERTATIONEN
ÖSTERREICHISCHER UNIVERSITÄTEN

Die Neogenen Sedimente im Raume Hornstein/Wimpassing - eine environmentanalytische (TEIL A) und rohstoffwirtschaftliche (TEIL B) Untersuchung

Margit Haas

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, Institut für Petrologie, Wien 1994

Die neogenen Sedimente im Raume Hornstein/Wimpassing zeigen im Hinblick auf ihre sedimentologisch - sedimentpetrographische Ausbildung starke Unterschiede. Durch die gegenständlichen Untersuchungen konnten zwei getrennte Faziesräume definiert werden. Sie unterscheiden sich in ihrem mineralogischen, chemischen und granulometrischen Aufbau und werden zusätzlich durch die Ergebnisse der Schwermineralanalyse bestätigt.

Eine gezielte paläontologische Untersuchung war im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgesehen, jedoch konnten bei dünnschliffanalytischen Untersuchungen verfestigter Sedimente auch biogene Hinweise auf das Environment gefunden werden. Die südlich von Wimpassing verbreitete Faziesentwicklung zeigt in basalen verfestigten Einheiten vollmarine oolithische Sedimente. Die hangenden unverfestigten Ablagerungen wurden vor allem im Bereich des Vorstrandes - shoreface (Brecherzone) - beziehungsweise im Übergang zum nassen Strand - foreshore (Spritzwasser bis Brandungszone) - abgelagert. Kurzfristige ruhige Sedimentationsverhältnisse führten zur Ausbildung onkoidischer Lagen und machen eine Sedimentation in einer geschützten Bucht unter lagunenähnlichen Bedingungen möglich. Die vollmarine Entwicklung steht im Hangenden unter zunehmend fluviatilem Einfluß. Ob es sich um eine regressive Verschiebung der Küstenlinie oder eine kurzfristig verstärkte Sedimentation aus dem Hinterland handelt, ist nicht eindeutig zu klären. Das Auftreten vulkanischer Gesteinsbruchstücke (mit trachytoiden Gefügemerkmalen) läßt eine bereits vollkommen erodierte magmatische Auswurfstelle im näheren Untersuchungsgebiet vermuten.

Die Sedimente der zweiten Faziesentwicklung sind am Terrassenabfall zu den Leithaalluvionen in mehreren Aufschlüssen zu beobachten. Die basalen Einheiten lassen sich mit marin betonten Deltaablagerungen in Verbindung bringen (Brecherzone, vorgelagerte Sandbänke), welche im Hangenden ebenfalls zunehmend fluviatil beeinflusst sind. Durch wechselnde Schichtfolgen toniger Silte und Feinsande sowie das Auftreten fluviatiler Rippelmarken und kleinmaßstäblicher Schichtentwicklungen ist eine zusätzliche laterale Verschiebung innerhalb eines Deltasystems zu vermuten. Demnach handelt es sich um Seitenrinnen eines Deltas sowie dessen feinsedimentäre ufernahe Ablagerungen.

Neben den environmentanalytischen Untersuchungen wurden die Sedimente im Raume Hornstein/Wimpassing auch rohstoffkundlich bewertet. Eine großräumige

technische Nutzung der Sande ist demnach nicht möglich. Als lokale Ausnahme sind die östlich der Bundesstraße Hornstein/Wimpassing auftretenden basalen Einheiten einzustufen, deren hoher Quarzgehalt eine Herstellung minderwertiger Glas- und Gießereiprodukte ermöglichen würde. Da es sich hierbei jedoch nur um geringmächtige Ablagerungen handelt, die zudem im Liegenden in eine generell stark karbonatische Entwicklung übergehen, ist eine Wirtschaftlichkeit keinesfalls gegeben. Die Aufschlüsse entlang des Terrassenabfalles sowie die im unmittelbaren Hinterland durchgeführten Bohrungen zeigen aus mineralogischer Sicht einen hohen Tonmineralanteil in den Sedimenten, nebst zusätzlich beträchtlichen Gehalten an Karbonaten. Die starken lithologischen Schwankungen im Vertikalprofil sowie die grundsätzlich niedrigen Quarzgehalte sind nur ein negativer Aspekt. Hinzu kommen durchwegs zu hohe Fe_2O_3 -Konzentrationen einhergehend mit zu hohen Gehalten an TiO_2 , MgO und CaO . Der Anteil an Schwermineralen (%) übersteigt die erlaubten Höchstwerte von 0,05 - 0,1 % meist bei weitem und läßt von einer wirtschaftlichen Nutzung dieser Sande für höherwertige Industrieprodukte definitiv absehen.

Petrologische Untersuchungen zur Metamorphoseentwicklung des Ultentalkristallins

Wolfram Höller

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Graz 1993

Das Arbeitsgebiet liegt in Südtirol, ca. 30 km südwestlich von Meran in einer Höhe zwischen 1700 und 2600 m mitten im ostalpinen Ultentalkristallin. Dieses wird im Nordwesten vom Ulten- bzw. Klappfbergtal, in dem die Peio-Störung verläuft, begrenzt. Im SE bildet die Judikarienlinie die Grenze zum Südalpin und die Tonalieinie zu dem tertiären Adamellopluton. Die Paragneise, welche die Hauptmasse der Gesteine des östlichen Ultentalkristallins bilden, werden von zahlreichen Tonalitischen Gängen durchzogen, untergeordnet finden sich auch Amphibolite. Das Ultentalkristallin unterscheidet sich auffallend von den angrenzenden ostalpinen Gesteinseinheiten durch Migmatit- und Granulitstrukturen und dem Auftreten von zahlreichen ultramafischen Körpern. Die Gesteine des Ultentalkristallins lassen 3 Metamorphoseereignisse mit markant unterschiedlichen P/T-Bedingungen erkennen:

- 1.) Eine **Hochdruck-Hochtemperaturmetamorphose (M1)** während der variszischen Metamorphose führte in den Metapeliten zu Alkalifeldspat-Kyanit-Granat-Biotit-Plagioklas-Quarz-Rutil \pm Muskovit-Paragenesen. In den Amphiboliten ist dieses Ereignis möglicherweise durch Klinopyroxen-Relikte belegt. Geobarometrische Daten aus den Metapeliten (12 - 14 Kbar) und dem Eklogit (14 - 15 Kbar) werden durch Mindestdrucke von 10 Kbar (bei angenommenen Temperaturen von 700 - 800° C), ermittelt aus Isochoren der hochdichten, primären CO_2 -Einschlüsse im Kyanit, untermauert.

- 2.) Eine **anschließende amphibolitfazielle Überprägung (M2)** mit Drucken um 7 Kbar und Temperaturen um 600° C kann geothermobarometrisch aus den Paragneisen abgeleitet werden. Der retrograde Metamorphosepfad von M1 zu M2 wird durch texturale Kriterien sowie retrograde Mineralreaktionen und Granat-Zonarbaue untermauert. In diese Phase fällt auch die Intrusion der Aplite. Hochsalinare H₂O-Einschlüsse im Quarz werden als spätvariszische Fluids gedeutet.
- 3.) Eine **niedriggradige alpine Überprägung (M3)** bei 300 - 350° C führt zu einer Verjüngung der Rb/Sr-Alter, vor allem im Biotit. Weiters kommt es zur Serizitisierung von Kyanit, Bildung von Klinozoisit aus Plagioklas und Amphibol, Chloritisierung von Granat und zur Bildung von Aktinolithsäumen um Hornblenden.

Geochemische Untersuchungen an Magnesiten und Talken aus den Lagerstätten der Ostalpen

Mag. Claudia Kralik

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, Institut für Geochemie, Wien 1994

In der vorliegenden Arbeit wurde der Spurenelementgehalt von Spatmagnesiten vom Typus Veitsch und ihrer karbonatischen Nebengesteine aus den Lagerstätten Sunk-Hohentauern, Oberdorf an der Laming, Veitsch und Eichberg in der östlichen Grauwackenzone (Ostalpen/Österreich) untersucht. Als Vergleichsmaterial dienten Spatmagnesite von ostalpinen Lagerstätten außerhalb der Grauwackenzone (Breitennau und Radenthein), kryptokristalline Magnesite aus den Lagerstätten Kraubath (Österreich) und Mantoudi (Euböa/Griechenland) sowie eisenreiche Spatmagnesite aus dem Vorkommen Kaswassergraben (Nördliche Kalkalpen). Talke aus den Lagerstätten Oberdorf an der Laming und Rabenwald wurden als Produkte hydrothermal umgewandelter Magnesite ebenfalls untersucht.

Haupt- und Spurenelemente einschließlich der Seltenen Erdelemente (SEE) wurden mit instrumentellen Analysemethoden (AAS, DCP, INAA, RFA) bestimmt. Neben der Zusammensetzung der Gesamtproben wurde auch der Spurenelementchemismus des säureunlöslichen Rückstandes der Karbonatproben (HCl-Auszug) untersucht, um die Elementverteilung zwischen Karbonat- und Nichtkarbonatphase zu erfassen. Der Beitrag der Nichtkarbonatfraktion zu den Gehalten an Neben- und Spurenelementen, die Mg²⁺ im Karbonatgitter substituieren können sowie zu den SEE-Gehalten der untersuchten Magnesite und Dolomite liegt zumeist unter 30%.

Die Analysendaten wurden einer statistischen Auswertung mit multivariaten Verfahren (Hauptkomponenten-, Cluster- und Diskriminanzanalyse) unterzogen. Die Zuordnung der Spatmagnesite und Dolomite einer Lagerstätte zu jeweils derselben Gruppe weist auf einen genetischen Zusammenhang zwischen den beiden bzw.

einen lokalen Bildungsmechanismus der Magnesite hin. Die Kalkmarmore aus den verschiedenen Lagerstätten der östlichen Grauwackenzone werden dagegen zu einer klar abgesetzten Gruppe zusammengefaßt, was auf ihre sedimentäre Entstehung in einem geographisch ausgedehnteren einheitlichen Ablagerungsraum (Karbonatplattform) zurückzuführen ist. Die Spatmagnesite aus den Lagerstätten Breitenau und Radenthein werden wegen des ähnlichen Spurenelementmusters jeweils als Untergruppe den Spatmagnesiten der östlichen Grauwackenzone zugeordnet. Kryptokristalline Magnesite und die eisenreichen Magnesite des Kaswassergrabens bilden jeweils eigene Gruppen. Sie weisen von den Spatmagnesiten vom Typus Veitsch stark abweichende Spurenelementgehalte auf, die aus der unterschiedlichen Genese dieser Magnesite resultieren.

Der genetische Zusammenhang zwischen Dolomiten und Spatmagnesiten zeigt sich u.a. in den ähnlichen SEE-Verteilungsmustern, die vom weitgehend sedimentären Muster der Kalkmarmore deutlich abweichen. Auch die Fe/Mn-Verhältnisse der Spatmagnesite und Dolomite unterscheiden sie von den Kalkmarmoren der Grauwackenzone und den eisenreichen Magnesiten aus dem Kaswassergraben mit ihren wesentlich geringeren, dem Meerwasserverhältnis näheren Fe/Mn-Werten.

Der Chemismus der Mg-Karbonate weist Merkmale einer hydrothermal-metasomatischen Alteration sowohl in der chemischen Zusammensetzung der Gesamtprobe als auch in derjenigen der Nichtkarbonatkomponente auf, die den Kalkmarmoren aus den Spatmagnesitlagerstätten und den eisenreichen Magnesiten fehlen. Die vorliegenden geochemischen Daten lassen sich am besten mit einer metamorphen induzierten (nach dem Modell des "warm thrusting" von MORTEANI et al., 1990) metasomatischen Entstehung der Spatmagnesite vom Typus Veitsch in Einklang bringen.

Petrologische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kauertal)

Christine Lichem

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Graz 1993

Das Arbeitsgebiet liegt im südlichen Kauertal, Tirol, im Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSK). Im ÖSK kann man mindestens drei Metamorphosen nachweisen, eine kaledonische, eine variszische und eine alpidische; im Untersuchungsgebiet prägt die variszische Metamorphose den Mineralbestand.

Die Aufgabenstellung war eine detaillierte Untersuchung der Orthogneise bezüglich ihrer Petrographie, Mineralogie, ihrer Genese und ihres Alters im Untersuchungsgebiet. Die prävariszisch intrudierten Orthogneise werden nach HAMMER (1923) grob in drei Typen untergliedert, und zwar in: 1.) Muskovit-Granitgneise, 2.)

Biotit-Granitgneise und 3.) Augen- und Flasergneise, mit Hinweisen auf textuelle und mineralogische Varietäten.

Auf Grund eigener petrographischer Beobachtungen werden die Orthogneise nun nach rein mineralogischen Gesichtspunkten neu klassifiziert, und zwar in: 1.) Muskovit-Granitgneise, 2.) Biotit-Granitgneise und 3) Zweiglimmergneise.

Die im Arbeitsgebiet auftretenden, Muskovit-Granitgneise und die Zweiglimmergneise variieren im Chemismus von Granit zu Granodioritgneis. Die vorwiegend Muskovit-führenden Granitgneise haben deutlich höher SiO_2 -Gehalte (75 - 78 Gew. %), höhere Rb/Sr-Verhältnisse, aber geringere Ba, Zr, Ti und Fe-Werte. Nach Kriterien von WHALEN et al. (1987) handelt es sich bei den vorwiegend Muskovit-führenden Granitgneisen um "fractionated granites", bei den Zweiglimmergneisen um "ordinary granites".

Die Untersuchung der Sauerstoffisotopen ergibt für die Muskovit-Granitgneise $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um 10 ‰, für die Zweiglimmergneise tiefere Werte um 8 ‰. Dies spricht für eine krustale Beeinflussung der Muskovit Granitgneise (HOERNES, pers. Mitt., 1992).

Unterschiede zwischen diesen beiden Typen nach zirkontypologischen Gesichtspunkten (PUPIN, 1980) lassen sich nicht feststellen. Nach Kriterien von SCHERMAIER et al. (1992) sind beide Typen den I-Typ Graniten zuzuordnen. Geochemisch unterscheiden sich die beiden Orthogneistypen durch deutlich höhere SiO_2 - und Rb/Sr-Gehalte, aber geringere Ba-, Zr-, Ti-, und Fe-Werte der Muskovit-Granitgneise. Eine eindeutige Zuordnung aufgrund der geochemischen Diskriminierung, der zirkontypologischen Klassifikation und der Verhältnisse der Sauerstoffisotopen der Orthogneiskörper bezüglich I-Typ und S-Typ Graniten ist nicht möglich. Die Sm/Nd-Isotopenuntersuchungen (0,18 bis 0,22 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) an Muskovit-Granitgneisen im ÖSK sprechen für eine eigene Isotopenentwicklung dieser Gesteine; sie stehen in keinem Zusammenhang mit den Paragneisen (THÖNI, pers. Mitt., 1993). Es handelt sich bei den vorwiegend Muskovit-führenden Granitgneisen wahrscheinlich um ein Differentiationsprodukt der größeren Orthogneisstöcke. Diese Theorie wird im weiteren durch Geländebeobachtungen unterstützt. Ob es sich bei den Zweiglimmergneisen um Granite mit Mantelherkunft handelt, kann nicht eindeutig festgestellt werden; die Sauerstoffisotopen-Verhältnisse sprechen auf jeden Fall für eine krustale Beeinflussung dieses Typs.

Die verschiedenen Orthogneisstöcke belegen in geochemischen Diskriminierungsdiagrammen verschiedene tektonische Felder und es läßt sich somit für diese polymetamorphe Gesteine kein eindeutiges Bildungsmilieu ableiten.

Rb/Sr-Datierungen an Gesamtgestein dieser Granitgneise ergeben Alterswerte mit 443 ± 5 Ma (THÖNI, 1986) und 448 ± 17 Ma (SCHWEIGL, 1993), was als metamorphes Überprägungsalter interpretiert wird. Mineraldatierungen an verschiedenen Siebfraktionen liefern unterschiedliche Alter in Abhängigkeit von der Korngröße. Große Hellglimmer (> 1 mm) sind mit 435 ± 8 Ma älter als die kleineren Fraktionen, die mit Rb/Sr und Ar/Ar variszische Abkühlalter in Abhängigkeit ihrer

Korngröße von 305 bis 312 Ma geben. Die jüngsten Alter stammen aus der kleinsten Fraktion (80 - 100 μm). Eine alpidische Überprägung konnte weder aus den Rb/Sr noch aus den Ar/Ar-Isotopenverhältnissen abgeleitet werden.

Druck- und Temperaturabschätzungen an den Orthogneisen ergeben für die variszische Metamorphose mit koexistierenden Granat-Biotit und Granat-Phengit-Paaren Temperaturen zwischen 554 und 598° C und Drucke zwischen 6 und 9 Kbar (Phengit-Barometer, MASSONNE, 1987).

Sedimentologisch - Hydrogeologische Untersuchungen der quartären Talfüllungen im Bereich Terlan - Andrian

Valentin Schroffenegger

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, Institut für Petrologie, Wien 1994

Im Rahmen dieser Arbeit konnten die quartären und subrezentenen Alluvionen im Bereich von Terlan und Andrian entsprechend ihren unterschiedlichen Bildungsbedingungen mittels hydrochemischer Kartierung sowie gezielter sedimentpetrographischer und geophysikalischer Untersuchungen charakteristischen Sedimentationsentwicklungen zugeordnet werden.

Aufgrund detaillierter *Schwermineralanalysen* konnten im Oberflächennahbereich des Untersuchungsgebietes drei unterschiedliche Mineralvergesellschaftungen definiert werden. Entsprechend ihren Schwermineralspektren und ihrer Schüttungszugehörigkeit wurden sie demnach einer "Talbereich-" und "Mischbereich-Population" sowie einer "Schuttfächer-Population" zugewiesen.

Zur Klärung der Mächtigkeit und des Kornaufbaues der Sedimentkörper sowie der sich daraus ergebenden petrographisch-hydrogeologischen Eigenschaften wurden sowohl *geoelektrische Bodensondierungen* als auch *refraktionsseismische Messungen* durchgeführt. Die heterogenen Rinnensedimenten verwilderter Flüsse (braided river) zuzuordnenden Etschsedimente lassen sich sehr gut von den durch weitgehend konstante Ablagerungsbedingungen charakterisierten Überschwemmungssedimenten unterscheiden.

Die Schuttkegel sind in Übereinstimmung mit dort abgeteufte *Kernbohrungen* durch ein, gegen den Kegelfuß hin, beobachtetes Auskeilen hochhohmiger Ablagerungen charakterisiert.

Hydrochemische Untersuchungen ermöglichten aufgrund geogener und anthropogener Einflüsse eine Typisierung der Grundwässer. Der erhöhte Mineralisierungsgrad im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes läßt sich durch die, in den Grundwasserschichtenplänen deutlich nachweisbare, laterale Einspeisung von Hang- und Oberflächenwässern aus den mesozoischen Gesteinsabfolgen des

Mendelmassivs deuten. Die im Bereich von Terlan-Kreuth festgestellten Sulfatanreicherungen dürften auf den ehemaligen Sulfiderzabbau von Silberleiten/Rauhenbühel zurückzuführen sein. Erhöhte Natriumgehalte auf der orographisch linken Talseite werden hingegen durch Kluftwässer aus dem Bozener Porphyrykomplex bedingt. Die leicht erhöhten Konzentrationen von Nitraten im Bereich der beiden Schuttfächer sowie jene von Ammonium-, Kalium- und Phosphationen im Grundwasser der Talsohle müssen anthropogenen Einflüssen zugeschrieben werden.

Der *Grundwasserspiegel* ist generell durch starke jahreszeitlich bedingte Schwankungen charakterisiert. Die verstärkte Entnahme von Grundwasser für landwirtschaftliche Zwecke ist deutlich im Jahresgang ersichtlich.

Sedimentpetrographisch-hydrogeologische Untersuchungen der quartären Talfüllung im Raum Nals - Vilpian (Südtiroler Etschtal - Italien)

Thomas Senoner

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, Institut Für Petrologie, Wien 1994

Die Alluvionen im untersuchten Areal zwischen Nals und Vilpian, im Südtiroler Etschtal, weisen entsprechend ihrer unterschiedlichen Bildungsbedingungen einen voneinander verschiedenen petrographischen Charakter auf.

Schwermineralanalysen führen zu einer Dreigliederung der Talfüllung: Die Ablagerungen der Etsch zeigen deutlich größere Anteile an Amphibolen als die des Murkegels vom Höllentalbach. Zwischen diesen beiden Extremen liegen - wegen der starken Überdeckung ihres Einzugsgebietes mit Moränenmaterial - die Schwemmfächer des Vilpianer und Nalser Baches.

Geoelektrische Bodensondierungen zeigen den unterschiedlichen stratigraphischen Aufbau der Talfüllung: Die Sedimente der Etsch sind typisch für jene verflochtener Flüsse (braided river), deren Ablagerungen im Bereich ihres früheren, noch unregulierten Verlaufs durch rinnenartige, stark wechselnde Sand- und Kiesbänke gekennzeichnet sind und im weiteren Umfang, sofern sie sich nicht mit den Sedimenten der Schwemmfächer verzahnen (Vilpian), von niedrig-ohmigen (siltig-tonigen) Überschwemmungssedimenten abgelöst werden.

Diese Ablagerungen wirken als Grundwasserstauer und bewirken im Bereich "Prati di Nalles" die Ausbildung von artesischen Brunnen. Die zwei Profile durch die Nalser Schuttkegel zeigen für den Murkegel des Höllenbachtals deutlich niederere Widerstände (höherer Feinkornanteil und geringere Durchlässigkeit) als für den Schwemmfächer des Nalser Baches, der im Gegensatz zu ersterem eine Korngrößenabnahme gegen den Kegelfuß hin zeigt.

Diese sedimentpetrographische Differenzierung wirkt sich ganz eindeutig auf die *Grundwasserströme* aus: Der Grundwasserfluß weist infolge des mächtigen Stauhorizontes große Inhomogenitäten auf. Die artesischen Brunnen, deren Einspeisung im oberen Abschnitt des Nalser Schwemmfächers erfolgt, heben sich deutlich von den umliegenden Brunnen ab.

Hydrochemische Analysen ergaben hohe Sulfatkonzentrationen in den Wässern des westlichen Untersuchungsgebietes, wobei auch die artesischen Brunnen davon betroffen sind. Dies ist auf die mesozoischen Gesteinsabfolgen (Gipsvorkommen) an der westlichen Talflanke zurückzuführen. Hohe Sulfatkonzentrationen machen sich auch grundwasserstromabwärts von den Halden der Blei-Zink-Bergwerke Rauenbühel und Silberleiten bemerkbar. Die östliche Talflanke weist durchgehend höhere Natriumwerte auf (Quarzporphyr). Die hohe Durchlässigkeit der Sedimente an den Schuttfächern führt zu einer stärkeren Nitratzufuhr, die jedoch durchwegs weit unter den Trinkwassergrenzwerten bleibt.

Was die *anthropogene Beeinflussung* des Grundwasser anbelangt, so machen sich die starken Entnahmen in den Sommermonaten bemerkbar. Der Eintrag von Nährstoffen führt bis auf mancherorts auftretende erhöhte Ammoniumwerte zu keiner sonderlichen Belastung des Grundwassers.

Petrologische Untersuchungen an Metapeliten und Amphiboliten des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kaunertal)

Peter Tropper

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Graz 1993

Im Ötztal-Stubai Kristallin (ÖSK) kann man petrologisch und geochronologisch mindestens drei Metamorphoseereignisse nachweisen. Die Variszische Metamorphose prägte im wesentlichen den Mineralbestand. Es war das Ziel dieser Arbeit zusätzliche thermobarometrische Daten zu den bestehenden Daten über dieses Metamorphoseereignis aus den Amphiboliten von MOGESSIE (1984, 1986) und Metapeliten von VELTMAN (1986) zu liefern. Der Schwerpunkt der Arbeit lag in:

- 1.) der Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen des amphibolitfaziellen Hauptereignisses mit Hilfe einer Vielzahl von Geothermobarometern aus den Metapeliten und Amphiboliten und
- 2.) in der Modellierung des prävariszischen Geschehens über mathematische Methoden (differentielle Thermodynamik).

Die Geothermobarometrie in den Metapeliten und Amphiboliten liefert konsistente Ergebnisse von 570 - 650° C und 5 - 7,5 Kbar für das Variszische Hauptereignis. Diese Bedingungen dürften in Bezug auf den prograden Granatzonarbau in der Nähe

des Metamorphosehöhepunktes liegen. Die Fehlerrechnung mit Hilfe der least squares Methode von Dachs (1992, pers. Mitt.) an der Granat-Biotit-Thermometrie und der Granat-Plagioklas-Kyanit-Quarz-Barometrie bestätigt diesen Druck und Temperaturbereich ebenfalls. In den Amphiboliten ist aufgrund des Zonarbaues der Amphibole und Plagioklase das Finden von Gleichgewichtsparagenesen äußerst schwierig. Die textuell markante Granatzerfallsreaktion:



wurde für die thermobarometrischen Untersuchungen herangezogen, da textuelle Kriterien eindeutig für einen Ablauf dieser Reaktion nach der Hauptkristallisation hindeuten. Die Reaktionsbedingungen konnten über das gleichnamige Thermobarometer bestimmt werden und können mit 550 - 600° C und 3,5 - 4,5 Kbar angegeben werden. Der Ablauf dieser Reaktion ist aufgrund phasenpetrologischer Überlegungen (Schreinemakersanalyse) noch vor dem Staurolithzusammenbruch möglich. Das Auftreten der AFM-Paragenese Grt-Sta-Ky-Bt läßt den Schluß zu, daß Staurolith durch zusätzliche Komponenten (z.B. Zn) noch stabilisiert wird.

Die Zonarbauformen der Granate und Amphibole geben Hinweise auf ältere druckbetonte Druck- und Temperaturbedingungen vor dem amphibolitfaziellen Hauptereignis. In den Granaten läßt die Ca-Zonierung, die in den Randbereichen stark abfällt, diesen Schluß zu. Die Ca-Zonierung der Granate läßt sich möglicherweise mit der Al-Zonierung der Hornblendes, die am Rand ebenfalls sehr stark abfällt, korrelieren. Die komplexen Zonarbauformen, von MOGESSIE (1986) aus dem Kaurntal beschrieben, konnten nicht nachgewiesen werden. Dieser Metamorphoseverlauf konnte auch mit Hilfe der differentiellen Thermodynamik (Gibbs-Methode) für die Granate nachgewiesen werden. Der Nachteil dieser Methode ist die Abhängigkeit vom Gesteinschemismus, sodaß sich die erhaltenen P-T Pfade von Proben mit unterschiedlichem Mineralbestand nur bis zu einem bestimmten P-T Bereich (550 - 570° C, 7 - 8 Kbar) decken. Die Berechnungen mit Hilfe dieser Methode gelten nur für die äußersten Granatbereiche, da hier noch die Stabilität der koexistierenden Minerale gegeben ist. Die Pfade aus den äußersten Granaträndern geben einen Hinweis auf ein Granatwachstum bei mäßig steigenden Temperaturen (ca. +10° C/Kbar) und rasch fallenden Drucken (ca. 1 Kbar/10° C). Die Kristallisationsreihenfolge der Aluminiumsilikate von Kyanit über Sillimanit zu Andalusit bestätigen diesen Metamorphoseverlauf ebenfalls.

Die Sm/Nd-Datierungen von Granat und Omphazit aus den Eklogiten des zentralen ÖSK von THÖNI (1993, pers. Mitt.) ordnen die eklogitfazielle Metamorphose eindeutig einem frühvariszischen Metamorphoseereignis zu. Die Abkühlrate wurde mit Hilfe von Sm/Nd-Daten von einem gut erhaltenen Granat (344 ± 1 Mio), von bereits zu Biotit und Sillimanit reagierten Granaten (330 ± 1 Mio) und den vorhandenen Rb/Sr-Daten von Hellglimmern (ca. 330 Mio) mit 3° C/Million Jahre errechnet. Dies entspricht einer Hebungsrate von ca. 0,01 cm/Jahr. Diese geochronologischen Daten untermauern die petrologischen und mineralchemischen Hinweise auf einen druckbetonten frühvariszischen Metamorphoseverlauf vor dem amphibolitfaziellen Hauptereignis.

ERRATA

Die Abb. 2 in M. THÖNI & CH. MILLER: Geochemie und Herkunft der Eklogite des ostalpinen Ötztal-Kristallins (Projekte S4705 und S4702) auf S 154 der Mitt. Österr. Miner. Ges. Band 138 sollte lauten:

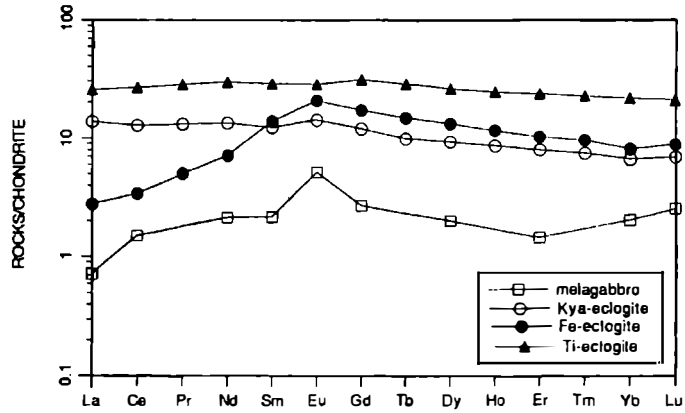


Abb. 2: Darstellung der Chondriten-normierten SEE-Analysen der Ötztaler Eklogite.

TÄTIGKEITSBERICHT ÜBER DAS VEREINSJAHR 1993

1. Im Vereinsjahr 1993 fanden folgende Vorträge statt.

Veranstaltungsort: Wien

11. 1. Prof.Dr. J. Zemann (Wien)
"Thallium in Mineralogie und Geochemie"
18. 1. Prof.Dr. H. Kurzweil (Wien)
"Die Quarzsande im mittleren Burgenland und ihre Verwertbarkeit als Massenrohstoff"
25. 1. Prof.Dr. G. Friedrich (Aachen)
"Schichtgebundene Pb-Zn-Vorkommen in klastischen Sedimenten vom Typ Maubach-Mechernich - Lagerstättenbildung durch intraformationale Prozesse"
22. 3. Dipl.Ing. Karl Götzendorfer (Leonding)
"Saurüssel/Mörchnerkar und Alpeiner Scharte - zwei berühmte Mineralfundstellen im Zillertal"
29. 3. Doz.Dr. C. Köberl (Wien)
"Das Re-Os Isotopensystem und seine Anwendung in Geo- und Kosmochemie"
3. 5. Dr. S. M. Sterner (Bayreuth)
"Investigation of Fluid Properties at High Pressures and Temperatures using Synthetic Fluid Inclusions"
10. 5. Prof.Dr. P. Englert (San Jose, USA)
"Mars erkundung mit dem Mars-Observer-Programm"
17. 5. Dr. F. Melcher (Leoben)
"Mineralogie und Ablagerungsbedingungen altproterozoischer chemischer Sedimente in Ghana, West-Afrika"
7. 6. Prof.Dr. W. F. Müller (Darmstadt)
"Temperatur und Verformungsgeschichte von Meteoriten am Beispiel von Allende und Shergotty"
14. 6. Dr. U. Henn (Idar-Oberstein)
"Die Edelsteine Sri Lankas - Vorkommen und Eigenschaften"
21. 6. Dr. L.B. Mc.Cusker (Zürich)
"Die Entschlüsselung der Pulver-Beugungsdaten von Zeolithen"

18. 10. Prof.Dr.-Ing. K.-H. Jacob (Berlin)
 "Selbstorganisation von Mineralgefügen durch Energiedissipation
 (Neue Erkenntnisse für die Geowissenschaften ?)"
25. 10. Dr. G. Niedermayr (Wien)
 "Über neue Mineralfunde in Österreich"
15. 11. Dr. F. Damaschun (Berlin)
 "Denkmalpflege - Ein Einsatzgebiet für die klassische Petrographie"
22. 11. Dipl.-Ing. O. Fitz (Wien)
 "Die Mineraliensammlung des Kronprinzen Rudolf von Habsburg-
 Lothringen"
29. 11. Dr. C.J. Morrissey (Bristol)
 "Relevance of precursor mineralogy to theories of ore genesis"
6. 12. Dr. R. Klemd (Bremen)
 "Petrologie und Fluideinschluß-Untersuchungen an eklogitfaziellen
 Metasedimenten des Münchberger Deckenstapels (NO-Bayern)"
13. 12. Dr. J. Bohsung (Heidelberg)
 "Die neue Heidelberger Protonenmikrosonde - Aufbau und Anwendun-
 gen"

Zusätzlich wurden zwei Bestimmungsabende abgehalten und die Gesellschaft war zu sechs Veranstaltungen (Vorträge, Diskussionen) eingeladen. Am 28. 5. fand das Festkolloquium mit drei Vorträge zum 70. Geburtstag von Prof. Zemann statt. Im Sommersemester 1993 veranstaltete das Staatliche Edelsteininstitut im Naturhistorischen Museum Wien einen Kurs zur praktischen Edelsteinbestimmung, der von zahlreichen ÖMG-Mitgliedern besucht wurde.

Veranstaltungsort: Salzburg

24. 3. Dr. G. Korschinek (München)
 "Beschleuniger-Massenspektrometrie: Anwendung zur Bestimmung
 von Erosionsraten"

Veranstaltungsort: Leoben

19. 10. Prof.Dr.-Ing. K.-H. Jacob (Berlin)
 "Selbstorganisation von Mineralgefügen durch Energiedissipation
 (Neue Erkenntnisse für die Geowissenschaften ?)"
1. 12. Dr. C.J. Morrissey (Bristol)
 "Relevance of precursor mineralogy to theories of ore genesis"

Veranstaltungsort: Innsbruck

Alle Veranstaltungen wurden im Rahmen des Geokolloquiums WS92/93 bis WS93/94 abgehalten.

- 21. 1. Prof.Dr. W. Johannes (Hannover)
"Bildung und Entwicklung granitischer Magmen (PT-Pfade aufsteigender Magmenkörper"
- 18. 3. Prof.Dr. S. Hoernes (Bonn)
"Granulitfazielle Fragen der Unterkruste".
- 28. 10. D. Rammlmair (Hannover)
"Goldquarzgänge im Sukuma-Land/Greenstone-Belt, NW-Tanzania"
- 4. 11. B. Hubmann (Graz)
"Altpaläozoische Grünalgen Österreichs: Systematik, Ökologie und Florenprovizialismus"
- 11. 11. R. Boehler (Mainz)
"Experimentelle mineralogische Untersuchungen bei Mantel/Erdkern-Bedingungen"
- 18. 11. H. Dietrich (Greifswald)
"Kompaktionsmodellierung an Ca-Sulfaten und Karbonaten"
- 25. 11. U. Münzer (München)
"Fernerkundung in Island - neue Möglichkeiten für den Geowissenschaftler"
- 2. 12. G. Niedermayr (Naturhistorisches Museum Wien)
"Alpine Quarze und ihre Bedeutung für die alpine Kluftmineralisation"

Veranstaltungsort: Graz

Die Vorträge wurden gemeinsam mit dem Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark und dem Joanneum-Verein veranstaltet.

- 9. 3. Dr. V. Alekseev (Apatiti, Rußland)
"Macroscopic scale structures of the Kola peninsula, Baltic shield"
- 16. 3. Prof.Dr. R.D. Dallmeyer (Athens, USA)
"Tectonothermal evolution of a transpressional orogen: The East Greenland Caledonides"
- 20. 4. Dr. D. Rammlmair (Hannover)
"Goldquarzgänge in Nyarkagwe, NW Tansania"

18. 5. Prof.Dr. P. Englert (San Jose, USA)
"Marserkundung mit dem Mars-Observer-Programm"
25. 5. Dr. M. Schmid (Zürich)
"Wasserhältige Phasen in Subduktionszonen: Eine experimentelle Untersuchung von 10 - 60 kbar"
8. 6. Prof.Dr. W.F. Müller (Darmstadt)
"Temperatur und Verformungsgeschichte von Meteoriten am Beispiel von Allende und Shergotty"
15. 6. Dr. U. Henn (Idar-Oberstein)
"Die Edelsteine Sri Lankas - Vorkommen und Eigenschaften"
30. 11. Dr. C.J. Morrissey (Bristol)
"Relevance of precursor mineralogy to theories of ore genesis"
7. 12. Dr. R. Klemd (Bremen)
"Petrologie und Fluideinschluß-Untersuchungen an eklogitfaziellen Metasedimenten des Münchberger Deckenstapels (NO-Bayern)"
14. 11. Dr. J. Bohsung (Heidelberg)
"Die neue Heidelberger Protonenmikrosonde - Aufbau und Anwendungen"

2. Im Vereinsjahr 1993 wurden zwei ÖMG-Exkursionen durchgeführt.
Exkursion nach Südafrika (1. 2. - 21. 2, 28 Teilnehmer).
Exkursion in das Südliche Erzgebirge (20. 5 - 23. 5, 20 Teilnehmer).

3. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in zwei Vorstandssitzungen.

4. Der Band Nr. 138 der Mitteilungen wurde fertiggestellt und nach dem Druck den Mitgliedern im September zugesandt.

5. Mitgliederbewegung

Mitgliederstand vom 31.12. 1992		316
Ehrenmitglieder:		11
Träger der Becke-Medaille		7
Neue Mitglieder	Doz. Dr. T. Armbruster B. Asböck HR Dr. F. Blümel	+ 21

	H. Brandes	
	W. Gebert	
	D. Gregurek	
	K. Hasenberger	
	C. Hauzenberger	
	R. Kaindl	
	Mag. P. Karanitsch	
	P. Kurtz	
	M. Leute	
	Mag. C. Lichem	
	Mag. M. Linner	
	T. Mlekusch	
	Mag. C. Pressel	
	R. Schulte-Stockbrügger	
	Dr. O. Thalhammer	
	X. Teiml	
	Mag. P. Tropper	
	Mag. W. Winkler	
Verstorben	Dr. G. Leopold	-6
	Dipl.-Ing. Dr. L. Panny	
	M. Primas	
	OSTR. Mag. F. Stangl	
	M. Svatos	
	Prof. Dr. Dipl.-Ing. H. Wieseneder	
Ausgetreten		-6
Unbekannt verzogen		-3
Ausgeschlossen	G. Stelzl	-1
	(wegen Nichtbezahlung des Mitgliedsbeitrages)	
Mitgliederstand mit 31. 12 1993		322
Ehrenmitglieder:		10
Träger der Becke-Medaille		7

Wien, 13. 1. 1994

F. Brandstätter
(Schriftführer)