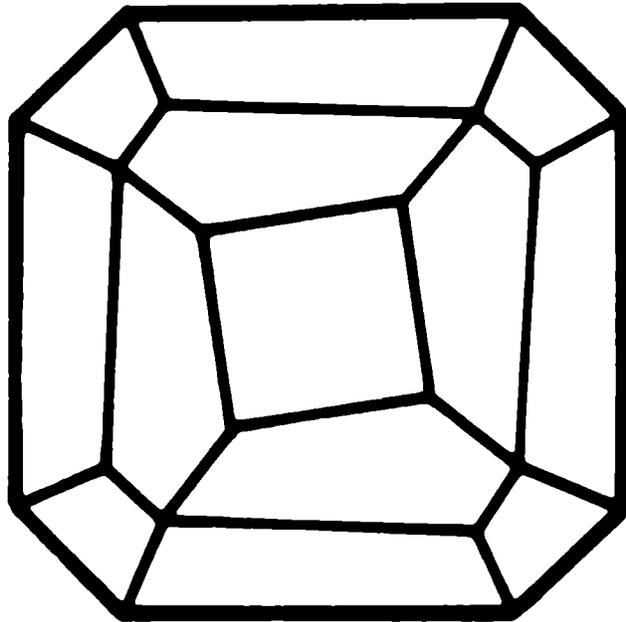


Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



Band 151

2005

Herausgegeben von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
für das Vereinsjahr 2004
Eigenverlag

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Band 151



2005

Vereinsjahr 2004

Gefördert aus Mitteln des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kultur in Wien.

Impressum:

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Österreichische Mineralogische Gesellschaft
p.A. Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien
Burgring 7, A-1014 Wien
Homepage: <http://www.univie.ac.at/Mineralogie/Oemg.htm>
ISSN 1609-0144

Redaktion:

Friedrich Koller, Institut für Geologische Wissenschaften, Universität Wien
Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien
Anton Beran, Institut für Mineralogie & Kristallographie, Universität Wien
Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien
Richard Tessadri, Institut für Mineralogie & Petrographie, Universität Innsbruck
Innrain 52, A-6020 Innsbruck
Guest Editor (MinPet 2005): Johann G. Raith (Montanuniversität Leoben)

Gestaltung und Layout:

R. Tessadri (Innsbruck)

Für den Inhalt sind die Autoren selbst verantwortlich.

Druck: Anton Riegelnik, Piaristengasse 19, A-1080 Wien

Printed in Austria

INHALT

MinPet 2005

25. - 29. September 2005, Schladming, Styria, Austria – Abstracts

PREFACE/VORWORT	S. 13
PLENARY LECTURES	
Pushcharovsky D. Yu.: New approaches in XRD studies of minerals	S. 17
Rossmann G. R.: Hydrous components in nominally anhydrous minerals	S. 18
KEYNOTE LECTURES	
Abart R., Keller L., Milke R. & Schmid D.: New methods open new perspectives on mineral reactions	S. 19
Dietzel M. & Köhler S.: Aspects of applied and environmental mineralogy at low temperature	S. 20
Melcher F.: High-technology metals: demand, resources and deposits – focus on germanium and indium	S. 21
Pironon J., Jacquemet N., Bourdet J. & Bakker R. J.: Applications of the fluid inclusion technique to petroleum geology and acid gas storage	S. 22
TALKS AND POSTERS	
Azim-Zadeh A., Ebner F., Prochaska W. & Jiang S.-Y.: Tektonische Struktur und Geochemie der Magnesitlagerstätte Hohentauern	S. 23
Bakker R. J. & Diamond L. W.: Estimation of volume fractions of liquid and vapour phases in fluid inclusions and inclusion-shape definitions	S. 24
Bakker R. J., Piribauer C. J. & Strauß V.: Development of a high quality Raman spectral library for minerals and fluids	S. 25
Bakker R. J. & Ressler A.: Synthetic fluid inclusions in quartz: Production of standard solutions at high temperature and pressure	S. 26
Bertoldi C., Dachs E. & Lattard D.: Low and high temperature heat capacities of deerite, howieite and zussmanite	S. 27
Bock H., Kesten D. & Werner W.: Bausandsteine Südwestdeutschlands und ihre Bedeutung für die Erhaltung von Kulturdenkmälern	S. 28
Bojar A.-V., Rieser A. B., Neubauer F., Bojar H.-P., Genser J., Yongjiang L. & Xiao-Hong G.: Dolomite and sulphate formation in an arid environment, western Qaidam, China	S. 29
Bojar H. P. & Walter F.: Fluoro-magnesiohastingsite: a new member of the amphibole-group from Dealul Uroi, Apuseni Mountains, Romania	S. 30
Brandstätter F. & Niedermayr G.: TiO ₂ -Gehalt von Adularen aus alpinen Klüften	S. 31
Breiter K., Förster H.-J. & Skoda R.: Unusual chemistry of zircon from peraluminous granites	S. 32

Breiter K. & Koller F.: New interesting types of granitoids in the Three-Corner-Country (Dreiländereck) of Austria, Czech Republic and Germany	S. 33
Castro de Machuca, B., Mogessie A., Previley L., Bjerg E., Kostadinoff J., Ferracutti G. & Schneider I.: The mafic-ultramafic rocks and surrounding basement of the La Huerta and Valle Fertil Ranges, San Juan, Argentina	S. 34
Çina A.: Niccolite-maucherite assemblages from the Albanian ophiolite complex	S. 35
Cvetkovic V., Hoeck V. & Prelevic D.: Mantle source characteristics of the Paleogene mafic alkaline rocks of the east Serbian Carpatho-Balkanides	S. 36
Diekamp A., Bidner T. & Mirwald P. W.: Characterisation of historic mortars and plasters	S. 37
Ebner F. & Wilson I.: Magnesit – globales Potential und Lagerstättencharakteristik	S. 38
Effenberger H. & Mihajlovic T.: SrHASO ₄ : structural relations to monetite, weilite, α-SrHPO ₄ , α-NaHSO ₄ and HgHPO ₄	S. 39
Ferracutti G., Mogessie A. & Bjerg E.: Chemical and mineralogical profile of the Las Águilas mafic-ultramafic drill core, San Luis Province, Argentina	S. 40
Filip J., Zboril R., Zeman J., Grygar T. & Mashlan M.: Amultianalytical approach for study of fresh nanosized precipitates from Amdat Zlaté Hory, Czech Republic	S. 41
Fleck M., Tillmanns E. & Bohaty L.: Glycine metal halogenides: An overview	S. 42
Gaidies F., Abart R., de Capitani C., Schuster R. & Connolly J. A. D.: Garnet isopleth geothermobarometry: A method to obtain P-T estimates for the Permian metamorphic event in the Wölz Tauern, Eastern Alps	S. 43
Gerdes A. & Finger F.: Über die ältesten Zirkone Österreichs und neue Möglichkeiten in der Grundgebirgsforschung durch Einsatz moderner Laser-Ablations-ICP-MS Zirkonanalytik	S. 44
Giester G., Pertlik F. & Ulrych J.: Die Kristallstruktur des Minerals Hainit	S. 45
Goritschnig B., Braga R., Meisel T., Mogessie A. & Morten L.: Petrology and geochemistry of mantle xenoliths from the Adige Valley, Northern Italy	S. 46
Grillo S. M. & Prochaska W.: Hydrothermal talc and chlorite mineralization in central Sardinia/Italy	S. 47
Handler R. & Neubauer F.: ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ages from adularia and white mica constrain the timing of vein-formation in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria)	S. 48
Hoeck V. & Ionescu C.: Mesozoic magmatism in the Eastern Carpathians (Romania)	S. 49
Hofer R., Unterwurzacher M., Diekamp A. & Mirwald P. W.: Charakterisierung von Baustoffen	S. 50
Hrauda N. & Lengauer C. L.: Manganführende Roedderite vom Bellerberg, Eifel	S. 51
Ionescu C., Ghergari L., Simon V., Horga M. & Hoeck V.: Geoarchaeological studies on Late Bronze Age ceramics from Transylvania (Romania)	S. 52
Ionescu C. & Hoeck V.: Brucite deposits in the Apuseni Mts., Romania	S. 53
Janousek V., Farrow C. M. & Erban V.: Calculations and plotting in igneous geochemistry: Corvée abolished at last! [GCDKIT 2.00 released]	S. 54
Janousek V., Gerdes A., Vrána S., Finger F. & Erban V.: Relics of a late Devonian magmatic arc in the Moldanubian zone	S. 55
Judik K., Rantitsch G., Rainer T. & Árkai P.: Raman spectroscopic investigations on low-temperature metamorphic rock series from Mt. Medvednica, Croatia	S. 56
Julinová M., Kalendová & Hoffmann J.: Organically modified clays and their stability in an aqueous aerobic environment	S. 57

Julinová M., Kalendová & Hoffmann J.: Organically modified clays as potential stabilising agents for PVC films	S. 58
Jusufati M. & Londo R.: Physical-mechanical and mineralogical properties of Shkumbini River alluvial deposits (Albania)	S. 59
Kahlenberg V.: Alkaline earth aluminates/gallates and perovskites: Two sides of the same coin	S. 60
Kaindl R., Mitterer C., Franz R. & Tessadri R.: Two-dimensional temperature-dependent Raman-mapping of aluminium-chromium-nitride hard coatings	S. 61
Kesten D. & Kleinschnitz M.: Rohstoffgeologische Landesaufnahme zwischen Schwarzwald und Alpen – Beispiele aus der Praxis	S. 62
Kocks H., Burgath K-P., Melcher F., Meisel T., Mohr M. & Bosniaku B.: PGE and Os-isotopic implications for chromite formation in the Shebeniku Complex, Albania	S. 63
Kolb C., Martin-Fernández J. A., Abart R., Lammer H., Thió Fernández de Henestrosa S. & Pawlowsky-Glahn V.: The chemical variability at the surface of Mars: Implications for rock weathering	S. 64
Kolitsch U., Bernhardt H.-J., Krause W. & Blaß G.: Triclinic $\text{PbFe}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4(\text{H}_2\text{O},\text{OH})$ and its crystal structure: A new phosphate mineral from the Taunus, Germany	S. 65
Kolitsch U. & Blaß G.: Triclinic “phillipsite” in a Ca-rich xenolith from the Bellerberg, Eifel, Germany: Reduction of symmetry due to nearly complete Al-Si ordering – Evidence for an unusual cooling history?	S. 66
Kolitsch U., Schwendtner K. & Pring A.: Crystal chemistry of the alunite supergroup: Hydrothermal synthesis and crystal structures of the chromates $\text{KSc}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$, $\text{KIn}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$ and $\text{RbIn}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$	S. 67
Kolitsch U. & Witzke T.: First occurrence in nature of a mineral containing a Dowson-type hetropolyanionic cluster $[\text{As}_2\text{Mo}_{18}\text{O}_{62}]^{6-}$: Evidence from a crystal structure determination	S. 68
Konzett J., Libowitzky E. & Miller Ch.: Clinopyroxenes with oriented inclusions of quartz and calcic amphibole from the Saualpe and Pohorje Mountain eclogites – indicators of UHP conditions?	S. 69
Krenn E. & Finger F.: Aufgabenstellung und Ziele von FWF-Projekt P18070 “Mikrosonden-Monazitdatierungen im Altkristallin der Ostalpen”	S. 70
Krenn K., Bauer Ch., Tirk H., Hoinkes G. & Proyer A.: Rapid decompression from deep crustal level: Evidence from fluid inclusion densities in metamorphic index minerals UHP rocks	S. 71
Krickl R. & Wildner M.: Crystal structures of acentric and centrosymmetric members of the $\text{A}^{+2}\text{Me}^{2+}_3(\text{OH})_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ -group	S. 72
Krickl R. & Wildner M.: Structure and crystal chemistry of synthetic Co- and Ni natrochalcites: The shortest hydrogen bonds among mineral-type compounds	S. 73
Krivovichev, S. V., Chernyshov, D. Yu., Döbelin, N., Kahlenberg, V., Tessadri, R., Armbruster, T. & Kaltenhauser, G.: The crystal structure of tyrolite, $\text{Ca}_2\text{Cu}_9(\text{AsO}_4)_4(\text{CO}_3)(\text{OH})_8(\text{H}_2\text{O})_{10}$: Synchrotron X-ray diffraction study	S. 74
Krüger H. & Kahlenberg V.: Aperiodic order of tetrahedral chains in $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$ at high temperatures	S. 75
Kucha H. & Raith J. G.: Gold-oxysulphide formation in copper ores in the Greywacke Zone, Austria: A fluid inclusion study using IR-microscopy	S. 76
Kurz B. & Götzinger M. A.: Zn-Fe-Pb-Cu-Mineralisationen in Marmoren der Bunten Serie, Böhmisches Massiv, Niederösterreich	S. 77

Lazic B., Kahlenberg V., Konzett J. & Kaindl R.: On the existence of a novel high-pressure CaAl ₂ O ₄ modification	S. 78
Leichmann J., Marek K. & Zeman J.: Reactions between agate nodules and penetrating CO ₂ rich fluids – a CL-EMS study	S. 79
Lenaz D., Piani E., Zaccarini F., Garuti G. & Princivalle F.: Spinel geothermometry in the metasomatic chromitites of the Finero mantle massif, Ivrea Zone (western Italian Alps)	S. 80
Lenitz H., Koller F., Seemann R. & Beran A.: Granat-Korund-Paragenese Saualpe, Kärnten	S. 81
Loidl G. Ch. & Thalhammer O. A. R.: The Guli alkaline-ultramafic complex, northern Siberia, Russia: Mantle metasomatism as the genetic process	S. 82
Losos Z. & Dolezalová H.: Sphalerites in particular genetic types of sulphide mineralization in the Rožná uranium deposit (Czech Republic)	S. 83
Mair V., Tropper P. & Thöny W.: Die Kontaktmetamorphose des Kreuzberg Granits – erste Ergebnisse aus der Tiefbohrung Meran	S. 84
Mali H.: A petrographic standard for determination of iron ore reducibility in gas based direct reduction processes	S. 85
Marinescu M., Popescu G., Dinu I. & Neascu A.: Granite exploitation in Romania	S. 86
Marinescu M., Popescu Gh. C. & Neacsu A.: The structure of world-wide energy and mineral commodities	S. 87
Marinescu M., Popescu Gh. C., Popa I. & Neacsu A.: Travertine from Romania: Actual exploitation and economic recovery	S. 88
Mayer A., Gerdes A., Starijas B. & Finger F.: Die Metabasitkörper des niederösterreichischen Moldanubikums: Geochemie und neue Zirkonalter	S. 89
Mayringer F., Gerdes A., Treloar P., Dörr W., Finger F., Shengelia D. & Starijas B.: Geological evolution of the Dzirula Massif, Georgia	S. 90
McKelson J. & Thalhammer O. A. R.: The dunite complex of the Guli Massif, northern Siberia, Russia: A multidisciplinary study	S. 91
Meisel T., Braga R. & Morten L.: How robust are platinum group elements under HT-HP conditions? The Nonsberg-Ultental peridotites as natural laboratory	S. 92
Mirwald P. W.: Pilot compression study of albite glass and H ₂ O saturated albite melt	S. 93
Moshammer B. & Schuster R.: Ergebnisse rohstoffgeologischer Basisuntersuchungen von ausgewählten Marmorvorkommen in Österreich und Anwendung von Sr-Isotopie	S. 94
Neubauer F., Lips A., Kouzmanov K., Lexa J. & Ivascanu P.: Subduction, slab detachment and mineralization: The Neogene in Apuseni Mountains and Carpathians	S. 95
Neubauer F. & Handler R.: Variscan, late Variscan or early Alpine tectonothermal evolution of the central Greywacke Zone, Austria: New insights from ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar mica dating	S. 96
Oberwalder S., Hauzenberger C. A., Hoinkes G., Makene C. K. & Muhongo S.: Granulite facies metamorphism in the Pare and Usambara Mountains, NE-Tanzania	S. 97
Obojes U., Unterwurzacher M. & Mirwald P. W.: Der Kalktuff von Thiersee (Tirol) im Vergleich mit anderen hochporösen karbonatischen Naturbausteinen	S. 98
Obojes U., Tropper P., Saxer A. & Mirwald P. W.: Petrophysikalische und materialtechnische Untersuchungen an historisch bedeutenden Bausteinen und ihr Verhalten bei Brandeinwirkung	S. 99
Onuzi K., Çina A., Boshnjaku B. & Bedini E.: Metallogenic map of Albania	S. 100
Pavicevic M. K., Cvetkovic V., Amthauer G., Bieniok A., Boev B., Brandstätter F. & Prohaska T.: Quarz und Cristobalit aus Allchar als Monitore für kosmogenes ²⁶ Al	S. 101

Pertlik F.: Die unter Anleitung von Cornelio Doelter verfassten Dissertationen als Teil seines wissenschaftlichen Erbes	S. 102
Piber A. & Tropper P.: The polymetamorphic evolution of the Austroalpine Innsbruck Quartz-phyllite Complex	S. 103
Rantitsch G., Sachsenhofer R. F., Hasenhüttl C., Russegger B. & Rainer T.: Thermal evolution of an extensional detachment as constrained by organic metamorphic data and thermal modeling: Graz Paleozoic Nappe Complex (Eastern Alps)	S. 104
Redhammer G. J., Tippelt G., Bernroider M., Lottermoser W., Amthauer G. & Roth G.: Mixed valence compound melonjosephite $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_2$: Structure and ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy	S. 105
Schleifer N.: Petrophysics – possibilities and limits in mineralogical interpretation	S. 106
Schneider Y., Pühr B., Tirk H., Krenn K., Bauer C., Proyer A., Mposkos E., Perraki M. & Hoinkes G.: Metamorphic evolution of the UHP Kimi Complex, eastern Rhodope Mountains, Greece	S. 107
Schroll E. & Rantitsch G.: Late stage mineralization in the lead-zinc deposit Bleiberg	S. 108
Schwendtner K. & Kolitsch U.: Compounds in the system $M^{I+}M^{J+}\text{As}_2\text{O}_7$ ($M^{I+} = \text{Li, Na, K, Rb, Cs, Ag, Tl, NH}_4$; $M^{J+} = \text{Al, Ga, In, Sc, Cr, Fe}$): Novel representatives and an overview	S. 109
Schwendtner K. & Kolitsch U.: Novel compounds in the system $M^{I+}M^{J+}(\text{HAsO}_4)_2$ ($M^{I+} = \text{Li, Na, K, Rb, Cs, Ag, Tl}$; $M^{J+} = \text{Al, Ga, In, Sc, Cr, Fe}$) – an overview	S. 110
Slavik R., Bednarik V. & Vondruska M.: Eine Studie zur Auflösung von Metakaolinit in alkalischer Lösung mittels Messung der Konduktivität	S. 111
Stingl K., Mayr N. & Weber J.: Roman cements: An outline of raw materials, production and use of natural cements in Austria	S. 112
Thalhammer O. A. R., Partic G. & Tauber K. B.: Beständigkeitseigenschaften und Anwendung von Aschenzement Pellets als Zuschlag für Leichtbetonsteine	S. 113
Thöny W., Schennach F., Tropper P. & Kaindl R.: Thermobarometric investigations on migmatites from the western and central Ötztal-Stubai-Kristallin	S. 114
Töbrens D. M. & Kahlenberg V.: NaYSi_2O_6 : A novel inosilicate with <i>Vierer</i> single chains	S. 115
Tropper P., Essene E., Rhede D., Ettinger K., Walter F. & Postl W.: A new Mn^{2+} -allanite from the Veitsch Mn deposit	S. 116
Unterwurzacher M., Bidner T. & Mirwald P. W.: Weathering experiments on different marbles under realistic pollution conditions	S. 117
Vukzaj N., Neziraj A. & Gjoni V.: Geological-petrological features of the Puka ophiolite Massif (Albania)	S. 118
Weil M., Tillmanns E. & Pushcharovsky D. Y.: New crystal structures with tetrahedral silver-mercury cluster cations: $(\text{Ag}_3\text{Hg})\text{VO}_4$, $(\text{Ag}_2\text{Hg}_2)_3(\text{VO}_4)_4$ and $(\text{Ag}_2\text{Hg}_2)_2(\text{HgO}_2)(\text{AsO}_4)_2$	S. 119
Werner W., Bock H. & Kimmig B.: Rohstoffsicherung in Baden-Württemberg – Ziele, Vorgehensweise und Ergebnisse	S. 120
Werner W. & Markl G.: Hydrothermalgänge im Schwarzwald – Bergbau, Entstehung und Lagerstättenpotential	S. 121
Wertl W., Griesser U., Kahlenberg V. & Tessadri R.: Physico-chemical and mineralogical characterisation of calcium phosphate bulk material	S. 122
Wierzbicka M., Kolitsch U. & Tillmanns E.: Preparation of M^{I+} - (M^{2+}) - M^{J+} -silicates ($M^{I+} = \text{Na, K, Rb, Cs}$; $M^{2+} = \text{Sr, Ba}$; $M^{J+} = \text{Sc, V, Cr, Fe, In, Y, Yb}$) by hydrothermal and flux growth methods: First results	S. 123

Wildner M. & Krickl R.: $\text{Na}_6\text{Fe}(\text{SO}_4)_4$, the ferrous analogue of vanthoffite, a potential ion conductor: Synthesis and crystal structure	S. 124
Zaccarini F., Garuti G. & Martin R. F.: Exotic accessory minerals in layered chromitites of the Campo Formoso Complex (Brazil)	S. 125
Zaccarini F., Proenza J. A., Lewis J. F., Ortega-Gutiérrez F. & Garuti G.: Diversity of Cr-PGE mineralization: Examples from Central and South America	S. 126

MinPet 2005

26. - 29. September 2005, Schladming, Styria, Austria – Ausstellung/Exhibition

“Die faszinierende Welt der Minerale und Kristalle” – Eine interaktive Ausstellung von Robert Krickl	S. 131
---	--------

Originalarbeiten

Drüppel K.: Von der Mantelschmelze zum Namibia Blue: Die komplexe Entstehungsgeschichte eines aussergewöhnlichen Natursteinvorkommens	S. 151
---	--------

Diplomarbeiten und Dissertationen von österreichischen Universitäten (Auszüge)

Banhammer A.: Untersuchungen zur Petrogenese der altkristallinen Gesteine des Zwölferzuges am Nordrand des Tauernfensters (Land Salzburg)	S. 187
Habäck M.: Charakterisierung der Poliersuspension PP503HX (Kunststoffglasfertigung) und das Alterungsverhalten von im Prozesskreislauf sich befindlichen Suspensionen der Grundzusammensetzung PP503HX und Durchführung von Polierversuchen an planen Kunststoffgläsern	S. 188
Koll L.: Synthese, Einkristallzüchtung, Charakterisierung und Bemerkungen zur Stabilität von $(\text{Fe}, \text{Co}, \text{Cu})\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ - Kristallen	S. 190
Loidl G. Ch.: The metasomatic contact aureole between the carbonatite and dunite complex of the Guli Massif, Taimyr Province, northern Siberia, Russia	S. 191
Mayer A.: Geologische und geochemische Untersuchungen an Amphiboliten im Raum Waidhofen (niederösterreichisches Moldanubikum)	S. 193
Potocan C.: Multivariate Analyse des Systems $\text{CaO-SiO}_2\text{-MgO-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ -Gips-Klinker in Bezug auf die Zementtauglichkeit	S. 194
Recheis A.: Schloss Tirol und seine Marmorportale – Mineralogische und materialkundliche Untersuchungen	S. 196
Schennach F.: Petrographie und Thermobarometrie an Gesteinen des Klopaier Migmatits, westliches Ötztal-Stubai-Kristallin, Tirol, Österreich	S. 198
Thöny W.: Petrologische und thermobarometrische Untersuchungen von Migmatiten aus dem westlichen und zentralen Ötztal-Stubai-Kristallin (Verpeilmigmatit, Kaunertal; Winnebachmigmatit, Sulztal)	S. 200
Wyhlidal S.: Contact metamorphism and fluid-rock-interaction in the eastern Monzoni contact aureole; the Gardena sandstone formation	S. 203

Nachruf

Volkmar Trommsdorff – 17. September 1936 - 17. Juni 2005 (G. Hoinkes) S. 205

Buchbesprechungen

Harald Frater: "Landschaftsformen" (F. Koller) S. 209

Xaver Gnos: "Aus dem Strahlerleben" (F. Brandstätter) S. 210

Gregor Mark: "Minerale und Gesteine" (F. Koller) S. 211

Martin Okrusch & Siegfried Matthes: "Mineralogie" (F. Koller) S. 212

Vereinsnachrichten

Tätigkeitsbericht über das Vereinsjahr 2004 S. 215

Autorenhinweise

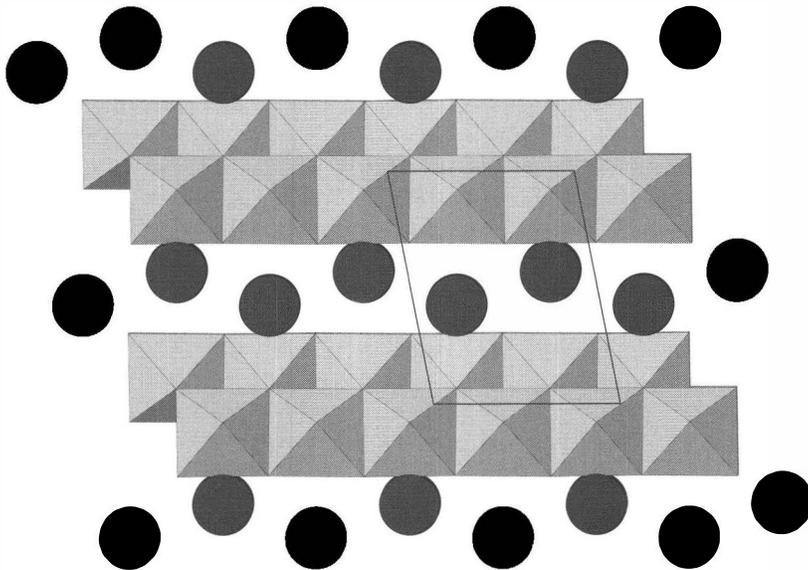
S. 224

MinPet 2005

September 25th - September 29th, 2005

Schladming, Styria, Austria

Abstracts



EIN VORWORT ZUR MINPET2005

Die unter der Schirmherrschaft der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft (ÖMG) alle zwei Jahre stattfindende MinPet Tagung hat sich mittlerweile als wichtigste, regelmäßig abgehaltenen Fachtagung der Mineralogie und Petrologie in Österreich etabliert.

Das Thema der von Geowissenschaftlern der Montanuniversität Leoben organisierten MinPet2005, die vom 25. bis 29. September 2005 im Sporthotel Royer **** in Schladming (Steiermark) stattfindet, lautet „Mineralogie: Grundlagen und Anwendungen“.

Dieser Titel der Tagung reflektiert die Herausforderungen und grundlegenden Wandlungen, denen die mineralogischen Wissenschaften derzeit nicht nur in Österreich unterworfen sind. Von Seiten der Gesellschaft und Politik wird heute verstärkt strategische, anwendungsorientierte Forschung von den Universitäten eingefordert, was etwa auch bei den letzten Nachbesetzungen von Mineralogie-Lehrstühlen in Österreich deutlich wurde. Die Bedeutung der Grundlagenforschung als Basis für angewandte Forschung und die vor allem an der Montanuniversität bedeutende Rohstoffforschung wurde dabei oft in den Hintergrund gedrängt.

Die Grundidee der MinPet2005 ist daher einerseits eine Brücke zwischen Grundlagen- und strategischer Forschung zu schlagen, andererseits die Bedeutung der Lagerstättenforschung in Zeiten eines stark gestiegenen globalen Rohstoffbedarfs aufzuzeigen. Sie soll unterstreichen, dass erfolgreiche anwendungsorientierte Forschung nicht ohne Grundlagenforschung möglich ist. Daher finden sich im Programm Beiträge, welche die Anwendung mineralogischer Forschung in den Vordergrund stellen - mineralische Rohstoffe und Angewandte Mineralogie und Umweltmineralogie - neben solchen zu Themengebieten wie der klassischen Mineralogie und Kristallographie oder der Petrologie und Geochemie. Mit einem eigenen kleinen Symposium soll auch der Bedeutung der Entwicklung und Anwendung neuer Methoden in den Geowissenschaften Rechnung getragen werden. Weiters sollten auch die Nachbardisziplinen der mineralogischen Wissenschaften Geologie, Geophysik, Materialwissenschaften, Archäologie etc. mit einbezogen werden um den aktuellen Tendenzen einer zunehmenden fachlichen Zersplitterung entgegenzuwirken und die Interdisziplinarität laufender mineralogischer Projekte zu dokumentieren.

Die Zahl der für die jeweiligen Symposia eingereichten Beiträge unterstreicht sehr klar, daß dieses Konzept erfolgreich war. Die insgesamt 102 eingereichten Fachbeiträge sind den entsprechenden Themenbereichen wie folgt zuzuordnen: Minerallagerstätten (S1) 22; Angewandte Mineralogie und Umweltgeochemie“ (S2) 15; Fluide in der Erde (S3) 5; Kristallographie und Mineralphysik (S5) 25; Petrologie, Geochemie und Genese der Lithosphäre (S6) 28; Neue methodische Entwicklungen (S7) 5; Offenes Symposium (S8) 3.

Zusätzlich stehen zwei Plenarvorträge und vier Keynote-Vorträge von eingeladenen Wissenschaftlern auf dem Programm, wobei den beiden Plenarvortragenden Prof. D. Yu. Pushcharovsky (Moskau, Russland) und G. R. Rossman (Pasadena, USA) im Verlauf der Tagung für ihre Verdienste um die mineralogischen Wissenschaften die Friedrich-Becke Medaille verliehen wird.

Zwei Exkursionen - „Historischer Ag-Ni-Co-Bi Bergabau Zinkwand bei Schladming“ (Führung W. Paar, Salzburg und J. G. Raith, Leoben) und „Obersteirische Industriemineralagerstätten“ (Führung W. Prochaska, Leoben) - runden das Programm ab und verweisen auf die historische bzw. aktuelle Bedeutung der Rohstoffgewinnung in dieser Region der Steiermark.

Entgegen der zunehmenden Tendenz nach Profitmaximierung im heutigen wissenschaftlichen Tagungsbetrieb und der Tradition der MinPet-Tagungen folgend, wurde versucht die Kosten der Tagung möglichst niedrig zu halten, um auch Studierende und Teilnehmer aus den neuen EU-Ländern zu ermutigen an der MinPet2005 teilzunehmen. Dies wurde unter anderem durch die finanzielle Förderung der öffentlichen Hand (bm:bwk; Land Steiermark) ermöglicht.

Neben der Präsentation neuester Forschungsergebnisse und dem fachlichen Gedankenaustausch soll eine derartige Veranstaltung, die bewußt außerhalb der Universitätsstädte abgehalten wird, auch dazu genutzt werden die Bedeutung der Mineralogie für unsere Gesellschaft einer breitem Bevölkerung näher zu bringen. Unterstützt durch die Stadtgemeinde Schladming wird es daher im Zuge der MinPet2005 nicht nur einen öffentlichen Vortrag von Hr. Dr. B. Moser (Landesmuseum Joanneum, Graz) „Kobalt, Nickel, Bergkristalle - Bergbauhistorische und mineralogische Streifzüge in den Bergen um Schladming,“ geben sondern es wird erstmalig für eine MinPet Tagung eine von Bakk. R. Krickl (Universität Wien) zusammengestellte Ausstellung „Die faszinierende Welt der Minerale und Kristalle“ gezeigt werden.

Im Namen des Organisations-Komitees

Johann G. Raith

NEW APPROACHES IN XRD STUDIES OF MINERALS

Pushcharovsky, D. Yu.

Geology Department, Moscow State University, 119992 Moscow, Russia
e-mail: dmitp@geol.msu.ru

Some exciting recent developments in the field of mineralogical crystallography are considered. The crystal chemical phenomena (e.g. ionic ordering, polyhedral stacking variations, micro-twinning etc.), which accompany the formation of real structures, are discussed on the basis of structural studies of a large group of minerals. The new approaches used for their investigation allow to extend the scientific ideas connected with: status of new and questionable minerals, structural classification of minerals, forms of concentration of chemical elements in the Earth's crust, further development of modular theory and other problems of modern structural mineralogy.

The advantage of using of synchrotron radiation opens the gate to a new branch of microgeochemistry (about 20% of known minerals lack a structure determination, mainly because crystals are too small or imperfect for laboratory X-ray sources). As an example the structures of three arsenates are considered. Two of them are Cu-arsenates, namely zdenekite, $\text{NaPbCu}_5(\text{AsO}_4)_4\text{Cl}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ and mahnertite, $(\text{Na,Ca})\text{Cu}_3[\text{AsO}_4]_2\text{Cl}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$, contain the new type of mixed polyhedral sheets which are characterized by the different mode of their stacking. The specific feature of these layers are the clusters, formed by four $\text{Cu}\phi_5$ pyramids ($\phi = \text{O, Cl, H}_2\text{O}$) with shared edges. Zdenekite belongs to mineralogical group of lavendulan, $\text{NaCaCu}_5(\text{AsO}_4)_4\text{Cl}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$, which also includes sampleite $\text{NaCaCu}_5(\text{PO}_4)_4\text{Cl}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Until recently, none of the representatives of the lavendulan group have been structurally studied.

Tillmannsite, $(\text{Ag}_3\text{Hg})(\text{V,As})\text{O}_4$, was found in the old copper mines of Roua (Alpes-Maritimes, France) and its structure is characterized by the presence of two types of tetrahedra: metallic clusters formed by Ag and Hg atoms and As,V-tetrahedra. Similar metallic clusters were revealed by WEIL et al. (2005) in the crystal structures of synthetic Ag, Hg-vanadates and arsenates.

The chemical composition of biraite-(Ce), $\text{Ce}_2\text{Fe}^{2+}(\text{CO}_3)(\text{Si}_2\text{O}_7)$, which is a new mineral from Siberia with a new structural arrangement, was established as a result of its XRD study, IR-spectroscopy and thermal analysis. The microtwinning model was proposed for calcium catapleiite, $\text{CaZrSi}_3\text{O}_9\cdot 2\text{H}_2\text{O}$, which occurs in syenitic pegmatites of Burpala massif. Orthorhombic symmetry is definitely preferable for this mineral and adequately describes its structure. The crystal structure of armstrongite, $\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}]\cdot 3\text{H}_2\text{O}$, which was discovered in a granite pegmatite and in alkaline granites of Mongolia, was refined using the Rietveld method. As a result the chemical composition of this mineral was determined.

References

WEIL, M., TILLMANN, E., PUSHCHAROVSKY, D.YU. (2005). *Inorg. Chem.*, 44, 1443-1451.

HYDROUS COMPONENTS IN NOMINALLY ANHYDROUS MINERALS

Rossman, G. R.¹

¹Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, Pasadena, CA, 91125-2500, U.S.A.
email: grr@gps.caltech.edu

Hydrous components in the nominally anhydrous minerals occur in a large number of phases and influence many chemical and physical properties of the host mineral. They are recognized as an important contribution to the Earth's water cycle. While the detection and determination of concentration is most conveniently achieved by infrared spectroscopy, it requires independent calibration for accurate analyses. IR spectra can determine the individual species in which the hydrogen is associated and can identify fluid inclusions and alteration products. A variety of analytical methods has been used to determine absolute concentrations of the hydrous components, but hydrogen manometry and nuclear profile analysis with N-15 ions have proven to be the most useful absolute analytical methods in the past. Raman spectroscopy can detect OH, but, in our experience, has not proven reliable for absolute concentration determinations.

Minor amounts of OH are found in most common mantle phases and numerous crustal phases including many common silicates and oxides. Concentrations range from <10 ppm in pyrope garnets to percents in grossular garnets. Analytical calibrations of the IR spectra now exist for olivine, certain garnets, pyroxenes, kyanite, zircon, and some oxides. Generic calibrations have been refined, but have not eliminated the need for mineral-specific calibrations. H₂O is typically found at concentrations reaching 2% in ring silicates and minerals with large channels. In feldspars and feldspathoids concentrations range from near zero to nearly 0.2%.

Minerals synthesized under high PT conditions contain much larger concentrations than found in their natural counterparts and have led to much current discussion about the importance of OH in the deep mantle and the question of how much water exists at depth. Recent work has also shown that water resides in some crustal and mantle phases as nano-inclusions that range in size from 10's to 100's of nanometers in size. In olivine, they may be an exsolution product that indicates that the phase formerly contained higher concentrations of bound OH in the deep earth.

NEW METHODS OPEN NEW PERSPECTIVES ON MINERAL REACTIONS

Abart, R¹, Keller, L¹, Milke, R¹, Schmid, D.²

¹Institute of Geological Sciences, Free University of Berlin, Malteserstrasse 74-100, 12249 Berlin, Germany

²Physics of Geological Processes, University of Oslo, Norway

email: abart@zedat.fu-berlin.de

In petrological science substantial progress was made over the last two decades due to the extensive application of equilibrium thermodynamic methods to mineral parageneses. By definition, equilibrium thermodynamics deals with time invariant equilibrium states and does not take into consideration system geometry. In particular the role of grain- and inter-phase boundaries during mineral reaction and micro-structural and textural development is not accounted for in classical equilibrium thermodynamics. Reaction microstructures with a high degree of spatial organization such as reaction rims, symplectites, epitactic relations, shape and/or lattice preferred orientation are, however, commonly observed phenomena in metamorphic and magmatic rocks. The microstructural and textural features of rocks reflect the interplay of a number of petrogenetic processes. If the microphysics of these processes e.g. nucleation, component diffusion, grain growth, grain boundary migration, etc. can be unravelled, microstructures may provide information on reaction kinetics. By this way, they may shed light on the dynamics of reacting rock systems. A number of analytical methods, experimental techniques and theoretical approaches, which have hitherto been largely disregarded in mineralogical and petrological research, have large potential to substantially improve our understanding of reaction microstructures and textural relations in rocks

We present petrographic observations made on natural and synthetic reaction rims and symplectites. In particular, we focus on the insights on the mechanisms of chemical and self diffusion in polycrystals obtained from analytical techniques with high spatial resolution such as transmission electron microscopy (TEM) and depth profiling with secondary ion mass spectrometry (SIMS). We will also explore textural relations within reaction rims by crystal orientation mapping using electron back scatter diffraction technique (EBSD) and discuss the driving forces for texture development in growing polycrystal layers. Finally we will address the phenomenon of spontaneous nucleation and phase separation. We will compare phenomena of phase separation from natural and experimental materials with numerical models based on Cahn-Hillard theory.

**ASPECTS OF APPLIED AND ENVIRONMENTAL MINERALOGY
AT LOW TEMPERATURE**

Dietzel, M.¹ & Köhler, S.¹

¹Institute of Applied Geosciences, Rechbauerstrasse 12, A-8010 Graz, Austria
e-mail: dietzel@egam.tu-graz.ac.at

The fields of activity in applied and environmental mineralogy are strongly linked to physical and chemical as well as to material and engineering sciences. Special emphasis is put on the structure and composition of minerals providing insight into their chemical and physical properties. In particular, for low temperature environments substantial tasks are related to the neoformation and dissolution behaviour of solids examined in experiments and field studies.

Significant impact to the understanding of reaction mechanisms and kinetics on the formation and destruction of nanostructured solids can be obtained by analysis of the boundary layers between separated phases, like minerals and aqueous solution. Beyond classical mineralogical and chemical characterization special focus is given on micro- and nanostructural analyses, spectroscopic techniques, isotope distribution as well as on thermodynamic and kinetic modelling.

Dissolution of minerals causes structural decomposition accompanied with liberation and transport of compounds. Neoformation of solids comprises crystallization, solid solution, and colloid formation as well as adsorption and co-precipitation phenomena. New data and techniques to decipher reaction mechanisms and kinetics with regard to applied and environmental tasks, e.g. water treatment, carbonate precipitation, iron corrosion, alteration of cements, and stability of silicates, are presented.

HIGH-TECHNOLOGY METALS: DEMAND, RESOURCES AND DEPOSITS - FOCUS ON GERMANIUM AND INDIUM

Melcher, F.

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany
e-mail: F.Melcher@bgr.de

Many metals of daily use play an inconspicuous role in society. Examples are the “electronic metals”, used for the production of electronic devices, coatings, solar applications and polymerisation catalysts. They comprise rare elements with semiconductor properties, e.g. germanium, indium, gallium, arsenic, cadmium, selenium, tellurium and thallium. These elements share common geochemical and economic features such as low abundance in the average crust, lack of significant enrichment in deposits, low production capacities and high production costs.

About 30 tonnes of germanium-bearing material (metal, oxide and scrap) is annually imported to Germany. The actual world mine production is down from 90 tonnes (1990) to 50 tonnes, while the recycling rate increased to 35 percent in 2004. Indium production and consumption increased from 150 tonnes (1990) to 360 tonnes in 2003. The recycling rate is variable; about 50 to 60 percent of the Japanese ITO (In-Sn oxides) production, primarily used for liquid crystal screens, is recycled. Yearend kilogram prices of germanium decreased from >1000 US\$ in 2000 to <500 US\$ in 2003, and are currently at 640 US\$. Indium prices were below 100 US\$ in 2000 and reached a record high of 600 US\$ in 2004.

Current major resources of germanium and indium are contained in some base metal sulfide deposits, and production as by-products comes from zinc, copper and lead smelting processes. Mining operations designed at the production of electronic metals as the only commodity proved uneconomic. The present supply of germanium is mainly from sediment-hosted (clastic and/or carbonate) deposits, where Ge substitutes for Cu in the sphalerite and wurtzite structures. An example is the Red Dog deposit, Alaska. Future production may come from coal ashes.

In the past, large quantities of germanium were produced from the Neoproterozoic, carbonate-hosted polymetallic (Cu, Pb, Zn) Tsumeb (Namibia) and Kipushi (DR Congo) deposits. Germanium is contained in copper thiogermanate minerals such as germanite, reniérite, germanocolusite and briartite, and occurs as substitution in enargite and tennantite. Smaller deposits of this type were recently discovered and developed, and may eventually contribute to the future supply of the metal. Significant germanium resources are contained in slags stored at the Tsumeb and Lubumbashi smelter sites.

Indium is mainly extracted from volcanic-hosted zinc-copper-(tin) ores. Rich deposits may contain up to 600 ppm indium in the zinc concentrate. A major producer is the carbonate-hosted lead-zinc-copper deposits at Dachang, China. Indium is mainly associated with sphalerite and is related to replacement processes by copper-indium-bearing fluids. The world supply originates from a small number of large-tonnage massive sulphide deposits, and limited smelter capacities furthermore result in economic shortage and raising prices.

APPLICATIONS OF THE FLUID INCLUSION TECHNIQUE TO PETROLEUM GEOLOGY AND ACID GAS STORAGE

Pironon J.¹, Jacquemet N.¹, Bourdet J.¹, Bakker R.²

¹UMR G2R-CNRS-CREGU, University H. Poincaré, BP 239, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy, France

²Institute of Geosciences, Peter Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben, Austria

e-mail: jacques.pironon@g2r.uhp-nancy.fr

Fossil fluids from petroleum basins are present in diagenetic minerals as fluid inclusions. They are the witnesses of the original oil or gas composition and the memory of the pressure and temperature conditions at the time of fluid emplacement. Brines are always present as non-miscible phase at equilibrium with oils in reservoir in the form of free or irreducible water.

In order to reconstruct the conditions of fluid emplacement (pressure, temperature and composition) an analytical procedure of both aqueous and petroleum inclusions has been developed (PIRONON, 2004). It is based on PVT properties and gas composition estimates. Temperature of phase transitions is measured by microthermometry, dissolved methane content of aqueous inclusions is quantified by Raman spectrometry, CH₄ and CO₂ content of petroleum inclusions is approximated by Fourier transform infrared spectrometry and the volume of petroleum inclusions is reconstructed by confocal scanning laser microscopy. Thermodynamic models are based on Duan and Peng-Robinson equations of state and are applied to aqueous and petroleum inclusions, respectively. The intersection of the isochores of the two fluid systems gives the true pressure and temperature conditions of fluid trapping. The knowledge of the fluid pressure allows us to reconstruct the hydrodynamic evolution of reservoirs in various geodynamic regimes.

The fluid inclusion technique is not only applied to natural systems in order to reconstruct the geological history, but it has been recently applied to hydrothermal experiments in laboratory (JACQUEMET et al., 2004). It has been developed for experiments about aging of well and reservoir materials in the case of greenhouse and acid gases (CO₂+H₂S) sequestration. A natural quartz sample with decrepitated inclusions is put inside a reactor with reactants (acid gases, brines, minerals) at high temperature and pressure to mimic reservoir conditions. The inclusions trap the fluid system at equilibrium with newly formed minerals and allow to determine the number and chemistry of the fluid phases generated by the injection of anthropogenic gases in geological formations.

References

- PIRONON, J. (2004) Fluid inclusions in petroleum environments: analytical procedure for PTX reconstruction. *Acta Petrologica Sinica*, 20(6): 1333-1342.
- JACQUEMET, N., PIRONON, J. & CAROLI, E. (in Press): A new experimental procedure for simulation of H₂S + CO₂ geological storage. Application to well cement aging. *Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP*, Vol. 60, No. 1-2, pp. 1-14.

TEKTONISCHE STRUKTUR UND GEOCHEMIE DER MAGNESITLAGERSTÄTTE HOHENTAUERN

Azim-Zadeh, A.¹, Ebner, F.¹, Prochaska W.¹ & Jiang S.-Y.²

¹Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Montanuniversität Leoben, Peter Tunnerstr. 5, A
8700 Leoben, Austria

²State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University,
Nanjing China

e-mail: amir.azim-zadeh@stud.unileoben.ac.at

Die Lagerstätte von Hohentauern/Trieben ist eine typische Spatmagnesitlagerstätte (Veitsch Typ) in der aus karbonen Gesteinen aufgebauten Veitscher Decke der östlichen Grauwackenzone. Eine detaillierte Bank zu Bank und Strukturaufnahme belegt im ehemaligen Tagebaugelände SE des Sunkbaches in der Magnesit führenden Steilbachgraben Fm. einen durch Störungen zerlegten Antiklinal-/Synklinalbau. Das Liegende und Hangende der ca. 40 m mächtigen und von dieser Struktur betroffenen Spatmagnesite wird von dunklen Kalken, Kalk- und Tonschiefern gebildet. In diesen finden sich nur geringmächtige Magnesitlagen. Im Hangenden (NE) wird die Lagerstätte von einer Störung abgeschnitten über der die Magnesit freie Triebenstein Fm. folgt.

An den Kalk-Magnesitkontakten tritt meist spätinger Dolomit auf. In den Hangendbereichen der Lagerstätte zeigt der pinolitisch texturierte Magnesit intensive Verwachsungen mit Dolomit. Hauptelementanalysen (RFA) von „Magnesit“-Handstückproben ergeben nie eine ideale Magnesit-Zusammensetzung. Die auf genetische Fragestellungen ausgerichtete geochemische Analytik wird daher an isolierten, wohl definierten Mineralphasen durchgeführt. Dadurch soll die geochemische Bandbreite und Charakteristik der Umgebungsgesteine (marine Kalke, feinkörnige und spätinge Dolomite) wie auch der Magnesite/Dolomite aus dem Magnesitkörper erfasst werden.

Die geochemische Analytik ist noch nicht abgeschlossen. Sie umfasst: AAS-Analytik auf Ca, Mg, Mn, Sr, Fe, Pb/Zn (letztere als „Pfadfinderelemente“ für mögliche MVT-Mechanismen), Seltene Erdelemente sowie O, C und Sr Isotopie. Die Fluidsignaturen und -temperaturen sollen durch Crush Leach Ionenchromatographie und klassische Thermometrie erarbeitet werden. Zusätzlich sind Ar-Datierungen an metamorph gesprossenen Hellglimmern aus Metapsammiten geplant.

ESTIMATION OF VOLUME FRACTIONS OF LIQUID AND VAPOUR PHASES IN FLUID INCLUSIONS AND INCLUSION-SHAPE DEFINITIONS

Bakker, R. J. ¹ & Diamond, L.W. ²

¹Applied Geosciences and Geophysics, Mineralogy and Petrology, University of Leoben, Peter-Tunner Str. 5, A-8700, Leoben, Austria

²Institute of Geological Sciences, University of Bern, Baltzerstr. 1-3, CH-3012 Bern, Switzerland
e-mail: bakker@unileoben.ac.at

The molar volume (V_m) and chemical composition (x) of several types of fluid inclusions can be analysed by combining microthermometric and other analytical data. For complex gas-bearing aqueous inclusions, however, the calculation of bulk V_m-x properties still requires as input an optical estimate of the volume-fractions (φ) of phases in the inclusion. Such estimates are based on projected area fractions, as observed through the microscope. Unfortunately, the accurate conversion of area fractions to volume fractions is problematic for non-spherical inclusions, and although φ estimates are widely recognised as being uncertain, the magnitude of the uncertainty is essentially unknown. In order to quantify the uncertainties we have conducted optical analyses of synthetic inclusions that contain liquid + vapour (LV) at room temperature, for which the true φ values are known. We have also calculated the theoretical relationships between area fractions and volume fractions for a range of 3-dimensional geometries of LV inclusions. *Overestimates* of φ_{vap} values are obtained if the amount of liquid above and below the bubble cannot be seen and accounted for in the microscope. In contrast, *underestimates* of the true φ_{vap} values are obtained from the inclination of the inclusion walls, which is not obvious in the projection, so the apparent amount of liquid is exaggerated. The area fractions of regularly-shaped fluid inclusions *equal* the volume fractions when the inclusion is rotated such that its largest dimensions become visible. In irregularly-shaped inclusions, area fractions are always *underestimates* of φ_{vap} . Assemblages of synthetic fluid inclusions with known properties reveal both overestimates and underestimates values of φ_{vap} when based on area fractions, but the statistical distribution of values is centered on the true φ_{vap} value. As an aid in classifying the shape-dependency of uncertainties in φ we propose an objective image-processing method to describe the projected 2-dimensional shapes of fluid inclusions using two parameters: (1) the perimeter/area ratio and (2) the major/minor ratio of the axes of a best-fit ellipse. Combining these results yields systematic predictions of the uncertainties in φ estimates, which can then be propagated through calculations of bulk V_m-x properties of individual inclusions.

DEVELOPMENT OF A HIGH QUALITY RAMAN SPECTRAL LIBRARY FOR MINERALS AND FLUIDS

Bakker, R. J., Piribauer, C. J. & Strauß, V.

Applied Geosciences and Geophysics, Mineralogy and Petrology, University of Leoben, Peter-Tunner Str. 5, A-8700, Leoben, Austria
e-mail: bakker@unileoben.ac.at

Raman spectroscopy has become a standard analytical technique within geological sciences. The obtained spectra of unknown minerals or fluids must be compared to standard Raman spectra to identify the phases. Commercial Raman spectral libraries (e.g. Thermo, Aldrich) mainly consist of organic materials. Libraries for Raman spectra of minerals and fluids are mainly available on the internet (e.g. <http://minerals.gps.caltech.edu/files/raman/index.htm>). The list of shortcomings of these online libraries include (1) too few spectra displayed; (2) no indication of accuracy, standards, deviation, relationship to crystallography or measurement conditions; (3) poor presentation of spectra (e.g. no peak values given in drawings); (4) bad quality of spectra (low peak-background intensity ratio, or no wave numbers given); (5) relatively high cut-off wavenumber ($> 150 \text{ cm}^{-1}$); (6) absence of a search engine for spectra of unknown minerals; and (7) carelessly designed website. The aim of this study is to address these deficiencies and to present a large series of high quality Raman spectra of all mineral groups and fluids, including an interactive search engine for unknown mineral/fluid-spectra in a well designed website. Raman spectroscopic measurements were done with a LABRAM (ISA Jobin Yvon) instrument. The laser beam is focussed through an Olympus BX 40 microscope onto the object of interest, either mineral or fluid, using 40x or 100x magnification combined with a confocal optical arrangement, enabling a spatial resolution in the order of a cubic micrometre. The apparatus has a 100 mW frequency-doubled Nd-YAG laser with 532 nm wavelength (green), which is reduced to 38 mW at the measured object. A portion of the scattered light is collected through the microscope and focussed onto a diffraction grating. The grating selects the desired region of the Raman spectrum and reflects this onto a Peltier-cooled, CCD matrix detector. Wavenumber measurements have an accuracy of 1.62 cm^{-1} at low $\Delta\nu$ (Raman shift close to 0 cm^{-1}) and 1.1 cm^{-1} at high $\Delta\nu$ (around 3000 cm^{-1}). Measurements can also be performed at controlled temperatures between -190 and $600 \text{ }^\circ\text{C}$, using the Linkam THMSG 600 heating-cooling stage. Silicium, calcite and Neon light have been used to calibrate wavenumbers. The Raman activity of the crystals compared to the power of the laser is expressed in a ratio of intensity of the main peak and measurement time (i.e. s^{-1}). The variation of non-isotropic minerals in spectra compared to crystallographic features (e.g. cleavage) has been registered. The search engine is based on the position of the most intensive peak of each material and allows a certain degree of variation to take into account chemical variation that is common in most natural minerals.

SYNTHETIC FLUID INCLUSIONS IN QUARTZ: PRODUCTION OF STANDARD SOLUTIONS AT HIGH TEMPERATURE AND PRESSURE

Bakker, R. J. & Ressler, A.

Applied Geosciences and Geophysics, Mineralogy and Petrology, University of Leoben,
Peter-Tunner Str. 5, A-8700, Leoben, Austria
e-mail: bakker@unileoben.ac.at

Fluid inclusion research is relevant to our understanding of many natural processes in which fluids play a role. Natural fluids which are preserved in fluid inclusions in single crystals (usually quartz) are in general very complex and consist of many components. The majority of fluids can be described in a H₂O-gas-salt system, where the gas may include CO₂ and CH₄ and the salt may include NaCl and KCl.

The main analytical technique for fluid inclusions is microthermometry, which relates phase changes to fluid compositions. Synthetic inclusions with known fluid composition and density are helpful for clarifying this relationship. These synthetic inclusions also allow the investigation of fluid phase equilibria under crustal conditions, and the investigation of the systematics of natural fluid inclusions. The inclusions are manufactured to calibrate the temperatures of phase transitions observed in natural fluid inclusions, and to provide calibration standards for analytical methods.

The experimental setup includes 10 externally-heated, cold-seal pressure vessels (Tuttle-type autoclaves) which are available for hydrothermal experiments up to conditions of approximately 800 °C and 1 GPa. Argon is used as a pressure medium. Temperature control is operated by computer via measurements from internal thermocouples. Pressure is permanently monitored with pressure transducers. Fluid inclusions are synthesized in pre-fractured quartz sealed in gold capsules with fluid components of known concentrations (see also BODNAR & STERNER, 1987). Experimentation time varies between 1 and 4 weeks. Gases in the capsules are obtained from chemicals that decompose at elevated temperatures during the start of each experiment, e.g. 150 °C, producing chemically inert metals in addition to the selected gases (e.g. CO₂ from silver-oxalate, N₂ from silver-azide). Salt solutions include NaCl, KCl, CaCl₂, MgCl₂, and FeCl₂ with salinities near the eutectic compositions in binary H₂O-salt systems.

References

BODNAR R.J. & STERNER S.M. (1987) Synthetic fluid inclusions. - In: ULMER G.C. & BARNES H.L. (eds.): Hydrothermal Experimental Techniques, John Wiley & Sons, New York, pp. 423-457.

LOW AND HIGH TEMPERATURE HEAT CAPACITIES OF DEERITE, HOWIEITE AND ZUSSMANITE

Bertoldi, C.^{1,2}, Dachs, E.¹ & Lattard, D.³

¹Abteilung Mineralogie und Materialwissenschaften, Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, 5020, Österreich

²Institut für Geowissenschaften, Universität Kiel, Ludwig-Meyn-Strasse 10, 24118 Kiel, Deutschland

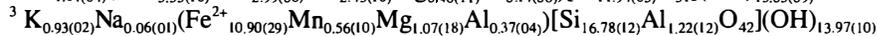
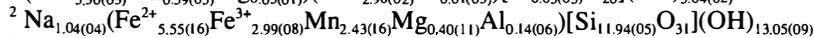
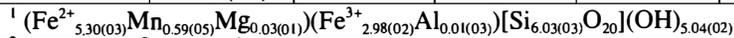
³Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg, INF 236, 69120 Heidelberg, Deutschland

e-mail: christian.bertoldi@sbg.ac.at

Deerite, howieite and zussmanite are iron-rich hydrated silicates that occur in ferruginous metasediments and typically form under blueschist-facies conditions. The three samples studied here are from the type locality, the Laytonville quarry, Mendocino Co., California, USA [1]. The heat capacities of these minerals were measured applying differential scanning calorimetry (DSC: 250–650K) and low-temperature heat-pulse calorimetry (HPC: 5–300 K) using the heat capacity option of the Physical Properties Measurement System (PPMS) produced by Quantum Design [2]. The chemical compositions of the three minerals were determined on pure concentrates with the electron microprobe (major elements), with inductively coupled plasma mass spectrometry (minor and trace elements), and through coulometric titration (H₂O). The standard entropies (S^o₂₉₈) were calculated by numerical integration of the HPC-data and are given in Table 1. The DSC-data were fitted with a least-squares method using the C_p-polynomial C_p = k₀ + k₁ T^{-0.5} + k₂ T⁻² + k₃ T⁻³ [3] (Table 1). The heat capacities normalized to one atom at 3000 K is a measure for the reliability for extrapolating C_p to higher temperatures, and the calculated values are well within 28.3 ± 2.0 J/(apfu K) reported by [2].

Table 1: Standard entropy, coefficients of the Berman and Brown C_p polynomial and the heat capacity normalized to one atom at 3000 K of deerite, howieite and zussmanite.

	S ^o ₂₉₈ [J/(mol K)]	k ₀ [J/(mol K)]	k ₁ *10 ⁻³ [J/(mol K)]	k ₂ *10 ⁻⁷ [J/(mol K)]	k ₃ *10 ⁻⁹ [J/(mol K)]	C _p (3000K) [J/(apfu K)]
¹ Deerite	784(±1)	1225.1	-12.908	-5.6734	7.3766	26.6
² Howieite	1333(±2)	3070.5	-35.179	5.8947	-10.469	29.7
³ Zussmanite	1669(±2)	2801.1	-7.9120	-10.444	12.252	26.5



[1] AGRELL, S.O., BROWN, M.G. & MCKIE, D. (1965) Am. Mineral., 50, 278.

[2] DACHS, E. & BERTOLDI, C. (2005) Eur. J. Mineral., 17, 251-261.

[3] BERMAN, R.G. & BROWN, T.H. (1985) Contrib. Mineral. Petrol., 89.168-183.

**BAUSANDSTEINE SÜDWESTDEUTSCHLANDS UND IHRE
BEDEUTUNG FÜR DIE ERHALTUNG VON KULTURDENKMÄLERN**

Bock, H.¹, Kesten, D.¹ & Werner, W.¹

¹Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) im Regierungspräsidium Freiburg,
Albertstr. 5, D-79104 Freiburg, Germany
e-mail: helmut.bock@rpf.bwl.de; dagmar.kesten@rpf.bwl.de; wolfgang.werner@rpf.bwl.de

In Südwestdeutschland wurden in den zurückliegenden Jahrhunderten verschiedenartige Bausandsteine zur Errichtung von Schlössern, Burgen, Kirchen, Klöstern und anderen historischen Bauten in sehr großem Umfang eingesetzt. Die Sandsteine entstammen vornehmlich den Ablagerungen der Germanischen Trias: Sandsteine des Buntsandsteins (Mannheimer Schloss, Freiburger Münster), Werksandstein der Lettenkeuper-Formation, Schilfsandstein (Kloster Maulbronn), Sandsteine des Kieselsandsteins und der Stubensandstein-Formation (Teile des Ulmer Münsters), Rhätsandstein. Weniger häufig wurden Sandsteine des Jura (Donzdorf-Sandstein der Eisensandstein-Formation; z. B. Ulmer Münster) und aus der Molasse (Kirchen in Salem und Birmau am Bodensee und Konstanzer Münster) verbaut.

Vor allem aus Gründen des Denkmalschutzes werden einheimische Bausandsteine zur Restaurierung historischer Baudenkmäler wieder verstärkt nachgefragt. Die meisten der ehemaligen Steinbrüche sind jedoch seit langem nicht mehr in Betrieb und oft vollständig verfüllt. Es besteht daher zunehmend die Notwendigkeit, in den in Betrieb befindlichen Steinbrüchen Südwestdeutschlands geeignetes Ersatzmaterial zu finden oder Altabbau trotz meist umfangreicher Naturschutzauflagen kurzzeitig zu reaktivieren. Die Gesteine müssen sowohl den optischen als auch den modernen gesteintechnischen Anforderungen genügen. In Baden-Württemberg wird derzeit aus 21 Steinbrüchen eine Sandstein-Rohblockmenge von 50.000–60.000 t/a entnommen; vorwiegend handelt es sich um Sandsteine des Buntsandsteins und des Schilfsandsteins.

Das Poster zeigt Beispiele der aktuellen Sandsteingewinnung in Baden-Württemberg und der Verwendung dieser Gesteine für Restaurierungszwecke im Bereich des Denkmalschutzes.

**DOLOMITE AND SULPHATE FORMATION IN AN ARIDE ENVIRONMENT,
WESTERN QAIDAM, CHINA**

**Bojar, A.-V.¹, Rieser, A. B.², Neubauer, F. ², Bojar, H.-P. ³, Genser, J ¹,
Yongjiang, L.⁴ & Xiao-Hong, G. ⁴**

¹Institute of Earth Science, Geology and Paleontology, Karl-Franzens University, A-8010 Graz, Austria

²Department of Geography, Geology and Mineralogy, Divison General Geology and Geodynamics, Paris-Lodron University, A-5020 Salzburg, Austria

³Department of Mineralogy, Landesmuseum Joanneum, A-8010 Graz, Austria

⁴College of Earth Sciences, Jilin University, 130061 Changchun, China

email: ana-voica.bojar@uni-graz.at

The ca. 120000 km² large, rhomb-shaped Qaidam basin contains up 3 to 17 km thick Mesozoic to Cenozoic sedimentary sequences. It is surrounded by the Kunlun/Qimantagh, Qilian and Altyn mountain ranges and is situated at the northern edge of the Tibetan plateau. Mean surface elevation of the basin floor is ~2700 m, whereas the surrounding mountains reach elevations over 5000 m. The thick Pliocene-Quaternary sediments were controlled by tectonic processes related to uplift of the Tibetan plateau, as well as by climatic changes related to the plateau growth. The present day climate represents the driest period during the last 40 ka with mean annual precipitation of 25 mm in the centre of the basin and 100 mm along the border. Mean annual evaporation is ~3000 mm, while average temperature variations are from -10 to 20°C. The landscape is characterised by salt lakes, playas and aeolian landforms. In this study we reconstructed Pliocene and Quaternary lacustrine paleoenvironments by examining mineralogy, fabrics and geochemistry of climatic sensitive rocks, such as carbonates and sulfates from the western part of the Qaidam basin. Stable isotope analyses on carbonates from lake evaporites collected from the non-marine western Qaidam basin indicate a large positive $\delta^{18}\text{O}$ and a slight positive $\delta^{13}\text{C}$ shift between the Pliocene and the Quaternary. The large positive shift in $\delta^{18}\text{O}$ values between the Pliocene and Quaternary is interpreted as a climatic change from relatively humid conditions to cool, arid conditions. Such high aridity conditions and a closed lake environment were deduced for the Quaternary from other proxies like e.g. the widespread salt-deposits and pollen distribution. At Dafeng Shan quarry, the Quaternary sequences are composed of alternating layers of celestine/dolomite and aragonite/calcite/barite with distinct isotopic compositions. The dolomitic sequence described at Dafeng Shan formed in a low energy, hypersaline lacustrine environment as indicated by the microstructures, evaporite minerals as well as the absence of lithoclasts. The carbonate particles (peloids, ooids and oncoids) are related to microbial activity in the saline lakes. The oxygen isotopic compositions of carbonates vary between +34.4 and +39.8 ‰ (SMOW), representing the heaviest oxygen isotopic values in carbonates measured until today. The $\delta^{18}\text{O}$ and the $\delta^{34}\text{S}$ isotopic compositions of celestine range between +20.1 to +22.3 ‰ (SMOW) and +19 to +22 ‰ (CDT), respectively, suggesting sulfur recycling via sulfide oxidation. The carbon isotopic compositions of carbonates show a large negative excursion of up to -30 ‰. Microstructures, mineralogy, isotopic compositions as well as the geological context suggest oxidation of methane from a deep-seated source.

FLUORO-MAGNESIOHASTINGSITE: A NEW MEMBER OF THE AMPHIBOLE-GROUP FROM DEALUL UROI, APUSENI MOUNTAINS, ROMANIA

Bojar, H.P.¹, & Walter, F.²

¹Landesmuseum Joanneum – Mineralogie, Raubergasse 10, 8010Graz

²Institut für Erdwissenschaften – Bereich Mineralogie und Petrologie, Karl-Franzens-Universität Graz,

Universitätsplatz 2, 8010 Graz

e-mail: hans-peter.bojar@stmk.gv.at

Fluoro-magnesiohastingsite is a new member of the amphibole group. Both mineral and mineral name have been approved by the International Mineralogical Association (CNMMN, #2005-002). The mineral occurs in small cavities of a xenolith in the trachyandesite of the Uroi-hill, 10 km east of Deva, Hunedoara district, Romania. The xenolith consists of augite, Ti-rich hematite, fluorophlogopite, fluorapatite, plagioclase and enstatite. The fluoro-magnesiohastingsite crystals are often in close association with green augite. Fluoro-magnesiohastingsite is monoclinic and forms idiomorphic, long prismatic crystals up to 3 mm. It has the characteristic perfect cleavage {110} of monoclinic amphiboles, intersecting at ~56°. The colour and the streak of the crystals are reddish-brown and the luster is vitreous.

Fluoro-magnesiohastingsite crystals were analyzed with a Jeol electron microprobe, Jeol JSM-6310, equipped with ED- and WD-spectrometers (analytical conditions: 15kV, 5nA on Al, minerals have been used as standards). The calculation of the empirical formula indicates that the complete iron is ferric. Electron microscope analyses of fluoro-magnesiohastingsite show up to 2.12 apfu Ca, far in excess of the usual maximum value of 2.0 apfu observed in amphibole-group minerals. This indicates that Ca also occupies the A position. The empirical formula of fluoro-magnesiohastingsite, based on 46 negative charges is (average of 15 analyses): $(K_{0.22} Na_{0.58} Ca_{0.18})_{0.98} (Ca_{1.9} Mg_{0.1})_{2.0} (Mg_{4.13} Fe^{3+}_{0.65} Al_{0.09} Ti_{0.13})_{5.00} (Si_{5.86} Al_{2.14})_{8.0} O_{22} (F)_{2.04}$.

The crystal structure of fluoro-magnesiohastingsite, $a = 9.872(1)$, $b = 18.007(2)$, $c = 5.314(1)$ Å, $\beta = 105.37(1)^\circ$, $V = 9104.8(6)$ Å³, $C2/m$, $Z = 2$, has been refined to an R index of 5.9% using 957 observed intensities measured with MoK α X-radiation (Bruker AXS SMART APEX). From the refinement of the site occupancies and taking into account the calculated interatomic distances the following site populations resulted (apfu): T1: 2.21 Si + 1.79 Al, (T1-O = 1.676 Å), T2: 3.74 Si + 0.26 Al, (T2-O = 1.640 Å), M1: 1.86 Mg + 0.14 Ti (M1-O = 2.063 Å), M2: 1.40 Mg + 0.60 Fe³⁺ (M2-O = 2.051 Å), M3: 0.98 Mg + 0.02 Fe³⁺ (M3-O = 2.058 Å), M4: 2.00 Ca (M4-O = 2.483 Å). Na, Ca and K are disordered around the A(2/m)-site and obtained by electron density at A(2): 0.48 Na and 0.18 Ca and A(m): 0.27 K. There is a significant order of Al at T1 and K at A(m) and the O3 site is fully occupied by F.

The formula from structure refinement is: $(K_{0.27} Na_{0.48} Ca_{0.18})_{0.93} Ca_{2.00} (Mg_{4.24} Fe^{3+}_{0.62} Ti_{0.14})_{5.00} (Si_{5.95} Al_{2.05})_{8.00} O_{22} F_{2.00}$.

TiO₂-GEHALT VON ADULAREN AUS ALPINEN KLÜFTEN

Brandstätter, F.¹ & Niedermayr, G.¹

¹Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1010 Wien
e-mail: franz.brandstaetter@nhm-wien.ac.at

Der Titangehalt von Alkalifeldspäten ist in der Regel sehr gering und liegt üblicherweise unterhalb der Nachweisgrenze der Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) (DEER et al., 2001). In magmatisch gebildeten Alkalifeldspäten kann der Titangehalt gelegentlich höhere Konzentrationen erreichen. Zum Beispiel bis zu 0,11 Gew.-% TiO₂ in K-Feldspäten aus Leuzit-führenden Laven der Römischen Vulkanregion (CUNDARI, 1979) und bis zu 0,25 Gew.-% in den Feldspäten aus Vulkaniten der Central Sierra Nevada in Kalifornien (VAN KOOTEN, 1980). Ungewöhnlich hohe TiO₂-Gehalte wurden in Sanidinen von Vulkaniten in der Toskana (0,05 – 0,48 Gew.-%) (CONTICELLI et al., 1992) und von Lamproiten in Wyoming (0,24 – 1,44 Gew.-%) (KUEHNER & JOSWIAK, 1996) festgestellt.

Im Rahmen einer Routineuntersuchung von K-Feldspäten wurde von einem der Autoren (F.B.) für einen Adular aus dem Untersulzbachtal, Salzburg mittels EMS einen TiO₂-Gehalt > 0,1 Gew.-% bestimmt. Um zu klären, ob auch andere alpine K-Feldspäte einen mittels EMS messbaren Titangehalt aufweisen, wurden aus dem Bestand der Mineraliensammlung des Naturhistorischen Museums in Wien mehrere Adulare aus alpinen Klüften ausgewählt und chemisch analysiert. Zu Vergleichszwecken wurde auch der Titangehalt von einigen Orthoklasen sowie von Na-Feldspäten (hauptsächlich Albite aus alpinen Klüften) bestimmt.

Ergebnisse: Alle untersuchten Adulare haben charakteristische Na-Gehalte im Bereich von 0,2 – 1,5 Gew.-% Na₂O. Bei jenen Kristallen, die zonar gebaut sind, weist der Randbereich meist einen deutlich geringeren Na-Gehalt (0,2– 0,5 Gew.-% Na₂O) als der Kernbereich (0,4 – 1,5 Gew.-% Na₂O) auf. Die Gehalte an Ca, Mg, und Fe sind generell niedrig und liegen größtenteils unter der Nachweisgrenze der EMS (ca. 0,02 Oxid-Gew.-%). Ein Vergleich der Ti-Gehalte der untersuchten Feldspäte ergibt in einigen Fällen einen deutlichen Unterschied zwischen Adular, Orthoklas (perthitisch) und Albit. TiO₂-Gehalte der Adulare von ca. 0,1 bis 0,2 Gew.-% liegen eindeutig über der Nachweisgrenze der EMS, wobei bei den zonierten Kristallen der Kern immer höhere Gehalte als der Randbereich aufweist. Für die perthitischen Orthoklase und Albite konnten keine signifikanten TiO₂-Gehalte nachgewiesen werden. Für die relativ hohen TiO₂-Gehalte der meisten Adulare gibt es prinzipiell zwei Erklärungsmöglichkeiten: (i) Titan liegt als struktureller Bestandteil im Feldspatgitter vor oder (ii) der gemessene Titanwert wird durch Einschlüsse Ti-hältiger Phasen im Feldspat verfälscht. Falls (ii) zutrifft, müsste die Größe der Einschlüsse im sub- μ m Bereich liegen, da mittels REM im Bereich der Analysenpunkte keine Inhomogenitäten festgestellt werden konnten.

Literatur

- CONTICELLI, S., MANETTI, P. & MENICETTI, S. (1992). – Eur. J. Mineral., 4, 1359- 1375.
CUNDARI, A. (1979) Contrib. Mineral. Petrol., 70, 9-21.
DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (2001): Rock-forming silicates, vol. 4A, framework silicates: feldspars. – London, The Geological Society, 972 p.
KUEHNER, S. M. & JOSWIAK, D. J. (1996). Am. Mineral., 81, 229- 237.
VAN KOOTEN, G. K. (1980) J. Petrol., 21, 651- 684.

UNUSUAL CHEMISTRY OF ZIRCON FROM PERALUMINOUS GRANITES

Breiter, K.¹, Förster, H.-J.² & Skoda, R.³¹Czech Geological Survey, Geologická 6, CZ-15200 Praha 5, Czech Republic,²Institute of Earth Sciences, University of Potsdam, P.B.Box 601553, D-14415 Potsdam, Germany³Masaryk University, Kotlářská 2, CZ-61137 Brno, Czech Republic

email: breiter@cgu.cz

We studied zircon from the F, P-rich peraluminous granite system at Podlesí in the western Erzgebirge/Krusné Hory, Czech Republic. Studied rocks comprise albite–topaz–biotite granite (0.5–1.0 wt% F, 0.2–0.4 wt% P₂O₅), highly fractionated albite–topaz–protolithionite granite (0.5–1.2 wt% F, ~0.5 wt% P₂O₅) and late flat dykes of extremely fractionated albite–topaz–zinnwaldite granite (1.0–3.0 wt% F, ~1 wt% P₂O₅). About 350 quantitative electron-microprobe analyses of zircon in 25 representative samples were conducted using the CAMECA SX100 (Masaryk University Brno) and CAMECA SX50 (GeoForschungsZentrum Potsdam) electron microprobes. Some zircons from the Podlesí are extraordinarily depleted (Si, down to 0.30 *apfu*; Zr, down to 0.57 *apfu*) or enriched in several elements, which form trace components in ordinary zircon. The P content increases from 1–3 wt% P₂O₅ in the biotite granite up to about 20 wt% (0.60 *apfu* P) in the late zircon from the zinnwaldite granite. In zoned crystals, the P-content in the cores are higher than those in the rims. Enrichment of U in individual grains is extremely irregular, up to 14.75 wt% UO₂ in zircon from the protolithionite granite. The concentrations of Nb and Bi in zircon are heterogeneous. Nb range from below the microprobe detection limit up to 6.7 wt% Nb₂O₃ (0.12 *apfu* Nb). Some crystals from the protolithionite granite contain up to 7.7 wt% Bi₂O₃ (0.079 *apfu* Bi). The concentration of Sc in zircon is less variable and normally range from below the detection limit to 1.5 wt% Sc₂O₃, exceptionally up 3.42 wt% (0.11 *apfu* Sc). Fluorine is present usually in the heavily altered grains, maximally up to 3.5 wt% in zircon from the dyke granite. The LREE abundances are mostly below their detection limits of the microprobe. The contents of Y and the HREE are highly variable, from below their detection limits to maximal 7.93 wt% Y₂O₃ (0.145 *apfu* Y). The highest Hf concentration (9.1 wt% HfO₂; equivalent to 8.5 mole% HfSiO₄) was determined in a zircon grain from the upper part of the protolithionite granite. Among the other elements, aluminium reaches up to 5.5 wt% Al₂O₃, iron up to 3.6 wt% FeO and calcium up to 4 wt% CaO. The most important substitution reactions responsible for the enrichment of some of these elements include the molecules of berlinite (P⁵⁺ + Al³⁺ ↔ 2Si⁴⁺), xenotime (REE + Y)³⁺ + P⁵⁺ ↔ Zr⁴⁺ + Si⁴⁺), brabantite (Ca²⁺ + (U + Th)⁴⁺ + 2P⁵⁺ ↔ 2Zr⁴⁺ + 2Si⁴⁺), ximengite (Bi³⁺ + P⁵⁺ ↔ Zr⁴⁺ + Si⁴⁺), and pretulite (Sc³⁺ + P⁵⁺ ↔ Zr⁴⁺ + Si⁴⁺). The formation of the abnormal zircon compositions can be attributed to a combination of two factors. One population of zircon crystallized late, from a P-, F- and water-rich melt high in Nb, Ta, Bi, and U, which has undergone a prolonged history of fractionation. These zircons then became further compositionally altered due to interaction with P- and F-rich postmagmatic fluids.

NEW INTERESTING TYPES OF GRANITOIDS IN THE THREE-CORNER-COUNTRY (DREILÄNDERECK) OF AUSTRIA; CZECH REPUBLIC AND GERMANY

Breiter, K.¹ & Koller, F.²

¹Czech Geological Survey, Geologická 6, CZ-15200 Praha 5, Czech Republic,

²Institute of Geological Sciences, University of Vienna, Geocenter, Althanstraße 14, A-1090 Wien, Austria
e-mail: breiter@cgu.cz

During a cooperation-project between the Czech Geological Survey and Geological Survey of Austria aiming at geological mapping of Sumava (Böhmerwald) and Mühlviertel, several new varieties of granitoids were found. A follow-up petrological and geochemical study of these rocks is now supported by the Czech-Austrian program AKTION-KONTAKT.

An equigranular fine-grained mafic biotite granodiorite probably represents the oldest Variscan magmatic rock in the studied area. It forms a small lenticular body about 1km SE of the summit of the Plöckenstein (Austria).

Porphyritic coarse-grained biotite granite of the Weinsberg type is the most widespread granitic rock in the whole Moldanubicum. In the studied area, we found a relative basic variety of Weinsberg granite, which, in addition to some Kfs phenocrysts, also contains ubiquitous phenocrysts of oligoclase-andesine, locally up to 7x2cm in size. Chemically, this granite is characterised by (in wt. %) 62-63 SiO₂, 5-6 FeO_{tot}, 1.6-1.8 MgO, 3.0-3.2 CaO, 2.8-3.3 Na₂O and 3.9-4.1 K₂O.

Mafic K-Mg-rich granitoids termed durbachites (or Rastenberg type in Austria) are another typical rock type of the Moldanubicum. One large and several small bodies of typical durbachite (SiO₂ around 60-65%) are exposed in the Czech territory to the north of the Vltava valley. Several smaller bodies of extremely basic and mafic varieties of durbachite were found on both the Czech and Austrian sides of the border: pyroxene-biotite melasyenite (<50% SiO₂) and amphibole-biotite melasyenite (50-55% SiO₂). Both varieties contain phenocrysts of Kfs (about 3x1 cm) in a matrix of oligoclase, Mg-rich biotite and diopside or actinolite. Their chemistry is of particularly interesting: 47 to 61% SiO₂, 5.5 to 8.5% FeO_{tot}, 4.0-13.7% MgO, 2.3-6.7% CaO, 1.0-2.0% Na₂O and 4.7-7.7% K₂O, 200-700 ppm Cr, 70-260 ppm Ni, 300-450 ppm Rb, 280-500 ppm Sr, 250-600 ppm Zr.

Heavy porphyritic medium- to coarse-grained two-mica granite (preliminary termed as "Three-country-granite type") (SiO₂=70.5-71.5%, FeO_{tot} =1.8-2.2%, MgO=0.4-0.6%, CaO=0.8-1.0%, Na₂O=2.5-2.8%, K₂O=4.8-6.2%, Zr=170-220 ppm, Th=50-90 ppm) differs from the other two-mica granites in the southern Moldanubicum in a substantially higher content of Kfs-phenocrysts and especially in an extreme content of monazite and zircon inherited in biotite flakes. Monazite contains high amounts of thorium and thus this granite represents one of the most radioactive rocks within the whole Bohemian Massif. The surface area of this granite has been contained using gamma spectrometry field measurements.

**THE MAFIC- ULTRAMAFIC ROCKS AND SURROUNDING BASEMENT OF THE
LA HUERTA AND VALLE FERTIL RANGES, SAN JUAN, ARGENTINA**

**Castro de Machuca, B.¹, Mogessie, A.², Previley, L.¹, Bjerg, E.³, Kostadinoff, J.³,
Ferracutti, G.^{3,2} & Schneider, I.²**

¹Department of Geophysics and Astronomy, National University of San Juan, Argentina

²Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Petrology, University of Graz, Univ.PI.2, A-8010

³CONICET-Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, B8000ICN Bahía Blanca,
Argentina

e-mail:mogessie@uni-graz.at

The La Huerta and Valle Fertil ranges (30° 00'-31° 27' S, 66° 18'-68° 09' W), Western Sierras Pampeanas, province of San Juan, Argentina, mainly consist of metamorphic and igneous rocks. The Proterozoic-Lower Paleozoic (Pampean) metamorphic basement is made up of Grt-Bt ± Sil ± Crd ± Kfs paragneisses. This grades into migmatites, amphibolites and Fo ± Dio ± Per marbles to the north. The igneous rocks intruded the metamorphic basement in the Early-Middle Ordovician (Famatinian orogeny), when the Cuyania (Precordillera) and Pampia terranes collided. The entire La Huerta and Valle Fertil ranges were affected by a penetrative NNW-SSE trending foliation. Mafic-ultramafic outcrops form small bodies ranging from ten to a few hundred meters width within the more felsic metaigneous rocks. Field observations suggest a synplutonic origin in the partially crystallized felsic magma. The mafic-ultramafic rocks are mainly massive, dark-colored and coarse-grained (up to 4 cm). They are commonly cut by narrow mafic dikes (microgabbros) which exhibit chilled margins, suggesting that the mafic rocks were cool at the time of intrusion of the dikes. The dominant rock types are metagabbro norites and olivine-metagabbros. Pyroxenites are dominant among the ultramafic varieties (peridotites, hornblendites and lherzolites). Sometimes these rocks display relic igneous textures (allotriomorphic to hypidiomorphic-granular), in some cases of cumulate type. Occasionally, a rhythmic layering is observed in the field. However, most of these rocks are strongly recrystallized and primary mafic minerals are almost completely replaced by metamorphic amphibole. The mineralogy comprises Ol (Fo₈₃₋₇₅) and Pl (An₁₀₀₋₉₉ in most samples) considered to be igneous relics, with accessory Ilm and Mag. Abundant coronas of Opx (En₈₂₋₇₆Fs₁₈₋₂₃Wo₀₋₁) + Al-rich Spl and Cpx (En₄₇₋₄₄Fs₆₋₈Wo₅₀₋₄₆) + Al-rich Spl rimming olivine are present. Ca-rich Amph (Mg-hastingsite and pargasite) + Al-rich Spl is present as external rim of these coronas. At Ol-Pl boundaries the complete Ol → Opx ± Spl → Cpx ± Spl → Amph + Spl → Pl reaction sequence can be observed, indicating a continuous metamorphic evolution as the result of slow cooling of the mafic-ultramafic bodies. Observed textures suggest reequilibration from lower granulite to upper amphibolite facies conditions during cooling, but preservation of relic magmatic textures demonstrates that the mineral transformations took place under conditions of little or no strain. Later, local mylonitization along discrete NW-SE to NNW-SSE striking ductile shear-zones occurred. Finally, the metagabbros became locally and partially replaced by retrograde low-T hydrated minerals.

This study is financially supported by FWF- P17350-N10 project to AM.

NICCOLITE-MAUCHERITE ASSEMBLAGES FROM THE ALBANIAN OPHIOLITE COMPLEX

Çina, A.

Institute of Geological Research, Blloku Vasil Shanto, Tirana, Albania
e-mail: al_cina@yahoo.com

Two Ni-arsenide occurrences are known in the Jurassic Albanian Ophiolite Complex; i.e. from the Vrith Puka and the Runa-Kukesi localities. The first one is of the niccolite – maucherite type, whereas the second one is classified as maucherite type. The Ni-As mineralizations are situated in serpentine-chlorite rocks derived from dunitic protoliths. Fine grains of maucherite were discovered in chromitite too. Some of the mineral assemblages determined include: niccolite – maucherite – (breithauptite, native gold) – Fe-chromite and maucherite – Cr-garnet – Cr-chlorite – Fe-chromite. Aggregates of niccolite are surrounded by maucherite rims. The minerals occur in veinlets and fill cracks and fissures or are situated along grain boundaries of niccolite. Very small and elongated breithauptite grains and veinlets containing native gold are enclosed within niccolite.

Some euhedral corroded chromite grains, partially altered to Fe-chromite, occur in the serpentinite-chlorite matrix and within niccolite + maucherite aggregates.

Microprobe analyses of niccolite revealed Ni:As ratios of nearly 1:1, with relatively minor contents of Co (0.36 wt.%) and Sb (0.26 wt.%) and almost no Fe (0.07 wt.%). Niccolite is present also in sulfide Cu-Co mineralization as common inclusions together with Au-hedleyite or native Au in euhedral Ni-cobaltite grains (ÇINA,1990; 2004).

Maucherite of various assemblages is characterized by large variation of Ni:As ratios (1:0.665 to 1:0.879), resulting in formulae of Ni_8As_7 to Ni_3As_2 . Maucherite within chromitite is characterized by higher contents of PGE, especially Os, Ir and Ru, ranging from 0.03 up to 0.88 wt.%. The contents of Co and Sb are similar to those of niccolite.

The Albanian Ni-arsenide mineralizations are comparable to those on Cyprus (FOSSE et al.; 1985; THALHAMMER et al., 1986). The transformation of niccolite to maucherite, as documented from Vrith-Puka, is supposed to be the result of a decrease of temperature and of the As content during the late stages of mineralization (THALHAMMER et al., 1986; ÇINA, 1981; 2004).

References

- ÇINA, A. (1981). UNESCO, International Symposium on the Metallogeny of Mafic and Ultramafic Complexes, IGCP Project no.169, Vol. 2, Athens 1980, pp 33-55.
- ÇINA, A. (1990). Ophiolites. Oceanic Crustal Analogues, Symposium "Troodos 1987", Nicosia, Cyprus, pp. 615-626.
- ÇINA, A. (2004). Mineralogy of Albanian Opaque Minerals. Institute of Geological Research, Tirana, Albania, 246.
- FOOSE, P.M., ECONOMOU, M. & PANAYIOTOU, A. (1985). Mineral. Deposita 20, 234-240. THALHAMMER, O., STUMPFL, E.F. & PANAYIOTOU, A. (1986). Mineral. Deposita, 21, 95-105.

**MANTLE SOURCE CHARACTERISTICS OF THE PALEOGENE MAFIC
ALKALINE ROCKS OF THE EAST SERBIAN CARPATHO-BALKANIDES**

Cvetkovic, V. ¹, Hoeck, V. ¹ & Prelevic, D. ²

¹Fachbereich fuer Geographie, Geologie und Mineralogie, Universität Salzburg,
Hellbrunnerstrasse 34, A-5020 Salzburg,

²Johannes-Gutenberg Universität, Institut für Geowissenschaften FB 22 Mineralogie,
Becherweg 21, 55099 Mainz, Deutschland
e-mail: vladica.cvetkovic@sbg.ac.at

East Serbian Paleocene/Eocene mafic alkaline rocks (ESPEMAR) occur along the western margin of the East Serbian Carpatho-Balkanides, extending roughly subparallel to the Banatite-Timok-Srednjegorje Magmatic and Metallogenic belt. A single analogous occurrence in Romania is at Poiana Rusca, whereas no such occurrences in Bulgaria are known. The ESPEMAR appear as relicts of small volcanoes and are ne- and ol-normative, varying from primitive basanite to more evolved tephrite and tephriphonolite. They show geochemical characteristics similar to alkaline rocks of the widespread Cenozoic European Volcanic Province, e.g. high Nb (40-100 ppm), low LILE/Nb, coupled with low Sr (0.7029-0.7047) and high Nd (0.5127-0.5129) isotope ratios. Here a new set of 30 whole-rock ICPMS trace element analyses are discussed, while a Sr/Nd/Pb isotope study is in progress. Two ESPEMAR groups can be distinguished: a low- and high-K ESPEMAR one. The low-K ESPEMAR are olivine-, rarely clinopyroxene-phyric, often with glassy groundmass. They are mantle xenolith-bearing and fairly primitive (Ni>250 ppm, Cr>350 ppm, poor correlation of all incompatible elements with index of fractionation), with very low LILE/HFSE ratios. On the other hand high-K ESPEMAR are more evolved and show characteristics of olivine and clinopyroxene fractionation, e.g. decreasing Ni, CaO/Al₂O₃ and Sc with increasing MgO. They also have higher LILE/HFSE ratios than the low-K group. Both groups lack evidence of significant crustal contamination. In addition, there are trace element ratios that are constant in both groups or show only slight differences, such as Zr/Nb (2.44±0.26), La/Nb (0.77±0.09), Ba/Nb (12.04±2.41), Ba/Th (72.48±18.14), Ba/La (15.6±2.14), and La/Ce (0.54±0.02). These values suggest that a HIMU-like asthenospheric source was dominant in ESPEMAR petrogenesis and confirms that the composition of primary magmas was not changed by crustal contamination. Partial melting modelling based on trace element contents and ratios in most primitive ESPEMAR imply 5-10 % of melting of a garnet-bearing enriched mantle, which corresponds to a MORB source enriched by 8% of melts formed by extraction of 0.3 % of fractional melting of the same source. The presence of such metasomatized lithospheric domains is also inferred by metasomatic assemblages (Ti-Al-rich clinopyroxene, Fe-Ti-rich spinel, ilmenite, apatite, carbonate ± relicts of phlogopite) found in East Serbian mantle xenoliths. The principal difference between the low- and high-K types can be attributed to various proportions of individual mineral phases in the source residua or/and their relative contribution in the melting assemblage. Hence, the contribution of a K- and Rb-bearing phase was apparently more important in the formation of primary melts of the high-K ESPEMAR.

CHARACTERISATION OF HISTORIC MORTARS AND PLASTERS

Diekamp, A.¹, Bidner, T.² & Mirwald, P.W.¹

¹Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck, Austria

²Technisches Büro Bidner, Angererweg 13, 6075 Tulfes, Austria

e-mail: anja.diekamp@uibk.ac.at

In the course of an EU-Interreg project, the composition and preservation state of Romanesque and Gothic plasters and mortars from several buildings in Northern Tyrol, Austria, and Southern Tyrol, Italy, were studied to obtain information on the remarkable durability of these materials compared to modern lime plasters and mortars (DIEKAMP et al., 2004). The approach in this study is exemplified using the inventory of Gothic mortars from the main tower of the Finstermünz fortress in the upper Inn valley, Northern Tyrol, Austria. The fortress is situated 995 m above sea level directly next to the Inn river in the centre of the Eastern Alps and is therefore exposed to extreme weather conditions.

Aside from documenting the general state of preservation in terms of local environmental conditions (detailed mapping of building materials and their preservation state) samples were selected and taken for laboratory work. The materials were analysed with respect to composition, fabric, load of salts and decay features by wet chemical analysis (WISSER & KNÖFEL, 1987), optical microscopy, X-ray diffraction, electron microprobe, differential thermal analysis, BET, Hg-porosimetry and salt elution.

Considering the extreme climatic conditions at the Finstermünz site, the Gothic plasters, mortars and lime finishes are in an amazingly pristine state of preservation. It is only in the socle area where massive damage can be observed due to humidity and soluble salt.

Typical features of the mortars are numerous limepops in the binder, originating from dry slaking of the fired limestone, and a very dense texture containing only few macroscopic pores. The binder-to-aggregate ratios are in the range between 1.71 and 2.94. The fraction of hydraulic components based on wet chemical analysis varies between 1.7 and 3.1 %. Optical microscopic and electron microprobe examination revealed the presence in both binder and limepops of hydraulic phases and vitreous aggregates. The latter are thought to have formed during the firing process. Differential thermal analysis to determine nature and amount of hydrate phases are in progress.

The preliminary results show that a combination of i) historic manufacturing techniques, ii) a high ratio of binder-to-aggregate and iii) the presence in the binder of hydraulic components is essential for the outstanding durability of these materials.

References

- DIEKAMP, A., BIDNER, T. & MIRWALD, P.-W. (2004): Historische Putze und Mörtel in Tirol – Umgang mit historischem Materialbestand, Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, No. 1, 2004, p. 31.
- WISSER, S. & KNÖFEL, D. (1987): Untersuchungen an historischen Putz- und Mauermörteln. Teil 1: Analysegang. Teil 2: Untersuchungen und Ergebnisse - Zeitschrift „Bautenschutz und Bausanierung“ 10 (1987), p. 124-126 und p. 163-171.

MAGNESIT – GLOBALES POTENTIAL UND LAGERSTÄTTENCHARAKTERISTIK

Ebner, F.¹ & Wilson, I.²

¹Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Montanuniversität Leoben
²Ian Wilson Consultancy, Withielgoose Farmhouse, Withiel, Bodmin, Cornwall PL30 5NW
 e-mail: fritz.ebner@mu-leoben.at

Auf Basis der in den Jahren 2003/2004 in 20 Ländern erfolgten Magnesitproduktion (12,5/18,5 Mill. t) und einem globalen Magnesitpotential von $12,4 \times 10^9$ t werden weltweit 10 wirtschaftlich bedeutende Magnesitprovinzen definiert, deren Potential und geologische Charakteristik dargestellt wird. Obwohl Magnesit in den verschiedensten geologischen Environments auftritt, sind nur drei Lagerstättentypen von wirtschaftlicher Bedeutung:

(1) Spatmagnesit (irreguläre Stöcke, Lagen und Linsen) in altproterozoischen und paläozoischen Karbonatgesteinen (Veitsch-Typ), (2) Kryptokristalliner Magnesit (Gänge, Stockwerkmineralisationen) in archaischen bis mesozoischen ultramafischen Gesteinen (Kraubath-Typ) und (3) Kryptokristalliner Magnesit (Lagen, Linsen, Knollen) in känozoischen limnisch/fluviatilen Sedimentbecken (Bela Stena-Typ) in räumlicher Nachbarschaft zu ultramafischen Gesteinskomplexen.

Die Genese von Magnesitlagerstätten ist nach wie vor ein „heißes“ Thema. Unter anderem scheinen evaporitische Lösungen für die metasomatische Bildung von Spatmagnesit eine große Rolle zu spielen. Der Einfluß von CO₂-reichen Fluiden bei Verwitterungs-, metamorphogenen und magmatischen Prozessen ist wichtig für die Bildung von kryptokristallinem Magnesit.

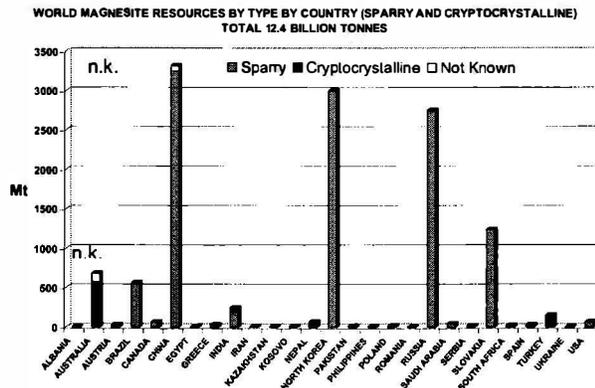


Abb.1: Die globale Situation der Reserven von Spatmagnesit und kryptokristallinem Magnesit; n.k. = unbekannter Typ.

**SrHAsO₄: STRUCTURAL RELATIONS TO MONETITE, WEILITE, α-SrHPO₄,
α-NaHSO₄, AND HgHPO₄**

Effenberger, H. & Mihajlovic, T.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien, Österreich
e-mail: herta.silvia.effenberger@univie.ac.at

From an indexed X-ray powder spectrum NABAR & DALVI (1977) found a triclinic unit cell for SrHAsO₄: $a = 7.34(1)$, $b = 6.97(1)$, $c = 7.40(2)$ Å, $\alpha = 96.0(2)$, $\beta = 103.5(2)$, $\gamma = 86.9(2)^\circ$, $Z = 4$; it is called 'average cell' hereafter. In analogy to weilite, CaHAsO₄ (FERRARIS & CHIARI, 1970), a centrosymmetric space-group symmetry $P\bar{1}$ was assumed. During the present work SrHAsO₄ was synthesized under hydrothermal conditions. The strong reflections of a single-crystal X-ray structure investigation correspond to the former description. However, additional weak *superstructure* reflections are responsible for a unit cell with four-fold cell volume. The non-standard space-group setting $F\bar{1}$ ($a = 14.697(3)$, $b = 28.230(5)$, $c = 14.920(3)$ Å, $\alpha = 95.20(3)$, $\beta = 104.78(3)$, $\gamma = 88.11(3)^\circ$, $Z = 64$) was chosen to facilitate the comparison with the related compounds: The unit cells of weilite, monetite (CaHPO₄; CATTI et al., 1977, 1980), α-SrHPO₄ (BOUDJADA et al., 1978), α-NaHSO₄ (WERNER et al., 1996), and HgHPO₄ (DUBLER et al., 1981) agree with the 'average cell' of SrHAsO₄. The arrangements of the *M* and *X* atoms ($M = \text{Na, Ca, Sr, Hg}$; $X = \text{S, P, As}$) compare well; their coordination figures are qualitatively maintained. Despite the structural analogy, isotypy is not verified. Essential differences are evident for the hydrogen bonds. The parental structure has space group $P\bar{1}$ ($Z = 4$) and exhibits three crystallographically different H bonds. Only half of the H atoms pfu forms conventional H bonds (donor and acceptor atoms are not related by symmetry). At least on the average, the H2 and H3 atoms form H bonds restricted by $\bar{1}$ symmetry ($\text{O}\cdots\text{O} \geq 2.40$ Å). They link the XO₄ tetrahedra in [101]. In the low-T modification of monetite, H2 and H3 become ordered (space group $P1$). In SrHAsO₄ the formation of a *superstructure* violates these inversion centres and all H bonds have distinct donor and acceptor atoms. However, short $\text{O}\cdots\text{O}$ ' contacts (2.47 to 2.50 Å) are maintained. In both cases polar chains of (XO₃OH) groups are formed parallel to [101]; in the low-T modification of monetite they are oriented parallel to each other, in SrHAsO₄ neighbouring chains point in different directions. In HgHPO₄ the position of the H3 atom is principally different; the phosphate tetrahedra are linked to chains by both symmetry restricted and non-restricted H bonds in [100]. [PO₂(OH)₂] groups are necessarily formed besides [PO₃(OH)] and [PO₄].

Financial support of the Austrian science foundation (FWF) is gratefully acknowledged (Grant P15875-N03).

References

- BOUDJADA, A., MASSE, R. & GUITEL, C.J. (1978): Acta Cryst., B34, 2692-2695.
 CATTI, M., FERRARIS, G. & FILHOL, A. (1977): Acta Cryst., B33, 1223-1229.
 CATTI, M., FERRARIS, G. & MASON, S.A. (1980): Acta Cryst., B36, 254-259.
 DUBLER, E., BECK, L., LINOWSKY, L. & JAMESON, G.B. (1981): Acta Cryst., B37, 2214-2217.
 FERRARIS, G. & CHIARI, G. (1970): Acta Cryst., B26, 403-410.
 NABAR, M.A. & DALVI, A.P. (1977): Bull. Soc. fr. Minéral. Crist., 100, 353-354.
 WERNER, C., TROYANOV, S.I., WORZALA, H. & KEMNITZ, E. (1996): Z. Anorg. Allg. Chem., 622, 337-342.

CHEMICAL AND MINERALOGICAL PROFILE OF THE LAS ÁGUILAS MAFIC-ULTRAMAFIC DRILL CORE, SAN LUIS PROVINCE, ARGENTINA

Ferracutti, G.^{1,2}, Mogessie, A.² & Bjerg, E.³

¹ Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, B8000ICN Bahía Blanca, Argentina.

²Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Petrology, University of Graz, Univ.PI.2, A-8010

³Conicet- Universidad Nacional del Sur, Dpto de Geología, San Juan 670, B8000ICN Bahía Blanca, Argentina
e-mail: gferrac@uns.edu.ar

Mafic-ultramafic rocks (M-UM) outcropping in the Sierras de San Luis, Central Argentina, constitute a 3 to 5 km wide belt that extends 100 km NE-SW. The Las Águilas mafic-ultramafic body carries a sulphide mineralization consisting of pyrrhotite, pentlandite, and chalcopyrite, as veins and disseminated to massive ore. Associated with the sulphide minerals are disseminated chromites (spl) and platinum group minerals (PGM) such as Pd-bismuthotellurides (merenskyite), platinum arsenides (sperrylite).

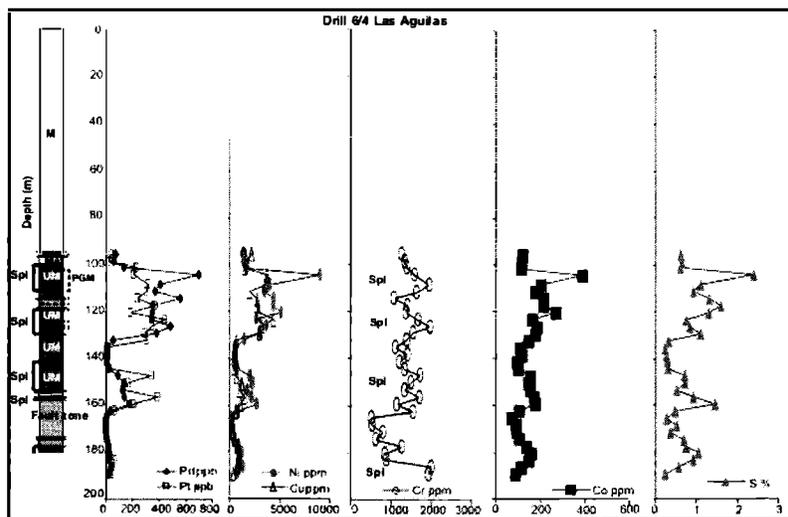


Fig.1. drill core profile with concentrations of Pt, Pd, Ni, Co, Cu, Cr and S

Drill cores from Las Águilas indicate that mafic units (norite-gabbro-norites) dominate in the upper part with ultramafic units (pyroxenites-websterites and dunites-harzburgites) becoming more significant at depth. A strong correlation between S, Ni, Co, Cu, Cr, Pt and Pd indicates the presence of one to three levels of mineralization within the ultramafic unit (Fig.1). The maximum concentration of these elements coincides with the mineralized units containing PGM and chromite. These relationships reinforce their value as an exploration tool in areas where primary magmatic sulphide mineralizations have been affected by later remobilization processes and the host rocks are tectonically disturbed.

A MULTIANALYTICAL APPROACH FOR STUDY OF FRESH NANOSIZED PRECIPITATES FROM AMD AT ZLATÉ HORY, CZECH REPUBLIC

Filip, J.^{1,2}, Zboril, R.², Zeman, J.¹, Grygar, T.³ & Mashlan, M.²

¹Institute of Geological Sciences, Masaryk University in Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic

²Centre of Nanopowdered Materials, Palacky University in Olomouc, Svobody 26,
771 46 Olomouc, Czech Republic

³Institute of Inorganic Chemistry, Academy of Science, 250 68 Rez, Czech Republic
e-mail: filip@sci.muni.cz

One sample of fresh precipitates deposited from acid seepage of complex ore-mine tailing impoundment at Zlaté Hory, Czech Republic was studied by numerous techniques, including: ICP-ES and ICP/MS, X-ray powder diffraction (XRD), Mössbauer spectroscopy, FTIR and diffuse reflectance spectroscopy (DRS), voltametry of microparticles (VMP), thermogravimetry, differential scanning calorimetry (DSC), atomic force microscopy (AFM), high-resolution transmission electron microscopy (HRTEM) with energy dispersive X-ray (EDX) and selected area electron diffraction (SAED), and BET surface area measurements, to monitor their phase composition, structural and magnetic properties, particle size, morphology and surface area. Chemical analysis shows prevailing presence (up to 96 %) of hydrous ferric oxides, with the general formula $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Crystalline phases, recognized by XRD analyses, are represented by subordinate, minor crystalline goethite, whereas very broad peaks in XRD diagrams indicate predominance of amorphous to poorly crystalline phases in the studied precipitates. Occurrence of mostly 2-line ferrihydrite is evident from XRD, FTIR spectra, VMP and particularly from low-temperature Mössbauer spectroscopy at 5K, which also indicates a size of the superparamagnetic particles well below 10 nm. Blocking temperature (T_B) of these phases is below $T = 42$ K, but higher than 25 K. At 5 K, the Mössbauer spectra do not show any change in the external magnetic field (4T) indicative of extremely low crystallinity of fine particles. Low ordering of structure is recorded also in DRS. HRTEM revealed globular aggregates about 150 nm in diameter rimmed by acicular irregular crystals suggestive of goethite. Isometric, ~ 5 nm sized particles ascribed to ferrihydrite are evident from HRTEM (particularly from SAED of aggregates) and from AFM. EDX spectra indicate that Si, Ca and S are the most abundant elements adsorbed on the surface of particles. These natural nanoparticles have high surface area – up to 220 m²/g. The origin of these phases is consistent with geochemical models of precipitation of mineral phases from acid mine drainage and supports the validity of these models. The acquired data help to better interpret and understand processes taking place on acid mine drainage sites and are of high environmental relevance. Thermogravimetry, DSC and subsequently XRD equipped with a heating cell shows that the thermal transformation of these precipitates to maghemite occurs above 270 °C. This suggests the possible use of these natural materials as an inexpensive precursor material for magnetic nanoparticles, which are important for many industrial and environmental applications.

This work was supported by Grant Agency of the Czech Republic, Grant No. 205/04/1292; FRV, Grant No. 565/2004 and MSM6198959218.

GLYCINE METAL HALOGENIDES: AN OVERVIEW

Fleck, M.¹, Tillmanns, E.¹ & Bohaty, L.²

¹Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090, Wien, Austria

²Institut für Kristallographie der Universität zu Köln, Zùlpicher Str. 49b, D-50674 Köln, Germany

e-mail: michel.fleck@univie.ac.at

In the course of our studies of structural and physical aspects of compounds of inorganic salts with glycine we turned to the group of glycine metal halogenides. 22 structurally investigated members were found in the literature (e.g., [1], [2], [3]), four more are presented in this contribution (GlycineMgCl₂·4H₂O, *Pnma*; Glycine₂NiBr₂·2H₂O, *P2₁/c*; Glycine₃CeCl₃, *P2₁2₁2₁*; GlycineCaI₂, *Pca2₁*). In addition, the structures of three glycinium halogenides have been published.

Of special interest are the structural aspects of this group: The different co-ordination patterns of the metal cations (both oxygen atoms of water molecules or carboxylate groups as well as halogen atoms can act as ligands) on one hand and the connection of the polyhedra by means of glycine molecules and hydrogen bonds on the other hand are of importance. As far as these aspects are concerned, the members of this group show a large diversity. Furthermore, it is noteworthy that nine out of 29 glycine metal halogenides are non-centrosymmetrical – a high percentage, since glycine as the only non-chiral amino acid does not enforce non-centrosymmetrical crystal structures as all other amino acids do.

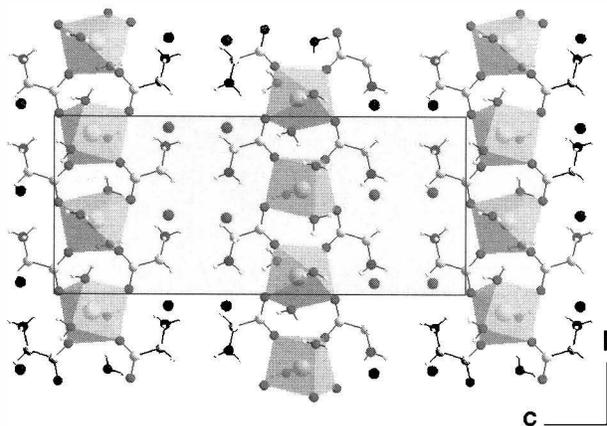


Fig. 1. GlycineCaI₂ (*Pca2₁*) is an example of a new, polar crystal species. The structure contains infinite chains parallel [010]. The chains are constituted by CaO₇-polyhedra, that are connected by two glycine molecules.

References

- [1] MÜLLER, G., MAIER, G.-M., LUTZ, M. (1994): *Inorg. Chim. Acta*, 218, 121-131.
- [2] FLECK, M., BOHATY, L. (2004): *Acta Cryst. C60*, m291–m295.
- [3] STENZEL, K., FLECK, M. (2004): *Acta Cryst. E60*, m1470–m1472.

GARNET ISOPLETH GEOTHERMOBAROMETRY: A METHOD TO OBTAIN P-T ESTIMATES FOR THE PERMIAN METAMORPHIC EVENT IN THE WÖLZ TAUERN, EASTERN ALPS

Gaidies, F.¹, Abart, R.², de Capitani, C.¹, Schuster, R.³ & Connolly, J.A.D.⁴

¹Institute of Mineralogy and Petrography, University of Basel, Bernoullistrasse 30, 4056 Basel, Switzerland

²Institute of Geological Sciences, Free University of Berlin, Malteserstrasse 74-100, 12249 Berlin, Germany

³Geological Survey of Austria, Neulingasse 38, 1031 Vienna, Austria

⁴Earth Sciences Department, Swiss Federal Institute of Technology, 8092 Zurich, Switzerland

e-mail: Fred.Gaidies@unibas.ch

During Permo-Triassic times parts of the Austroalpine units were exposed to extensional tectonics, magmatism, and experienced high temperature/low pressure (HT/LP) metamorphism. Due to the intense Alpine overprint metamorphic patterns and parageneses of pre-Alpine/post-Variscan ages were almost completely obliterated.

Garnet cores of polyphase garnets of the Wölz Complex, which belongs to the Austroalpine Basement and is located in the Wölz Tauern, are considered to be relics of the Permian metamorphic event. They can easily be distinguished from garnet rims according to their chemical composition, mineral inclusions and their inclusion fabric. While the timing and metamorphic conditions of the Eo-Alpine event are well known, age and P-T determinations for the garnet cores are rare. In many cases quartz, ilmenite, and rutile are the only inclusions in the garnet cores and conventional thermobarometric methods can not be used to determine the P-T conditions of garnet core growth.

We used garnet isopleth geothermobarometry to estimate the P-T conditions for the initial stages of garnet growth. Hereby we assume that the most primitive garnet grew in equilibrium with the matrix. In such case, the bulk rock composition may be taken as the composition of the thermodynamic system, and the corresponding P-T pseudosection is a valid representation of equilibrium phase relations. We used the intersection of the isopleths that represent the observed garnet core composition to derive the P-T conditions of incipient garnet growth.

Analyses of the garnet cores of the Wölz Unit yield about $540 \pm 15^\circ\text{C}$ and 4 ± 0.5 kbar. This is compatible with the presumed HT/LP conditions of the Permian event and provides an indirect indication of the age of incipient garnet growth. Selected one-phase Eo-Alpine garnets of the Wölz Unit yield P-T conditions for the garnet core growth of about $535 \pm 10^\circ\text{C}$ and 6.75 ± 0.5 kbar.

Garnet cores of polyphase garnets from the Rappold Complex, which is also located in the Wölz Tauern, were investigated, too. They yield temperatures and pressures of about $535 \pm 20^\circ\text{C}$ and 5.5 ± 0.5 kbar. This fits well with the Barrowian type P-T path of the Variscan orogeny.

ÜBER DIE ÄLTESTEN ZIRKONE ÖSTERREICHS UND NEUE MÖGLICHKEITEN IN DER GRUNDGEBIRGSFORSCHUNG DURCH EINSATZ MODERNER LASER-ABLATION-ICP-MS ZIRKONANALYTIK

Gerdes, A.¹ & Finger, F.²

¹Institut für Mineralogie, Universität Frankfurt, Senckenberganlage 28, D-60054 Frankfurt a.M.

²Abt. Mineralogie und Materialwissenschaften, Univ. Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 Salzburg
e-mail: Friedrich.Finger@sbg.ac.at

Die punktgenaue Datierung kleinster Zirkondomänen war bis vor kurzem nur mit teuren, aufwendig ausgestatteten Ionensonden-Massenspektrometern möglich (z.B. SHRIMP). Neuerdings sind ähnlich präzise Bestimmungen von U-Pb und Pb-Pb Isotopenverhältnissen auch mit Laserablation und Sector-Field ICP-Massenspektrometrie zu erreichen (GERDES 2005), bei Spotgrößen von ca. 20-30 μm (vs. 10-20 μm bei SHRIMP).

Der große Vorteil der Laser-Ablation-ICP-MS (LA-ICP-MS) Analytik ist der deutlich kürzere Zeitbedarf pro Analysepunkt (1-2 Min. im Vergleich zu 15-20 Min. mit SHRIMP). Die Möglichkeit, bei vertretbarem Zeit- und Kostenaufwand sehr viele Zirkone einer Probe datieren zu können, ist insbesondere zur routinemäßigen Aufnahme von detritären Zirkonaltersspektren in Quarziten, Glimmerschiefern, Paragneisen etc. attraktiv. Solche Zirkonaltersspektren sind ein sehr sensibler genetischer Fingerabdruck und können entscheidende Informationen über die plattentektonische Gliederung und Terranestruktur des kristallinen Grundgebirges liefern (z.B. avalonische vs. armorikanische Krustenelemente in den Varisziden, FRIEDL et al. 2000), aber auch ganz profan bei der Eingrenzung von Sedimentationsaltern helfen. Gerade in hochgradigen Grundgebirgsabschnitten bieten detritäre Zirkonalter oft die einzige Möglichkeit um Sedimentationsalter abzuschätzen.

Eine revolutionäre Möglichkeit zur genetischen Analyse von Krustengesteinen ist ferner die mittels Laser-Ablation-Multikollektor (MC)-ICP-MS mögliche präzise Bestimmung der ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf Isotopen-verhältnisse von Zirkonen (GERDES & ZEH 2005). Diese zeigen z.B. an, ob ein bestimmter Zirkon (oder Zirkonkern) aus einer Mantel- oder Krustenschmelze kristallisierte. Hier ergibt sich großes Potential für die Granitforschung. In Kombination mit dem Alter liefern Hf Isotopenverhältnisse aber auch bei detritären Zirkonen interessante Informationen über die "event-stratigraphy" eines Terranes und den Charakter von orogenen Phasen im Präkambrium.

Am Institut für Mineralogie der Universität Frankfurt werden zur Zeit Zirkonfraktionen von Proben aus dem österreichischen Anteil der Böhmisches Masse mittels LA-(MC)-ICP-MS analysiert. Dabei konnten in einem Quarzit der Bunten Serie die gegenwärtig ältesten Zirkone Österreichs (ca. 3.4 Ga) nachgewiesen werden. Außerdem konnten innerhalb der Bunten Serie mehrfach Zirkone mit mesoproterozoischen Altern gefunden werden, welche eine Zugehörigkeit zu Avalonia implizieren und somit den schon lange bestehenden Verdacht auf eine ursprüngliche Verbindung mit dem Moravikum (z.B. FRASL 1970) weiter erhärten.

Literatur

GERDES, A. (2005): *Geochim. Cosmochim. Acta*, (in press).

GERDES, A. & ZEH, A. (2005) *Earth Planet. Sci. Lett.* (submitted).

FRASL, G. (1970): *Nachr. Dt. geol. Ges.* 2, 55-61.

FRIEDL, G., FINGER, F., McNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. (2001): *Geology* 28, 1035-1038.

DIE KRISTALLSTRUKTUR DES MINERALS HAINIT

Giester, G.¹, Pertlik, F.¹ & Ulrych, J.²

¹Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, Geozentrum
Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich

²Geologisches Institut der Akademie der Wissenschaften, Rozvojova 135
CZ-16502 Prag, Tschechische Republik
email: gerald.giester@univie.ac.at

Im Laufe mineralogisch-petrographischer Untersuchungen der Phonolithe der Umgebung von Friedland (Frydlant) in Nordböhmen konnte aus dem Nephelinphonolith vom Hohen Hain (Hradiste) ein bis dahin unbekanntes Silikat isoliert und mit dem Namen Hainit belegt werden. Semiquantitative Analysen ergaben als Hauptelemente Ca, Na und Ti, die Morphologie und die physikalischen Parameter ließen auf eine Verwandtschaft der neuen Phase mit dem Mineral Rinkit (heute Mosandrit) schließen [1]. Neuere Untersuchungen [2] zeigten, dass Hainit mit Götzenit [3] weitestgehend idente physikalische Parameter aufweist und dass die beiden Minerale als isostrukturell anzusehen sind [2, 3]. Zur Belegung dieser Überlegungen wurde am Originalmaterial (am Institut für Mineralogie der Universität Prag hinterlegt) eine Stukturanalyse durchgeführt: Nonius Kappa CCD Diffraktometer; Mo-K α Strahlung; Metrik und Aufstellung der Elementarzelle nach Götzenit [3]; Raumgruppe P-1; $a=9.594(1)$, $b=5.702(1)$, $c=7.288(2)$ [Å]; $\alpha=89.89(3)$, $\beta=101.09(3)$, $\gamma=101.17(3)$ [°]; $V=383.55$ [Å³]; $Z=1$; $R(F): 0.040$ für 3460 Röntgenintensitäten mit $F_o > 4\sigma F_o$ und $2\Phi_{max}=80$ [°]. Die Verfeinerung der Ortsparameter sämtlicher Atome, ausgehend von den für Götzenit [3] angegebenen, unter gleichzeitiger Freigabe der Besetzung der Kationenpositionen ergab, dass das Element Natrium, verteilt auf zwei Punktlagen, von O bzw F Atomen koordiniert wird, in einem Fall von [8] (spezielle Punktlage), im anderen von [7] Atomen. Letztere Punktlage ist statistisch etwa 1:1 mit Na und Ca Atomen belegt. Die Ti Atome sind oktaedrisch [6] koordiniert, wobei diese Punktlage auch zu etwa 20% mit Zr Atomen statistisch besetzt ist. Die verbleibenden zwei Ca Punktlagen sind unregelmäßig [6] bzw. [7] koordiniert. Je zwei SiO₄ Tetraeder bilden über ein gemeinsames O Atom Si₂O₇ Gruppen aus. Diese Gruppen, parallel zu [001] angeordnet, verknüpfen die beschriebenen Kationpolyeder zu einem 3-dimensionalen Gerüst.

Nach [2] sind die beiden Minerale Hainit und Götzenit zwar als isostrukturell anzusehen, repräsentieren jedoch auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung eigenständige Minerale. Ausgehend von den Formeln $Na_2Ca_4[(Ti,Zr,Mn,Fe,Nb,Ta)_{1.50-0.50}(Si_2O_7)_2F_4]$ für Hainit und $Na_2Ca_5Ti(Si_2O_7)_2F_4$ für Götzenit, wurden die Na, Ca-Positionen als A-Positionen, jene mit Ti (incl. weiterer Elemente wie Zr, Mn, Fe, Nb, Ta) als B-Position definiert. Das Verhältnis A/B, für Hainit 4, für Götzenit 7, wurde sehr willkürlich als Charakteristikum für die beiden Minerale herangezogen.

Literatur

- [1] BLUMRICH, J. (1892). Tschermarks Mineral. Petr. Mitt. 13, 465-495.
[2] JOHAN, Z. & CECH, F. (1989) C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Serie II, 1237-1242.
[3] CANNILLO, E., MAZZI, F. & ROSSI, G. (1972): Soviet Physics – Crystallography 16, 1026-1030.

**PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF MANTLE XENOLITHS FROM THE
ADIGE VALLEY, NORTHERN ITALY**

Goritschnig, B.¹, Braga, R.², Meisel, T.³, Mogessie, A.¹ & Morten, L.⁽²⁾

¹ Institute of Earth Sciences Mineralogy and Petrology, University of Graz, Universitaetsplatz 2, A-8010 Graz

² Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna, Italy

³ General and Analytical Chemistry, University of Leoben, Franz-Josef-Str. 18, A-8700 Leoben, Austria
e-mail: bernadette.goritschnig@stud.uni-graz.at

The alkali basalts from the Adige Valley represent the westernmost volcanic products of the Tertiary Veneto Volcanic Province (VVP). The magmatic activity of the VVP is interpreted as the result of the partial melting of a metasomatised mantle involved, during Tertiary times, in the Europe-Adria collision after the subduction of the Jurassic Liguria-Piedmont Ocean.

The considered sector of the Adige valley is located within the Southalpine domain. Here the main lithology consists of fossil-bearing carbonates (e.g. "rosso ammonitico veronese") and a dominant dolomite unit. The alkali basalt occurs as veins of 10 cm to 1 m in diameter within the dolomite and shows porphyritic texture with megacrysts of olivine, plagioclase and/or pyroxene. The ultramafic xenoliths (2-10 cm in diameter) characterised as four phase spinel-bearing lherzolites and harzburgites with protogranular texture are randomly distributed in the alkalibasalt. Deformation of the xenoliths is shown by mineral grains such as olivine and pyroxene with kink-bands. Triple points are well developed and pyroxenes show exsolution-lamellae. Spinel often displays the typical "holly-leaf"-shape or intergrowth with orthopyroxene.

Olivine is Fo-rich (about 90 mol% Fo), pyroxenes are enstatite and/or diopside ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.5-1.24$ wt%). Spinel has 60-70 mol% MgAl_2O_4 , 15-17 mol% FeAl_2O_4 and 7-15 mol% MgCr_2O_4 . Based on the pyroxene thermometer of LINDSLEY (1983), the equilibration temperature is around 900°C. The olivine-spinel thermometer of ROEDER et al., (1979) yields equilibration temperature between 860°C and 1064°C.

The MgO concentrations of the xenoliths range between 30 and 43 wt.% and all major elements except FeO show negative correlation. Trace elements with positive correlation with MgO are Cr, Co and Ni. Whole-rock major element compositions are consistent with variable degrees of melt depletion while cryptic metasomatism produced LREE enrichment ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2.7 - 17.3$).

Osmium isotope data from spinel-peridotite xenoliths provide constraints on the age of mantle partial melting. The $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ isotopic compositions vary from 0.1185 to 0.1308 and are positively correlated with the Al_2O_3 concentrations. The y-axis intercept on a $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. Al_2O_3 plot suggests that a partial melting event occurred during the Proterozoic (~ 1.2 Ga) which is consistent with observations from xenoliths and orogenic peridotites from Central Europe.

References

LINDSLEY, D.H., (1983): Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, 68, 5-6, 477-493.

ROEDER, P.L. et al., (1979): A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 325-334.

HYDROTHERMAL TALC AND CHLORITE MINERALIZATION IN CENTRAL SARDINIA/ITALY

Grillo, S. M.¹ & Prochaska, W.²

¹ Dipartimento di Geingegneria e Tecnologie Ambientali, Cagliari University, Italy

²Department of Geological Sciences and Geophysics, University of Leoben, Austria

e-mail: grillo@unica.it; walter.prochaska@unileoben.ac.at

In Central Sardinia talc-chlorite and Na-feldspar deposits are hosted in Palaeozoic series of the Ottana-Orani district. Palaeozoic metasediments, Hercynian granitoids and Tertiary volcanic rocks host a series of mineralizations of variable size. A number of the known talc-chlorite deposits, distributed over an area of 120 km², have been mined for many years and in 1980 the exploitation of the Na-feldspar deposits started. The metasediments are intruded by syn-tectonic leucogranites and by late and/or post tectonic two-mica granites. The metasedimentary rocks are composed of mica schists, marbles and gneiss. They are the product of regional greenschist facies metamorphism of pelitic and carbonate sedimentary protoliths.

All the formations in this area have undergone tectonic displacement primarily in a N45E direction, to a lesser extent NS (ARTHAUD, F. & MATTE, P.H., 1975).

Both mineralizations under investigation, the Su Venosu and the Sa Matta talc-chlorite mines are structurally controlled and the hydrothermal formation of the economic ore minerals in veins and shear zones is evident.

In general the host rock marbles show heavier O and C- isotope composition compared to the carbonates of the mineralization in the shear zone. There are two groups of hydrothermal carbonates with dramatically different stable isotope compositions from the mineralized shear zone. Medium grained recrystallized, usually white dolomitic or calcitic or marbles and crystals of calcite up to 10 cm in size.

The most striking features of the chemical composition of the inclusion fluids of the talc-chlorite mineralization of Central Sardinia are the extremely high contents of Br and a depletion in Na which may be a consequence of albitization; this would indicate a consanguineous origin of the talc-chlorite mineralization and the ubiquitous albitization. High Br-contents usually are taken as indicators of evaporitic fluids. As there are no obvious geologic indications for evaporitic processes in that area it is concluded that the mechanism for the formation of the highly saline fluids are fractionation processes in an endogene environment due to the consumption of water by the formation of hydrosilicates in a retrograde shear zone.

⁴⁰Ar/³⁹Ar AGES FROM ADULARIA AND WHITE MICA CONSTRAIN THE TIMING OF VEIN-FORMATION IN THE TAUERN WINDOW (EASTERN ALPS, AUSTRIA)

Handler, R. & Neubauer, F.

Div. General Geology and Geodynamics, Univ. of Salzburg, Hellbrunner Str., 34, A – 5020 Salzburg, Austria
 e-mail: robert.handler@sbg.ac.at

Preliminary ⁴⁰Ar/³⁹Ar analyses have been carried out on seven adularia and three white mica samples collected from open-spaced, crystal-bearing extensional veins within different tectonic units of the Tauern Window, Eastern Alps. Adularia and white mica have been formed within these veins under mesothermal conditions, i.e., c. 200–400°C. As closure temperatures for white mica (c. 450°C) and K-feldspar (c. 250°C) are in the same range as temperatures of vein formation, the ages reported are interpreted to record formation and not cooling ages of the minerals. There is no observed correlation of sample mineralogy and the ages obtained. The ages are therefore interpreted to record three stages of hydrothermal activity contemporaneous with, and associated to, E-W extension due to indentation tectonics.

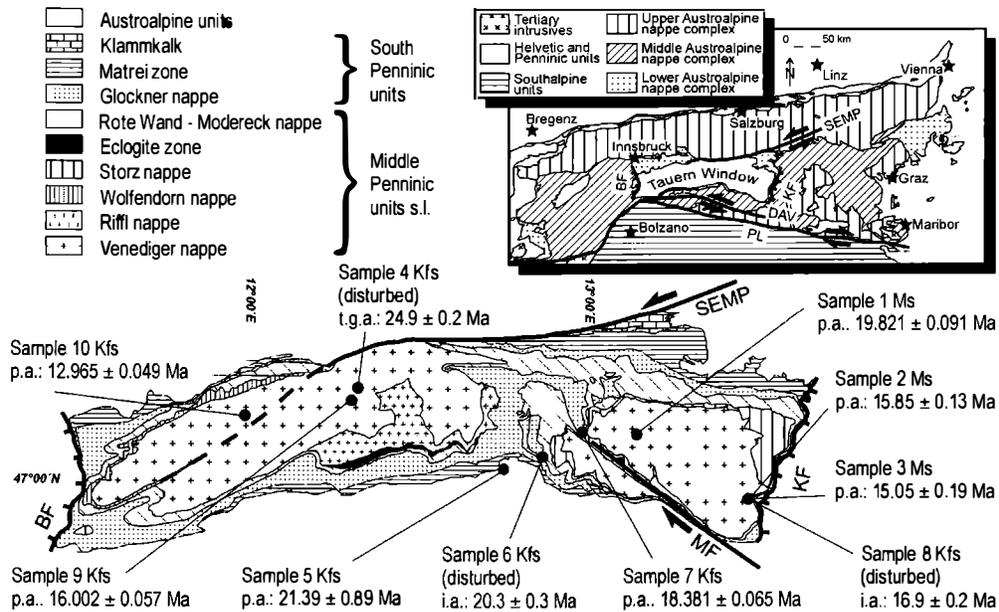


Fig. 1: Location of adularia (Kfs) and white mica (Ms) samples within the Tauern Window. BF: Brenner low-angle normal fault, KF: Katschberg low-angle normal fault, MF: Möll-valley fault, SEMP: Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg fault; Ages reported for the undisturbed samples are plateau ages (p.a.), and integrated (i.a.) or total gas ages (t.g.a.) where the Ar-release spectrum indicates isotopic disturbances.

MESOZOIC MAGMATISM IN THE EASTERN CARPATHIANS (ROMANIA)

Hoeck, V.¹ & Ionescu, C.²

¹Dept. Geography, Geology and Mineralogy, University of Salzburg,
Hellbrunnerstrasse 34, A-5020, Salzburg, Austria

²Dept. Mineralogy, Babes-Bolyai University, 1 Kogalniceanu Str., RO-400084 Cluj-Napoca, Romania.
e-mail: Volker.hoeck@sbg.ac.at; corinai@bioge.ubbcluj.ro

The Romanian Mesozoic ophiolites from the Apuseni Mts. and the Carpathians are generally considered to be related to the Tethys Ocean. According to SANDULESCU (1984), SANDULESCU & DIMITRESCU (2004), they can be assigned to the Transylvanides, Middle and Outer Dacides and Pienniny Klippen Belt. In this contribution we focus on the ophiolites from the Eastern Carpathians (Transylvanides and Middle Dacides) and basalts from the Black Flysch (Outer Dacides).

In the wildflysch of the Bucovinian nappe of the Middle Dacides, many olistoliths of massif basalts, pillow basalts and basalt breccias as well as ultramafics occur. Gabbros are exceptionally rare. Among the smaller blocks (hundreds of metres) larger continuous occurrences of basalts or ultramafics are regarded as remnants of the Transylvanian nappe. How far these larger units can be interpreted as mega-olistoliths remains to be discussed. Such an interpretation would disregard the existence of a separate Transylvanian nappe.

The ultramafics, despite their intense serpentinization, can be classified partly mineralogically, partly geochemically as lherzolites and harzburgites. In the northern parts (Rarau and Haghimas) lherzolites prevail, whereas in the Persani Mts. harzburgites are more common. In the Rarau syncline MORB type volcanics occur, with a variable subduction component. They also show a certain variation towards andesitic (trachyandesitic) compositions. However, according to RUSSO-SANDULESCU et al. (1982) intra-plate basalts are likely to occur as well. They seem to be more widely distributed in the Haghimas area and are also common in the Persani Mts. It should be noted, however, that except for one occurrence in Sarmanului quarry near Varghis, no remnants of an ophiolitic sequence could be detected. Trachytes are additionally common in the Persani Mts. Until now no similar rocks were found in Rarau or Haghimas areas.

At least some, possibly all ultramafic and mafic rocks as well as the trachytes are of mid Triassic age indicating a coeval rifting of the Bucovinian continental crust. On the contrary, basalts and tuffs of the Black Flysch are interbedded in Jurassic-Cretaceous sediments and exhibit a strong intraplate character.

References

- RUSSO-SANDULESCU, D., UDRESCU, C. & MEDESAN, AL. (1982): Petrochemical characteristics of the Mesozoic ophiolites of the Rarau-Haghimas marginal syncline. D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXVI (1979), 1, 153-185, Bucharest.
- SANDULESCU, M. (1984): Geotectonics of Romania (in Romanian). Edit. Tehn., 336 p. Bucharest.
- SANDULESCU, M. & DIMITRESCU, R. (2004): Geological structure of the Romanian Carpathians. Field trip guide, 32nd International Geological Congress, Florence 2004, Italy. 48 p.

CHARAKTERISIERUNG VON HISTORISCHEN BAUSTOFFEN

Hofer, R., Unterwurzacher, M., Diekamp, A. & Mirwald, P.W.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck
e-mail:csab3904@uibk.ac.at

Im Bereich der Denkmalerhaltung stellen Verwitterungsprozesse von Naturstein und Mörtel ein besonderes Problem dar. Die Charakterisierung des Porenraumes von Gesteinen und mineralischen Baustoffen ist bei Untersuchungen von Verwitterungsprozessen ein wichtiger Aspekt.

Viele für die Verwitterung von Naturbausteinen und Mörteln wichtige Prozesse sind direkt an den jeweiligen Porenraum gebunden. Da diese Verwitterungsprozesse vorwiegend unter Einwirkung von Wasser ablaufen, ist die Bestimmung des Wasseraufnahme- und des Wasserabgabevermögens als Indikatoren für die Wegsamkeit des Porennetzes eines Gesteins von besonderer Bedeutung. Es hat sich gezeigt, dass neben einer quantitativen Bestimmung des Porenvolumens, vor allem die Porengrößenverteilung und die spezifische innere Oberfläche wichtige Parameter sind. Hinzu kommt die Mineralparagenese und die Gefügemerkmale als weitere Faktoren.

Für die Charakterisierung des Porenraumes haben sich zwei unterschiedliche Methoden bewährt. Zur Bestimmung der Porosität, also des Porenvolumens und der Porenradienverteilung, liefert die Quecksilber-Posimetrie (MIP) die besten Resultate, durch die Bestimmung der spezifischen inneren Oberfläche mittels der BET-Methode erhält man einen weiteren wesentlichen Parameter. Dabei spielt die Beschaffenheit des Materials bei beiden Methoden eine Rolle. Durch Kombination dieser Methoden lässt sich eine gute Materialcharakterisierung erzielen und in bestimmten Fällen auch Hinweise auf die Materialgenese gewinnen.

In Zusammenhang mit Untersuchungen an historischen Gebäuden, wurden quartäre Breccien (Höttinger Breccie), triassischer Wettersteinkalk, verschiedene Marmore sowie mittelalterliche Putze und Mörtel untersucht. Am Beispiel der Laaser-Marmore kann durch MIP gezeigt werden, dass sich zwar die Porenvolumina mit 1-2 Vol.% an der unteren Auflösungsgrenze der MIP-Methode befinden, dass aber die Porenradienverteilungen einen systematischen Gang zwischen ein- und bimodalem Verhalten aufweisen. Dieses Verhalten kann mit sich verändernden P/T-Verhältnissen in der Laaser Marmorserie in Verbindung gebracht werden.

Literatur

- HOFER, R. (2004): Das Naturbausteininventar der Altstadt von Hall in Tirol einschließlich einer materialkundlichen Charakterisierung der wichtigsten Gesteinsarten; Diplomarbeit, Universität Innsbruck.
- NOCKER, C; TOPPER P; MAIR, V. (2004): Petrologische Untersuchungen an Kalksilikaten aus der Kontaktaureole des Marteller Granits (Martelltal/Südtirol/Italien). Ber. Inst. Erdwiss. K-F-Univ. Graz, 9, 294-295. Pangeo.

MANGANFÜHRENDE ROEDDERITE VOM BELLERBERG, EIFEL

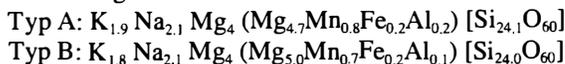
Hrauda, N.¹ & Lengauer, C. L.¹

¹ Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Geozentrum,
 Althanstrasse 14, A-1090, Wien, Austria
 email: christian.lengauer@univie.ac.at

Die untersuchten Minerale der Milarit- oder Osumilith-Gruppe stammen vom Bellerberg, im östlichen Eifelgebiet Deutschlands. Ebenso wie Eifelit, Osumilith, Mg-Osumilith, Roedderit und Almarudit, als von dieser Typlokalität bereits beschriebene Vertreter dieser Mineralgruppe (e.g. MIHAJLOVIC et al., 2004), treten die Mn-Roedderite in Hohlräumen der quartären Leucit-Tephrit Laven auf. Sie sind idiomorph ausgebildet und können nach ihrem Habitus in zwei Arten unterschieden werden. Typ A repräsentiert meist verwachse, säulig-prismatische Kristalle, leicht gelblich gefärbt und mit wenigen dunklen Einschlüssen. Der zweite, Typ B, ist charakterisiert durch dick-tafelige, gelbliche Kristalle und einem zumeist besser ausgebildeten Idiomorphismus als die Vertreter des Typ A. Im Kern der Tafeln befinden sich parallel zu den Prismenflächen orientierte Einschlüsse, die sich aus einer myrmekitischen Verwachsung von Ilmenit und Quarz zusammensetzen.

Chemische Analysen wurden mittels Elektronenstrahlmikrosonde durchgeführt. Charakteristisch ist bei allen Kristallen der höhere Gehalt an MnO (2.1 – 3.4 wt%) gegenüber FeO (0.4 – 1.1 wt%), eine Dominanz von MgO (16.8 – 18.8 wt%) und Al₂O₃ Werte < 0.4 wt%. Daher können beide Mineraltypen innerhalb der Milarit-Gruppe als Roedderit klassifiziert werden. Typ A und B unterscheiden sich bezüglich eines geringfügig unterschiedlichen Mg / Mn+Fe+Al Verhältnis. Innerhalb der Kristalle ist häufig eine Zonierung mit Mg ↔ Mn zu beobachten, wobei der Mn-Gehalt zum Rand der Kristalle hin ansteigt.

Entsprechend den chemischen Analysen ergaben röntgenographische Einkristall-Untersuchungen der beiden hexagonalen Roedderite (*P6/mcc*) Zellparameter (Typ A / B) von $a = 10.155(2) / 10.146(1) \text{ \AA}$ und $c = 14.309(3) / 14.293(3) \text{ \AA}$ mit $V = 1277.9(5) / 1274.2(3) \text{ \AA}^3$. Die Verfeinerung der Elementbesetzungen auf der M^[6] und T2^[4] Position ergab eine Bevorzugung von Mn+Fe für die T2 Position. Wie schon von ARMBRUSTER (1989) beschrieben, zeigen auch diese Roedderite vom Bellerberg verbotene Reflexe vom Typ *Ok* mit $l \neq 2n$ und einer wahrscheinlichen Symmetriereduktion zu *P-62c* durch eine diskrete Verteilung der Na-Kationen. Auf Basis der chemischen und röntgenographischen Resultate ergeben sich folgende durchschnittliche Roedderit-Formeln:



Literatur

ARMBRUSTER, T. (1989): Eur. J. Mineral., 1, 715-718.
 MIHAJLOVIC, T., LENGAUER, C. L., NTAFLÖS, Th., KOLITSCH, U., TILLMANN, E. (2004): N. Jb. Mineral. Abh., 179, 265-294.

GEOARCHAEOLOGICAL STUDIES ON LATE BRONZE AGE CERAMICS FROM TRANSYLVANIA (ROMANIA)

Ionescu, C.¹, Ghergari, L.¹, Simon, V.¹, Horga, M.² & Hoeck, V.³

¹Babes-Bolyai University, 1 Kogalniceanu Str., RO-400084 Cluj-Napoca, Romania

²Bistrita-Nasaud County Museum, 19, Gen. Gr. Balan Str., RO-420016 Bestride, Romania.

³University of Salzburg, 34 Hellbrunnerstrasse, A-5020, Salzburg, Austria
e-mail: corinai@bioge.ubbcluj.ro

Eleven fragments of Late Bronze Age (1400-1200 B.C.) ceramic bowls, cups, pots, plates, found in the northwestern part of the Transylvanian Basin (Romania), were studied. Macroscopic observations were completed with polarized light microscopy on thin sections, X-Ray powder diffraction, thermal, SEM and EPR (Electron Paramagnetic Resonance) analyses. The study of the ceramic fragments focused on the phase compounds identification and the thermal changes due to the firing. The data obtained by various methods supported the classification of the ceramics, the identification of raw materials, their sources, as well as the modelling techniques and firing conditions.

The ceramics is constituted basically of a lutitic-siltic matrix with combined, crystalline and amorphous fabric, exhibiting different degrees of sintering and vitrification. In the matrix, variable amounts of igneous, metamorphic and sedimentary lithoclasts, various crystalloclasts, potshards (ceramoclasts) and bioclasts are present.

The granulometry of the ceramics reflects the prevalence of the coarse category (with more than 15% arenite grains) compared with the semi-fine one (between 5-15% arenite).

The ceramic body is in general porous, due both to the elongated or irregular-shaped pores and to the micro-fissures. The porosity is the result of a careless kneading and modelling, combined with fast drying and short but high-T firing.

Based on the arrangement of the lamellar minerals inside the ceramic body, three main structure types were identified: a) an arrangement in rows parallel to the wall surface; b) a chaotic arrangement; c) a mixed structure, with both oriented and chaotic arrangements in the same sample. All these are results of hand-made pottery.

The microscopic observations as well as the thermal, X-ray powder diffraction and SEM analyses point to a series of changes due to the firing, marked by melting-diffusion-recrystallization processes. The first is the thermal alteration of the clayish matrix, which forms a rigid body, where the particles are stucked together by sintering-melting processes. Some clasts reveal advanced fissuring due to the thermal shock. Fe migrated from the clayish matrix into the softened rims of quartz grains. Parts of feldspar clasts became isotropic and the glassy, amorphous melt intruded into the cracks. After the firing, the kaolinitic clay gave an almost isotropic matrix, comprising amorphous metakaolinite while the kaolinitic-illitic clay changed into a birefringent mass. New phases formed, such as glass, gehlenite, or hematite.

The firing temperatures were estimated at 800-1000; rarely up to 1100°C.

The mineralogical and petrological composition indicates that the raw materials (kaolinitic and kaolinitic-illitic clays and sandy temper) come from the clays outcropping in the surroundings of the site where the fragments were found.

BRUCITE DEPOSITS IN THE APUSENI MTS., ROMANIA

Ionescu, C.¹ & Hoeck, V.²

¹Dept. Mineral., Babes-Bolyai Univ., 1 Kogalniceanu Str., RO-400084 Cluj-Napoca, Romania.

²Dept. Geogr., Geol. and Mineral., University of Salzburg, 34 Hellbrunnerstrasse, A-5020, Salzburg, Austria.

e-mail: corinai@bioge.ubbcluj.ro; Volker.hoeck@sbg.ac.at;

In the northern part of the Apuseni Mts. (NW Romania) the intrusion of Late Cretaceous-Early Paleogene granodioritic magmas into the surrounding Mesozoic and Paleozoic rocks, i.e. dolomites, limestones and other sediments, generated extended and complex contact aureoles, comprising skarns, hydrated metasomatic rocks and hornfels, respectively. Among them, large brucite-bearing zones occur in Anisian dolomitic marbles, forming two main deposits: Budureasa in the north and Pietroasa in the south. The contact of granodiorites with the Anisian dolomites shows a zoned structure i.e. a transition from Mg-skarns to brucitic zones and finally to dolomites. Brucite-bearing zones occur only at some distances from the contact and are irregular, sometimes lens-shaped; they are up to several meters wide and tens to hundreds of metres long.

The bulk chemical analyses of the brucite-bearing dolomitic limestones point to heterogeneous distribution of brucite within both deposits with either brucite-rich (up to 40%) or brucite-poor domains (less than 5% brucite). Brucite forms small lamellae of 20x20x2 μm up to 80x50x6 μm , occurring in clusters of various shape and size: a) small, isometric clusters, about 100 μm in diameter, rarely containing relics of periclase; b) large, irregular or rhombohedral-shaped clusters, often containing carbonate relics; the diameter of these clusters ranges from 0.5 up to 1.6 mm and c) oval-shaped clusters, about 0.1 x 0.3 mm in average, with brucite associated with forsterite relics and serpentine minerals.

Microprobe investigations reveal 86.05-86.51% MgO in brucite, as well as the presence of the same mixture of calcite + dolomite grains inside the brucite cluster as in the surrounding carbonate mass. The brucite-bearing assemblages can be described in the CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ system, with the following minerals: calcite-dolomite-periclase-brucite-forsterite-antigorite. The stability field of brucite is restricted to very low X_{CO_2} (< 0.05) over a wide range of temperatures, up to 610°C.

Our studies revealed that heating and cooling occurred under conditions of very low X_{CO_2} during the contact metamorphism of the Anisian dolomites by the (hydrous) granodiorites. The stratigraphic column of sediments covering the granodiorites at the time of the intrusion ranges from 2.5 to 4 km, pointing to approximately 0.1 GPa pressure for the contact metamorphism. At this pressure the upper stability limit of brucite is at 600-610°C, according to reaction $\text{br} = \text{per} + \text{H}_2\text{O}$. Lower temperatures, at 400°C, can be estimated from the decomposition of forsterite according to reaction $20\text{br} + \text{atg} = 34\text{fo} + 51\text{H}_2\text{O}$. The direct decomposition of dolomite according to the reaction $\text{dol} + \text{H}_2\text{O} = \text{br} + \text{cc} + \text{CO}_2$ can take place over a wide range of temperatures.

**CALCULATIONS AND PLOTTING IN IGNEOUS GEOCHEMISTRY:
CORVÉE ABOLISHED AT LAST! [GCDKIT 2.00 RELEASED]**

Janousek, V.¹, Farrow, C. M.² & Erban, V.¹

¹ Czech Geological Survey, Klárov 3, 118 21, Prague 1, Czech Republic,

² Computing Service, University of Glasgow, Glasgow G12 8QQ, Scotland

e-mail: janousek@cgu.cz

The interpretation of whole-rock geochemical data requires complex calculations which on PC compatible computers are mainly performed using dedicated, stand alone programs. They are all menu-driven and thus relatively easy to use. Paradoxically it is their bullet-proof nature that is their main weakness – it prevents modifications or additions to the available algorithms. The other possibility is to use flexible statistical and computing environments (e.g., S-Plus, Statistica, MatLab), which, however, require a high degree of computational skills. JANOUSEK *et al.* (2003) offered a third way, attempting to combine the advantages of both approaches. They have opted to use the Windows version of the freeware R language (<http://www.r-project.org>), which in itself provides a rich environment for data analysis, graphics and software development. On its basis they have built a flexible environment with a graphical user interface for geochemical data processing, which, at the same time, should not prevent the user from creative work and full control over his data.

Almost two years have elapsed since the first release of the **Geochemical Data Toolkit for Windows** (*GCDkit*). Since then, a number of more or less satisfied users have saved considerable time when analysing their data. In turn, the authors have gathered much experience and user feedback, such as bug reports, usability comments, and requests for new functions. Additionally, the R programming environment itself has been developed to version 2.01, bringing new capabilities. This led the authors to develop and release a new, fully updated and expanded version of the toolkit, *GCDkit 2.00*.

Since the beginning, all functions of *GCDkit* are accessible via pull-down menus. The management tools include loading and saving data files, data editing, searching and generation of subsets. Analyses may be grouped for subsequent statistical processing or plotting on the basis of various attributes such as locality, ranges of a numerical variable, cluster analysis or selected classification diagram. Statistical functions include descriptive statistics, box-and-whiskers and correlation plots or multivariate methods. Also implemented are a variety of calculation schemes, for instance CIPW and Mesonorm, as are the common geochemical graphs (e.g. Harker plots, spider plots, classification and geotectonic diagrams). All diagrams are publication ready but can be further retouched by built-in commands. Additional specialist plugin modules are provided to calculate saturation temperatures of apatite, zircon and monazite and for interpretation of the Sr–Nd isotopic data.

The new release brings an improved user interface and increased stability. In addition, it is now possible to directly import from Excel, Access and DBF files, as well as the data formats used by the geochemical packages NewPet, IgPet and MinPet. Several new diagrams have been added and the plot editing revised completely. Much more detailed documentation and help are also provided. Interested? *GCDkit* can be found at <http://www.gla.ac.uk/gcdkit/>

RELICS OF A LATE DEVONIAN MAGMATIC ARC IN THE MOLDANUBIAN ZONE

Janousek, V.¹, Gerdes, A.², Vrána, S.¹, Finger, F.³ & Erban, V.¹

¹ Czech Geological Survey, Klárov 3, 118 21 Prague 1, Czech Republic

² Institut für Mineralogie, J. W. Goethe-Universität, Senckenberganlage 28, 60054 Frankfurt, Germany

³ Division of Mineralogy and Material Science, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, Austria
e-mail: janousek@cgu.cz

Calc-alkaline intrusions of Late Devonian–Early Carboniferous age occur in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, and in particular at its contact with the Teplá-Barrandian Zone. They are mainly of tonalitic composition; mafic microgranular enclaves, as well as larger, variously hybrid, mafic bodies are abundant. While the most typical representants are from the Sázava suite in the Central Bohemian Pluton (354.1 ± 3.5 Ma: JANOUSEK et al., 2004) and slightly older orthogneisses in the roof of the pluton (373 ± 5 Ma, 365 ± 5 Ma: KOSLER et al., 1993) tonalitic rocks in the S part of the Nasavrky Pluton probably also belong to this association (HROUDA et al., 1999; no reliable dating available). Moreover, geochemically similar and nearly contemporaneous calc-alkaline intrusions can be traced to the west, with the occurrences spanning much of the European Variscan belt (Schwarzwald, Odenwald, Voges and Limousin in the French Massif Central; see FINGER, et al., 1997 for a review). All these rocks show a chemical signature compatible with an origin in a magmatic arc setting.

A newly identified member of this calc-alkaline association are mafic granulites from the Lisov Massif (N of České Budejovice, S Bohemia), which show some important differences to the other Moldanubian granulites; most importantly they do not show evidence of HP–HT metamorphism only yielding 800–900 °C, 5–6 kbar. According to LA–ICP–MS U–Pb dating of abundant zircons with well-preserved magmatic zoning (CL), the protolith of the mafic (quartz dioritic–tonalitic) granulites crystallized at 361.3 ± 2.4 Ma (2σ). Metamorphically modified zircon grains with blurred primary zones, convoluted zoning, or rare metamorphic overgrowths, gave an age of 337.0 ± 2.8 Ma. The latter is in accordance with the well-established timing of high-grade metamorphism in other Moldanubian granulite massifs (O'BRIEN & RÖTZLER, 2001).

The mafic Lisov granulites are thought to have originated by a Visean metamorphic overprint of metaluminous, medium–K calc–alkaline plutonic rocks that formed in the mid-crustal root of a Late Devonian magmatic arc. A similar configuration has been described from a Cretaceous magmatic arc in the Sierra Nevada (SALEEBY, et al. 2003 and references therein).

References

- FINGER, F. et al. (1997): Mineral. Petrol., 61, 67–96.
HROUDA, F. et al. (1999): Tectonophysics, 307, 93–111.
JANOUSEK, V. et al. (2004): Lithos, 78, 67–99.
KOSLER, J. et al. (1993): Neu. Jb. Min., Mh., 417–431.
O'BRIEN, P. J. & RÖTZLER, J. (2003): J. Met. Geol., 21, 3–20.
SALEEBY, J. et al. (2003): Tectonics, 22, 3–1–3–24.

RAMAN SPECTROSCOPIC INVESTIGATIONS ON LOW-TEMPERATURE METAMORPHIC ROCK SERIES FROM MT. MEDVEDNICA, CROATIA

Judik, K. ², Rantitsch, G. ¹, Rainer, T. ¹ & Árkai, P. ²

¹ Department of Applied Geosciences and Geophysics, University of Leoben,
Peter Tuner 5, A-8700, Leoben, Austria

² Institute for Geochemical Research, Hungarian Academy of Sciences,
Budaörsi 45, H-1112, Budapest, Hungary
email: judik@sparc.core.hu

Systematic changes in the Raman spectrum of fine-dispersed organic material with increasing metamorphic grade were described by several authors (e.g. YUI et al. 1996; BEYSSAC et al. 2002). They described a shift of the G peak of the spectrum from ca. 1600 cm⁻¹ to 1575 cm⁻¹, a decreasing full width at half maximum of the G and D1 bands (at ca. 1350 cm⁻¹) and a decreasing D1/G peak area ratio with increasing metamorphic grade. BEYSSAC et al. (2002) established an empirical equation in which the peak metamorphic temperature is calculated as a linear function of the D1/(G+D1+D2) (D2: at ca. 1610 cm⁻¹) peak area ratio (R2) with a precision of ±50 °C in the range of 330 °C and 650 °C. Using the empirical data of BEYSSAC et al. (2002), RANTITSCH et al. (2004) published reliable temperature estimates for the Greywacke Zone.

The aim of this work is to provide additional data on the diagenetic–low-temperature metamorphic evolution of the Eoalpine (Palaeozoic–Mesozoic) complex, the Jurassic ophiolitic mélange and Late Cretaceous–Palaeocene sequence in Mt. Medvednica, Croatia (PAMIC & TOMLJENOVIC 1998). For this purpose, Raman data were correlated with vitrinite reflectance values, the X-ray powder diffraction-based characterisation the fine-dispersed carbonaceous material and with metamorphic grade-indicating parameters of mineral phases (e.g. illite Kübler and chlorite Árkai indices, apparent mean crystallite thickness and lattice strain and results of chlorite empirical Al(IV) geothermometers; JUDIK et al. 2004). A fairly good correlation was obtained between the temperature estimates using empirical inorganic and organic “thermometers” For metapelitic samples from the Eoalpine (Palaeozoic–Mesozoic) complex temperatures were estimated at ca. 350-450 °C. Temperatures in the Jurassic ophiolitic mélange range between 200-250 °C. The Late Cretaceous–Palaeocene sequence is characterised by peak temperatures below 200 °C.

References

- YUI, T. F., HUANG, E. & XU, J. (1996): *J. Metamorphic Geol.*, 14, 115-124.
BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. & ROUZAUD, J. N. (2002): *J. Metamorphic Geol.*, 20, 859-871.
RANTITSCH, G., GROGGER, W., TEICHERT, C., EBNER, F., HOFER, C., MAUER, E. M., SCHAFFER, B. & TOTH, M. (2004): *Int. J. Earth Sci.* 93, 959-973.
JUDIK, K., ÁRKAI, P., TIBLJAS, D., BALEN, D., TOMLJENOVIC, B., HORVÁTH, P., DOBOSI, G. & PAMIC, J. (2004): *Acta Geologica Hungarica*, 47/2; 151-176.
PAMIC, J. & TOMLJENOVIC, B. (1998): *Acta Geologica Hungarica*, 41, 389-400.

ORGANICALLY MODIFIED CLAYS AND THEIR STABILITY IN AN AQUEOUS AEROBIC ENVIRONMENT

Julinová, M.¹, Kalendová, A.² & Hoffmann, J.¹

¹Tomas Bata University in Zlin, Faculty of Technology, Department of Environment Protection Engineering, nám. TGM 275, 762 72 Zlín, Czech Republic

²Tomas Bata University in Zlin, Faculty of Technology, Department of Polymer Engineering, nám. TGM 275, 762 72 Zlín, Czech Republic,
email: julinova@ft.utb.cz

Montmorillonite (MMT) belongs at present to clays undergoing intense investigation for preparing nanocomposite materials. Even a small quantity of clay well dispersed into particular lamellae can impart considerably improved properties or even new properties to the composite. Theoretical substantiation is based on the immensely great interphase surface that may reach up to 750 m²/g, what determines end-properties of nanocomposites, for example, tensile modulus, barrier properties, dimensional stability, heat resistance, etc.

MMT being applied as a nanocomposite filler in plastics commonly comes into contact with a biologically active environment. In such cases the study is focused on the stability of montmorillonite modified with quaternary ammonium salts in an aqueous aerobic environment in presence of activated sludge from the municipal wastewater-treatment plant. Test materials used were clays for preparing PVC-based nanocomposites: clay CLOISTE 20A (organic fraction – dimethyl, dihydro-genatedtallow, quaternary ammonium chloride) and clay CLOISTE 30B (organic fraction – methyl, tallow, bis-2-hydroxyethyl, quaternary ammonium chloride). The results showed that after 70 days of testing, CLOISTE 20A exhibited no signs of biodegradation as evaluated through BOD; thus the organically bonded fraction was quite stable in the system.

On the contrary, with CLOISTE 30B a 10 day lag phase (even toxic effect) was recorded and subsequently a BOD value of 133 mg g⁻¹ was reached in 70 days, which corresponded to certain percentage of organic fraction. This result was also confirmed by FTIR analysis. It is concluded that methyl, tallow, 2-bis-hydroxyethyl, quaternary ammonium chloride is unstable in clay.

This work was supported by Research Project of the Ministry of Youth, Education and Sports of the Czech Republic No. MSM 708835210

ORGANICALLY MODIFIED CLAYS AS POTENTIAL STABILISING AGENTS FOR PVC FILMS

Julinová, M.¹, Kalendová, A.² & Hoffmann, J.¹

¹Tomas Bata University in Zlin, Faculty of Technology, Department of Environment Protection Engineering, nám. TGM 275, 762 72 Zlín, Czech Republic

²Tomas Bata University in Zlin, Faculty of Technology, Department of Polymer Engineering, nám. TGM 275, 762 72 Zlín, Czech Republic
email: julinova@ft.utb.cz

Nanocomposites based on PVC containing 10% organically modified nanofiller montmorillonite CLOISTE 30B (organic fraction – methyl, tallow, bis-2-hydroxyethyl, quaternary ammonium chloride) exhibited a reduced migration of plasticizer – dioctyl phthalate – by approx. 10% in 24 hours. The stability was more obvious in long-term investigation; migration of 15% lower than that of plasticized PVC occurred. The question thus emerging was, whether improvement would also be evident under environmental conditions. Therefore, test films were prepared from PVC and from nanocomposite based on PVC/clay in an aerobic environment in the presence of activated sludge from the municipal wastewater treatment plant.

The following conclusions can be drawn from this study: Films tested under standard conditions showed that nanocomposites containing 10% CLOISTE 30B exhibited 40% biological disposal of plasticizer (dioctyl phthalate). However, 30 % dioctyl phthalate was removed during a 60 days test from plasticized PVC without CLOISTE 30B. A 10% reduction in stability following biodegradation was also proven for samples first subjected to thermal oxidation (50 °C, 7 days – simulating summer conditions in the environment) and then subjected to chemical oxidation in an acid environment (pH=3, 100 hours), when compared with plasticized PVC. After chemical oxidation in a basic environment (pH=10, 100 hours) no difference in plasticizer stability was recorded, and in both cases a 25% biological removal of dioctyl phthalate took place in 40 days. Our results indicate that organically modified montmorillonite (CLOISTE 30B) reduces the stability of plasticizer contained in nanocomposites based on PVC by up to 10% under biotic conditions; thus is not a suitable filler for composites.

This study was supported by Research Project of the Ministry of Youth, Education and Sports of the Czech Republic No. MSM 7088352101.

PHYSICAL-MECHANICAL AND MINERALOGICAL PROPERTIES OF SHKUMBINI RIVER ALLUVIAL DEPOSITS (ALBANIA)

Jusufati, M.¹ & Londo, R.²

¹ Albanian Geological Survey, General Directorate, Rruga Kavajes, 153, Tirana, Albania

² Tirana Geological Branch, Tirana, Albania

e-mail: jusufati2000@yahoo.com

Shkumbini River is one of the main rivers of Albania. It is 147 km long and its depositional area is 2444 km². Molasse and flysch deposits and ophiolites are the rocks exposed in the catchment area and they therefore the principal constituents found in the alluvial and fluvial sediments. Five terraces are distinguished. The height of the oldest one is 60-80 m above the recent river bottom. Different trends of Neotectonic movements are characteristic. In the Elbasani-Paper segment buried terraces are found and a subsiding regime is documented, whereas in the Paper-Peqin area erosion-accumulative terraces overlying gravels occur indicating Neotectonic uplift. Recent alluvial-fluvial deposits along the middle part of Shkumbini River are the principal and the most important sources of high-quality sand and gravel deposits in Albania, which are regularly exploited without causing environmental problems.

The Albanian Geological Survey has carried out prospecting and assessment works of gravel and sand deposits, which are used for construction industry and concrete and mortar production of different quality. About 10 million m³ resources have been calculated. The accepted exploitation depth is 3 m.

It is to stress that the particle shape of sands and gravels has a significant influence on the compactness and processing of aggregates. The estimated thickness of the production sequence is about 25 m and it is verified through drilling. All the drill core samples were studied. The sand is medium-grained and it is composed of quartz (25 %), cherts (9 %), carbonates (28 %), serpentinites (4 %), meta-ophiolites (33 %), feldspar and ores (1 %). Gravel components are variably rounded. Generally they consist of carbonates (45 %), terrigenous rocks (35 %) and magmatic rocks (25 %).

The granulometric composition of sand (below 5 mm) is: 2.5 mm 19,1 %; 1.2 mm 16.6 %; 0.6 mm 11.7 %; 0.3 mm 29.3 %; 0.15 mm 10.4 %; < 0.15 mm 12.2 %. The grain size module is 2.67, the flour and the clay content is 13.8 % and the bulk weight is 1.54 g/cm³. The emptiness volume is 40.5 % and the SO₃ content is 0.27 %. In the gravels the biggest fraction is above 5 mm. From sieving it is concluded that the 40 mm fraction composes 30-37 % of the gravels. The bulk weight of gravels is 2.59 g/cm³, their flour and clay fraction is 1.8 %.

The described physical-mechanical and mineralogical features make the studied sands and gravels suitable for the production of ordinary and hydro technical concrete and of mortar for plastering.

**ALKALINE EARTH ALUMINATES/GALLATES AND PEROVSKITES:
TWO SIDES OF THE SAME COIN**

Kahlenberg, V.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Leopold Franzens Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020
Innsbruck, Austria
email: Volker.Kahlenberg@uibk.ac.at

In contrast to the great number of investigations aimed to elucidate the phase equilibria in the systems (Ca,Sr,Ba)O-(Al,Ga)₂O₃ it is interesting to note that quite recently only a limited number of structural studies have been performed on these materials. This is even more surprising since alkaline earth oxoaluminates, for example, occur in several technologically important processes (sulphate resistant calcium aluminate cements, persistent luminescence materials, refractories etc.).

At a first glance, the crystal chemistry of these compounds covers a large variety of different structure types. However, most of them are based on [AlO₄]- or [GaO₄]-tetrahedra with various degrees of connectivities. The structures of the materials are similar to those observed in silicates (which have been studied in much more detail) and can be principally classified using the same concepts that have been proposed by LIEBAU (1985).

On the other hand, many of the alkaline earth rich compounds can be related to the perovskite structure type as well. For example, the “cyclo-aluminate” Sr₃Al₂O₆ containing isolated six-membered [Al₆O₁₈]-rings can be alternatively regarded as an example for a defect ABO₃-perovskite with 12.5% vacancies in the A-substructure and 25% oxygen vacancies: (Sr_{7/8}□_{1/8})(Al_{3/4}Sr_{1/4})(O_{3/4}□_{1/4})₃.

This new concept has been successfully applied to the following crystal structures of oxoaluminates/gallates that have been recently determined in our group: Ca₂Al₂O₅, Ca₂Ga₂O₅, Sr₃Ga₂O₆, Ba₃Ga₂O₆, Ba₄Al₂O₇, Sr₄Ga₂O₇, α-Sr₁₀Ga₆O₁₉, β-Sr₁₀Ga₆O₁₉ and Sr₁₀Al₆O₁₉. Using the classical description based on the connectivity of the tetrahedra, these materials look quite different. The “perovskite-approach” offers a simple and elegant way to relate these structures.

LIEBAU, F. (1985): Structural chemistry of silicates. - Springer Verlag, Berlin.

TWO-DIMENSIONAL, TEMPERATURE-DEPENDENT RAMAN-MAPPING OF ALUMINIUM-CHROMIUM-NITRIDE HARD COATINGS

Kaindl, R.¹, Mitterer, C.², Franz, R.² & Tessadri, R.¹

¹Christian-Doppler Laboratory for Advanced Hard Coatings, Institute of Mineralogy and Petrography, University Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria

²Christian-Doppler Laboratory for Advanced Hard Coatings, Department of Physical Metallurgy and Materials Testing, University of Leoben, A-8700 Leoben, Austria
e-mail: reinhard.kaindl@uibk.ac.at

Aluminium-chromium-nitride $Al_xCr_{1-x}N$ hard coatings significantly increase hardness, wear resistance and oxidation resistance of metal cutting tools. We used Raman spectroscopy to investigate the structure and the phases of coatings deposited on silicon-wafers and steel by an industrial-scale arc-evaporation system (Balzers RCS). Two-dimensional spectral mappings at room temperature and for the first time up to 700°C were generated by combining a X-Y motor-driven stage with a high-temperature cell. The mappings show the distribution of coating and substrate after “ball-on-disc” tribological wear experiments, changes within coating wear debris, e.g. wear-induced grain size reduction and structural disturbance, and thermally induced re-crystallization of the coating surface.

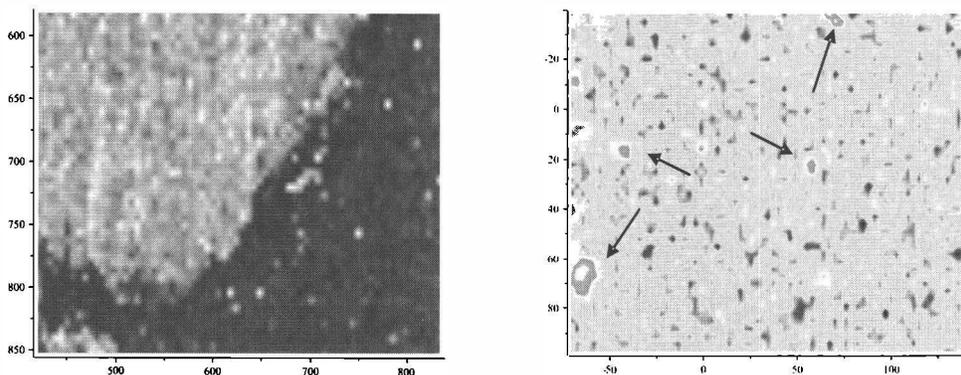


Fig. 1 (left): Raman spectral mapping at room temperature of the wear track of Al-N coating after a “ball-on-disc” tribological wear test with a corundum ball. Each pixel represents one single Raman spectrum. Light grey areas in the upper left of the image correspond with hematite from the steel substrate indicating complete removal of the coating during wear test. To the lower right the Al-N coating is still preserved. Numbers give image size in μm .

Fig. 2 (right): Raman spectral mapping recorded in the high-temperature cell at 700°C of an $Al_{70}Cr_{30}N$ coating deposited on a silicon wafer. Regions of high intensities of the characteristic longitudinal optical phonon of silicon at this temperature are drawn by white colours and indicate very thin or even absent coating (arrows).

ROHSTOFFGEOLOGISCHE LANDESAUFNAHME ZWISCHEN SCHWARZWALD UND ALPEN – BEISPIELE AUS DER PRAXIS

Kesten, D.¹ & Kleinschnitz, M.¹

¹Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) im Regierungspräsidium Freiburg,
Albertstr. 5, D-79104 Freiburg, Germany
e-mail: dagmar.kesten@rpf.bwl.de; markus.kleinschnitz@rpf.bwl.de

Der Gewinnung oberflächennaher mineralischer Rohstoffe wie Kiese und Sande, Tonsteine, Kalksteine, Sandsteine, Sulfatgesteine, Quarzporphyre und Granite kommt in Südwestdeutschland eine große wirtschaftliche Bedeutung zu. Die jährliche Fördermenge liegt bei rund 100 Millionen Tonnen. Um einen nachhaltigen Rohstoffabbau in einer dicht bevölkerten Region auch in Zukunft garantieren zu können, ist eine vorausschauende Raumplanung unabdingbar. Diese ist jedoch erst mit ausreichenden geologischen Kenntnissen über die mineralischen Rohstoffressourcen des Landes möglich. Eine wichtige Entscheidungsgrundlage für die Regionalplaner ist in Baden-Württemberg unter anderem die sogenannte "Karte der mineralischen Rohstoffe von Baden-Württemberg 1: 50 000" (KMR 50), die vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) im Regierungspräsidium Freiburg herausgegeben wird. Hierauf sind die Areale farbig dargestellt, innerhalb derer bauwürdige Rohstoffvorkommen nachgewiesen sind oder vermutet werden. Für die Erstellung der KMR 50 sind detaillierte Erkundungsarbeiten erforderlich, z. B. rohstoffgeologische Kartierarbeiten, die Aufnahme von in Betrieb befindlichen und stillgelegten Abbaustellen, die Durchführung von Kernbohrungen und mineralogisch-petrographische, geochemische und gesteinsphysikalische Analysen. Geologische Phänomene wie Verkarstung, Kluft- und Störungstektonik, Verwitterungs- und Erosionsvorgänge, laterale Fazieswechsel und das Auskeilen von Schichtkörpern spielen bei der Abgrenzung von Rohstoffvorkommen außerdem eine entscheidende Rolle und müssen vom Rohstoffgeologen entsprechend erkannt und im Kartenwerk dokumentiert werden.

Das Poster zeigt anhand von Fallbeispielen, wie die Rohstofferkundung zwischen Schwarzwald und Alpen in der Praxis aussieht und welche Methoden hierbei angewandt werden.

PGE AND OS-ISOTOPIC IMPLICATIONS FOR CHROMITE FORMATION IN THE SHEBENIKU COMPLEX, ALBANIA

Kocks, H. ¹, Burgath, K-P. ¹, Melcher, F. ¹, Meisel, T. ², Mohr, M. ¹ & Bosniaku, B. ³

¹ Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Stilleweg 2, 30161 Hanover, Germany

² General and Analytical Chemistry, University of Leoben, A-8700 Leoben, Austria

³ Geological Survey of Albania, Tirana, Albania

e-mail: h.kocks@bgr.de

The Shebeniku Complex (SE Albania) is part of the eastern belt of the Jurassic Mirdita ophiolite. Its harzburgite-dominated mantle sequence is overlain by a plutonic sequence of interlayered mafic to ultramafic rocks and banded and isotropic gabbroic cumulates. Chromitites within the mantle sequence occur as disseminated ores in dunite lenses or form massive podiform deposits. In the mantle crust transition zone disseminated and ribbon like chromitites in cumulus dunite are common. Pyroxenites assigned to the lower cumulate sequence contain accessory spinel. Geochemical and mineralogical investigations of chromitites from well defined stratigraphic positions within the mantle and plutonic sequence reveal significant differences throughout the complex. In #Cr-#Mg space, the chromites fall within the range of alpine-type peridotites defined by DICK & BULLEN (1984). Although total PGE concentrations are low ($\Sigma\text{PGE} < 500\text{ppb}$), distinct chondrite normalised PGE patterns can be correlated with chromite chemistry. The most primitive chromites (#Mg 68-78, #Cr 76-79) from both mantle and transition zone show negatively sloped IPGE enriched patterns_[cn] with a small but consistent positive Ru anomaly that correlates well with observed laurite_[cn] inclusions. High #Cr (84-89) disseminated ores from cumulus dunite of the transition zone have lower #Mg (52-60) and exhibit contrasting PPGE enriched, positively sloped, S-shaped patterns_[cn] with $\text{Pt}_{\text{cn}} > \text{Pd}_{\text{cn}}$. Observed sperrylite and (Pt,Rh,Ir)-sulfarsenides are compatible with these patterns. However, densely disseminated chromite from comparable stratigraphic level is Al-rich (#Cr 52, #Mg 74) and also exhibits negatively sloped PGE patterns_[cn]. Spinel from websterites assigned to the lower crustal sequence have high but variable #Cr (~80) with #Mg of 40-50. Within the Shebeniku Complex, chromitites with typical ophiolitic geochemical characteristics can be distinguished from chromitites with Pt- & Pd enrichment situated in the mantle-crust transition zone. PGE enrichment does correlate with chromite mineralogy and observed platinum group minerals. Ongoing studies will further delineate petrogenetic processes involved in the generation of these variably PGE enriched chromites and investigate if the distinction based on PGE pattern is reflected in the Os isotopic composition and the tectonic setting.

References

DICK, H.J.B. & BULLEN, T. (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spacially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 54-76.

THE CHEMICAL VARIABILITY AT THE SURFACE OF MARS: IMPLICATIONS FOR ROCK WEATHERING

**Kolb, C.^{1,2}, Martín-Fernández, J.A.³, Abart, R.^{2,4}, Lammer, H.¹,
Thió Fernández de Henestrosa, S.³ & Pawlowsky-Glahn, V.³**

¹Space Research Institute, Austrian Academy of Sciences, Schmiedlstrasse 6, A-8042 Graz, Austria

²Institute for Earth Sciences, University of Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz, Austria

³Department for Computer Science and Applied Mathematics, University of Girona, Campus Montilivi, E-17071 Girona, Catalonia (Spain)

⁴Department of Earth Sciences, Freie Universität Berlin, Haus N, Malteserstr. 74 -100, 12249 Berlin, Germany
e-mail: christoph.kolb@oeaw.ac.at

Recent Mars represents a cold and dry world, surrounded by a thin atmosphere, supporting only physical weathering due to aeolian abrasion, freeze thaw cycles and salt weathering. The atmospheric loss to space was most likely triggered by the early cease of the sheltering planetary magnetic field and interactions of the atmosphere with the strong radiation field of the young Sun. However, large amounts of ferric oxides and sulfates, as well as hydrated minerals were found and are considered as remnants of a warm and humid climate in the past. A denser atmosphere has supported the existence of liquid water and was accompanied by strong volcanic activity. The chemical alteration may have been dominated by palagonitization and acid fog weathering upon attack of volcanic gases and acid liquids/fogs. The processes may have led to chemical fractionation of rock crusts and soils in relation to fresh rock chemistries. The chemical composition of sediments and rocks, as well as their distribution at the Martian surface, represent a long term archive of processes, which have formed the planetary surface. A survey of chemical compositions by means of Compositional Data Analysis represents a valuable tool to extract direct evidence for weathering processes and allows to quantify weathering and sedimentation rates. Clr-biplot techniques are applied for visualization of chemical relationships across the surface ("chemical maps"). The variability among individual suites of data is further analyzed by means of clr-PCA, in order to extract chemical alteration vectors between fresh rocks and their crusts and for an assessment of different source reservoirs accessible to soil formation. Both techniques are applied to elucidate the influence of remote weathering by combined analysis of several soil forming branches. Vector analysis in the Simplex provides the opportunity to study atmosphere surface interactions, including the role and composition of volcanic gases.

TRICLINIC $\text{PbFe}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4(\text{H}_2\text{O},\text{OH})_2$ AND ITS CRYSTAL STRUCTURE: A NEW PHOSPHATE MINERAL FROM THE TAUNUS, GERMANY

Kolitsch, U.¹, Bernhardt, H.-J.², Krause, W.³ & Blaß, G.⁴

¹ Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Geozentrum,
Althanstr. 14, A-1090 Wien, Austria

² Zentrale Elektronen-Mikrosonde, Ruhr-Universität Bochum, D-44780 Bochum, Germany

³ Henriette-Lott-Weg 8, D-50354 Hürth, Germany

⁴ Merzbacherstr. 6, D-52249 Eschweiler, Germany

e-mail: uwe.kolitsch@univie.ac.at

A new secondary Pb-Fe³⁺-phosphate mineral has been identified in a single gossan boulder collected in 1986 on the dumps of the Grube Vereinigung, near Eisenbach, about 5 km N of Bad Camberg, Taunus, Hesse, Germany. The new species forms dark yellow, indistinct tabular (pinacoidal) crystals up to 0.5 mm in size that tend to form subparallel to rosette-like intergrowths. The mineral is accompanied by 'limonite' (matrix), kintoreite/corkite and, very rarely, pyromorphite. The chemical formula was derived from a single-crystal structure determination (Mo-K α X-radiation, CCD area detector, $R(F) = 5.6\%$). The new mineral is triclinic, space group $P\bar{1}$ (no. 2), with $a = 5.309(1)$, $b = 7.211(1)$, $c = 7.349(1)$ Å, $\alpha = 87.74(3)$, $\beta = 86.38(3)$, $\gamma = 71.40(3)^\circ$, $V = 266.06(7)$ Å³, and $Z = 1$. Measured X-ray powder diffraction patterns are in good agreement with a calculated pattern. The chemical formula, $\text{PbFe}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4(\text{H}_2\text{O},\text{OH})_2$, was subsequently confirmed by quantitative electron microprobe analyses which also indicated negligible amounts of impurity elements.

The unique crystal structure is based on an interrupted three-dimensional framework of FeO₆ octahedra sharing corners with neighbouring FeO₆ octahedra and PO₄ tetrahedra. The [8]-coordinated Pb atom is located within elliptical [100] channels. The asymmetric unit contains one unique Pb, three Fe, one P, seven O (two of which represent OH groups and one a mixed H₂O/OH ligand with a calculated bond-valence sum of 0.75 valence units) and 3.5 H atoms. The coordination environment of the Pb²⁺ cation can be described as a monoclinically distorted cuboid; the lone electron pair on the cation is not stereochemically active. Average Pb-O, Fe-O and P-O bond lengths are 2.65, 2.02 and 1.53 Å, respectively.

The new mineral may be considered a dimorph of kintoreite, ideally $\text{PbFe}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH},\text{H}_2\text{O})_6$ (PRING et al., 1995; KHARISUN et al., 1997), a member of the alunite supergroup. The structure is, however, only remotely similar to that of kintoreite. The apparent rarity of the new mineral suggests it may be metastable with respect to kintoreite.

Mr. Peter Schönig is thanked for kindly providing the studied samples.

References

KHARISUN, TAYLOR, M. R., BEVAN, D. J. M. & PRING, A. (1997): *Mineral. Mag.*, 61, 123-129.

PRING, A., BIRCH, W. D., DAWE, J. R., TAYLOR, M. R., DELIENS, M. & WALENTA, K. (1995): *Mineral. Mag.*, 59, 143-148.

**TRICLINIC "PHILLIPSITE" IN A Ca-RICH XENOLITH FROM THE
BELLERBERG, EIFEL, GERMANY: REDUCTION OF SYMMETRY DUE TO
NEARLY COMPLETE Al-Si ORDERING - EVIDENCE FOR AN UNUSUAL
COOLING HISTORY?**

Kolitsch, U.¹ & Blaß, G.²

¹ Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Geozentrum,
Althanstr. 14, A-1090 Wien, Austria

² Merzbacherstr. 6, D-52249 Eschweiler, Germany
e-mail: uwe.kolitsch@univie.ac.at

The crystal symmetry of zeolites often depends on the degree of cationic ordering on the tetrahedrally coordinated (Si,Al) sites. Chabazite, for example, has disordered tetrahedral sites and rhombohedral symmetry, whereas its dimorph willhendersonite is triclinic due to complete Si-Al ordering (TILLMANN et al., 1984). A find of a distinctly triclinic zeolite with the phillipsite topology in a Ca-rich xenolith at the Bellerberg volcano, Eifel, Germany provides evidence for a new example of such ordering-induced symmetry reduction.

The new triclinic variant forms small aggregates of tabular, colourless glassy crystals, and is accompanied by willhendersonite and other, presently unidentified species. The crystal structure has been determined from single-crystal X-ray intensity data (Mo-K α , CCD area detector, $R(F) = 4.4\%$). The crystals have space group $P\bar{1}$ (no. 2), with $a = 8.702(2)$, $b = 14.271(3)$, $c = 16.573(3)$ Å, $\alpha = 91.36(3)$, $\beta = 99.61(3)$, $\gamma = 91.64(3)^\circ$, $V = 2027.6(7)$ Å³, and $Z = 2$. The structure refinement and semiquantitative SEM-EDS analyses yield the chemical formula $(K,Ca,Na)_{5,9}[Al_8Si_8O_{32}] \cdot 14.1H_2O$, i.e., a 'normal', K-dominant chemistry of the non-framework sites and an Al:Si ratio of 1:1. The crystal structure can be described as a triclinically distorted variant of the idealised orthorhombic topology of phillipsite (STEINFINK, 1962; RINALDI et al., 1974).

The nearly complete Si-Al ordering is reflected by the average Si-O bond lengths for the eight non-equivalent Si sites (1.615 to 1.630 Å, mean 1.621 Å) and the distinctly different eight average Al-O bond lengths (1.732 to 1.741 Å, mean 1.738 Å). As in phillipsite, the three-dimensional framework of SiO₄ tetrahedra sharing corners with AlO₄ tetrahedra contains channels (limited by four- and eight-membered rings), hosting the non-framework cations and water molecules, most of which are located on partially occupied and/or positionally disordered sites. The observed Si-Al order may be attributed to an unusual cooling history of the crystals within the Ca-rich xenolith, as is also indicated by the association with willhendersonite. A more thorough characterisation of this interesting zeolite variant is currently underway.

Mr. B. Ternes is thanked for kindly providing the studied samples.

References

- RINALDI, R., PLUTH, J. J. & SMITH, J. V. (1974): Acta Crystallogr., B30, 2426-2433.
STEINFINK, H. (1962): Acta Crystallogr., 15, 644-652.
TILLMANN, E., FISCHER, R. X. & BAUR, W. H. (1984): Neues Jahrb. Mineral., Monatsh., 1984, 547-558.

CRYSTAL CHEMISTRY OF THE ALUNITE SUPERGROUP: HYDROTHERMAL SYNTHESIS AND CRYSTAL STRUCTURES OF THE CHROMATES $\text{KSc}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$, $\text{KIn}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$ AND $\text{RbIn}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$

Kolitsch, U.¹, Schwendtner, K.¹ & Pring, A.²

¹ Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstr. 14, 1090 Wien, Austria

² Department of Mineralogy, South Australian Museum, North Terrace, Adelaide, SA 5000, Australia

e-mail: uwe.kolitsch@univie.ac.at

Three new alunite-type chromates, $\text{KSc}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$, $\text{KIn}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$ and $\text{RbIn}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$, have been grown as well-developed, thick tabular to pseudo-octahedral crystals by hydrothermal synthesis (starting materials: $\text{K}_2\text{CO}_3/\text{Rb}_2\text{CO}_3$, $\text{Sc}_2\text{O}_3/\text{In}_2\text{O}_3$, CrO_3 and distilled water; Teflon vessels in stainless-steel bombs, $T = 220^\circ\text{C}$, 7 d, pH range = 2-4). They represent the first structurally characterised Sc and In members of the large alunite supergroup (e.g., KOLITSCH & PRING, 1996; JAMBOR, 1999). The crystal structures were refined from single-crystal intensity data (Mo- $K\alpha$ X-radiation, CCD area detector, $2\theta_{\text{max}} = 70^\circ$). The new members adopt the alunite parent structure type [rhombohedral, space group $R3m$ (no. 166)], with $a = 7.763(1) / 7.813(1) / 7.817(1)$, $c = 17.575(3) / 17.682(3) / 18.075(3)$ Å and $V = 917.2(2) / 934.8(2) / 956.5(2)$ Å³ ($Z = 3$), and $R(F) = 1.36 / 1.21 / 1.23$ %, respectively. The H atoms could be clearly detected in each compound and were freely refined. Hydrogen bonds are all within a very close range (2.981 - 3.020 Å). All alkali and Sc/In sites are fully occupied, and the alkali atoms are not positionally disordered. Average bond lengths are as follows: $^{121}\text{K}-\text{O} = 3.003$, $^{61}\text{Sc}-\text{O} = 2.106$, and $\text{Cr}-\text{O} = 1.653$ Å (KSc); $^{121}\text{K}-\text{O} = 3.000$, $^{61}\text{In}-\text{O} = 2.145$, $\text{Cr}-\text{O} = 1.653$ Å (KIn); $^{121}\text{Rb}-\text{O} = 3.051$, $^{61}\text{In}-\text{O} = 2.147$ and $\text{Cr}-\text{O} = 1.653$ Å (RbIn). The average Cr-O bond distances are identical within error limits and longer by 0.01 Å than those in $\text{KFe}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$ (1.643 Å; CUDENNEC et al., 1980).

Alunite-type Cs analogues could not be synthesised, in agreement with the fact that no Cs compound with the alunite topology is known. Instead, orthorhombic $\text{CsSc}(\text{CrO}_4)_2$ [$\text{CsCr}^{3+}(\text{Cr}^{6+}\text{O}_4)_2$ -type] and monoclinic $\text{CsIn}(\text{CrO}_4)_2$ [$(\text{NH}_4)\text{Fe}(\text{CrO}_4)_2$ -type] were obtained. The two alunite-type In chromates synthesised were accompanied by very small amounts of $\text{In}(\text{OH})_3$ as an impurity phase.

Mr. Tony Willis (ANU, Canberra, Australia) is thanked for measuring an alternative dataset of $\text{KSc}_3(\text{CrO}_4)_2(\text{OH})_6$.

References

- CUDENNEC, Y., RIOU, A., BONNIN, A. & CAILLET, P. (1980): Rev. Chim. Minérale, 17, 158-167.
JAMBOR, J. L. (1999): Can. Mineral., 37, 1323-1341.
KOLITSCH, U. & PRING, A. (2001): J. Mineral. Petrol. Sci., 96, 67-78.

FIRST OCCURRENCE IN NATURE OF A MINERAL CONTAINING A DAWSON-TYPE HETEROPOLYANIONIC CLUSTER $[\text{As}_2\text{Mo}_{18}\text{O}_{62}]^{6-}$: EVIDENCE FROM A CRYSTAL STRUCTURE DETERMINATION

Kolitsch, U.¹ & Witzke, T.²

¹ Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstr. 14, A-1090 Wien, Austria

² Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre, Universität Aachen, Wüllnerstr. 2, D-52056 Aachen, Germany
e-mail: uwe.kolitsch@univie.ac.at

A highly unusual, new secondary molybdate mineral, $(X_6)^{6+}[\text{As}_2\text{Mo}_{18}\text{O}_{62}]^{6-} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (X = cations, including Cu^{2+} , H_3O^+ etc.), has been found at two localities in the Erzgebirge, Eastern Germany (Glückauf-Schacht, Grube Himmelsfürst, Langenau bei Brand-Erbisdorf and Kupfergrube Sadisdorf). The new species represents the first occurrence of a naturally formed compound that contains a discrete DAWSON (1953) type heteropolyanionic cluster $[\text{As}_2\text{Mo}_{18}\text{O}_{62}]^{6-}$ (which is closely related to the better known KEGGIN (1934) type cluster $[\text{X}_2\text{M}_{12}\text{O}_{40}]^{3-}$, where $X = \text{As}, \text{P}$; $M = \text{Mo}, \text{W}$). The molybdate occurs as deep blue, glassy, water-soluble prisms up to 0.2 mm in length. They have formed due to weathering of jordisite (amorphous MoS_2), and are associated with quartz, a halotrichite-pickeringite-group mineral, rozenite, a copiapite-group mineral and ilsemannite.

A single-crystal structure determination (Mo-K α X-radiation, CCD area detector, $R(F) = 7.4\%$) revealed a very large, monoclinic unit cell, space group $C2/c$ (no. 15), and $a = 36.348(7)$, $b = 15.603(3)$, $c = 29.349(6)$ Å, $\beta = 116.69(3)^\circ$, $V = 14871(5)$ Å³. The unique atomic arrangement contains isolated oval clusters with composition $[\text{As}_2\text{Mo}_{18}\text{O}_{62}]^{6-}$, which are weakly connected to each other via charge-balancing X cations and H-bonded H_2O molecules. These cations and the H_2O groups are located on several partially occupied and disordered positions (at present, due to a lack of quantitative electron microprobe analyses, only the cation Cu^{2+} and traces of Na^+ and K^+ are unambiguously confirmed, but the presence of H_3O^+ appears probable). The oval cluster itself is composed of a 'shell' built of 18 distorted MoO_6 octahedra (Mo-O bond distances range from 1.665(14) to 2.385(13) Å), which completely encloses two distorted AsO_4 tetrahedra ($\langle \text{As-O} \rangle = 1.69$ Å). All atoms are on general positions.

The cluster will be compared to that in $(\text{CH}_6\text{N}_3)_6[\text{As}_2\text{Mo}_{18}\text{O}_{62}] \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ (ICHIDA & SASAKI, 1983) and the analogous P-W-cluster in $(\text{K}_6)^{6+}[\text{P}_2\text{W}_{18}\text{O}_{62}]^{6-} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ($n \sim 14$) (DAWSON, 1953) as well as $(\text{NH}_4)_6^{6+}[\text{P}_2\text{W}_{18}\text{O}_{62}]^{6-} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ($n \sim 9$) and $(\text{Na}_4\text{H}_2)^{6+}[\text{P}_2\text{Mo}_{18}\text{O}_{62}]^{6-} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ($n \sim 20$) (D'AMOUR, 1976).

The new mineral appears to be the product of acidic weathering solutions. Because it is water-soluble, it may have been overlooked previously at other molybdenum deposits.

References

- D'AMOUR, H. (1976): Acta Crystallogr., B32, 729-740.
DAWSON, B. (1953): Acta Crystallogr., 6, 113-126.
ICHIDA, H. & SASAKI, Y. (1983): Acta Crystallogr., C39, 529-533.

CLINOPYROXENES WITH ORIENTED INCLUSIONS OF QUARTZ AND CALCIC AMPHIBOLE FROM THE SAUALPE AND POHORJE MOUNTAIN ECLOGITES – INDICATORS OF UHP-CONDITIONS?

Konzett, J.¹, Libowitzky, E.² & Miller, Ch.¹

¹Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria

²Institut für Mineralogie und Kristallographie, Althanstrasse 14, A-1090 Wien, Austria

e-mail:juergen.konzett@uibk.ac.at

In recent years an increasing number of high-P metamorphic localities has been described where cpx contains oriented needles/rods of quartz/coesite with or without calcic amphibole. These inclusions are often taken as UHP-indicators and are ascribed to the presence in solid solution of Ca-Eskola pyroxene $\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$ (CaEsk) under high-P that decomposes through a reaction $2 \text{Ca}_{0.5}\square_{0.5}\text{AlSi}_2\text{O}_6 \rightarrow \text{CaAl}_2\text{SiO}_6 + 3 \text{SiO}_2$ during exhumation. The mechanism by which composite oriented inclusions with qtz + Cam lamellae form is not yet understood. Hence, great caution is advised when using these inclusions as UHP indicators. H_2O required for Cam formation may be derived locally from H-defects in cpx or from an external source during low-T (low-P) retrogression. Cpx with and without composite qtz + Cam rods or with a zonal distribution of inclusions were studied from Saualpe and Pohorje Mountain eclogites using EMPA, LA-ICP-MS and IR-spectroscopy. Eclogites from both localities show an assemblage grt + cpx + ky + rt ± czo ± qtz ± phe ± Cam ± zrn. Peak metamorphic conditions were 2.5 GPa and 750-780°C. IR-spectra of cpx without visible inclusions show absorption-bands at 3460-3525 cm^{-1} corresponding to H_2O concentrations of 150-580 ppm. Polarized spectra of cpx with oriented inclusions show additional bands at 3625-3673 cm^{-1} typical of Ca-amphibole. It is only in one sample that clear areas contain more H_2O (305 ppm) than areas with inclusions (290 and 260 ppm) indicative of H_2O transfer from cpx to Cam. Trace element concentrations of cpx from Pohorje eclogites are extremely low (rock/chondrite = <0.01-1) and do not show significant differences between clear and inclusion-bearing areas with the exception of Li that is consistently higher in clear areas (15-18 ppm) compared to inclusion-bearing areas (9-10 ppm). Likewise, multiple EMPA analyses of a zoned cpx-crystal did not reveal any difference in the major element composition between clear and inclusion-bearing areas, both showing an averaged composition $\text{jd}_{27}\text{di}_{64}\text{cats}_{03}$. Assuming $\text{Fe}_{\text{tot}}=\text{FeO}$, both clear and inclusion-bearing areas of the zoned cpx show a nearly perfect stoichiometry with $\Sigma\text{cat} = 4.002 \pm 0.007$ and 4.002 ± 0.004 (n=10) per 6 oxygens, respectively. This coincidence in composition does not support the presence under peak metamorphic conditions of a significant CaEsk-component in the clinopyroxene investigated. In addition, the presence of cal, dol and ab-rich plag as additional phases appearing in some of the composite qtz + Cam rods would rather indicate a low-P formation of these oriented inclusions.

**AUFGABENSTELLUNG UND ZIELE VON FWF-PROJEKT P 18070
"MIKROSONDEN-MONAZITDATIERUNGEN IM ALTKRISTALLIN DER
OSTALPEN"**

Krenn, E. & Finger, F.

Abteilung Mineralogie und Materialwissenschaften, FB GGM, Universität Salzburg,
Hellbrunnerstrasse 34, A-5020 Salzburg
e-mail: erwin.krenn@sbg.ac.at, friedrich.finger@sbg.ac.at

Monazit (Idealformel $CePO_4$) ist ein weitverbreitetes akzessorisches Mineral in Kristallingesteinen. Es eignet sich aus mehreren Gründen hervorragend zur absoluten Altersbestimmung:

- 1.) Aufgrund seiner meist hohen Th und U Gehalte produziert Monazit im Laufe der Zeit viel radiogenes Blei.
- 2.) Primäre Pb-Gehalte („common Pb“) spielen i.A. eine geringe Rolle.
- 3.) Selbst bei sehr hohen Metamorphosetemperaturen findet kaum Elementdiffusion innerhalb des Kristallgitters statt, sodaß ein geschlossenes, geochronologisch robustes System vorliegt.

Durch Messung der Th-, U- und Pb-Gehalte mit der Elektronenmikrosonde können auch kleinste Monazite direkt im Dünnschliff datiert werden, mit einer Unsicherheit von etwa ± 20 -30 Ma.

Im Rahmen des FWF-Projektes P 18070 soll diese Methode erstmals großräumig im Altkristallin der Ostalpen eingesetzt werden. Ziel ist es vor allem, die präalpine Geschichte der verschiedenen Altkristallineinheiten noch besser zu erfassen. Dies betrifft die Bildungsalter granitoider Orthogneise ebenso wie präalpine Metamorphoseereignisse, deren Datierung mit Monazit insbesondere in den metapelitischen Lithologien aussichtsreich erscheint.

Parallel dazu soll als mineralogischer Schwerpunkt das Verhalten des Monazits bei der alpinen Überprägung im Detail studiert werden. Häufig zu beobachten ist etwa eine randliche Umwandlung von reliktschem Monazit zu Apatit, Allanit und Epidot mit charakteristischer Koronastruktur (FINGER et al., 1998). Pilotstudien haben auch gezeigt, daß in den altkristallinen Gesteinen der Ostalpen nicht selten eine präalpine und eine neugewachsene alpine Monazitgeneration nebeneinander vorkommen (FINGER & BANKHAMMER, 2003). Texturen geben z.T. Hinweise auf "dissolution-reprecipitation" Prozesse.

Literatur

FINGER F., BANKHAMMER A. (2003): Mitt. Österr. Mineral. Ges., 148, 140-142.

FINGER F., BROSKA I., ROBERTS M.P., SCHERMAIER A. (1998): Am. Mineral. 83, 248-258.

**RAPID DECOMPRESSION FROM DEEP CRUSTAL LEVEL: EVIDENCE FROM
FLUID INCLUSION DENSITIES IN METAMORPHIC INDEX MINERALS OF UHP
ROCKS**

Krenn, K. ¹, Bauer, Ch. ¹, Tirk, H. ¹, Hoinkes, G ¹. & Proyer, A.¹

¹Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Petrology, Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria
e-mail: kurt.krenn@uni-graz.at

Fluid inclusion studies were carried out on metapelites of an UHP area in the northeastern Rhodope Mountains (Greece). Based on the occurrence of micro-diamonds within cores of garnet porphyroblasts, it is established that the metapelites underwent UHP metamorphism. The rocks were affected by melting and magmatism (i.e., intrusion of pegmatites) during exhumation and commonly transferred into fold and thrust geometries under amphibolite- to granulite facies conditions. Fluid inclusion densities were estimated from garnet, kyanite and quartz (matrix and inclusions within garnets). Kyanites, which are locally aligned parallel to the main stretching lineation, flow around the garnet and into their pressure shadows, suggesting that garnet growth occurred prior to the main ductile deformation stage. CO₂±N₂-fluids dominate in the studied metapelite samples. Pure primary carbonic inclusions within quartz aggregates enclosed near garnet rims re-equilibrated to densities up to 0.50 g/cc. They are elongated, almost oriented parallel to the inclusion trails of solid phases and are surrounded by small carbonic inclusions with the same densities and degrees of fill. Rare single H₂O-NaCl fluid inclusions with fluid densities in the range of 0.92 to 0.78 g/cc occur additionally and are interpreted as having been trapped successively during formation of quartz at pressures of about 9 kbar, assuming temperatures of 750-800°C from geothermometry. Fluid inclusions within garnet appear on the one hand as stretched low-density carbonic inclusions and on the other hand as small high-density carbonic inclusions with densities of 1.05 g/cc. The latter inclusion type forms pseudo-secondary trails near the rims through both, garnet and quartz aggregates. They provide minimum conditions for garnet rim formation at ca. 6 kbar. Fluid inclusions within kyanite appear texturally as primary and also as stretched re-equilibrated inclusions. The first type has densities of max. 1.18 g/cc, which is higher than fluids from garnet rims but lower compared to estimated pressures from high-density aqueous inclusions derived from quartz aggregates enclosed in garnets. This limits formation conditions of late garnet rims and kyanite to 6 to 9 kbar. Hence, after peak metamorphism during which garnet started to grow within the diamond stability field, rapid decompression is required for the exhumation of the metapelitic rocks from UHP to higher crustal levels, the latter characterised by amphibolite / granulite facies conditions, where garnet rims and kyanite have formed. Primary fluids within the matrix quartz of metapelites are without exception re-equilibrated and display decrepitation textures, which evidence rather isothermal decompression. However, the occurrence of carbonic and aqueous transgranular fluid planes suggests late fluid mineral reactions and perhaps fluid unmixing at shallow crustal levels.

**CRYSTAL STRUCTURES OF ACENTRIC AND CENTROSYMMETRIC
MEMBERS OF THE $A^2Me^{2+}_3(OH)_2(SO_4)_3 \cdot 2H_2O$ -GROUP**

Krickl, R. & Wildner, M.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Althanstr. 14, A-1090 Wien, Austria
e-mail: r.krickl@aon.at, manfred.wildner@univie.ac.at

The crystal structures of synthetic compounds with the general formula $A^2Me^{2+}_3(OH)_2(SO_4)_3 \cdot 2H_2O$ were at first described by LOUER & LOUER (1982) (A-Me = K-Cd, Cs-Cd) and EFFENBERGER & LANGHOF (1984) (K-Co) in the acentric ortho-rhombic space group $Cmc2_1$. In the course of syntheses experiments in the system (Na, K, Rb, Cs, NH₄, Ag)-(Co, Ni)-(S, Se) aiming at the preparation of natrochalcite-type compounds, several representatives belonging to the above mentioned group were obtained. Syntheses runs were performed under low-hydrothermal conditions in Teflon-lined steel vessels at a temperature of 220°C and a runtime of a week, starting with the respective metal powders covered with A₂SO₄, H₂SO₄ and H₂O. The structures were determined (or refined in the case of K-Co) from single crystal X-ray CCD data. The following Table lists relevant crystal data:

A-Me-X	SG	a (Å)	b (Å)	c (Å)	<A ^[x] -O> (Å)	Me(1) ^[6] -O (Å)	Me(2) ^[6] -O (Å)
K-Ni	<i>Cmc2</i> ₁	17.899	7.462	9.699	2.994, x = [9+1]	2.054-2.144	2.041-2.093
Rb-Ni	<i>Cmc2</i> ₁	18.229	7.536	9.761	3.065, x = [9+1]	2.059-2.137	2.055-2.096
K-Co	<i>Cmc2</i> ₁	17.960	7.565	9.768	2.977, x = [9]	2.092-2.189	2.058-2.143
NH ₄ -Co	<i>Cmc2</i> ₁	18.267	7.595	9.814	3.069, x = [10]	2.087-2.172	2.077-2.154
Rb-Co	<i>Cmc2</i> ₁	18.274	7.639	9.832	3.081, x = [9+1]	2.089-2.178	2.074-2.150
Cs-Co	<i>Pm</i> <i>cn</i>	18.826	7.837	9.869	3.263, x = [9+2]	2.070-2.167	2.103-2.213

The crystal structures are composed of two crystallographically different types of moderately distorted MeO₆ octahedra, two types of SO₄ tetrahedra, and one distinct A position. The Me(1)O₆ groups share edges forming octahedral dimers, which are linked via common corners with the Me(2)O₆ groups to infinite polar zig-zag chains parallel to the (polar) *c*-axis. These chains are linked by SO₄ tetrahedra and hydrogen bonds to form [Me₃(OH)₂(SO₄)₃(H₂O)₂]²⁻ sheets parallel to (100). The A cations as well as a further hydrogen bond connect adjacent sheets along the *a*-axis. In the acentric representatives, all octahedral chains are oriented with parallel polarity. Contrary, as a special feature of the cesian-cobalt compound, adjacent sheets are rotated by 180°, thus leading to an anti-parallel arrangement of the polar chains in neighbouring sheets. The resulting symmetry is centrosymmetric and loses the former *C*-centering, resulting in space group *Pm**cn* (conventional setting: *Pnma*). The investigation of further representatives as well as of an obviously related Ag-Co compound (orthorhombic *P* with *a*' = 2/3*a*, *b*' = *b*, *c*' = *c*) is in progress.

References

- EFFENBERGER, H. & LANGHOF, H. (1984): *Monatsh. Chem.*, 115, 165-177.
LOUER, M. & LOUER, D. (1982): *Rev. Chim. Mineral.*, 19, 162-171.

**STRUCTURES AND CRYSTAL CHEMISTRY OF SYNTHETIC
Co- AND Ni-NATROCHALCITES: THE SHORTEST HYDROGEN BONDS
AMONG MINERAL-TYPE COMPOUNDS**

Krickl, R. & Wildner, M.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien, Austria
e-mail: r.krickl@aon.at, manfred.wildner@univie.ac.at

Several compounds with the general formula $AMe_2(XO_4)_2[(H_2O)(OH)]$ are known as minerals, most of them crystallise in the monoclinic space group $C2/m$. They are subsumed in the literature as natrochalcite- or tsumcorite-group. This structure type is of special interest due to the occurrence of formal $H_3O_2^-$ -units, forming two different hydrogen bonds. Depending on the particular composition, one of them is a very strong to strong H-bond, the other one is intermediate or weak. In the past, some synthetic natrochalcite-type compounds were synthesised and described, mainly focussing on representatives with $Me = Cu^{2+}$ and $X = S^{6+}$ or Se^{6+} , while varying the elements at the A position (e.g. GIESTER & ZEMANN, 1987).

In the present study we focussed on the crystal chemical differences that arise from the substitution of Cu^{2+} with Co^{2+} and Ni^{2+} . Single crystals of the Na-Co-S, Na-Ni-S, Na-Co-Se and K-Co-Se members were synthesised under low-hydrothermal conditions. The structures were determined from single-crystal X-ray CCD data in space group $C2/m$ (see Table). The new compounds generally comply with the crystal chemical expectations for this structure type. The MeO_6 polyhedra exhibit [2+2+2] co-ordinations (except in K-Co-Se) rather than the typical [4+2] Jahn-Teller distortion of the CuO_6 polyhedron. Special attention was paid to the H-bonding system: with 2.420Å in Na-Ni-S and 2.429Å in the Na-Co-S-phase, the $O\cdots O$ distances of the stronger H-bond belong to the shortest ones known in purely inorganic compounds under ambient conditions.

The nature of the formal $H_3O_2^-$ -unit was further investigated by polarised single-crystal IR-spectroscopy. The spectra are characterised by an extremely broad and asymmetric band, caused by the O-H stretching vibration of the strong H-bond. In the sulphates, the maximum of this band is located at $\sim 1000\text{cm}^{-1}$, while the stretching mode of the longer H-bond occurs at $\sim 3350\text{cm}^{-1}$. Summing up, the absorption bands can be assigned to stretching and bending modes of distinct OH- and H_2O -groups (cf. BERAN et al., 1997, for A-Cu-X). This indicates a non-centrosymmetric configuration of the " $H_3O_2^-$ -unit" and confirms the presence of a split H atom position within the strong hydrogen bond, even at $O\cdots O$ distances as short as 2.42Å.

A-Me-X	a (Å)	b (Å)	c (Å)	β (°)	Me-O (Å, each 2 ₋)	$O\cdots O_{\text{weak}}$ (Å)	$O\cdots O_{\text{strong}}$ (Å)
Na-Ni-S	8.605	6.185	7.336	114.78	1.979, 2.089, 2.134	2.768	2.420
Na-Co-S	8.677	6.317	7.396	115.40	2.011, 2.113, 2.190	2.750	2.429
Na-Co-Se	8.938	6.379	7.553	115.09	2.040, 2.098, 2.163	2.762	2.459
K-Co-Se	9.078	6.471	7.687	113.99	2.061, 2.063, 2.201	2.890	2.527
Na-Cu-S*	8.809	6.187	7.509	118.74	1.954, 2.000, 2.327	2.695	2.440

*GIESTER & ZEMANN (1987)

References

- GIESTER, G. & ZEMANN, J. (1987): Z. Kristallogr., 179, 431-442.
BERAN, A., GIESTER, G. & LIBOWITZKY, E. (1997): Mineral. Petrol., 61, 223-235.

THE CRYSTAL STRUCTURE OF TYROLITE, $\text{Ca}_2\text{Cu}_9(\text{AsO}_4)_4(\text{CO}_3)(\text{OH})_8(\text{H}_2\text{O})_{10}$:
SYNCHROTRON X-RAY DIFFRACTION STUDY

Krivovichev, S. V.^{1,2}, Chernyshov, D. Yu.³, Döbelin, N.⁴, Kahlenberg, V.², Tessadri, R.²,
Armbruster, T.⁴ & Kaltenhauser, G.²

¹ Department of Crystallography, Faculty of Geology, St.Petersburg State University, St.Petersburg 199034, Russia

² Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria

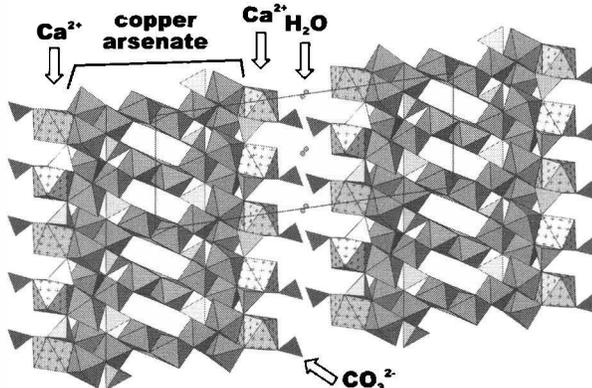
³ Swiss-Norwegian beamline, European Synchrotron Radiation Facility, BP 220, Grenoble 38043, France

⁴ Laboratorium für chemische und mineralogische Kristallographie, Universität Bern,

Freiestrasse 3, CH-3102 Bern, Switzerland

e-mail: skrivovi@mail.ru

Tyrolite, $\text{Ca}_2\text{Cu}_9(\text{AsO}_4)_4(\text{CO}_3)(\text{OH})_8(\text{H}_2\text{O})_{10}$, is common mineral from oxidation zones of sulfide mineral deposits. First described from Schwaz-Brixlegg locality in Tyrol, Austria, it has been subsequently reported for about 128 localities all over the world. Tyrolite was described as orthorhombic, $a = 10.212$, $b = 55.510$, $c = 5.602$ Å, $V = 3175.6$ Å³ [PDF # 11-348]. In 1980, a monoclinic tyrolite-like mineral was reported by MA et al. (1980) from Dongchuan copper mine, Yunnan Province, China. The mineral had the same chemistry as tyrolite but was identified as monoclinic, $a = 10.513$, $b = 5.560$, $c = 27.610$ Å, $\beta = 94$, $V = 1609.9$ Å³. The mineral was named 'clintyrolite' but it has not been approved by the CNMMN IMA. For this study, a crystal from the type locality (Schwaz in Tyrol) was selected. X-ray diffraction experiments were performed at the Swiss-Norwegian beamline BM01 of the ESRF with an imaging plate area detector Mar345. We have found tyrolite to be monoclinic, $P2_1/c$, $a = 27.562(3)$, $b = 5.5682(7)$, $c = 10.466(2)$ Å, $\beta = 98.074(11)^\circ$, $V = 1590.3(3)$ Å³. There are five Cu(II) sites in Jahn-Teller-distorted octahedral coordinations to six anions. The structure (Figure) is based upon 2nm-thick copper arsenate layers with complex architecture. The layers are insulated by Ca^{2+} cations, CO_3^{2-} groups and H_2O molecules. The layers are held together by hydrogen bonds only.



References

[1] MA, Z., QIAN, R.Y., PENG, Z.-Z. (1980): Dizhi Xuebao, 54, 134-143.

APERIODIC ORDER OF TETRAHEDRAL CHAINS IN $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$ AT HIGH TEMPERATURES

Krüger, H. & Kahlenberg, V.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck
e-mail: Hannes.Krueger@uibk.ac.at

The basic building units of brownmillerite type structures are perovskite-like layers of corner sharing $(\text{Fe,Al})\text{O}_6$ -octahedra and *zweier* single chains of $(\text{Fe,Al})\text{O}_4$ -tetrahedra. A three-dimensional framework is formed by alternating stacking of octahedral layers and sheets of tetrahedral chains. WOERMANN et al. (1968) performed DTA experiments on $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$, showing two weak reversible thermal effects at 430°C and 690°C respectively. Magnetic measurements using ^{57}Fe Moessbauer spectroscopy and neutron diffraction (TAKEDA et al., 1968) revealed, that $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$ is an antiferromagnet and that the first thermal effect corresponds to the Néel temperature of the material. For temperatures above 690°C contradictory results have been reported. SHIN et al. (1979) proposed, that $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$ has *Pnma* symmetry up to 1100°C. BERASTEGUI et al. (1999) performed a Rietveld analysis on HT powder neutron diffraction data. They refined the structure in space group *Imma*, introducing disorder of the tetrahedral chains. This disorder describes each tetrahedral chain as either left- (L) or right-handed (R) with the same probability. New HT single crystal X-ray diffraction experiments at 800°C revealed, that $\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5$ forms a incommensurately modulated structure adopting superspace group *Imma(00 γ)s00*, with $q=0.588$. The modulation affects the sequence of R or L orientated tetrahedral chains within the layer, breaking the lattice periodicity along *c*. This is modelled with crenel occupation modulation functions for the tetrahedral Fe, as well as for the interconnecting oxygen atom. The same type of modulation was firstly described by LAMBERT et al. (2002) for commensurate phases in the system $\text{Ca}_2\text{Co}_{2-x}\text{Al}_x\text{O}_5$.

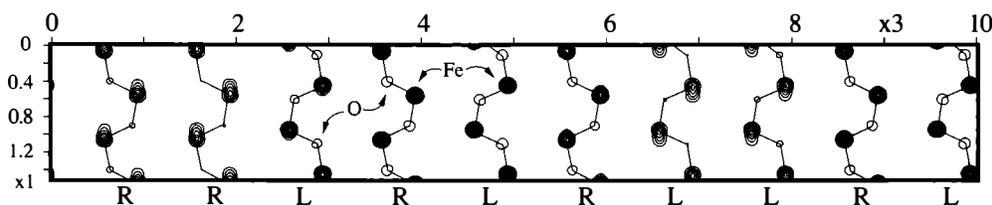


Fig. 1: Physical space section at $x_2=0.25$, $t=0$ of the four-dimensional F_{obs} -synthesis showing the modulated sequence of R/L tetrahedral chains.

References

- WOERMANN, W., EYSEL, W. & HAHN, T. (1968): *Proceed. 5th Int. Symp. Chem. Cem.*, I, 54.
 TAKEDA, T., YAMAGUCHI, Y., TOMIYOSHI, S., FUKASE, M., SUGIMOTO, M. & WATANABE, H. (1968): *J. Phys. Soc. Japan*, 24, 446.
 SHIN, S., YONEMURA, M. & IKAWA, H. (1979): *Bull. Chem. Soc. Japan*, 52, 947.
 BERASTEGUI, P., ERISKSSON, S.-G. & HULL, S. (1999): *Mater. Res. Bull.* 34(2), 303.
 LAMBERT, S., LELIGNY, D., GREBILLE, D., PELLOQUIN, D. & RAVEAU, B. (2002): *Chem. Mater.*, 14, 1818.

GOLD-OXYSULPHIDE FORMATION IN COPPER ORES IN THE GREYWACKE ZONE, AUSTRIA: A FLUID INCLUSION STUDY USING IR-MICROSCOPY

Kucha, H¹ & Raith, J. G.²

¹University of Mining & Metallurgy, Mickiewicza 30, 30-059 Krakow, Poland

²Department of Applied Geosciences & Geophysics, University of Leoben,
Peter Tunner-Straße 5, 8700 Leoben, Austria;
e-mail: kucha@geol.agh.edu.pl, raith@unileoben.ac.at

Gold, associated with tetrahedrite, occurs in several abandoned copper deposits in the eastern Greywacke Zone, Austria. The ore mineralogy, the mineral chemistry and fluid inclusions in tetrahedrite and quartz were studied in detail from two occurrences at Larzenbach near Hüttau and St. Veit im Pongau.

Fluid inclusions in tetrahedrite, which is non-transparent in normal light, were studied using infrared (IR) microscopy. Tetrahedrite is transparent for infrared light when the arsenic content is below ~2.5 wt.% As. During heating of tetrahedrite there is a sudden decrease of transparency at about 120°C what disturbs observations of fluid inclusions above this temperature in arseniferous tetrahedrite. When temperature drops below 120°C tetrahedrite recovers its former transparency.

At room temperatures fluid inclusions in tetrahedrite are two phase liquid (L) + vapour (V) aqueous inclusions of low salinity (T_m -3 to -14 °C). Homogenisation temperatures (T_h , homogenisation V->L) range between 85 and 227 °C. Fluid inclusions occur isolated, in clusters and along trails. Composition of these fluid inclusions in tetrahedrite corresponds to one group of fluid inclusions in quartz showing similar low salinity (T_m -3 to -12°C) and range of homogenisation temperatures (T_h (V-> L) 71.5 – 250°C). Another group of higher saline aqueous two-phase (L+V) inclusions in quartz is not found in tetrahedrite.

Fluid inclusions within tetrahedrite are coeval with small solid inclusions of chalcopyrite, Au-oxysulphides and minor arsenopyrite and gold containing oxysulphide inclusions. These fluid and solid inclusions occur along healed fractures and microfractures within tetrahedrite. These microfractures are also guiding the replacement of As-poor tetrahedrite by arseniferous tetrahedrite; tetrahedrite close to the microfractures contains up to 3.16 wt.% of As. Arsenic was transported together with Au into and along these microfractures. It is suggested that exchange of As (from the fluid) for Sb (extracted from the tetrahedrite lattice) was one of the key factors controlling the precipitation of gold. It seems, that Sb does not form as good Au transporting compounds as As ligands do.

Fluid inclusions confirm that the gold and associated gold-oxysulphides were precipitated at low temperatures (< c. 250 °C) from fluids of low salinity. Oxysulphides are associated with (a) native gold in un-weathered primary ores and (b) remobilised Cu-rich gold in weathered ores. We suggest that oxysulphides were the favoured species for the transport of gold in low-temperature hydrothermal and weathering fluids. The Austrian examples provide the best direct evidence known in nature for oxysulphides being involved in transport of gold in hydrothermal fluids. These unusual new phases seem to play a key role in precipitation and remobilisation of gold in some geological environments.

Zn-Fe-Pb-Cu-MINERALISATIONEN IN MARMOREN DER BUNTEN SERIE, BÖHMISCHE MASSE, NIEDERÖSTERREICH

Kurz, B. & Götzing, M.A.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Althanstraße 14 – Geozentrum, A-1090 Wien
e-mail: bernhard.kurz@gmx.net, michael.goetzing@univie.ac.at

Buntmetall-Mineralisationen in Marmoren der Bunten Serie, Böhmisches Masse, sind bisher kaum bekannt. Bei Kochholz (Dunkelsteiner Wald; KNOBLOCH, G., 2004) und Lichtenau (SW Gföhl; LÖFFLER, E., pers. Mitt.) wurden in Steinbrüchen Vererzungen gefunden, die hauptsächlich Sphalerit und Pyrit sowie untergeordnet Galenit und Chalkopyrit führen. Das Vorkommen Primmersdorf (Ag-führender Galenit; WEBER et al., 1997) ist lithologisch vergleichbar.

Diese Vererzungen bilden etwa 1 bis 2 cm dicke Lagen (Kochholz) bzw. mehrere cm dicke Erzlinsen (Lichtenau) und kommen sowohl in Calcit-Marmoren (Kochholz) als auch in Dolomit-Marmoren (Lichtenau) vor. Als Begleitminerale treten Graphit, Spinell, Klinohumit, Serpentin und Glimmer auf. Innerhalb einer Erzlage zeigt Pyrit meist idiomorphe Körner (Pentagondodekaeder) und Sphalerit ein disseminiertes Vererzungsbild xenomorpher Körner, wobei Dolomit/Calcit konvexe Kristalle bilden. Galenit tritt charakteristischerweise in feinen Klüften auf und bildet xenomorphe Körner (Abb. 1).

Der Calcitmarmor enthält im Mittel 6.1 Mol.% $MgCO_3$. Im Dolomitmarmor liegen die Mn- und Fe-Gehalte unterhalb der EDX-Nachweisgrenze von 0.15 Gew.%. Alle Karbonate sind stark verzwillingt. Die oben genannten Silikatminerale treten in lagenförmigen Anreicherungen auf.

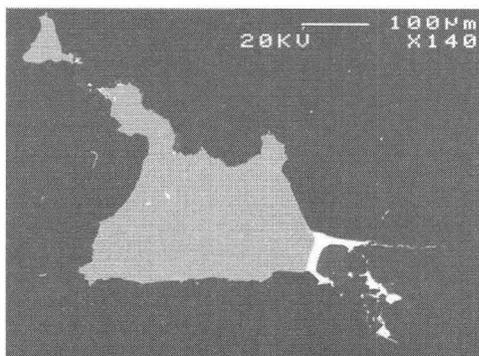


Abb 1: Vererzung Lichtenau. Galenit (weiß), Sphalerit (grau), Dolomit (dunkelgrau), REM-Bild. Sphalerit ist durch geringe Fe- und Mn-Gehalte gekennzeichnet. In Kochholz liegen die Fe-Gehalte im Mittel bei 1,7 Gew.% und die Mn-Gehalte bei 0,3 Gew.%, in Lichtenau bei 3,6 Gew.% Fe bzw. 0,2 Gew.% Mn. Ein Zonarbau konnte bisher nicht festgestellt werden. Die Vererzung in Lichtenau enthält viel Pyrit, sowie wenig Galenit und Chalkopyrit. Pyrit kristallisierte dabei vor Sphalerit und Galenit. In Kochholz treten diese Mineralien nicht auf, jedoch gehäuft Silikate.

Literatur

- KNOBLOCH, G. (2004): Unverhofft kommt oft – die Entdeckung einer unbekannt kleinen Sphalerit-Lagerstätte im Dunkelsteinerwald, Niederösterreich.- Mineralien Welt 1/2004, 28-33.
WEBER, L. et al. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs.- Arch. f. Lagerst.forsch., GBA Wien, 19, 607 S.

ON THE EXISTENCE OF A NOVEL HIGH –PRESSURE CaAl_2O_4 MODIFICATION

Lazic, B.¹, Kahlenberg, V.¹, Konzett, J.¹ & Kaindl, R.¹

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria
 e-mail: Biljana.Lazic@uibk.ac.at

In the course of an ongoing research project on the high pressure crystal chemistry of alkaline earth aluminates a previously unknown CaAl_2O_4 polymorph has been observed. Polycrystalline ceramic precursors have been prepared by solid state reactions using Al_2O_3 and CaCO_3 as starting materials. The subsequent high pressure experiment was conducted using an end-loaded piston cylinder press at 3.5 GPa and 1000°C with a run time of 51 hours. Several crystals could be recovered from the Pt-container and were characterised by single crystal X-ray diffraction and micro-Raman spectroscopy. The crystals showed twinning by pseudo-merohedry which was accounted for in the structure determination. Structure solution was accomplished by direct methods. Final least squares refinements converged to a residual of $R_1 = 0.0343$. The basic crystallographic data of the new compound are as follows: monoclinic symmetry, space group $P2_1/m$ with two formula units per unit cell ($a=5.5562(2)\text{Å}$, $b=3.7627(1)\text{Å}$, $c=7.0560(3)\text{Å}$, $\beta=101.360(30)^\circ$, $V=144.62\text{Å}^3$, $D_{\text{calc}}=3.629\text{g/cm}^3$). The two main building units of the structure are: (1) layers of AlO_6 – octahedra, connected to each other by edge sharing and (2) calcium atoms residing between these layers for charge compensation (Fig. 1). The alternate stacking of the octahedral layers and sheets of Ca atoms results in a three-dimensional network.

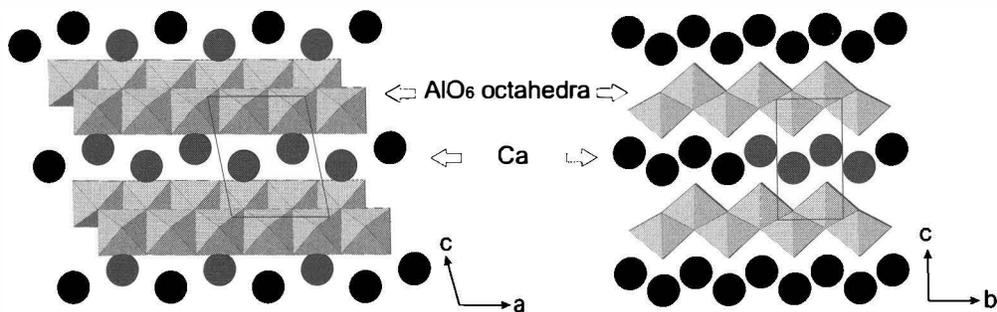


Fig.1: Layers of AlO_6 -octahedra and Ca atoms residing between the layers

From a structural point of view, the new HP-phase is closely related to boehmite ($\gamma\text{-AlOOH}$). The octahedral building units in both compounds are identical. Differences arise from the connection between neighbouring layers. In case of boehmite linkage is provided by hydrogen bonding.

REACTIONS BETWEEN AGATE NODULES AND PENETRATING CO₂ RICH FLUIDS – A CL-EMS STUDY

Leichmann, J. ¹, Marek, K. ¹& Zeman, J. ¹

Department of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlarská 2, 611 37 Brno, Czech Republic
email: leichman@sci.muni.cz

Nodules filled with chalcedony, so called agates, are commonly found in the Permian andesites (melaphyres) in Northern Bohemia. Cathodoluminescence observations on agates allow recognition of fabrics that are invisible in transmitted light. Agates from localities in the Krkonose piedmont basin are strongly carbonatised. This is nicely seen under CL because of the bright orange CL colour of carbonate, which contrasts with rather dull CL colour of chalcedony. Several replacement textures were documented using CL, and subsequently analysed by microprobe.

Calcite occurs in agate in several positions:

1. Carbonate, mostly calcite, penetrates the agate along brittle cracks or along contact zone of two adjoining spherical growth centres. Contacts between calcite and chalcedony are sharp.
2. Carbonate forms very thin veins between two layers of chalcedony. The contacts are sharp too.
3. Fig. 1 documents a structure, where calcite penetrates and replaces chalcedony layers along a brittle crack. The boundary between calcite and chalcedony is irregular but rather sharp.
4. Fig. 2 shows diffuse contacts between primary chalcedony and secondary carbonate. The thinner homogenous zones are formed of pure SiO₂ without carbonate, whereas the brighter inhomogeneous zones are enriched in carbonate; however the SiO₂ concentrations remain high. Fe correlates positively with Ca, and Al with Si.
5. Relicts of chalcedony in carbonate could be found occasionally, indicating mostly complete replacement of chalcedony by calcite.

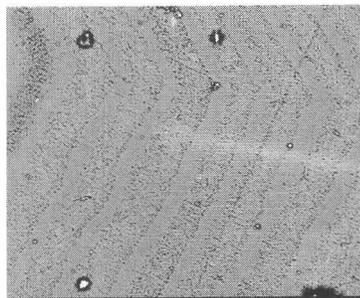
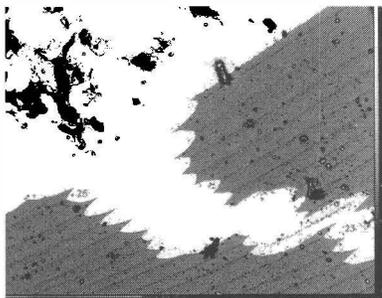


Fig. 1 and 2. Carbonates used a pre-existing cracks or boundaries between chalcedony layers to enter the agate. The replacement occurs probably by two mechanisms – dissolution and precipitation (Fig. 1) or by filling of pores in the chalcedony (Fig. 2). Carbon and oxygen isotope data indicate a meteoric origin of the fluids that are responsible for carbonatisation.

SPINEL GEOTHERMOMETRY IN THE METASOMATIC CHROMITITES OF THE FINERO MANTLE MASSIF, IVREA ZONE (WESTERN ITALIAN ALPS)

Lenaz, D.¹, Piani, E.,¹ Zaccarini, F.², Garuti, G.³ & Princivalle, F.¹

¹Department of Earth Sciences Via Weiss 8, I-34125, Trieste, Italy

²Department of Applied Geological Sciences and Geophysics, P. Tunner Str. 5, 8700 Leoben, Austria

³Department of Earth Sciences, Via S. Eufemia 19, 41100 Modena, Italy

e-mail: lenaz@univ.trieste.it

The Finero phlogopite peridotite is the largest and the northernmost of three mantle massifs exposed at the base of the lower continental crust in the Ivrea Zone (Western Alps, Italy). It consists of a depleted harzburgite affected by alkaline metasomatism (ZACCARINI et al., 2004) that caused the precipitation of abundant phlogopite. Small bodies of podiform chromitite occurring within the phlogopite peridotite are believed to represent by-products of the metasomatic process. Physical conditions ($T^{\circ}\text{C}$ - $f\text{O}_2$) of chromitite precipitation have been estimated using the T-M site Mg-Al distribution, based on X-ray single crystal diffraction, and application of the spinel-olivine thermobarometer of BALLHAUS et al. (1991). The analysed chromite has a_0 ranging from 8.2755 to 8.3011 Å and an oxygen positional parameter variable between 0.26243 to 0.26269. The application of the thermometer proposed by PRINCIVALLE et al. (1999) gave intracrystalline temperatures in the range of 800-1100 °C. The results of olivine-spinel Fe-Mg exchange thermometry and oxygen fugacity calculations, calculated for an assumed pressure of 1.0 GPa, are compatible with the spinel-peridotite facies of the Finero mantle and show that the massive chromitite equilibrated in a relatively narrow oxygen fugacity, close to that of the FMQ buffer and in a thermal interval between 1150-750 °C. These temperatures are fully consistent with those obtained using the PRINCIVALLE et al. (1999) thermometer. The estimated temperature range (750-1150 °C) extends to temperatures too low to represent the temperature of magmatic crystallization of chromite. However, temperatures are well consistent with slow-cooling spinel re-equilibration during the metasomatic episode affecting the Finero Complex. The oxygen fugacity values obtained for massive chromite are consistent with upper mantle conditions, although ZACCARINI et al. (2004) have shown that reducing conditions (down to $\Delta \log f\text{O}_2 = -7$) are achieved during the final stages of metasomatism, as deduced from spinel-symplectite formed at temperatures of about 600 °C.

References

BALLHAUS, C., BERRY, R.F. & GREEN, D.H. (1991): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 27-40.

PRINCIVALLE, F., DELLA GIUSTA, A., DE MIN, A. & PICCIRILLO, E.M. (1999): *Mineral. Mag.*, 63, 257-262.

ZACCARINI, F., STUMPFL, E.F. & GARUTI, G. (2004): *Can. Min.* 42, 1825-1845.

GRANAT-KORUND-PARAGENESE SAUALPE, KÄRNTEN

Lenitz, H.¹, Koller, F.², Seemann, R.³ & Beran, A.¹

¹ Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien, Austria

² Institut für Geologische Wissenschaften, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien, Austria

³ Naturhistorisches Museum Wien, Min.-Petr. Abteilung, Burgring 7, A-1010 Wien, Austria

email: a9309073@unet.univie.ac.at

Das Altkristallin der Saualpe bildet den geologischen Rahmen einer schon seit langem bekannten Granat-Korund-Paragenese. Dieser Grundgebirgskörper besteht aus mehreren km-mächtigen Gesteinsfolgen mit vom Liegenden ins Hangende, bzw. nach S und W abnehmender Metamorphose. Das Granat- und Korundvorkommen selbst liegt über der erzführenden Hüttenberger Marmorserie, in einer der oberen Decken der Plankogelserie. Diese besteht vorwiegend aus grobknotigen Staurolith-Granat-Glimmerschiefern, Marmorlinsen und Lagen von Amphibolit und Serpentinittkörpern als Leithorizont.

Im Bereich Pusygraben südlich von Lölling bildete sich zwischen einem Serpentinittkörper und den Glimmerschiefern vom Typ Plankogel eine Kontaktzone mit Korund und besonders großen Granaten. Die Entstehung solcher Kontaktzonen wurde in der Literatur durch Desilifizierung und Metasomatose erklärt. Gesteinsproben aus diesem Bereich ergaben folgenden Mineralbestand: Granat, Chlorit, Margarit/Paragonit, Epidot/Clinozoisit, Korund, Ilmenit, ± Muskovit, ± Staurolith, ± Biotit, ± Rutil, ± Apatit, ± Amphibol, ± Turmalin. Als Unterschied zum Kontaktgestein kommen im typischen Plankogel-Glimmerschiefer Margarit, Epidot, Korund und Biotit nicht vor, es finden sich aber Chloritoid und Muskovit. Die Korunde sind in Dünnschliffen teilweise fleckig blau und zeigen typische Zwillingslamellenbildung. Elektronenstrahl-Mikrosonden-Messungen ergaben, dass im Korund am häufigsten Eisen auftritt (bis zu 0,580 Gew.% Fe₂O₃), gefolgt von Chrom (bis 0,150 Gew.% Cr₂O₃) und Titan, wo nur ganz selten bis 0,50 Gew.% TiO₂ gemessen wurden und der Durchschnitt bei etwa 0,05 Gew.% lag. Die Verteilung von Eisen, Chrom und Titan in den Korunden scheint ganz zufällig und zeigt auch bei Profilmessungen keinen eindeutigen Trend an. Auf BSE-Bildern ist zu sehen, dass die Korundkristalle randlich in Diaspor umgewandelt sind. Häufig sind die Korunde von Chlorit durchsetzt. Als Einschlüsse findet man neben Ilmenit, Rutil und Apatit noch Chlorit, Margarit, Staurolith und Epidot.

Profilmessungen an Granaten zeigen zwei Generationen mit unterschiedlichem Zonarbau, aus dem sich mindestens zwei Metamorphoseereignisse ableiten lassen. Die erste Granatgeneration hat einen kontinuierlichen Zonarbau, mit einem Almandin-reichen Kern und Pyrop-reichem Rand. Die zweite Generation beginnt mit einer Diskontinuität in der Zusammensetzung (Almandin-arm, Grossular-reich) als Anwachssaum. Das Korundwachstum dürfte vornehmlich parallel zur zweiten Granatgeneration stattgefunden haben.

**THE GULI ALKALINE-ULTRAMAFIC COMPLEX, NORTHERN SIBERIA,
RUSSIA: MANTLE METASOMATISM AS THE GENETIC PROCESS**

Loidl, G. Ch.¹ & Thalhammer, O. A. R.¹

¹ Department of Applied Geosciences and Geophysics, Mineralogy & Petrology, University of Leoben; Austria
e-mail: gernot.loidl@gmx.net

The Guli Massif is located at the northern periphery of the Siberian craton within the Maimecha – Kotui Province, representing a multiphase, partly zoned carbonatite – alkaline – ultramafic complex. The massif is characterized by an oval shape and covers an area of 1500 – 1600 km². Detailed mineralogical, petrographical and geochemical investigations, defined a sequence of dunite core complex, clinopyroxenite, olivine melanephelinite and rocks of the ijolite series. Metasomatic processes seem to be of great significance during the genesis of the Guli Massif, observable in a pronounced enrichment trend of the LREE from the dunite core complex to the carbonatite intrusion, 10 times chondrite at the periphery of the dunite complex and up to 3000 times chondrite at the direct contact between the carbonatite and the ijolite.

The REE distribution patterns of the different rock types are used in this study, to model the genesis of the Guli Massif on the basis of magmatic processes, such as magma formation, fractional crystallisation and assimilation. It is shown, that two different metasomatic events took place during the genesis of the Massif:

(1) The genesis of the dunite – clinopyroxenite complex has been initiated by a mantle plume, which led to continuous and long lasting melting processes. Locally high melting rates and the formation of a multiplicity of small melt portions, significantly enriched in fluids and immobile elements, led to the formation of the dunite restite, characterized by a typical mantle texture and composed of ~ 96 modal% olivine. The migration of these melts into higher regions within the mantle plume and the associated contamination caused a mantle metasomatic overprint of the dunite, which is clearly verifiable by LREE enrichment throughout the whole dunite complex. The accumulation and crystallisation of the melts, generated during the slow uplift of the mantle material, caused the formation of an olivine – clinopyroxene cumulate at the periphery of the dunite body, and finally these melt fractions intruded the mantle as clinopyroxenite dykes.

(2) The origin of the zoned alkali – carbonatite – complex represents a second magmatic event, caused by further ascent of the already metasomatised mantle plume into higher levels. Lithospheric mantle regions, characterized by CO₂- and H₂O-rich fluids, are supposed to be the magma source. Initial melting processes, probably triggered by early rifting, caused the formation of melanephelinitic melts (olivine melanephelinite). Fractionation during the magma ascent in addition to the immiscibility of the silicate and the carbonatite liquid caused the formation of the ijolite and the carbonatite, metasomatically influencing their surroundings during final uprise and intrusion.

This study is funded by the Austrian Research Fund (FWF) due to grant P16440-N11 to O. A. R. Thalhammer.

**SPHALERITES IN PARTICULAR GENETIC TYPES OF SULPHIDE
MINERALIZATION IN THE ROZNÁ URANIUM DEPOSIT (CZECH REPUBLIC)**

Losos, Z. & Dolezalová, H.

Institute of Geological Sciences, Faculty of Science, Masaryk University,
Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic,
e-mail: losos@sci.muni.cz

Sphalerite occurs in the following types in the Rozná uranium deposit: stratabound disseminated sulphide and skarn mineralisation, pre-uranium siderite-sulphide veins including the metasomatic mineralization in the vicinity of these veins, and post-uranium barite-fluorite-sulphide veins.

In marbles with disseminated or banded ore textures sphalerite is part of the paragenesis with pyrrhotite, galena ± younger pyrite. Sphalerite of the siderite-sulphide veins is associated with Ag-tetrahedrite, chalcopyrite and galena, rarely with freibergite or pyrargyrite. Sphalerite, galena and mobilized pyrite also occur in metasomatic reaction zones around the veins. The youngest sphalerite type, in paragenesis with galena, barite ± quartz, crystallized in the cavities during the final stages forming the post-uranium veins.

Results of WDA and EDA analyses (61 point analyses, Zn, Fe, Mn, Cd, Se, Cu, In, Ge, Ag and S were measured) and isotopic data are presented in this study. It can be excluded that the source of sphalerites in the siderite-sulphide veins (max. 0.02 wt.% of Mn) was the stratabound sulphide mineralization (sphalerites disseminated in marble – Mn between 0.46 - 14.61 wt.%). This is supported by the sulphur isotope data of both disseminated sphalerite and pyrrhotite. We suggest that the source of disseminated sulphides is the marble protolith.

The chemical composition of sphalerite from metasomatite reaction zones around the veins is so close to the chemical composition of sphalerites within the veins, that we classify this Pb-Zn mineralisation as subtype of the pre-uranium hydrothermal siderite-sulphide mineralisation. The necessary sulphur derived from deep-seated sources, a conclusion drawn from the sulphur isotope study. Using isotope thermometry we estimated the crystallisation temperatures for this type of mineralisation between 260 and 330 °C.

The chemical composition of sphalerite in the youngest sphalerite-barite-fluorite-veins varies (Cd content between 0.15 - 1.88 wt.%) and they have low contents of Fe and Mn. They are probably products of partial, chronologically well separated mineralisation phases, or these sphalerites crystallised from locally circulating solutions. Sphalerite-galena isotope thermometry yielded crystallisation temperatures between 100 and 200 °C for these ores.

The work was financed by the grant projects MSM 002 1622412 (Z. L.) and FRVS 1948/2005 (H.D.)

DIE KONTAKTMETAMORPHOSE DES KREUZBERG GRANITS – ERSTE ERGEBNISSE AUS DER TIEFBOHRUNG MERAN

Mair, V. ¹, Tropper, P. ² & Thöny, W. ²

¹ Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Eggentalerstrasse 48, I-39053 Kardaun (BZ), Südtirol/Italien

² Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität
Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Österreich
e-mail: volkmar.mair@provinz.bz.it

Im Perm kam es sowohl im Ostalpin als auch im Südalpin zum Auftreten von weitverbreitetem Magmatismus in Zusammenhang mit einer Hochtemperaturmetamorphose und Extensionstektonik. Der Magmatismus manifestierte sich vor allem in massigen Intrusivkörpern zu denen in Südtirol der Brixner-, Iffinger- und der Kreuzberggranit gehören.

Im Zeitraum von Oktober 2001 bis Januar 2002 wurde in Sinich bei Meran eine Probebohrung zur Erkundung von Thermalwasser im Bereich zwischen der Periadriatischen Naht im N und der Völlaner Linie im S abgeteuft. Die Bohrung, welche im Talboden nahe der Etsch abgeteuft wurde, verläuft bis in eine Tiefe von 800 m lotrecht und wurde dann nach Westen abgelenkt, sodass sich der Endpunkt der Bohrung in 2.300 m Tiefe und 800 m westlich des Bohrpunktes befindet. In einer Teufe von 675 m wurde das südalpine Basement angefahren.

Pro 5 Meter Bohrfortschritt wurde eine Probe, es handelt sich ausschließlich um Cuttings von 1 bis 5 mm Durchmesser, gezogen. Jede zweite Probe wurde unter dem Binokular und unter dem Polarisationsmikroskop untersucht. Die Analyse der Proben ergab eine prograde kontaktmetamorphe Zonierung des südalpinen Quarzphyllits am Rand zum Kreuzberggranit. Die Mineralzonen können folgendermaßen gegliedert werden:

- 675 m – ca. 750 m graugrüne Quarzphyllite und phyllitische Quarzite mit Quarz, Serizit, Chlorit ± Feldspat ohne kontaktmetamorphe Überprägung
- 750m – 850 m bräunliche quarzreiche kontaktmetamorphe Quarzphyllite mit der Paragenese Quarz, Muskowit, Chlorit, Biotit, Kalifeldspat
- 850 m – 1540 m steigende kontaktmetamorphe Überprägung mit Ausbildung eines Hornfelses mit der Paragenese Quarz, Muskowit, Chlorit, Biotit, Andalusit und Cordierit
- 1540 m – 1580 m Hornfelse mit obiger Zusammensetzung; Andalusit tritt stark zurück
- 1580 m – 1620m Hornfelse mit obiger Zusammensetzung, Andalusit ist durch Sillimanit ersetzt, der Gehalt von Cordierit nimmt stark zu, die Kristalle werden größer
- 1620 m – 1780 feinkörniger sehr kompakter Cordieritfels mit der Paragenese Quarz, Muskowit, Biotit, Sillimanit, Cordierit
- 1780 m – 1920 m Granodiorit

Aus der Paragenese im unmittelbaren Kontaktbereich des Granodiorits können P-T Bedingungen von ca. 630-650°C und Drucke von ca. 3 kbar abgeleitet werden.

**A PETROGRAPHIC STANDARD FOR DETERMINATION OF IRON ORE
REDUCIBILITY IN GAS BASED DIRECT REDUCTION PROCESSES**

Mali, H.¹

¹Department of Applied Geosciences and Geophysics, University of Leoben, Peter Tunner Str. 5,
8700, Leoben, Austria
e-mail: heinrich.mali@unileoben.ac.at

Valuable results are provided by a mineralogical and petrographical investigation to determine the suitability of iron ores for the FIOR[®], FINMET[®], and FINEX[®] direct reduction process. The iron ore fines used have grain sizes below 12.5 mm and are reduced in fluidized bed autoclaves by gas mixtures of CH₄, CO, H₂, N₂, H₂O, and CO₂ at temperatures between 450°C and 780°C.

The iron ores consist of limonite, hematite, and magnetite of various crystal sizes and variable mineral portions besides of pores and gangue minerals. Hematite usually comprises more than 80 mass% of these iron ores. The specific surface of the ore grains is of paramount importance for the reduction speed in each reduction stage. Limonite is well reducible in any case. Hematite and magnetite are well, moderately, or badly reducible depending on the Effective Crystal Thickness (T_{eff}) and the Effective Oxide Thickness (OT_{eff}). For reducibility determination of an iron ore sample a representative number of crystals and ore grains have to be rated in terms of mineralogical and geometrical parameters with an optical microscope.

The petrographic standard provides qualitative information on degradation and sticking tendency. Semiquantitative information on reduction speed is achieved. With the proposed petrographic investigation the metallisation degree of the final product can be quantitatively predicted in a range of ± 2 % depending on physical and chemical conditions of the reduction procedure.

GRANITE EXPLOITATION IN ROMANIA

Marinescu, M. ¹, Popescu, G. ², Dinu, I. ¹ & Neascu, A ²

¹University of Bucharest, Faculty of Geology and Geophysics, Dept. of Geological Engineering
6, Traian Vuia street, 020956, Bucharest, Romania

²University of Bucharest, Faculty of Geology and Geophysics, Dept. Of Mineralogy, 1, N. Balcescu Blvd,
010041 Romania

e-mail: ghpop@geo.edu.ro; antonela@geo.edu.ro

In Romania over 20 types of rocks are exploited and used in the construction and building industry. The total annual production is around 30 million tones. In the year 2000 only 8 of 17 known deposits were exploited, providing 755000 tones of granite. In the North Dobrogea orogen (North Dobrogea Plateau as geographical unit) the exploited granite deposits are: Turcoaia-Iacobdeal, Macin-Derea-Anton Suluk, Izvorul Macin-Vii and Caprarie-Macin. Two other deposits are Atmagea and Caprarie. In the Southern Carpathians granite has been exploited in Mala-Eselnita, Plesa-Purceni and Meri deposits. Other identified resources are Valea Cernei-Seracova, Valea Porcului, Iablanita and Crusovita deposits. In the Apuseni Mountains (Western Carpathians) several deposits are known: Radna, Soimos, Valea Lupului-Homoroad and Pietroasa. From all these, only the first one has been exploited. In the 2000s the total granite production was came from 4 counties: Tulcea (483000 tones), Gorj (217000), Mehedinti (34000 tones) and Arad (21000 tones). On the geostructural units, the granite production is distributed as follows: the North Dobrogea orogen (483000 tones), Southern Carpathians (251000 tones), Apuseni Mountains (21000 tones). In quarries, the extraction has been done with explosives placed in galleries or mine holes. Granite has been transported first to the preparation units, then directly to the beneficiaries or to the loading points on ships or vans. The products obtained after preparation are natural aggregates crushed artificially (great stone, spalls, chippings, crushed sand) and processed stone (paving stones, paving bricks, borders, boundary stones). The total granite resources are estimated at around 370 million tones but can certainly be increased considering the geological situation. The most important resources are located in Tulcea (230 million tones), Caras-Severin (68 million tones) and Gorj (43 million tones) counties.

THE STRUCTURE OF WORLD-WIDE ENERGY AND MINERAL COMMODITIES

Marinescu, M., Popescu, Gh. C. & Neacsu, A.

University of Bucharest, Faculty of Geology and Geophysics, Romania
email: ghpop@geo.edu.ro

Annually huge quantities of mineral and energy commodities are extracted for economic purposes on a global scale. In the 2000s 5 billion tones of metallic ores were exploited and used as raw materials for recovery of almost 0.7 billion tones of metal by industrial treatment and metallurgic processing (Fig. 2). A lot of nonmetallic ores and industrial minerals (magnesite, chalk, phosphates, potash salts, native sulphur, unrefined salt, gypsum, natural abrasives, kaolin, bentonite, talc, baryte and witherite, illmenite, zirconium, fuller’s earth, andalusite, kyanite, sillimanite, borate minerals, arsenic trioxide, natural graphite, mica, etc) are extracted and obtained as concentrates; in total about 0.6 billion tones, but the actually exploited quantities are bigger. Building stone exploitation is also on a large scale (6.0 billion tones) and fossil fuels were exploited in huge quantities (in total 9.2 billion tones coal equivalent; Fig. 1): hard coal (3.9 billion tones), lignite (0.8 billion tones), crude petroleum (3.4 billion tones), natural gasoline (0.03 billion tones), natural gas (0.003 billion tones coal equivalent) and peat for fuel (0.017 billion tones). In the 2000s the world production of mineral and energy commodities exceeded 21 billion tones.

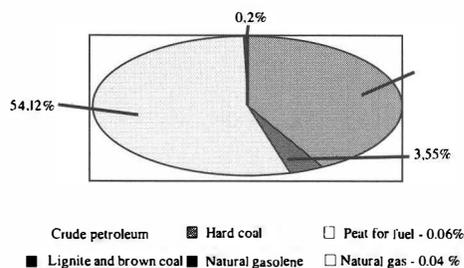


Fig.1 Percentage of global fossil fuels production; based on coal equivalent tones

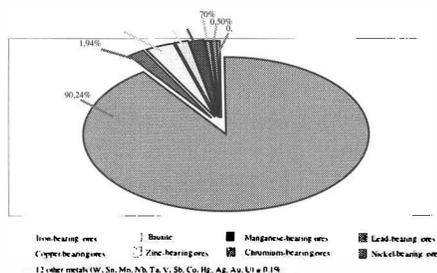


Fig. 2 Percentage of global metal content of ores and concentrates intended for treatment for metal recovery in the 2000s.

References

- MARINESCU, M. (2003): Management and marketing in Geology Vol. 1-Bucharest University Press. Bucharest, Romania.
- MARINESCU, M. (2003): Commodity Yearbook, 2003. United Nations. New York, USA.
- MARINESCU, M. (2003): Industrial Commodity Statistics Yearbook. United Nations. New York, USA.

TRAVERTINE FROM ROMANIA: ACTUAL EXPLOITATION AND ECONOMIC RECOVERY

Marinescu, M. ¹, Popescu, Gh. C. ², Popa, I. ¹ & Neacsu, A. ²

¹University of Bucharest, Faculty of Geology and Geophysics, Dept. of Geological Engineering
6, Traian Vuia street, 020956, Bucharest, Romania

²University of Bucharest, Faculty of Geology and Geophysics, Department of Mineralogy, 1, N. Balcescu Blvd,
010041 Romania

e-mail: ghpop@geo.edu.ro; julip@gg.unibuc.ro; antonela@geo.edu.ro

The exploitation of travertine in Romania is developing in Harghita (Borsec area) and Hunedoara (Carpinis, Geoagiu areas) counties. Today the total actual annual production of travertine in Romania is around 4000 m³, compared to the maximum of 62000 m³ in 1981 and 1983.

The Borsec deposit is stratiform, with a thickness of 12-15 m and 5° dip. It is formed by chemical precipitation of calcium carbonate from spring waters deposited on crystalline basement rocks. The rock has a white to slightly gray color, with diaclasses filled by calcium carbonate. The travertine has a microcrystalline structure and a vacuolar texture. Current exploitation is made in a quarry where a 8 m thick travertine layer is mined. The travertine is extracted in blocks of 1.5 – 2.0 m³ and is very easy to process. The annual production at Borsec is around 1000 m³

The Carpinis deposit is overlaying schists and is about 90 m thick. The bottom part of the deposits (60 m) has a compact, slightly vacuolar texture while the upper part (30 m) show a only vacuolar texture. The travertine deposit is covered by 1-4 m thick red clays. The travertine has a white-yellow, white-gray or brown-yellow color. The structure of the travertine is microcrystalline, amorphous or of incrustation-type. At present the whole annual production of 2000 m³ comes from a single quarry.

The Geoagiu deposit formed above the Cretaceous and Miocene deposits. The color of this travertine is white-yellow to white-gray, the structure is microcrystalline or of incrustation-type and the texture is vacuolar. The travertine is exploited in 1-2 m³ blocks, the annual production being about 1000 m³ The travertine is extracted in blocks and is easy to process.

DIE METABASITKÖRPER DES NIEDERÖSTERREICHISCHEN MOLDANUBIKUMS: GEOCHEMIE UND NEUE ZIRKONALTER

Mayer, A.¹, Gerdes, A.², Starijas, B.¹ & Finger, F.¹

¹Abteilung für Mineralogie und Materialwissenschaften, Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, 5020 Salzburg

²Institut für Mineralogie, Johann Wolfgang v. Goethe Universität, Senckenberganlage 28, 60054 Frankfurt/Main
e-mail: Andreas.Mayer@sbg.ac.at

Die amphibolitischen Gesteine des niederösterreichischen Moldanubikums fanden in letzter Zeit wegen ihres plattentektonischen Indikationswertes besondere Beachtung (FINGER & STEYRER, 1995, FRITZ, 1995, HÖCK et al., 1995, NASR & RICHTER, 1998). Nach FINGER & STEYRER (1995) zeigen viele dieser Amphibolite, insbesondere in der Raabser Einheit sensu THIELE (1984), MORB – ähnliche Zusammensetzung. Auf Grund eines Zirkonalters von 428 ± 6 Ma aus dem Buschhandlwand - Amphibolitzug (FINGER & VON QUADT, 1995) wurde spekuliert, dass die Amphibolite der Raabser Einheit Reste des rheischen Ozeans repräsentieren könnten.

Zwei Amphibolitzüge der Raabser Einheit, von denen bisher kaum geochemische Daten zur Verfügung standen, sind der Waidhofener Amphibolit im Norden Niederösterreichs sowie der Weißenkirchener Amphibolit auf Blatt Mautern (MATURA, 1983). Obwohl in ähnlicher tektonischer Position, nämlich von Westen her unter den Gföhler Gneis abtauchend, zeigen die beiden Amphibolitzüge deutliche geochemische Unterschiede. Der Waidhofener Zug setzt sich aus ehemaligen „within plate“ Basalten mit E-MORB Charakteristik zusammen (MAYER, 2004), der Weißenkirchener Amphibolitzug zeigt „volcanic arc“ – Affinitäten und weist neben basaltischen Edukten auch viele intermediäre Varianten mit andesitisch/dioritischer Zusammensetzung auf. Erste Zirkonalter lassen vermuten dass der Weißenkirchener Amphibolitzug während der (andinotypen) kadomischen Orogenese gebildet wurde, während der Waidhofener Amphibolit älteres Präkambrium darstellt.

Obwohl in der Raabser Einheit gelegen, haben beide mit der altpaläozoischen ozeanischen Kruste des Buschhandlwandzuges (vornehmlich N- bis E-MORB) offenbar nichts zu tun. Die von Westen unter den Gföhler Gneis einfallenden Gesteine der Raabser Einheit scheinen sich somit in eine kadomisch – präkambrische Hangendserie (Weißenkirchener – Waidhofener Einheit) und eine altpaläozoische Liegendserie (Buschhandlwandseinheit, Rest des rheischen Ozeans) zu unterteilen.

Literatur

- FINGER, F., VON QUADT, A. (1995): Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 75, 265 – 270.
FINGER, F., STEYRER, H.P. (1995): Geol. Carpathica, 46/3, 137 – 150.
FRITZ, H. (1995): Jb. Geol. B. A., 138, 639 – 653.
HÖCK, V., MONTAG, O., LEICHMANN, J. (1997): Mineral.Petrol, 60, 267 – 287.
MATURA, A. (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000, Blatt Mautern (6803), Wien
MAYER, A. (2004): Diplomarbeit, Salzburg, 92 S.
NASR, T. Y., RICHTER, W. (1998): Mitt. Österr. Min. Ges., 143, 349 – 350.
THIELE, O. (1984): Jb. Geol. B.A., 126, 513 – 523.

GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE DZIRULA MASSIF, GEORGIA

**Mayringer, F.¹, Gerdes, A.², Treloar, P.³, Dörr, W.⁴, Finger, F.¹,
Shengelia, D.⁵ & Starijas, B.¹**

¹Abteilung Mineralogie und Materialwissenschaften, Universität Salzburg, 5020 Salzburg, Austria

²Institut für Mineralogie, J. W. v. Goethe Universität, 60054 Frankfurt/Main, Germany

³Centre for Earth and Environmental Sciences Research, Kingston University, Kingston upon Thames, UK

⁴Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, 35390 Giessen, Germany

⁵Departement of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, A. Janelidze Geological Institute, Tbilisia, Georgia
e-mail: franz.mayringer@sbg.ac.at

The Dzirula massif is the largest pre-Alpine crystalline unit in the Transcaucasian segment of the Eastern Mediterranean Province. On its southern margin it is overlain by a sequence of Jurassic lavas and volcanoclastic sediments. Elsewhere, it is flanked by a thick succession of Miocene to Pliocene terrigenous rocks. There are three key lithologies within the Dzirula massif:

The first is a series of LP/HT metamorphic rocks that include cordierite-biotite-sillimanite-bearing migmatites with evidence for biotite vapour-absent melting at $T > 800^\circ\text{C}$, paragneisses and deformed granodioritic gneisses. The latter have an apparent Cadomian magmatic signature with U-Pb zircon ages of ca. 540 Ma. Previously published geochronological data suggest a prolonged geological history for the LP/HT series that spans the neo-Proterozoic to the middle Palaeozoic. New zircon and monazite ages reported here suggest that the LP/HT metamorphic event occurred at ca. 330 Ma. Some of the paragneisses contain relict monazites with an age of ca. 480 Ma implying that the LP/HT event overprinted a previous metamorphic event.

The second key lithology is a series of un-foliated calc-alkaline to high-K, I-type granodiorites, diorites and gabbros, which are intrusive into the migmatites and granodioritic gneisses. Our new zircon data show that they were intruded at ca. 330 Ma, contemporaneously with the LP/HT metamorphism. They may represent the heat source that drove the metamorphic event.

The third key lithology is represented by a series of pink, medium- to high-K microcline, peraluminous granites, which are intrusive into both the other lithological units. A wide spectrum of Ar ages with a statistical mean age of 321 ± 7 Ma indicate a Variscan age for these granites. They may represent late stage crustal melts related to the HT/LP metamorphic event.

There is no evidence for a post-Variscan (i.e. Alpine) metamorphic overprint in the Dzirula massif. On the southern margin of the massif some Variscan granitoids are conspicuously reddish coloured, possibly as a result of hydrothermal activity connected with the Jurassic volcanism.

**THE DUNITE COMPLEX OF THE GULI MASSIF, NORTHERN SIBERIA, RUSSIA:
A MULTIDISCIPLINARY STUDY**

McKelson, J. ¹ & Thalhammer, O. A. R. ¹

¹ University of Leoben, Peter Tunner Strasse, 5, A-8700, Leoben, Austria
e-mail: mckelson@unileoben.ac.at

The Guli Dunite Clinopyroxenite Massif is located at the north eastern rim of the Siberian Craton, Taimyr Province, Russia and represents the largest complex of this type in the world. The Guli Massif is known to host economic placer deposits of platinum group elements (PGE) and gold (Au) in addition to deposits of rare earth elements (REE) and phlogopite. However, it does not conform to the standard of Alaskan type complexes, which are usually much smaller, approximately 12 – 40km² and concentrically zoned. The Guli complex covers an area of approximately 1500-1600km² placing it far outside the parameters of “normal” Alaskan type complexes, and it is a laccolithic body without the concentric zoning typical of other complexes.

Geophysical data indicate the true size of the complex with more than ²/₃ of the complex covered by Quaternary sediments of the Khatanga Trough. The exposed areas consist of ~63 % dunite and peridotites and within this body are a number of magnetite pyroxenite bodies which occur as veins and stock-like masses. The remainder of the complex consists of alkaline to highly alkaline volcanic sequences and two carbonatite intrusions. (FEDORENKO & CZAMANSKE, 1997)

A problem that is often associated with studying ultramafic complexes is a high degree of surficial weathering and alteration. This is overcome at the Guli complex, with an extensive collection of drill cores. Two of these form the basis of this study as they represent the longest and contain the freshest dunite samples of the complex. Field and microscopic studies of both drill cores show serpentinisation to a depth of ~500m, the remaining core is remarkably fresh. The un-serpentinised dunite shows minor variation in grain size, colour and percentage of accessory minerals, such as spinel, calcite, phlogopite, perovskite, clinopyroxene and very rarely apatite. Geochemical results show remarkable consistency over more than 600 m of un-serpentinised core, with respect to bulk MgO, CaO, Cr, Ni, in addition the composition of olivine is also consistent over the same interval. The rare earth element patterns show a significant enrichment in the light rare earth elements, which suggests that metasomatism, has affected portions of this complex. Normalised PGE patterns show a pronounced positive Ru anomaly and significant depletion of PPGE (0.1 – 0.01 chondrite). Whole rock Os data indicate an age of 329±57 Ma.

These results indicate that the Guli dunite complex possibly represents a giant portion of mantle restite, which has been significantly metasomatised.

Acknowledgements: The funding of the study by the Austrian Research Fund (FWF) due to grant P16440-N11 to O.A.R.T. is greatly acknowledged.

References:

FEDORENKO, V. & CZAMANSKE, G. (1997). *International Geology Review* 39: 479-531.

HOW ROBUST ARE PLATINUM GROUP ELEMENTS UNDER HT-HP CONDITIONS? THE NONSBERG-ULTENTAL PERIDOTITES AS NATURAL LABORATORY

Meisel, T. ¹, Braga, R. ² & Morten, L. ²

¹ General and Analytical Chemistry, University of Leoben, Franz-Josef-Strasse 18, A-8700 Leoben, Austria

² Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna, Italy

e-mail: thomas.meisel@mu-leoben.at

The Nonsberg-Ultental area is part of the upper Austroalpine domain of the Eastern Alps and consists mainly of pre-Alpine high-P migmatitic gneisses. These crustal rocks contain lenses (up to 10 m thick and tens to hundreds meters long) of mantle-derived peridotites, locally crosscut by garnet-pyroxenites. Petrographic and geochemical data for the peridotites reveal a complex tectono-metamorphic history coupled with significant crustal-derived metasomatism.

The peridotites record the unusual transformation from coarse-grained, high-T Spl-peridotites to fine-grained Grt-peridotites. They carry hydrous phases of metasomatic origin, such as amphibole, chlorite and rare phlogopite. The physical conditions of recrystallization of the coarse-grained type have been estimated at 1100-1230°C and 14-21 kbar. These conditions were attained after the intrusion of melts that gave origin to the pyroxenitic layers. The fine-grained garnet-bearing peridotites give equilibration temperatures of 700-800°C at 25-28 kbar. The presence of amphiboles, which are characterized by a strong LILE/HFSE fractionation, has been related to the interaction between the peridotite and H₂O-rich fluids. These metasomatic fluids probably derive from residual fluids left after crystallization of leucosomes during the migmatization of the host gneisses. In this scenario, the Nonsberg-Ultental peridotites may represent former mantle-wedge material that was subducted in Palaeozoic times and cooled due to incorporation in a crustal slab and then metasomatized by crustal-derived fluids.

The high concentrations of platinum group elements (PGE) in peridotites relative to the surrounding crustal material, make the distribution patterns to robust and valuable geochemical tools for the interpretation of the mantle composition and evolution. As Os is one of the PGE its isotopic composition, which is variable due to the radiogenic decay of Re, has contributed significantly to our understanding of the history of the subcontinental mantle. The goal of this work is to understand the influence of metamorphic and metasomatic processes on the PGE distribution and to test how far the Re-Os isotopic system remained a closed system. The petrographically well-studied Nonsberg-Ultental peridotites are thus the ideal field laboratory to test the robustness of the PGE and the Re-Os isotope system. The results will help us to better understand the composition and the evolution of the mantle below the Alps.

PILOT COMPRESSION STUDY OF ALBITE GLASS AND H₂O SATURATED ALBITE MELT

Mirwald, P. W.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität. Innsbruck, Innrain 52, A-5020 Innsbruck, Österreich
e-mail: peter.mirwald@uibk.ac.at

A very recent experimental re-examination of the high-pressure reaction albite = jadeite + quartz in presence of traces of H₂O has revealed that the reaction boundary is characterised by two inflections at 19 kbar/700°C and 27 kbar/1000°C of which the first one is strikingly pronounced (MIRWALD, 2005a). The occurrence of these inflections may be related to anomalous PVT behaviour of H₂O (MIRWALD, 2005b). However, the very pronounced form of the inflection at 19 kbar allows to infer that further property changes of the participating phases might be involved. One striking fact is that the onset of the low/high albite (order-disorder) transformation boundary is intersecting the albite breakdown boundary at these P-T conditions. Furthermore, the small amount of H₂O present in these experiments implies that small amounts of hydrous melt occur. Therefore, an anomalous PVT behaviour of the albite melt as a contributing factor to this 19 kbar inflection was taken into consideration.

To explore the relevance of this hypothesis piloting isothermal compression experiments on dry albite glass were performed in the temperature range between room temperature and 700°C up to 25 kbar, and on H₂O saturated albite melt between 700 – 800°C and 7 – 30 kbar. The experiments were performed with a piston cylinder apparatus (1/2 inch vessel) using conventional salt cell assemblies and 50 - 80 mg samples. The compression behaviour was monitored by DPA technique (MIRWALD, 2005b).

The piloting experiments performed indicate anomalous compression behaviour of the glass and melt as well at 16-17 kbar, thus suggesting an almost temperature independent P-T course of this phenomenon. IR spectroscopy of quenched samples shows significant changes in the band range 600 to 1200 cm⁻¹. Although the effects observed in the albite glass from runs below 700°C might be attributed to a meta-stable phenomenon, the observations obtained in the stability field of the hydrous liquid rather speak in favour of a stable effect. This interpretation seems supported by the melting curve of dry and of “slightly wet” albite (BOYD & ENGLAND, 1963) and BÖTTCHER et al., 1982). A pronounced increase in curvature of the melting boundary in the pressure range between 15 and 20 kbar might be an indication for a triple point topology between albite and two structurally different melts.

References

- BÖTTCHER, A.L., BURNHAM, C.W., WINDOM, K.E. & BOHLEN, S.R. (1982): *J. Geol.*, 90, 127-138.
BOYD, F.R. & ENGLAND, J.L. (1963): *J. Geophys. Res.* 68, 311-323.
MIRWALD, P.W. (2005a): Abstract, 7th Int. Eclogite Conference 2005, Seggau, Austria.
MIRWALD, P.W. (2005b): *Europ. J. Mineral.*, in press.

ERGEBNISSE ROHSTOFFGEOLOGISCHER BASISUNTERSUCHUNGEN VON AUSGEWÄHLTEN MARMORVORKOMMEN IN ÖSTERREICH UND ANWENDUNG VON SR-ISOTOPIE

Moshhammer, B.¹ & Schuster, R.¹

¹Geological Survey, Neulinggasse 38, 1030, Vienna, Austria
e-mail: bmoshammer@geologie.ac.at; rschuster@geologie.ac.at

Ziel der durchgeführten Studie war es, österreichweit eine vergleichbare Basis für die als hochwertige Industrierohstoffe in Frage kommenden Gesteinseinheiten an metamorphen und nichtmetamorphen Dolomiten und Kalksteinen überblicksmäßig und durch näher untersuchte Vorkommen zu schaffen. Im Vergleich mit bereits für die Füllstoffproduktion verwendeten Marmorvorkommen, wie dem Weißensteiner Marmor in Gummern und dem Sallamarmor, wurden nach den Parametern der Lage, der Quantität, chemischer Reinheit und Weiße eine Auswahl an geologischen Einheiten nach fachlichen Informationen sowie passenden Standorten, beispielsweise von ehemaligen Abbauen, getroffen. Es wurden Handstücke von möglichst reinen und weißen sowie der als durchschnittlich gewerteten Qualität genommen, die anhand von Dünnschliffen untersucht und weißmetrisch und geochemisch analysiert wurden (MOSHAMMER, 2000 cum lit.). Resultierend erfolgte eine petrographische Typisierung der untersuchten Gesteinsformationen und eine Einteilung nach dem industriellen Nutzungspotential anhand der analysierten Parameter – Weißgrade, Anteil nichtkarbonatischer Bestandteile, Kalk-/Dolomitverteilung – sowie im Hinblick auf Lage und Ausdehnung.

Obwohl dem Projekt wissenschaftliche Zielsetzungen nicht zugrunde lagen, wurde beispielsweise für ein Profil der intensiv untersuchten Sölker und Gumpeneckmarmore das sedimentäre Ablagerungsmilieu diskutiert (LELKES-FELVARI et al., 1999).

An mehr als 30 Proben wurde bisher auch die Sr-Isotopie gemessen. Marmore aus dem Gold-eck-, Gaugen-, Millstatt- und Wölz-Komplex zeigen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Werte von >0,7085. Mehr als 10 Werte aus den Brettstein (Salla) Marmoren des Rappold (Preims) Komplexes liegen hingegen zwischen 0,70799 und 0,70829. Die so charakterisierten Marmore liefern ein zusätzliches Argument für die Erfassung der räumlichen Verteilung des Rappold Komplexes. Im Vergleich mit der phanerozoischen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Entwicklungskurve des Meerwassers ist für die Brettstein Marmore ein Sedimentationsalter zwischen 390-394 Ma (mittleres Devon) oder 347-369 Ma (oberstes Devon bis unteres Karbon) sehr wahrscheinlich.

References

- LELKES-FELVARI, G., LOBITZER, H. & MOSHAMMER, B. (1999): Beiträge zur Petrologie, Geochemie und Weißmetrik des Sölker und Gumpeneck-Marmors (Niedere Tauern, Steiermark).- Abh. Geol. B.-A., 56/1, 213-228, Wien.
- MOSHAMMER, B. (2000): Weißmetrisch und chemisch charakterisierte Kalkstein-, Marmor- und Dolomitvorkommen Österreichs.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 43, 94 - 95, Wien.

SUBDUCTION, SLAB DETACHMENT AND MINERALIZATION: THE NEOGENE IN APUSENI MOUNTAINS AND CARPATHIANS

Neubauer F¹, Lips A.², Kouzmanov K.³, Lexa J.⁴, & Ivășcanu, P.^{3,5}

¹ Department of Geography, Geology and Mineralogy, University of Salzburg, A-5020 Salzburg, Austria.

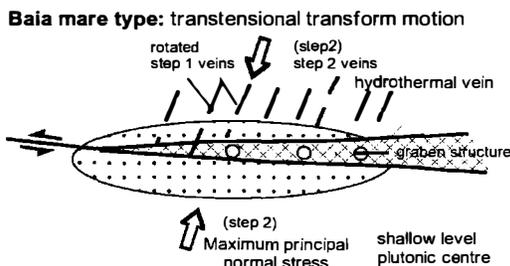
² Mineral Resources Division, BRGM, av. C. Guillemin, F-45060 Orléans cedex, France

³ Isotope Geology and Mineral Resources, Department of Earth Sciences, ETH, CH-8092 Zürich, Switzerland

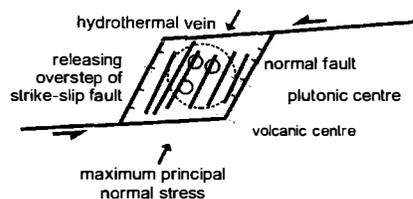
⁴ Slovak Geological Survey, Mlynská dolina 1, SKO-81704 Bratislava, Slovakia

⁵ Romanian Geological Survey, Caransebes Street 1, RO-79 678 Bucharest 32, Romania

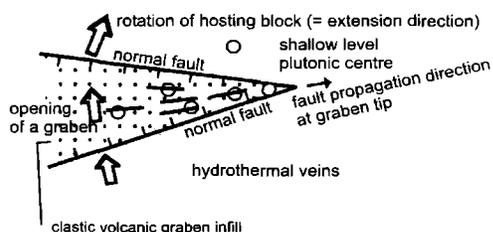
The Inner Carpathians comprise several distinct Neogene late-stage orogenic Pb–Zn–Cu–Ag–Au ore districts. The mineral deposits in these districts are closely related to volcanic and subvolcanic rocks, and represent mainly porphyry and epithermal vein deposits, which formed within short periods of time in each district. Here, we discuss possible geodynamic and structural controls that suggest why some of the Neogene volcanic districts



West Carpathian type: releasing overstep in wrench corridor



Apuseni type: magma and fluid channelling by rotation-induced extension



within the Carpathians comprise abundant mineralization, while others are barren. The Neogene period has been characterized by an overall geodynamic regime of subduction, where primary roll-back of the subducted slab and secondary phenomena, like slab break-off and the development of slab windows, could have contributed to the evolution, location and type of volcanic activity. Structural features developing in the overlying lithosphere and visible in the Carpathian crust, such as trans-tensional wrench corridors, block rotation and relay structures due to extrusion tectonics, have probably acted in focusing hydrothermal activity. As a result of particular events in the geodynamic evolution and the development of specific structural features, mineralization formed during fluid channelling within trans-tensional wrench settings and during periods of extension related to block rotation (Fig. 1).

Fig. 1. Generalized models of the geodynamic control of late-stage orogenic systems. a – Slab window and extension (Apuseni type). b – Magma and fluid channelling by intersection of a transform fault and volcanic chain (Baia Mare type). c – Wrench corridor type of magma and fluid channelling (West Carpathians type).

**VARISCAN, LATE VARISCAN OR EARLY ALPINE TECTONOTHERMAL
EVOLUTION OF THE CENTRAL GRAYWACKE ZONE, AUSTRIA: NEW
INSIGHTS FROM $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ MICA DATING**

Neubauer, F. & Handler, R.

Department of Geography, Geology and Mineralogy, University of Salzburg,
Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg, Austria
e-mail: Franz.Neubauer@sbg.ac.at

Based on K-Ar and Rb-Sr dating of fine-grained white mica, central sectors of the Graywacke Zone exposing mainly Lower Palaeozoic rocks are considered to have been overprinted by pervasive Early Alpine, Cretaceous-aged metamorphism reaching greenschist facies metamorphic conditions. The metamorphic overprint is intimately associated with NW-directed ductile shear due nappe stacking. On the other hand, structural studies and scarce geochronological data demonstrate the pre-Late Permian age of Variscan orogenesis, particularly of ductile deformation within greenschist metamorphic conditions. The exact age and extent of pre-Alpine and Early Alpine metamorphic overprint remained uncertain. Furthermore, some models claimed even Late Alpine metamorphic overprint close to the Tauern Window.

To resolve these questions, we performed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white mica from pervasively foliated phyllites with relatively simple, single-stage fabrics exposed along a N-S section of central sectors of the Graywacke Zone south of Salzburg city. The results are as follows. (1) Phyllites close to the Tauern Window, distant to overlying Permian-Triassic successions of the Tauern window, yield an age of ca. 240 Ma, i.e. earliest Triassic. (2) Phyllites close to upper, northern margins of the Graywacke Zone give ages between ca. 98 and 116.0 ± 0.6 Ma.

In a preliminary model and consistent with structural results, particularly Permian to Early Triassic graben formation at the structural base of the overlying Northern Calcareous Alps, we interpret the 240 Ma age to record ductile shear during Late Permian to Early Triassic extension of the of Graywacke Zone basement, which overprints an earlier stage of Variscan (ca. 300 Ma) metamorphism. This succession of the combined Graywacke Zone and structural base of the Northern Calcareous Alps underwent Early Cretaceous, ca. WNW-/NW-directed ductile shear during nappe stacking. These new Early Cretaceous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages are slightly older than elsewhere in the Graywacke Zone and also significantly younger than $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ feldspar ages (ca. 143 Ma) reported from Juvavic units of the Northern Calcareous Alps. Together with other existing data, the new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages demonstrate the polyphase nature of metamorphic overprint on the Graywacke Zone basement and the need to combine geochronological dating with detailed structural work.

GRANULITE FACIES METAMORPHISM IN THE PARE AND USAMBARA MOUNTAINS, NE-TANZANIA

Oberwalder, S.¹, Hauzenberger, C.A.¹, Hoinkes, G.¹, Makene, C.K.² & Muhongo, S.³

¹Institute of Earth Sciences, Mineralogy and Petrology, Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria

²Geological Survey of Tanzania, Dodoma, Tanzania

³University of Dar es Salaam, Dar es Salaam, Tanzania

E-mail: stefan_49@gmx.net

The Pare and Usambara Mountains are located in North-eastern Tanzania and are part of the north south trending Mozambique Belt. The Mozambique Belt on his part belongs to the East African Orogen, which ranges from the Sinai Peninsula to Antarctica. It was formed during the collision between East Gondwana and West Gondwana and consists of the Arabic Nubic Shield in the north and the Mozambique Belt in the south.

The Pare and Usambara Mountains can be subdivided into 3 mountain ranges: (1) the Northern Pare Mountains which are characterized by east dipping foliation planes and north - south directed faults, (2) the Southern Pare Mountains which are also characterized by east dipping foliation planes and northwest - southeast directed faults and (3) the Usambara Mountains which show east dipping foliation planes and north - south and northwest - southeast directed faults.

The most common rock types in these areas are Grt-Cpx-Opx granulites (enderbites), Grt-Px gneisses, migmatites, amphibolites, as well as rare occurrences of metapelites, meta-ultrabasites, quartzites, calcsilicates, pegmatites and anorthosites. Petrographic observations indicate a two-phase garnet growth in Grt-Px granulites as well as in metapelites. In a metapelitic sample the two stage garnet growth is seen by an inclusion-poor core, surrounded by a concentric sillimanite-rich zone and again an inclusion-poor rim. In Grt-Px-bearing granulites the two stage garnet growth is indicated by inclusion-poor cores and inclusion-rich rims. Although the petrographical observations clearly show the two-phase nature of garnet, garnet core and rim compositions are similar as a result of the fast diffusion rates of elements at granulite facies conditions.

P/T calculations on migmatites and enderbites of the Usambara Mountains indicate peak temperatures around 800°C and pressures of ca. 10 – 12 kbar. From other studies in the Pare and Usambara mountains (APPEL et al., 1998) and Taita Hills (HAUZENBERGER et al., 2005) a slow isobaric cooling period could be determined. The prograde path is still debated but most likely not the result from a magmatic assisted geodynamic setting.

References

- APPEL, P., MÖLLER, A. AND SCHENK, V., 1998. *J. Metamorphic Geol.*, 16, 491-509.
HAUZENBERGER, C.A., BAUERNHOFER, A., HOINKES, G., WALLBRECHER, E., MATHU, E., 2005a *J. Afri. Earth Sci.*, 40, 245-268.

DER KALKTUFF VON THIERSEE (TIROL) IM VERGLEICH MIT ANDEREN HOCHPORÖSEN KARBONATISCHEN NATURBAUSTEINEN

Obojes, U.¹, Unterwurzacher, M.¹ & Mirwald, P.W.¹

¹Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Institut für Mineralogie und Petrographie,
Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck
e-mail: Ulrich.Obojes@uibk.ac.at

Eine Vielzahl historischer Gebäude des alpinen Raumes, wie insbesondere Kirchen, Burgen und Klöster, wurden aus Naturstein errichtet. In den meisten Fällen wurden regional vorkommende Gesteine abgebaut und als Baumaterial verwendet. Bevorzugt wurden hierbei leicht zu bearbeitende und optisch ansprechende Gesteine für Architekturelemente, beispielsweise für Säulen, Pilaster, Gesimse und Ecksteine.

Im Rahmen dieser Untersuchung werden die petrophysikalischen Eigenschaften von drei hochporösen, karbonatischen Gesteinen miteinander verglichen:

- i) der holozäne Kalktuff von Thiersee (Tirol)
- ii) die triassische Rauhacke von Grins bei Landeck (Tirol) und
- iii) die triassische Rauhacke von Müstair im Münstertal (Schweiz)

All diese Gesteine waren regional sehr geschätzte Bausteine und weisen, obwohl sie teilweise bereits hunderte von Jahren diversen Witterungseinflüssen ausgesetzt sind, nur geringe Schadensbilder auf. Diese Beobachtung war ausschlaggebend für die petrophysikalische Untersuchung der vorliegenden Naturbausteine.

Frost-Tau-Zyklen und Feuchte-Trocken-Wechsel stellen im alpinen Raum die stärksten zerstörerischen Faktoren für Bauwerke aus Naturstein dar. In einem ersten Schritt wurden verschiedene petrophysikalische Eigenschaften dieser Naturbausteine ermittelt, wie die mineralogische und texturale Zusammensetzung, das Verhalten bei Wasseraufnahme und bei Wasserabgabe sowie das Verhalten bei Frost-Tau-Wechseln. Untersuchungen bezüglich des Verhaltens der Gesteine bei atmosphärischer Exposition und Messungen der Porosität mittels BET und Hg-Porosimetrie sind in Bearbeitung. Der Kalktuff von Thiersee weist demnach eine Gesamtporosität von 48,8%, einen durchschnittlichen kapillar aktiven Porenradius von 10,32 μm und ein kapillares Wasseraufnahmevermögen (A-Koeffizient) von 26,0 $\text{kg/m}^2 \cdot \text{h}^{1/2}$ auf. Die Rauhacke von Grins weist eine Gesamtporosität von 21,1% auf. Der durchschnittliche kapillar aktive Porenradius liegt bei 3,86 μm , der A-Koeffizient beträgt 6,0 $\text{kg/m}^2 \cdot \text{h}^{1/2}$. Die Rauhacke von Müstair kommt nach ersten Untersuchungen auf 15,5% Gesamtporosität, einen durchschnittlichen kapillar aktiven Porenradius von 6,34 μm und einen A-Koeffizienten von 0,6 $\text{kg/m}^2 \cdot \text{h}^{1/2}$.

Ein erster Datenvergleich zeigt, dass der Tuff generell eine höhere kapillare Wasseraufnahme und einen höheren durchschnittlichen Porenradius aufweist als die untersuchten Rauhacken. In welcher Art und Weise die verschiedenen petrophysikalischen Daten mit der guten Verwitterungsresistenz der Materialien in Verbindung zu setzen sind, muss durch weitere Untersuchungen geklärt werden.

**PETROPHYSIKALISCHE UND MATERIALTECHNISCHE UNTERSUCHUNGEN
AN HISTORISCH BEDEUTENDEN BAUSTEINEN UND IHR VERHALTEN BEI
BRANDEINWIRKUNG**

Obojes, U.¹, Tropper, P.¹, Saxer, A.² & Mirwald, P.W.¹

¹Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Institut für Mineralogie und Petrographie,
Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

²Fakultät für Bauingenieurwesen, Institut für Baustoffe und Bauphysik,
Universität Innsbruck, Technikerstrasse 13, A-6020 Innsbruck
e-mail: Ulrich.Obojes@uibk.ac.at

Schäden an historischen Bauwerken können die unterschiedlichsten Ursachen haben. Durch Umweltbelastung, Verwitterung, unsachgemäße Eingriffe in die Bausubstanz und mangelnde Baupflege können die Bauwerke erhebliche Schäden erleiden. Eine weitere Gefahr für die historische Bausubstanz stellen Großbrände dar. Gesteinsphysikalische Veränderungen, hervorgerufen durch die starke Hitzeentwicklung, tragen oft zu einer Stabilitätsverringerung des Baumaterials bei.

Um die Bauwerke nach einer Brandeinwirkung restaurieren und sichern zu können, ist es notwendig das Verhalten der Naturwerksteine gegenüber einer Schädigung durch Brandeinwirkung zu kennen. Ziel der Untersuchung ist es, relevante petrophysikalische und materialtechnische Parameter von regional häufig verwendeten Naturbausteinen näher zu untersuchen und deren physikalischen und mineralogischen Veränderungen bei Einwirkung eines Brandes festzuhalten. Als Brandtemperatur werden im Labor 200°C, 400°C, 700°C und 1000°C bei einer Branddauer von 6 Stunden angenommen. Die Gesteinsproben werden vor dem Brennen und jeweils nach den Hitzebelastungen mittels Polarisationsmikroskopie, BET, Hg-Porosimetrie, Mikrosonde und XRD näher untersucht. Mit Hilfe von Druckversuchen, Ultraschallmessungen und Bohrhärtemessungen werden weitere relevante materialtechnische Parameter ermittelt. Die gewonnenen Daten aus den Brandexperimenten werden mit schon vorhandenen Daten aus der Literatur und historischen Brandschäden am Bauwerk verglichen.

Diese Untersuchungen sollen zukünftige restauratorische Maßnahmen unterstützen und eine Schadensbeurteilung an den von Bränden in Mitleidenschaft gezogenen historischen Gebäuden erleichtern, denn die Kenntnis der physikalisch-mechanischen Eigenschaften von Natursteinen bildet die Grundlage für Restaurierungs- und Konservierungsmaßnahmen.

METALLOGENIC MAP OF ALBANIA

Onuzi, K., Çina, A., Boshnjaku, B., Bedini, E.

Institut für Geologie, Blloku, Vasil Shanto, Tirana, Albanien
e-mail: onuzi@yahoo.com; al_cina@yahoo.com

The Metallogenic Map of Albania scale 1:200 000, was re-edited in 1999 by the Albanian Geological Survey and Huber Kartographie München based on the previous edition published in 1989. The compilation of this map was based on the Geological Map of Albania and the Tectonic Map of Albania, editions of 1983 and 1985, respectively. The different raw materials (metallic, non-metallic, coals, water etc.) were classified according to genetic types, size, and main morphological features of ore bodies. The metallogeny of Albania is characterized by a diversity of mineralizations conditioned by characteristics of geological structure, stratigraphy and palaeogeographic development, magmatism and mineralization processes. The main tectogenesis are those of Late Hercynian, Jurassic, Cretaceous, Eocene, Oligocene, Burdigalian-Tortonian, Miocene and up to Late Pliocene. The earliest igneous activity recorded is of Paleozoic age and represented by basaltic and andesitic volcanism and by monzonite-syenite and granodioritic intrusives with weak polymetallic mineralization. Basaltic and intermediate to acid volcanics and associated mercury and polymetallic mineralizations are related to early continental rifting during the Lower-Middle Triassic. The Lower Jurassic pre-ophiolitic igneous activity (basaltic) is characterized by volcano-sedimentary Fe-Cu-sulphur mineralization.

Jurassic ophiolitic magmatism is the most prominent. The metallogeny of the ophiolite complexes is conditioned by their basic-ultrabasic character and the presence of two ophiolite types; Ti-rich MORB (western belt) and Ti-poor supra-subduction zone (SSZ; eastern belt) magmatism. The ophiolites contain chromite mineralizations (mainly metallurgic type) and hydrothermal metasomatic and volcano-sedimentary Fe-Cu (partly also Zn, Pb, Au) sulphur mineralizations. PGE mineralizations (related to chromites and Ni-sulphides), Fe-Ti, Ni-sulphides, arsenates, asbestos, talc, hydrothermal magnesite, laterite Ni-silicate and iron nickel mineralizations are also present. Other relevant industrial minerals in Albania include: olivinites, barite, fluorite, realgar-orpiment, zeolites, bauxites, phosphorites, evaporites (gypsum, anhydrite, salt) of Paleozoic and Miocene age, coal (Oligocene and Tortonian), natural bitumen, decorative stones (marble, limestone, gabbro, troctolite), chromite, ilmenite and garnet placers. The country has also many thermal mineral water springs and resources of drinking water.

QUARZ UND CRISTOBALIT AUS ALLCHAR ALS MONITORE FÜR KOSMOGENES ²⁶Al

**Pavicevic, M. K.¹, Cvetkovic, V.², Amthauer, G.,¹ Bieniok, A.¹, Boev, B.³, Brandstätter,
F.⁴ & Prohaska, T.⁵**

¹Abteilung Mineralogie und Materialwissenschaften, Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 Salzburg

²Fakultät für Bergbau und Geologie, Universität Belgrad, Djusina 7, SCG-11000 Belgrad

³Fakultät für Bergbau und Geologie, Goce Delcev 89, MK-32000 Stip,

⁴Naturhistorisches Museum, Abteilung Mineralogie und Petrologie, Burgring 7, A.1010 Wien

⁵Institut für Chemie, Abteilung Analytische Chemie – BOKU, Mutgasse 18, A-1190 Wien

email: Georg.Amthauer@sbg.ac.at

Die Sb-As-Tl-Au-Lagerstätte Allchar befindet sich in Süd-West Teil von Mazedonien an der Grenze zu Griechenland. Wir haben eine ausführliche Untersuchung mit verschiedenen komparativen und komplementären Methoden, wie z.B. OM, XRD, SEM, SEM-EDX, EPMA, ICP-MS, AMS, etc. an Quarz und Cristobalit aus Allchar durchgeführt, um deren Eignung als Monitore für kosmogenes ²⁶Al und somit als Indikatoren für Erosionsraten zu testen. Es wurden An- und Dünnschliffe untersucht sowie Pulver von reinstem Quarz und Cristobalit, die nach Handseparation chemisch behandelt wurden, um geringste Verunreinigungen durch Fremdphasen zu entfernen. Bei dem Gestein handelt es sich um einen andesitischen Vulkanit mit porphyrischer Struktur und Fließgefüge, der von hydrothermalen Quarzgängen durchsetzt ist.

Vom Quarz wurden zwei genetisch verschiedenen Typen gefunden: (i) Q_v – vulkanischer Quarz und (ii) Q_H – hydrothermale Quarz. Der hydrothermale Quarz korreliert mit der Allchar Sb-As-Tl-S Mineralisation (Sb: 85-785 ppm, As: 7.6-78 ppm) im Gegensatz zu Cristobalit (Sb: 2.3 ppm, As: 1.6. ppm und Tl: 1.1 ppm). Der hydrothermale Quarz ist angereichert an Li, Al und Ti (Li: 129-138 pmm, Al: 2424-2520 ppm, Ti: 153-219 ppm), während die gleichen Elemente im Cristobalit andere Konzentrationen zeigen (Li: 2.3 ppm, Al: 3295 ppm und Ti: 760 ppm). Cristobalit hat deutlich höhere SEE-Konzentrationen (z.B. La: 17 ppm, Ce: 45 ppm, Pr: 4.3 ppm etc.) als Quarz (z.B. La: 0.6 ppm, Ce: 1.3 ppm, Pr: 0.12 ppm etc.).

Aufgrund von petrologischen Beobachtungen und Felduntersuchungen ist der hydrothermale Quarz sehr wahrscheinlich bei niedrigen Temperaturen (etwa 300 °C) entstanden, der vulkanische Quarz bei höheren Temperaturen (etwa 800 °C) und Cristobalit zwischen 800 und 1000 °C, wobei eine schnelle Abkühlung der Vulkanite stattgefunden hat. AMS-Messungen des ²⁶Al im Quarz von Allchar waren erfolgreich für die Bestimmung der Erosionsrate in einem Zeitraum von 5 My [1]. Cristobalit könnte ebenfalls ein potentieller Monitor für die Bestimmung des ²⁶Al und damit von Erosionsraten sein.

[1] PAVICEVIC, M. K. et al. (2003): AMS measurements of ²⁶Al in quartz to asses the cosmic ray background for geochemical solar neutrino Experiment LOREX. Int. Conf. AMS-9, Nagoya 2002, Japan.. Suppl. Nucl. Instr. and Meth. B (in press).

DIE UNTER ANLEITUNG VON CORNELIO DOELTER VERFASSTEN DISSERTATIONEN ALS TEIL SEINES WISSENSCHAFTLICHEN ERBES

Pertlik, F.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Geozentrum
Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich
e-mail: franz.pertlik@univie.ac.at

Da bis heute noch keine Zusammenstellung der von den Schülern Doelters verfassten Dissertationen einschließlich der persönlichen Daten dieser Dissertantinnen und Dissertanten vorhanden ist, erscheint ein kleiner diesbezüglicher Beitrag als Ergänzung zur Biographie Cornelio Doelters notwendig. Das Lebenswerk Doelters kann sowohl als Auslöser als auch als bahnbrechender Impuls für die Entwicklung der Mineralogie von einer phänomenologischen zu einer experimentellen Wissenschaft bezeichnet werden [1]. In einer von Fischer [2] verfassten Biographie wurde sehr umfassend das Leben und das wissenschaftliche Werk Doelters behandelt und ein komplettes Verzeichnis seiner Veröffentlichungen angeschlossen, Hinweise auf seine Schüler wurden in diesem Artikel jedoch nicht gegeben.

Cornelio Doelter (* 6.9.1850, Arroyo, Puerto Rico; † 8.8.1930, Kolbnitz, Kärnten) studierte an den Universitäten Freiburg im Breisgau und Heidelberg und habilitierte sich an der Universität Wien als Dozent für Geologie (21.7.1875). Mit allerhöchster EntschlieÙung Seiner k.u.k. Apostolischen Majestät vom 27.4.1876 wurde er zum a.o. Professor für Mineralogie und Petrographie an die Universität Graz berufen und mit 22.4.1883 zum Ordinarius für diese Fächer ernannt. Im Jahre 1907 folgte er einem Ruf an die Universität Wien, an der er als Ordinarius die Leitung des Mineralogischen Museums, heute Institut für Mineralogie und Kristallographie, übernahm (Dekret des Ministeriums für Kultus und Unterricht vom 24.7.1907). 1921 trat er in den Ruhestand.

Die unter der Patronanz Doelters an den Universitäten Graz und Wien erarbeiteten Dissertationen wurden chronologisch erfasst, darüber hinaus für Graz auch noch jene, für die Doelter als "Zweitbegutachter" vom Professorenkollegium der philosophischen Fakultät nominiert wurde.

Zu bemerken ist, dass entsprechend der Rigorosen-Ordnung für die Universitäten der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder vom 15. April 1872 für die philosophischen Fakultäten die Vorschrift galt, zur Erlangung des Titels eines Dr. phil. von den Kandidaten die Vorlage einer wissenschaftlichen Abhandlung und die Ablegung zweier strenger Prüfungen (Rigorosen) zu verlangen. Mit der Beurteilung der Abhandlung und Abnahme der Prüfungen wurden jeweils ordentliche Professoren vom Professorenkollegium betraut.

Literatur

[1] LEITMEIER, H. (1957): Cornelio Doelter. Der Begründer der physikalisch-chemischen Mineralogie. – Österr. Naturforscher, Ärzte und Techniker (F. Knoll, Hsbg., i. A. d. Österr. Akad. Wiss.). Verlag der Gesellschaft für Natur und Technik, Wien, 64-66.

[2] FISCHER, W. (1971): Cornelio Doelter (1850-1930). – Mitt. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, 41, 217-253. (Mit Verzeichnis der Veröffentlichungen).

THE POLYMETAMORPHIC EVOLUTION OF THE AUSTRALPINE INNSBRUCK QUARTZPHYLLITE COMPLEX

Piber, A. & Tropper, P.

Faculty of Geo- and Atmospheric Sciences, Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck,
Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria
e-mail: peter.tropper@uibk.ac.at

The Innsbruck Quartzphyllite Complex (IQP) is part of the Austroalpine basement nappes north of the Tauern Window. The quartzphyllites from the westernmost IQP contain the mineral assemblage muscovite + plagioclase + quartz \pm chlorite \pm biotite \pm garnet \pm clinozoisite. In the central part of the western IQP garnet-mica-schists with the mineral assemblage muscovite + chlorite + garnet + plagioclase occur. In contrast, the quartzphyllites of the eastern IQP, located in the Zillertal area, contain the mineral assemblage muscovite + albite + quartz + chlorite \pm biotite.

Application of the garnet – biotite thermometer and the garnet – plagioclase – muscovite – quartz barometer, yields temperatures between 470°C and 525°C at pressures ranging from 6.6 to 8.9 kbar for samples from the western IQP underneath the Patscherkofel Crystalline Complex (PCC). Thermobarometric calculations with multi-equilibrium thermobarometry yield pressures of 8.2 – 10.5 kbar and temperatures of 458 – 523°C for the same samples. Based on phengite-chlorite-quartz thermobarometry *P-T* calculations resulted in 500 \pm 50°C and 4.5 \pm 2 kbar for the garnet mica schist of the central part of the western IQP. *P-T* estimates obtained with multi-equilibrium thermobarometry of a biotite-bearing quartzphyllite sample from the eastern IQP range from 3.8 – 5.9 kbar and 296 – 325°C. Lack of biotite in most of the samples of the eastern IQP prohibits calculations of invariant intersections. Consequently, only limiting pressure estimates of 3.5 to 6 kbar in a temperature range of 300 – 400°C, based on the reaction paragonite + celadonite = muscovite + albite + clinocllore + quartz + H₂O, can be obtained. Greenschist intercalations of the eastern IQP contain the mineral assemblage amphibole + biotite + clinozoisite + plagioclase + quartz. *P-T* conditions of 360 \pm 45°C and 5.4 \pm 2.0 kbar, based on the application of multi-equilibrium thermobarometry, were obtained.

Geochronological data indicate a polymetamorphic evolution of the IQP, namely a Permian and an Eo-Alpine metamorphic overprint; this is also in agreement with discontinuous chemical zoning in minerals such as plagioclase from the western IQP. In the eastern IQP, geochronological data also point to a pervasive Permian metamorphic event and local Eo-Alpine re-juvenation. Based on microstructural evidence and the low temperature nature of the Eo-Alpine metamorphic overprint, it is thought that the *P-T* data from the eastern IQP therefore represent the Eo-Alpine metamorphic overprint. In contrast, geochronological data and thermobarometric data indicate that the Permian event is mainly manifested in the garnet-mica-schists in the central parts of the western IQP.

**MIXED VALENCE COMPOUND MELONJOSEPHITE $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_2$:
STRUCTURE AND ^{57}Fe MÖSSBAUER SPECTROSCOPY**

**Redhammer, G.J.^{1,2}, Tippelt, G.¹, Bernroider, M.¹, Lottermoser, W.¹,
Amthauer, G.¹ & Roth, G.²**

¹Division Mineralogy and Material Science, University of Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 Salzburg,
Austria

²Institute of Crystallography, University of Technology, Aachen, Jägerstr. 17/19, D-52056 Aachen, Germany
e-mail: guenther.redhammer@sbg.ac.at

Melonjosephite was described first in [1] and its structure determined later on in [2]. However, no anisotropic refinement has so far been given and the valence state of iron is undefined, even if it was stated that ferric and ferrous iron are distributed among the two octahedral M sites. For a complete characterisation of the compound studied, we have used (i) sample material from the type locality Angarf-Sud [1] and (ii) synthetic crystals grown in a hydrothermal experiment (600°C, 0.4 GPa, NNO solid state buffer). Temperature dependent X-ray diffraction (80 K – 300 K) and ^{57}Fe Mössbauer spectroscopic (80 K – 500 K) investigations were performed in order to shed more light on this complex iron phosphate.

Melonjosephite shows *Pbam* symmetry, lattice parameters $a = 9.537(1)$ Å, $b = 10.839(1)$ Å, $c = 6.374(1)$ Å, $Z = 4$. A prominent feature of the structure is a linear chain of edge-sharing M1 octahedra aligned parallel the *c*-axis. Within this chain the average Fe(1)-O bond length is 2.076(2) Å. The octahedra are highly distorted in terms of the quadratic octahedral angle variance (OAV = 68.4°). An interesting feature are alternating short (2.968(1) Å) and long (3.406(1) Å) Fe-Fe interatomic distances within the infinite chain. Symmetry equivalent M(1)-site chains are cross-linked along the *a*-axis by edge-sharing dimers of $\text{Fe}(2)\text{O}_6(\text{OH})_2$ composition. The two Fe(2) octahedra, forming the dimer, exhibit an average Fe(2)-O bond length of 2.056(2) Å, the polyhedral distortion of this M(2) site is by far smaller than the one of the M(1) site. The interatomic Fe-Fe distance within the dimer is 3.220(1) Å. At both sites the average Fe-O bond lengths suggest a mixed occupation with Fe^{2+} and Fe^{3+} .

This assumption is proofed by the ^{57}Fe Mössbauer spectrum collected at 80 K. Four different subspectra, two for Fe^{2+} and two for Fe^{3+} , have to be used to adequately model the experimental spectrum at low temperature (80 K). Relative area ratios show that (i) about half of the iron is in the trivalent state and that (ii) Fe^{2+} and Fe^{3+} are equally distributed among both sites. At temperatures $T > 250$ K additional resonance absorption appears, which without doubt has to be ascribed to thermally induced fast electron hopping between Fe^{2+} and Fe^{3+} . The spectral signatures of this $\text{Fe}^{2.5+}$ becomes very evident at temperatures above 400 K where single peaks develop instead of broad absorption shoulders.

References

- [1] FRANSOLET, A.-M. (1973): Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 1973, 135 - 142.
- [2] KAMPF, A.R., MOORE, P.B. (1977): Am. Mineral. 62, 60 - 66.

THERMAL EVOLUTION OF AN EXTENSIONAL DETACHMENT AS CONSTRAINED BY ORGANIC METAMORPHIC DATA AND THERMAL MODELING: GRAZ PALEOZOIC NAPPE COMPLEX (EASTERN ALPS)

Rantitsch, G.¹, Sachsenhofer, R.F.¹, Hasenhüttl, C.², Russegger, B.³ & Rainer, T.¹

¹Department of Applied Geosciences and Geophysics, University of Leoben, Austria, A-8700 Leoben, Austria

²Library of the University of Leoben, A-8700 Leoben, Austria

³Library of the University of Graz, A-8100 Graz, Austria

e-mail: gerd.rantitsch@notes.unileoben.ac.at

The thermal regime of extensional orogens has been studied mainly by numerical models of shearing along extensional fault zones which were calibrated by thermochronological data. In this contribution we model an extensional detachment within the Eastern Alps by using reliable temperature estimates in a section cutting through a low- to high-grade metamorphic basement, a very low- to low-grade metamorphic cover and a synchronously subsiding collapse basin on top of the section. Following Early Cretaceous nappe stacking, the Eastern Alps were affected by late-orogenic extension during the Late Cretaceous. In the eastern segment of this range a Late Cretaceous detachment exposes a very low- to low-grade metamorphic cover (Graz Paleozoic Nappe Complex, GPNC) above a low- to high grade metamorphic basement. Synchronously, a collapse basin (Kainach Gosau Basin, KGB) subsided on top of the section.

Metamorphism of organic matter within this section has been investigated using vitrinite reflectance data and Raman spectra of extracted carbonaceous material. In the southern part of the GPNC vitrinite reflectance indicates a decrease in organic maturity towards the stratigraphic hangingwall. The remaining part of the GPNC is characterized by an aureole of elevated vitrinite reflectance values and Raman R2 ratios which parallels the margins of the GPNC. Vitrinite reflectance in the KGB shows a steep coalification gradient and increases significantly towards the western basin margin. The observed stratigraphic trend in the southern GPNC is a result of deep Paleozoic to Early Cretaceous burial. This maturity pattern was overprinted along the margins by advective heat and convective fluids during Late Cretaceous to Paleogene exhumation of basement rocks. During shearing the fault zone was heated up to ca. 500°C. This overprint is explained by a two-dimensional thermal model with a ramp-flat fault geometry and a slip rate of 1 to 1.5 cm/a. The collapse basin above the detachment subsided in a thermal regime which was characterized by relaxing isotherms.

The reconstructed thermal history resembles the P-T-path of the eastern Greywacke Zone (RANTITSCH et al., *Int. J. Earth Sci.* 93, 959-973, 2004), which represents a detachment of the same age. Therefore, this study underlines the importance of advective heat transfer and convective fluid circulation during late-stage orogenic processes.

PETROPHYSICS – POSSIBILITIES AND LIMITS IN MINERALOGICAL INTERPRETATION

Schleifer, N.

Chair of Geophysics, Dept. Applied Geosciences and Geophysics, Montanuniversität Leoben,
Peter-Tunner-Str. 25, 8700 Leoben, Austria
e-mail: schleifer@unileoben.ac.at

Petrophysical investigations play an important role for the interpretation of geophysical measurements leading to a more accurate subsurface model and formation evaluation. As almost every geophysical method has its origin in mining numerous petrophysical models exist linking the physical behaviour of host rocks with their iron content and dominant ore mineralogy. Although the main part of petrophysical investigations is still carried out for exploration purposes, physical properties of rocks and sediments are nowadays used in vast fields of application, e.g., environmental studies, engineering and groundwater exploration.

The objective of this paper is to give an overview of recent developments in petrophysics concerning the mineralogical analysis of consolidated rocks and sediments. In the context of the improvement of measurement accuracy and technologies a new quality of interpretation has been reached enabling petrophysics to distinguish between clay types and to deliver information about the content of some of the most abundant minerals.

The most relevant parameters for mineralogical analysis are magnetic susceptibility, ultrasonic velocity, thermal conductivity, gamma-ray spectrometry and complex electrical conductivity. As an example quartz has a major influence on the physical properties of rocks. It is a paramagnetic mineral, characterised by a high thermal conductivity and zero response of the imaginary part of complex electrical conductivity.

Recent research in environmental magnetism at the Chair of Geophysics at the University of Leoben (HANESCH & SCHOLGER, 2002) revealed that the magnetic susceptibility of soils and leaves is an indicator for heavy metal contamination and that a linear correlation between this parameter and the content of, e. g. lead, mercury, exists. As a consequence susceptibility mapping is a fast and inexpensive method for the evaluation of spatial distribution of heavy metals.

These examples should give an impression of new possibilities and fields of application for petrophysical investigations. As the main field of research in the petrophysics laboratory at the University of Leoben the development of improved models concerning mineralogical interpretation is one major goal. This of course can only be done in close collaboration with other earth scientists, especially mineralogists.

References

HANESCH, M.& SCHOLGER, R. (2002): Mapping of heavy metal loadings in soils by means of magnetic susceptibility measurements. *Environmental Geology*, 42, 857-870.

METAMORPHIC EVOLUTION OF THE UHP KIMI COMPLEX, EASTERN RHODOPE MOUNTAINS, GREECE

Schneider, Y.¹, Pühr, B.¹, Tirk, H.¹, Krenn, K.¹, Bauer, C.¹, Proyer, A.¹, Mposkos, E.², Perraki, M.² & Hoinkes, G.¹

¹Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Petrology, Karl Franzens University of Graz, Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria

²National Technical University of Athens, 9 Heroon Politechniou St., GR-15780, Zografou, Athens, Greece
e-mail: y.schneider@gmx.at

The Kimi Complex represents the highest tectonostratigraphic unit of the Rhodope Metamorphic Province and consists of orthogneisses, amphibolites, marbles, metapelites, serpentinites and late subvolcanic intrusives. For this unit, an early Alpine ultra high pressure (UHP) history is documented by μm - sized diamond inclusions in garnets from metapelites, but it has been mostly obliterated by the subsequent metamorphic evolution.

Two key areas near the city of Xanthi and Kimi village were investigated in detail and show striking similarities concerning their structural and metamorphic features. The UHP-units were exhumed during dominant SW - directed shearing and folded into a NE - SW striking fold and thrust belt during amphibolite facies metamorphism. Two types of stretching lineations are distinguished in the Kimi Complex: a steep oblique plunging stretching lineation always associated with boudin structures and a second subhorizontal NE - SW lineation, which is responsible for the penetrative tectonic overprinting of both areas. Late discordant aplitic to pegmatoid dyke swarms and the formation of brittle faults parallel and perpendicular to the strike direction of the lithologies deformed the Kimi Complex into phacoid bodies, which contain remnants of the ductile, deformed and folded lithologies. These remnants are surrounded by cataclasites and represent, in combination with pegmatoids, the typical appearance of the Kimi Complex.

An axial plane cleavage developed in the metapelites (grt-ky micaschists) within in the kyanite stability field. Granulite- and amphibolite-facies overprint is predominant; P-T conditions for grt-ky micaschists range from 13 - 18 kbar and 750 - 900 °C.

Metabasites occur mainly as boudins in metagranitoid gneisses and are surrounded by ductile shear zones. The asymmetry of these boudins and shear indicators within the surrounding host rocks suggest a constrictional strain and an additive lateral sinistral component during the formation of the ductile fold belt. The boudins are penetratively overprinted during folding at amphibolite facies conditions and contain remnants of eclogitic and/or granulitic mineral assemblages. Granulitic rocks show medium- to coarse-grained symplectite textures after omphacite, indicating an early eclogite stage. The dominant mineral assemblage consists of cpx (Jd_{15}), hbl, plag, grt, $\pm\text{bt}$, $\pm\text{ky}$, $\pm\text{qtz}$, demonstrating a granulite- to amphibolite facies overprint. Pyroxene often contains amphibole lamellae oriented along the cleavage planes, sometimes accompanied by quartz. Garnets are small (50 - 500 μm), clear and show slight chemical zoning. Relict lenses with zoned pyroxenes (Jd_{40}) with decreasing X_{Jd} towards the rims and omphacite (Jd_{35}) inclusions in kyanite, interpreted as breakdown products of paragonite, indicate temperatures of ca. 800 °C and pressures of more than 20 kbar.

LATE STAGE MINERALIZATION IN THE LEAD-ZINC DEPOSIT BLEIBERG

Schroll, E.¹ & Rantitsch, G.²

¹ Institute of Mineralogy and Crystallography, University Vienna, Althanstrasse 14, A-1090 Vienna, Austria

² Department of Applied Geosciences and Geophysics, University of Leoben, A-8700 Leoben Austria
email: erich.schroll@univie.ac.at

BRIGO et al. (1972) suggested a Triassic (Carnian) age for the carbonate-hosted Pb-Zn deposit at Bleiberg and associated deposits; an age corresponding to that of the host rocks. Sulfur isotope data (SCHROLL & RANTITSCH, 2005) and the discovery of fossil sulfate-reducing bacteria (KUCHA et al. 2005) support this model. Temperatures of the metal-bearing brines were around 100°C as estimated from Ga/Ge thermometry (MÖLLER, 1987).

During burial the ores were heated up to ca. 130°C (RANTITSCH, 2003). Re-mobilization processes during this late diagenetic stage largely depend on the availability of fluids. The dehydration of gypsum containing ~ 20 % H₂O is regarded as an important fluid source. Blue anhydrite of diagenetic origin is a common mineral in evaporitic limestones. At Bleiberg, irregular metasomatic bodies of blue anhydrite are hosted by the lagoonal Wetterstein limestone. Locally, these anhydrite bodies crosscut pre-existing ores.

An ore bearing blue anhydrite sample from the Antoni shaft provides new insight in this late-stage mineralization. The anhydrite is rimmed by coarse grained brownish sphalerite; thus, anhydrite coexisted with sphalerite. The $\delta^{34}\text{S}$ data (anhydrite +18.8 ‰, sphalerite -15.2 ‰) suggest an isotopic equilibrium of the two phases. Gypsum was transformed to anhydrite at temperatures around 60°C (BILO, 1986). According to thermal modelling (RANTITSCH, 2003) this process lasted until the Jurassic. The $\delta^{34}\text{S}$ difference of the sulfur isotopes indicates a precipitation of anhydrite and sphalerite during deep burial of the carbonate platform in the Paleogene.

Bitumen, associated with white, barren dolomite of the Raibl Formation and condensate bearing fluid inclusions in ore minerals (RANTITSCH et al., 1999) are also related to the late-stage mineralization at Bleiberg. The bitumen has a $\delta^{13}\text{C}$ value of -29.9 ‰ (PDB). $\delta^{18}\text{O}$ values of dolomitic host rock (- 6.7‰ PDB) and diagenetic saddle dolomite (-7.1 ‰ PDB) show nearly identical values; saddle dolomite, as well as strontianite and prismatic calcite are typical late-stage minerals at Bleiberg.

Acknowledgements

Financial support of the Austrian Academy of Sciences (Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoffforschung, Vienna) is gratefully acknowledged.

References

- BILO S.M. (1986) *J. Petroleum Geol.*, 10: 73-86.
BRIGO L., et al. (1977) In: KLEMM D.D., SCHNEIDER H.-J (eds). *Time- and Strata- Bound Ores Deposits*. Springer, pp. 273-293.
KUCHA H., SCHROLL E., STUMPFL E. (2005) *Mineral. Deposita*, (in print).
MÖLLER. P. (1987) *Chemical Geology*, 61, 153-159.
RANTITSCH G. (2003) *Mitt.Österr.Geol.Ges.*, 93, 77-85.
RANTITSCH G., et al. (1999) *Mineral. Petrol.*, 65, 141-159.
SCHROLL E., RANTITSCH G. (2005) *Mineral. Petrol.*, 84, 1-18.

**COMPOUNDS IN THE SYSTEM $M^{1+}M^{3+}As_2O_7$ ($M^{1+} = Li, Na, K, Rb, Cs, Ag, Tl, NH_4$;
 $M^{3+} = Al, Ga, In, Sc, Cr, Fe$): NOVEL REPRESENTATIVES AND AN OVERVIEW**

Schwendtner, K.¹ & Kolitsch, U.¹

¹Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien – Geozentrum, Althanstr. 14, 1090 Wien,
Austria
e-mail: a9806858@unet.univie.ac.at

A number of new $M^{1+}M^{3+}As_2O_7$ -compounds were synthesized hydrothermally from $M^{1+}_2CO_3$, $M^{3+}_2O_3$, H_3AsO_4 and H_2O at 220°C (7 d, pH 0.5-2) during an ongoing study of the system $M^{1+}M^{3+}As_2O_7$ ($M^{1+} = Li, Na, K, Rb, Cs, Ag, Tl, NH_4$; $M^{3+} = Al, Ga, In, Sc, Cr, Fe$). The crystal structures of these diarsenates were solved by single-crystal X-ray diffraction; four of the compounds are representatives of two previously unknown structure types.

Isotypic $TlInAs_2O_7$, $RbInAs_2O_7$, $(NH_4)InAs_2O_7$ all crystallize in $P\bar{1}$ ($a = 7.827 / 7.845 / 7.858$, $b = 8.625 / 8.678 / 8.649$, $c = 10.494 / 10.492 / 10.515$ Å, $\alpha = 88.83 / 88.85 / 88.96$, $\beta = 89.98 / 89.93 / 89.94$, $\gamma = 74.38 / 74.31 / 74.34$, $V = 682.1 / 687.5 / 688.0$ Å³, $Z = 4$) and have mixed T-O-framework structures.

$AgScAs_2O_7$ also crystallizes in $P\bar{1}$, but shows a completely different structure ($a = 5.485$, $b = 6.951$, $c = 8.734$ Å, $\alpha = 69.13$, $\beta = 88.15$, $\gamma = 88.14$, $V = 310.91$ Å³, $Z = 2$).

Both of these diarsenates represent new structure types, which are also unknown among the well-studied diphosphates or disilicates. Furthermore, there exists a third triclinic structure type within this system, namely $RbAlAs_2O_7$ (BOUGHZALA et al., 1993), but no new representatives of this type have been found so far.

A larger number of compounds in this system form monoclinic structures. $RbScAs_2O_7$ (SCHWENDTNER & KOLITSCH, 2004), $(NH_4)ScAs_2O_7$ (KOLITSCH, 2004) and $TlScAs_2O_7$ ($P2_1/c$, $a = 7.809$, $b = 10.607$, $c = 8.722$ Å, $\beta = 106.29$, $V = 693.4$ Å³, $Z = 4$) are representatives of the common $KAlP_2O_7$ -type (NG & CALVO, 1973).

$AgGaAs_2O_7$ crystallizes, like the above three diarsenates, in $P2_1/c$ ($a = 7.049$, $b = 8.368$, $c = 9.735$ Å, $\beta = 108.47$, $V = 544.65$ Å³, $Z = 4$) but adopts a different structure type, which was first described by DRISS & JOUINI (1994) for $NaAlAs_2O_7$.

The new compound $LiGaAs_2O_7$ ($a = 6.638$, $b = 8.181$, $c = 4.696$ Å, $\beta = 104.01$, $V = 247.43$ Å³, $Z = 2$) is also monoclinic, but crystallizes in the non-centrosymmetric space group $C2$. This substance is isotypic to $LiFeAs_2O_7$ (WANG et al., 1994), and represents a structure type solely known from arsenates thus far.

FT-IR-spectroscopic studies are under way and will be discussed. Further research addressing possible zeolitic behaviour of these substances as well as their thermal stabilities is planned.

References

- BOUGHZALA, H., DRISS, A. & JOUINI, T. (1993): Acta Crystallogr., C49, 425-427.
DRISS, A. & JOUINI, T. (1994): J. Sol. State Chem., 112, 277-280.
KOLITSCH, U. (2004): Z. Kristallogr. - NCS, 219, 207-208.
NG, H. N. & CALVO, C. (1973): Can. J. Chem., 51, 2613-2620.
SCHWENDTNER, K. & KOLITSCH, U. (2004): Acta Crystallogr., C60, i79-i83.
WANG, S.-L., WU, C. & LIU, S.-H. (1994): J. Sol. State Chem., 113, 37-40.

NOVEL COMPOUNDS IN THE SYSTEM $M^{1+}M^{3+}(\text{HAsO}_4)_2$ ($M^{1+} = \text{Li, Na, K, Rb, Cs, Ag, Tl}$; $M^{3+} = \text{Al, Ga, In, Sc, Cr, Fe}$) – AN OVERVIEW

Schwendtner, K.¹ & Kolitsch, U.¹

¹Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien – Geozentrum, Althanstr. 14, 1090 Wien, Austria
e-mail: a9806858@unet.univie.ac.at

Arsenates tend to form stable framework structures, similarly to phosphates and silicates. While the latter have been studied extensively and are used in a variety of technical applications, arsenates have been somewhat neglected so far although microporous arsenates, with promising zeolite-like properties together with superior thermal stabilities of up to 650 °C, have been reported (e.g. HUANG et al., 1999). Therefore, an extensive study in search of new compounds and structure types in the system $M^{1+}M^{3+}(\text{HAsO}_4)_2$ was initiated. $M^{1+}\text{CO}_3$, $M^{3+}_2\text{O}_3$, H_3AsO_4 und H_2O were used as starting materials for hydrothermal syntheses at 220°C (7 d, pH 0.5-2). The crystal structures of the following new, mixed T-O-framework-compounds were solved by single-crystal X-ray diffraction:

$\text{TlFe}(\text{HAsO}_4)_2$ ($a = 7.346$, $b = 9.148$, $c = 9.662$ Å, $\alpha = 64.89$, $\beta = 70.51$, $\gamma = 69.94$, $V = 538.6$ Å³, $Z = 3$) and $\alpha\text{-CsSc}(\text{HAsO}_4)_2$ (SCHWENDTNER & KOLITSCH, 2004a) crystallize in the triclinic space group $P\bar{1}$. Both compounds are the first arsenates adopting the $(\text{NH}_4)\text{Fe}(\text{HPO}_4)_2$ -structure type which was originally described by YAKUBOVICH (1993). A second Cs-Sc-arsenate, $\beta\text{-CsSc}(\text{HAsO}_4)_2$ (SCHWENDTNER & KOLITSCH, 2004a), is the first arsenate having the monoclinic ($P2_1/c$) structure type of $(\text{H}_3\text{O})\text{Fe}(\text{HPO}_4)_2$ (VENCATO et al., 1989). The monoclinic compound $\text{KSc}(\text{HAsO}_4)_2$ (SCHWENDTNER & KOLITSCH, 2004b) represents a novel microporous structure type with space-group symmetry $C2/c$. The recently synthesized compound $\text{AgGa}(\text{HAsO}_4)_2$ ($a = 7.826$, $b = 10.216$, $c = 8.694$ Å, $\beta = 107.77$, $V = 661.9$ Å³, $Z = 4$) crystallizes in the same structure type.

A further framework structure characterized by a very long c -axis is adopted by the following new hydrogenarsenates: $\text{RbFe}(\text{HAsO}_4)_2$, $\text{RbGa}(\text{HAsO}_4)_2$, $\text{RbIn}(\text{HAsO}_4)_2$, $\text{CsIn}(\text{HAsO}_4)_2$ ($R\bar{3}c$, $a = 8.425 / 8.385 / 8.512 / 8.629$, $c = 54.749 / 53.880 / 56.434 / 56.986$ Å, $V = 3365.5 / 3280.7 / 3541.1 / 3674.7$ Å³, $Z = 18$) are isotypic to $\text{RbFe}(\text{HPO}_4)_2$ (LII & WU, 1994) and represent the first arsenates crystallizing in this rhombohedral structure type.

All these arsenates form microporous mixed T-O-framework structures, which are characterized by intersecting tunnels containing the M^{1+} -cations. Therefore, further studies addressing the ion exchange properties of these novel compounds are planned. Investigations of the thermal stabilities as well as IR-spectroscopic studies will be discussed.

References

- HUANG, Q., ULUTAGAY, M., MICHENER, P. A. & HWU, S.-J. (1999): J. Am. Chem. Soc., 121, 10323-10326.
LII, K.-H. & WU, L.-S. (1994) J. Chem. Soc., Dalton Trans., 1577-1580.
SCHWENDTNER, K. & KOLITSCH, U. (2004a): Acta Crystallogr., C60, i79-i83.
SCHWENDTNER, K. & KOLITSCH, U. (2004b): Acta Crystallogr., C60, i84-i88.
VENCATO, I., MATTIEVICH, E., DE F. MOREIRA, L. & MASCARENHAS, Y. P. (1989): Acta Crystallogr., C45, 367-371.
YAKUBOVICH, O. V. (1993): Kristallogr. 38, 43-48.

EINE STUDIE ZUR AUFLÖSUNG VON METAKAOLINIT IN ALKALISCHER LÖSUNG MITTELS MESSUNG DER KONDUKTIVITÄT

Slavík, R.¹, Bednarík, V.¹ & Vondruska, M.¹

¹ Tomas Bata University in Zlin, Department of Environmental Protection Engineering, 762 72 Zlin, Czech
Republic
e-mail: slavik@post.cz

In hochbasischen Lösungen alkalischer Hydroxyde gehen SiO_2 und Al_2O_3 in Lösung. Dabei entsteht H_3SiO_4^- und $[\text{Al}(\text{OH})_4]^-$, was zum Verbrauch der OH^- Ionen der Lösung führt. Diese Tatsache wurde beim Studium des Auflösungsverhaltens von Metakaolinit in alkalischen Lösungen mittels Messung der Konduktivität eines Gemisches von Metakaolinit und einer wässrigen Lösung mit alkalischen Hydroxiden verwendet. Als Standards wurden reiner Metakaolinit und reine Oxide von SiO_2 und Al_2O_3 benutzt. Aus dem Kaolinit-haltigen mineralischen Rohstoff wurde eine Serie von Proben hergestellt, die bei Temperaturen zwischen 550–950 °C kalziniert wurden. Diese Proben wurden dann in einer hochalkalischen Lösung aus 5 mol.l⁻¹ NaOH aufgelöst. Konduktivitätsmessungen ermöglichten es die Menge von Metekaolinit zu bestimmen, der bei der Kalzinierung entstanden war und bestätigen den Reaktionsablauf der Auflösung von SiO_2 und Al_2O_3 in der NaOH Lösung.

ROMAN CEMENTS: AN OUTLINE OF RAW MATERIALS, PRODUCTION AND USE OF NATURAL CEMENTS IN AUSTRIA

Stingl, K.¹, Mayr, N.² & Weber, J.²

¹Karl Stingl, Bahnhofstrasse 16, A-8054, Graz, Austria

²Institute of Conservation Sciences and Restoration Technology, University of Applied Arts Vienna, Salzgries 14/1, A-1013 Vienna, Austria

e-mail: k.stingl@limeplaster.net, nina.mayr@uni-ak.ac.at, johannes.weber@uni-ak.ac.at

With the beginning of the industrial revolution, many new binding materials were introduced in civil construction. From the middle of the 19th century until about 1890, Roman Cement dominated the market of hydraulic binders. Besides the well known English production of Harwich and Sheppey cements, which were widely exported, and several French production centres, the Austrian-Hungarian Empire was one of the biggest producers. Typical properties of Roman Cement are rapid setting with nearly no shrinkage. This made the material excellent for hydraulic engineering and production of cast elements. A big portion of historic buildings of the “Gründerzeit”-era have decorated facades made of Roman Cement. Main factories were situated in Tyrol, Salzburg and Lower Austria. The cement was produced by calcination of marlstones at about 900 °C. Since, in contrary to Portland cement, the use of pre-mixed raw materials was not possible, the chemical and petrographic composition of the natural stone had to be within a small range. Most used raw materials in Austria were marls from the Upper Cretaceous and the Neogene.

The presentation gives an overview of the predominantly used Austrian deposits and their mineralogical composition. Investigations were done in the marls of the “Haering Beds” in Tyrol, marls of the Gosau Group (Nierental Formation, Piesting Formation) in Lower Austria and Jurassic marls (Schrambach Formation) in Salzburg and Lower Austria. Additionally, data on microstructure and mineralogical composition of cements and the mortars produced from them are presented.

The herein presented data are the results of the project ROCEM which is funded by the European Union. The ROCEM group consists of scientists and restorers from Poland, Slovakia, Germany, England, the Czech Republic, and Austria. The main aims of the project are to achieve a better understanding of Roman Cement as a natural hydraulic binding material and its production on a small scale for restoration purposes.

BESTÄNDIGKEITSEIGENSCHAFTEN UND ANWENDUNG VON ASCHEN- ZEMENT PELLETS ALS ZUSCHLAG FÜR LEICHTBETONSTEINE

Thalhammer, O. A. R.¹, Partlic, G.² & Tauber, K. B.¹

¹ Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Mineralogie & Petrologie, Montanuniversität
Leoben; Austria

² Betontechnik GmbH, Langenwang, Austria
e-mail: thalhamm@unileoben.ac.at

Durch die verstärkte Nutzung biogener Energieträger zur Fern- und Prozesswärmebereitstellung kommt der umweltverträglichen Verwertung der dabei anfallenden Asche eine immer stärker steigende Bedeutung zu. Bisher wurde der größte Teil derartiger Aschen deponiert und gegebenenfalls mit Zementleim verfestigt, um die Mobilität etwaiger umweltrelevanter Schadstoffe einzuschränken.

In dieser Arbeit wird die Wiederverwendung von zementgebundener Flugasche aus der Papier- und Zellstoffindustrie, in Form von Pellets verschiedener Korngröße, als Leichtzuschlag für Beton hinsichtlich der Beständigkeitseigenschaften, des Mikrogefüges der Pellets und des Auslaugungsverhalten untersucht.

Die Aschen sind chemisch durch einen geringeren Gehalt an Al_2O_3 und SiO_2 , MgO liegt zwischen 5 und 6 Gew.% und einem hohen Gehalt an CaO , verglichen mit Aschen aus der Kohleverbrennung (ÖNORM B 3309), gekennzeichnet. Die Gehalte an TOC liegen unter 0.1%, Cl zwischen 540 und 930 ppm, die Schwermetalle (Cd, Pb, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) liegen unter 830 ppm. Die Menge der eingesetzten Flugasche variiert, die Flugasche/Zementmischungen betragen 2.88 bis 4.25, der Wasser/Bindemittelwert variierte zwischen 0.29 und 0.39, während das Wasser/Zement Verhältnis mit 1.5 konstant gehalten wurde. Die Herstellung der Leichtzuschlagskörnung erfolgte mit einem Granulierteller. Die erhaltenen Leichtzuschlagskörner wurde hinsichtlich ihrer Korngrößenverteilung, ihrer Schüttdichte, Kornrohichte, Wasseraufnahme, Trockenschwindung, Kornfestigkeit, und Alkali-Reaktivität untersucht. Die durchschnittliche Schüttdichte der Körnung betrug $820\text{-}920\text{ kg/m}^3$, die Trockenrohichte lag bei $1511\text{-}1576\text{ kg/m}^3$. Die Eigenfestigkeit der Pellets ist, im Vergleich mit anderen Leichtzuschlägen, ausgesprochen hoch, die Endfestigkeit wurde nach etwa 28 Tagen erreicht. Die Alkali-Reaktion kann als sehr niedrig eingestuft werden. Es konnte kein Einfluss der Rezeptur auf die physikalischen Eigenschaften festgestellt werden. Weiters wurde das Mikrogefüge (Porenverteilung, Porenvolumen etc.) und die mineralogische Zusammensetzung, mit Schwerpunkt auf etwaige schwermetallführende Mineralphasen, der Leichtzuschlags-Pellets detailliert mikroskopisch und mittels REM und EMS untersucht. Auslaugungsversuche der in einem Beton gebundenen Leichtzuschlags-Pellets über einem Zeitraum von 180 Tagen erbrachten keine meßbaren Schwermetallkonzentrationen.

Diese Arbeit wurde teilweise vom FWF (FFF Projekt Nr. 804358 und 807704) finanziell unterstützt.

THERMOBAROMETRIC INVESTIGATIONS ON MIGMATITES FROM THE WESTERN AND CENTRAL ÖTZTAL-STUBAI-KRISTALLIN

Thöny, W., Schennach, F., Tropper, P. & Kaindl, R.

Faculty of Geo- and Atmospheric Sciences, Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck,
Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria
e-mail: csab.2351@uibk.ac.at

The pre-Variscan events in the Ötztal-Stubai Crystalline Complex (ÖSCB) are manifested in localized migmatite occurrences in the central ÖSCB (Winnebach migmatite) and the western ÖSCB (Verpeil migmatite, Nauderer migmatite). The migmatite from Verpeil in the Kaunertal, western ÖSCB, is a stromatic migmatite. The observed mineral assemblage is garnet + biotite + plagioclase + K-feldspar + quartz ± muscovite ± cordierite ($X_{Mg}=0.45$). Cordierite rarely occurs within pseudomorphs of biotite + muscovite ± andalusite ± kyanite aggregates suggesting a later breakdown reaction such as cord + K-spar + melt/H₂O = bt + ky. Thermobarometry yields T of ca. 600°C and P of about 6 kbar. These P - T conditions are in very good agreement with the Variscan P - T conditions obtained by TROPPEL & HOINKES (1996) from the southern Kaunertal area and hence are thought to represent the Variscan metamorphic overprint. Based on the textural evidence cordierite is thought to be the only relict of the pre-Variscan metamorphic overprint. The formation of cordierite could be due to a reaction such as bt + sill + qtz = cord + grt + H₂O/melt which requires T of 700-750°C and P of 4.5 and 5 kbar (SPEAR et al., 1999). The Winnebachmigmatite is a "schollen"-migmatite which is characterized by a higher degree of migmatization. The mineral assemblage is garnet [Grt₁ (Alm₇₆Prp₉Grs₄Sps₁₁), Grt₂ (Alm₆₂Prp₅Grs₂₄Sps₉)] + kyanite (two generations, based on fluorescence) + plagioclase [Plag₁ (An₁₇Ab₈₃), Plag₂ (An₅Ab₉₅)] + K-feldspar + biotite + muscovite + chloritoid. The pre-Variscan metamorphic evolution can only be estimated. The observed reaction mus + kfs + qtz + H₂O = L requires at least 650°C and 3.8 kbar (SPEAR et al., 1999). These conditions fit very well with data by HOINKES et al. (1972). Thermobarometric calculations with the assemblage garnet₁ + plagioclase₁ + biotite + kyanite₁ yield P - T conditions of about 530-540°C and 5-6 kbar and are thought to represent the Variscan event. Garnet₂ + plagioclase₂ + kyanite₂ + chloritoid only occur in small microdomains and most likely represent the youngest Eo-Alpine event. The calculations with the Eo-Alpine assemblage yield P - T conditions of 485°C and 8.5 kbar, which agree well with Eo-Alpine P - T estimates from the Austroalpine nappes west of the Tauern Window. The Nauderer migmatite is also a stromatic migmatite and contains the mineral assemblage garnet + biotite + plagioclase + muscovite + quartz. Biotite + kyanite aggregates are interpreted as pseudomorphs after older cordierite. Thermobarometry yields P - T conditions of 580-610°C and 5-6 kbar, which represent the Variscan metamorphic event.

References

- HOINKES, G. et al. (1972): *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 18, 292-311.
SPEAR, F.S. et al. (1999): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134, 17-32.
TROPPEL, P. & HOINKES, G. (1996): *Mineral. Petrol.*, 58, 145-170.

NAYSi₂O₆: A NOVEL INOSILICATE WITH *VIERER* SINGLE CHAINS

Többens, D. M.¹ & Kahlenberg, V.¹

¹Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria
 e-mail: Daniel.Toebbens@uibk.ac.at

The existence of a sodium yttrium silicate with composition NaYSi₂O₆ has been first reported by CERVANTES-LEE (1981). In the course of an ongoing project on the phase relations in the system Na₂O-Y₂O₃-SiO₂ we have been able to determine the crystal structure of this compound from laboratory X-ray powder diffraction data. The symmetry is *P*2₁/*c* with unit cell parameters of *a* = 5.40787(2) Å, *b* = 13.69784(5) Å, *c* = 7.58431(3) Å, β = 109.9140(3)° at 25°C (*Z* = 4). The initial structure determination by simulated annealing using the program FOX was successful in space group *P*2₁. A subsequent analysis of the model by the MISSYM algorithm implemented in the program PLATON revealed an additional *c*-glide plane. Structure refinement with FULLPROF converged to residuals of *R*_{wp} = 7.2, χ² = 2.7, *R*_{Bragg} = 2.9 with an effective reflection / parameter ratio of 10. The structure was found to be a single chain silicate with a periodicity of four. The two symmetry dependent [Si₄O₁₂]-chains in the unit cell are parallel to *c*. A prominent feature is the strong folding of the chains within the *b,c*-plane resulting in Si-Si-Si-angles close to 90°. As a result, the intra-tetrahedral O-Si-O-angles within the chain are reduced (with an average value of <104.2(6)>°). On the other hand, the O-Si-O-angles involving only the non-bridging O-atoms are significantly larger (<O-Si-O>=122.2(9)°). The coordination of the Y³⁺-ions by O²⁻ is 7-fold in form of slightly irregular pentagonal bipyramids with oxygen atoms from four different chains contributing to the coordination polyhedron. Na⁺-ions are irregularly coordinated by 10 oxygens from two neighbouring chains. No disorder of the cations could be observed.

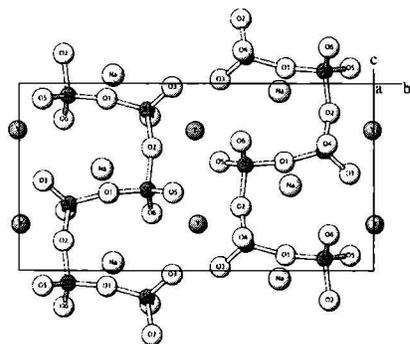


Fig. 1. Structure of NaYSi₂O₆ in projection || *a*

References

- [1] CERVANTES-LEE, F. J. (1981): PhD thesis, University of Aberdeen, Scotland.

A NEW Mn^{2+} -ALLANITE FROM THE VEITSCH Mn DEPOSIT?

Tropper, P.¹, Essene, E.², Rhede, D.³, Ettinger, K.⁴, Walter, F.⁴ & Postl, W.⁵

¹Faculty of Geo- and Atmospheric Sciences, Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria

²Department of Geological Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, 48109, Michigan, USA

³GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam, Germany

⁴Institute of Mineralogy and Petrology, University of Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz, Austria

⁵Landesmuseum Joanneum, Referat für Mineralogie, Raubergasse 10, A-8010 Graz, Austria
email: peter.tropper@uibk.ac.at

Several carbonate-hosted Fe and Mn ore deposits occur within the upper Austroalpine Grewywacke Zone. The Mn deposit of Veitsch at the Kaskogel and north of the Friedelkogel consists of lens-shaped carbonate bodies of ca. 1.5 m in length, which are thought to have formed as sedimentary or submarine hydrothermal Mn-deposits. The manganese silicates described from this deposit are: tephroite, pyroxmangite, spessartine, Mn-chlorite, Mn-humite and friedellite (POSTL et al., 1998). Sulfides such as sphalerite, galena, chalcopyrite and Co-Ni sulfides also occur. In addition, POSTL et al. (1998) and NIEDERMAYR et al. (2000) described rare minerals such as helvine and sussexite from this deposit.

During this investigation, in one rhodochrosite sample an unusual REE-Mn-bearing allanite mineral was found. The allanite occurs in a veinlet with the mineral assemblage REE-Mn-allanite + tephroite + spessartine + Mn-chlorite + rhodochrosite + kutnahorite + serpentine. The REE varies between 1.5 and 1.8 a.p.f.u., and Mn ranges from 1.2 to 1.5 a.p.f.u. The BSE images and chemical analysis reveal a complex zoning of the mineral with increasing Fe_2O_3 , MnO and decreasing Al_2O_3 and CaO towards the rim, whereas the REE are unzoned. Charge balance considerations and site assignments indicate that the fraction of Mn^{3+} is very low (<0.2 a.p.f.u.). With such low Mn^{3+} the mineral is not a manganoan piemontite but most likely a REE-Mn²⁺allanite $[CaREE(Mn^{2+})(Al,Fe^{3+})_2Si_3O_{12}(OH)]$, with some androsite $[MnREE(Mn^{2+})(R^{3+})_2Si_3O_{12}(OH)]$, dissakisite $[CaREEMgAl_2Si_3O_{12}(OH)]$, but little or no allanite $[CaREE(Fe^{2+})Al_2Si_3O_{12}(OH)]$. The elevated F contents of 0.14 to 0.23 a.p.f.u. indicate that a khristovite component $[CaREEMgMn^{2+}AlSi_3O_{11}(F,OH)(OH)]$ may also be present. One problem is that it is difficult to distinguish substitutions of "oxy-allanite" $[CaREE(Fe^{3+})Al_2Si_3O_{13}]$, its Mn^{3+} equivalent $[CaREEMn^{3+}Al_2Si_3O_{13}]$, dollaseite-type $[CaREE(R^{2+})_2(R^{3+})Si_3O_{11}(OH)_2]$ or vacancy-linked substitution of REE $[Ca_{0.5}REE(Al,Fe^{3+})_3Si_3O_{12}(OH)]$ with electron microprobe analyses. The chemical analyses suggest a new mineral in the allanite group, but an additional structural refinement as well as more complete chemical analysis concerning determination of the oxidation state of Mn and the OH content are clearly required (ERCIT, 2002).

References

ERCIT, T. S. (2002): *Can. Mineral.*, 40, 1411-1419.

NIEDERMAYR et al. (2000): *Carinhia II*, 190/110, 181-224.

POSTL, W., BERNHARD, F. & HOFER, F. (1998): *Mitt. Abt. Mineral. Joanneum*, 62/63, 59-64.

WEATHERING EXPERIMENTS ON DIFFERENT MARBLES UNDER REALISTIC POLLUTION CONDITIONS

Unterwurzacher, M.¹, Bidner, T.² & Mirwald, P.W.¹

¹Institute of Mineralogy and Petrography, University of Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck, Austria

²Technisches Büro Bidner, Angererweg 13, 6075 Tulfes, Austria

e-mail: Michael.Unterwurzacher@uibk.ac.at

Climate chamber experiments pursue the simulation of alteration processes by corrosives. Usually, weathering experiments on calcareous stone types are based on pronouncedly higher concentrations of SO₂ and NO₂ gases (1 to 5 ppm), e.g. MANGIO (1991). The conditions raise the question of comparability with real conditions.

In our study realistic average values of SO₂, NO₂ (0.150 to 0.200 ppm each), and O₃ (0.100 ppm) have been used corresponding to the mean half hour value for urban areas in Austria.

Cubes of about 15 cm² surface of two alpine marbles (calcitic Laas marbl, Italy; dolomitic Wattenberg marble, Tyrol), and a Jurassic limestone (Hagau "marble", Tyrol) have been exposed under this gas atmosphere in a chamber for 1, 2, 3 and 4 weeks, respectively at 30°C. Three campaigns have been conducted at different relative humidities (rh.) of 30%, 70% and 98%.

After each run the mineral phases on the sample surface were determined by XRD first. Then, the deposition of sulphate and nitrate on the receptor surface have been correlated to the amount of ions as determined by chromatography of water elutes.

The results of the ion chromatography show that these realistic concentrations of pollution gases at 70 % rh. lead to the formation of Ca-sulphate and Ca-nitrate already after one week. The amount of products increased linearly with time over the run-time of four weeks. There is a clear difference in product formation with a Ca-sulphate Ca-nitrate ratio of 10. Little difference is found for the different stone materials.

The production of sulphate and nitrate are much smaller at 30% rh., but they are already detectable even after a run-time of one week. However, the products' ratio is close to one, and a clear difference in reaction behaviour between the different stone types is observed. Obviously, the relevant mechanisms for the deposition of the damaging compounds and the following reactions depend on the receptor surfaces and given relative humidities.

The experiments at 98 % rh. posed considerable problems in data reproducibility. This may be related to the almost exponential increase of the sorption parameters. XRD measurements revealed gypsum formation on the Laas marble exposed to 70 % rh already after two weeks and after four weeks for the other stone types. At 30 % rh. no formation of new mineral phases was detectable. The results are encouraging for further simulation experiments at realistic conditions.

References

MANGIO (1991) PhD thesis. Univ. Göteborg.

GEOLOGICAL-PETROLOGICAL FEATURES OF THE PUKA OPHIOLITE MASSIF (ALBANIA)

Vukzaj, N.¹, Neziraj, A.¹ & Gjoni, V.²

²Institute of Geological Research, Tirana, Albania

¹ Albanian Geological Survey, Rruga Kavajes, 153, Tirana, Albania

e-mail: gjoni54@yahoo.fr

The Puka ophiolite massif is part of the western ophiolite complex of Albania. Its surface is 210 km². Petrologic, geochemical, metallogenic data and the regional correlation with the ophiolites of the Mediterranean Alpine realm suggest that this massif belongs to the MOR type ophiolites.

Mapping on 1:25000 and 1:10000 scales and detailed field observations permit to distinguish mantle, cumulate and volcanic sequences.

The ultrabasic mantle sequence is represented by clinopyroxene lherzolites and harzburgites with rare dunite lenses. In the upper part of the sequence plagioclase lherzolites and dunites are found, whereas in its uppermost part olivine hornblendites are developed.

The cumulate sequence is represented by a reduced plutonic series. The main rocks are troctolite, olivine gabbro, gabbro, ferrogabbro, gabbro norite and trondhjemite. The latter one forms lenses or small intrusions.

On top of the plagioclase-bearing ultrabasics metamorphosed basaltic volcanics of MORB type are situated. Further upward the volcanic sequence is composed of Ti-rich basalts, hyalobasalts, variolites and dolerites. The ultramafic intrusions (pyroxenites) are located at the contact between mantle and cumulate sequences. The dike series is represented of pyroxenites, micro gabbro, gabbro, troctolite and trondhjemite. The dikes cut the transitory mantle-cumulate zone, and partially the upper mantle rocks.

Generally, the textures of the ultrabasic sequence are protogranular and porphyroblastic, while for the cumulate sequence crescumulate, adcumulate and heterocumulate textures are characteristic.

Chromite and Ni-sulphide ores and different industrial minerals have been identified in the Puka ophiolite massif. The chromite mineralization is found within the mantle and cumulate sequences and shows variable morphologic, texture and composition features.

NEW CRYSTAL STRUCTURES WITH TETRAHEDRAL SILVER-MERCURY CLUSTER CATIONS: $(Ag_3Hg)VO_4$, $(Ag_2Hg_2)_3(VO_4)_4$, AND $(Ag_2Hg_2)_2(HgO_2)(AsO_4)_2$

Weil, M.¹, Tillmanns, E.² & Pushcharovsky, D.Y.³

Institut für Chemische Technologien und Analytik, TU Wien, Getreidemarkt 9/164-SC, A-1060 Vienna, Austria

²Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Vienna, Austria

³ Geology Department, Moscow State University, 119899 Moscow, Russia

e-mail: mweil@mail.zserv.tuwien.ac.at

The first experimental evidence of a tetrahedral silver-mercury cluster with composition $(Ag_3Hg)^{3+}$ was supplied from the crystal structure of the rare secondary alteration mineral *tillmannsite*, $(Ag_3Hg)(V,As)O_4$ (SARP et al., 2003). The $(Ag_3Hg)^{3+}$ cluster cation in this structure is composed of statistically distributed Ag and Hg atoms with a metal-metal distance of about 2.75 Å.

During systematic phase formation experiments in the systems Ag–Hg–V–O and Ag–Hg–As–O, the new compounds $(Ag_3Hg)VO_4$ (I), $(Ag_2Hg_2)_3(VO_4)_4$ (II), and $(Ag_2Hg_2)_2(HgO_2)(AsO_4)_2$ (III) were obtained under hydrothermal conditions (250 °C, 5d) from starting mixtures of $AgNO_3$, elementary Hg, NH_4VO_3 and Na_2HAsO_4 , respectively. All crystal structures were determined from single crystal X-ray data sets. The chemical composition of the compounds was confirmed by microprobe analyses (WEIL et al., 2005).

(I) crystallizes in the *tillmannsite* structure type and is composed of tetrahedral $(Ag_3Hg)^{3+}$ and VO_4^{3-} units. (II) and (III) adopt new structure types and contain a so far unknown tetrahedral $(Ag_2Hg_2)^{4+}$ cluster cation and tetrahedral XO_4^{3-} anions ($X = V, As$). In (III) an additional mercurate unit, HgO_2^{2-} , completes the structural set-up. Both cluster cations $(Ag_3Hg)^{3+}$ and $(Ag_2Hg_2)^{4+}$ deviate marginally from T_d symmetry and are formed by statistically distributed Ag and Hg atoms with a metal-metal distance of about 2.72 Å. This distance is considerably shorter than the sum of the metal radii, 1.44 Å {Ag} + 1.50 Å {Hg} (PAULING, 1962), but longer than the average Hg–Hg distances in Hg_2^{2+} -dumbbells (2.518 Å) or Hg_3^{4+} -triangles (2.677 Å). The electronic structure of the tetrahedral clusters can formally be considered as two-electron-four-centre bonding (PYYKKÖ & RONEBERG, 1983).

References

PAULING, L. (1962). *The Nature of the Chemical Bond*. Verlag Chemie, Weinheim, Germany.

PYYKKÖ, P. & RONEBERG, N. (1983). *J. Chem. Soc., Chem. Comm.* 1983, 1812-1813.

SARP, H., PUSHCHAROVSKY, D. Y., MACLEAN, E. J., TEAT, S. J., ZUBKOVA, N. V. (2003). *Eur. J. Mineral.* 15, 177-180.

WEIL, M., TILLMANNS, E. & PUSHCHAROVSKY, D. YU. (2005). *Inorg. Chem.* 44, 1443-1451.

ROHSTOFFSICHERUNG IN BADEN-WÜRTTEMBERG – ZIELE, VORGEHENSWEISE UND ERGEBNISSE

Werner, W.¹, Bock, H.¹ & Kimmig, B.¹

¹Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) im Regierungspräsidium Freiburg,
Albertstr. 5, D-79104 Freiburg im Breisgau, Deutschland
e-mail: wolfgang.werner@rpf.bwl.de

Das Rohstoffsicherungskonzept (RSK) des Landes Baden-Württemberg regelt die Zusammenarbeit von Staatlichem Geologischem Dienst und der regionalen Raumplanung auf dem Gebiet der Rohstoffsicherung für oberflächennahe mineralische Rohstoffe. Das Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) ist hierbei zuständig (1) für die Erkundung und Bewertung von Rohstoffvorkommen, (2) für die Darstellung der Erkundungsergebnisse in Karten und zugehörigen Erläuterungen, (3) für die Beratung der Politik, der 12 Regionalverbände und Firmen sowie (4) für die Erhebung aller Daten zum Rohstoffabbau im Land. Die 12 Regionalverbände haben die Aufgabe, für die im Abstand von 10–15 Jahren neu zu erstellenden Regionalpläne eine Abwägung zwischen Rohstoffabbau und den zahlreichen anderen Nutzungen der Landesfläche (Wasser, Boden, Natur- und Landschaftsschutz, Natura 2000, Siedlung, Industrie, Verkehr usw.) vorzunehmen und Abbau- und Sicherungsbereiche mit einer Reichweite der Vorräte für mindestens 30 Jahre (15 + 15 Jahre) auszuweisen. Die Arbeiten des LGRB zum RSK, Stufe 1, begannen 1986 mit der Erstellung von Prognostischen Rohstoffkarten (1 : 50.000), um eine erste Übersicht über die vermutlich wirtschaftlich interessanten Gesteinsvorkommen auf einer Landesfläche von rund 34.000 km² zu geben. 1990 wurde mit der Prospektion auf besonders bedeutsame Rohstoffvorkommen begonnen. Die Ergebnisse wurden in der Lagerstättenpotenzialkarte 1:50.000 mit zahlreichen thematischen Karten und umfangreichen Erläuterungstexten dargestellt. Seit 1999 gibt das LGRB die „Karte der mineralischen Rohstoffe von Baden-Württemberg 1:50.000“ (KMR 50) heraus. Sie ist gekennzeichnet durch: (1) Darstellung aller wirtschaftlich interessanten Rohstoffvorkommen über und unter Tage, (2) Beschreibung jedes Vorkommens in einer einheitlichen Form mit Kennzeichnung des Erkundungsgrades, (3) Einstufung der Vorkommen nach landeseinheitlichen Lagerstättenpotenzial-Kategorien, welche der Raumplanung eine Gewichtung hinsichtlich der Bedeutung eines Rohstoffvorkommens ermöglichen, sowie (4) Publikation von preisgünstigen Karten und Erläuterungsheften mit CDs (Sach- und Geometriedaten in einem ArcView-Projekt). Aufgrund der vorgelegten Ergebnisse wurden die Rohstoffkarten des LGRB zu einem festen Bestandteil der regionalen Raumplanung, des Landesentwicklungsplanes und verschiedener umweltrelevanter Planungen.

Durch eine weitere konsequente Umsetzung des RSK (Laufzeit der 2. Stufe bis ca. 2015) lassen sich im Sinne einer nachhaltigen Rohstoffsicherung folgende Verbesserungen erzielen: (1) Die Flächeninanspruchnahme kann wegen der vermehrten Nutzung mächtiger und hochwertiger Lagerstätten deutlich reduziert werden. (2) Energieverbrauch und Immissionen können wegen des geringeren Anteils von Abraummaterial oder minderwertigen Gesteinen und des dadurch verminderten Aufbereitungsaufwands ebenfalls verringert werden. (3) Mit dem Rohstoffabbau konkurrierende Nutzungen lassen sich mit größerer Sicherheit planen. (4) Fehlplanungen seitens der Firmen werden seltener, weil von staatlicher Seite vorgeprüft wurde, ob die gesuchten Rohstoffe zu erwarten sind oder nicht. (5) Die Investitionssicherheit für die Rohstoffindustrie nimmt zu.

HYDROTHERMALGÄNGE IM SCHWARZWALD – BERGBAU, ENTSTEHUNG UND LAGERSTÄTTENPOTENZIAL

Werner, W.¹ & Markl, G.²

¹ Landesamt f. Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Regierungspräsidium), Albertstr. 5, D-79104 Freiburg i. Br.

² Institut f. Geowissenschaften Univ. Tübingen (Mineralogie & Geodyn.), Wilhelmstr. 56, D-72074 Tübingen
e-mail: wolfgang.werner@rpf.bwl.de; markl@uni-tuebingen.de

Im Schwarzwald treten viele hundert Hydrothermalgänge auf. Schon während der keltischen Eisenzeit, vor allem aber im Hoch- und Spätmittelalter, wurden Eisen- und Silbererze abgebaut, im 18. Jh. kamen Kobalt-, Antimon- und Wismuterze hinzu; ab 1850 erlangte der Abbau von Schwerspat, ab 1935 der von Flussspat zunehmend Bedeutung (WERNER & DENNERT 2004). Auf der heute bereits 700 m tiefen Grube Clara (Kinzigtal) werden Fluorit, Baryt und Silberfahlerze abgebaut. Eine Wiederaufnahme des erst 1996 eingestellten Bergbaus auf Mitteleuropas mächtigstem Fluoritgang bei Pforzheim (Grube Käfersteige) wird aufgrund der deutlich gestiegenen Spatpreise derzeit vorbereitet.

Am häufigsten sind wirtschaftlich interessante Mineralgänge in den Gneisserien, seltener treten sie innerhalb der karbonischen Granitplutone und den überlagernden permotriassischen Arkose- und Sandsteinfolgen auf. Ihre Entstehung geht auf eine mehrphasige strike-slip-Tektonik zurück, bei der tiefreichende Spaltensysteme entlang von variszisch angelegten Störungen aufreißten konnten. Zur effektiven Öffnung von Spalten kam es dort, wo die Foliation der Metamorphite etwa senkrecht zur Gangstörung orientiert ist. Zahlreiche tonige Kataklastite (nach Rb/Sr- und K/Ar-Datierung Jura- bis Kreide-zeitlich) behinderten hingegen die Öffnung von Störungen zu Spalten, weshalb sie entscheidend das Bild der Lagerstätten beeinflusst haben. Die meisten Gänge wurden im Zeitraum Oberjura bis Jungtertiär gebildet. Zur zeitlichen Einengung der Bildungsphasen dienten u. a. radiometrische Datierungen vor allem an Hämatit, Illit und Adular sowie geochemische Untersuchungen, die in den Erzen z. B. Kohlenwasserstoffe aus dem Tertiär-zeitlichen Oberrheingraben nachweisen konnten. Die hydrothermale Gangmineralisation erfolgte (mit Ausnahme der spätvariszischen Hämatit-Uran-Gänge) im gesamten Schwarzwald aus chemisch sehr ähnlichen Lösungen, die ihren Metallgehalt aus tiefen Grundgebirgsstockwerken bezogen haben. Zur primären Metallfällung kam es in höheren Stockwerken unter dem Einfluss von von oben eindringenden, oxidierenden und z. T. schwefelreichen Wässern. Als Folge ihrer Entstehung auf Blattverschiebungszonen ist die Tiefenerstreckung der Schwarzwälder Ganglagerstätten häufig größer als ihre laterale Ausdehnung, was Erkundung und Bergbau vor besondere Herausforderungen stellt und was erklärt, warum in vielen Gebieten des Schwarzwalds noch so wenig über diese Lagerstätten bekannt ist. Die schon bekannten Gangaufschlüsse und die günstigen geologischen Rahmenbedingungen (F- und Ba-reiche Liefergesteine, zahlreich tiefreichende Bruchzonen, anomaler Wärmefluss entlang des Oberrheingrabens) deuten aber darauf hin, dass der Schwarzwald vermutlich das größte Potenzial für Fluss- und Schwerspatlagerstätten innerhalb Mitteleuropas aufweist.

WERNER, W. & DENNERT, V. (2004): Lagerstätten und Bergbau im Schwarzwald. – 334 S.; Freiburg i. Br. (Landesamt f. Geol. Rohst. Bergb. Baden-Würt.).

PHYSICO-CHEMICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERISATION OF CALCIUM PHOSPHATE BULK MATERIAL

Wertl W.¹, Griesser U.², Kahlenberg V.¹ & Tessadri R.¹

¹Institute of Mineralogy & Petrography, Leopold-Franzens University Innsbruck, 6020 Innsbruck, Austria

²Institute of Pharmacy, Leopold-Franzens University Innsbruck, 6020 Innsbruck, Austria

e-mail: w.wertl@chello.at, ulrich.griesser@uibk.ac.at, volker.kahlenberg@uibk.ac.at,
richard.tessadri@uibk.ac.at

Calcium phosphates have a widespread use in a variety of industrial fields. For example the substance is important in glass- and plastics manufacturing, food and agricultural industry (i.e. fertilizers). Because of their low cost, low hygroscopicity, considerable physical and chemical stability as well as desirable flow and compression characteristics, calcium phosphates are also commonly used in the medical and pharmaceutical industry, particularly as tableting excipients and as diluents in pharmaceutical formulations.

One of the main aims of the present study was to examine the quality, identity and the differences of commercial raw products of various calcium phosphates. For that purpose a total number of twenty-eight samples of calcium phosphates from different companies designed as additives for the manufacturing of tablets, and two samples, designed for ceramic bone implants, were investigated applying a variety of analytical methods. The different bulk powders were characterized by means of powder X-ray diffraction (for the bone implant material also under non-ambient conditions up to 1000°C), thermogravimetry, differential scanning calorimetry, moisture sorption analysis, laser granulometry for particle size distribution, mercury porosimetry, specific surface determination (BET-method), elemental analysis with ICP-OES and AAS and electron microscopy for morphological grain properties. Furthermore the influence of the various physico-chemical parameters on the tableting behaviour and the properties of the produced tablets should be demonstrated.

Considering qualitative phase analysis MCPM (monocalcium phosphate monohydrate), DCPD (dicalcium phosphate dihydrate / brushite), DCPA (dicalcium phosphate anhydrate / Monetite), TCP (tricalcium phosphate / whitlockite) and HA (hydroxylapatite) could be distinguished, whereas 11 samples turned out as mixtures of MCPD ± DCPA ± TCP ± HA. In three cases the supplier-certification of the Ca-phosphate bulk powder was misleading. For example, a certified "tricalcium phosphate" sample turned out to consist of apatite.

Remarkable differences were also found in trace elemental concentrations (i.e. Mg content varying from 26 - 7000 ppm, Fe content 14 – 260 ppm etc.), specific surface area (0.5 to 33 m²/g), grain size distribution as well as the thermal- and moisture absorption behaviour. The importance of the mineralogical-physico-chemical evaluation of Ca-phosphate bulk powders will be demonstrated by the characterization of the compaction behaviour and the properties of the tablets produced from the different samples.

**PREPARATION OF M^{1+} -(M^{2+} -) M^{3+} -SILICATES
(M^{1+} = Na, K, Rb, Cs; M^{2+} = Sr, Ba; M^{3+} = Sc, V, Cr, Fe, In, Y, Yb)
BY HYDROTHERMAL AND FLUX GROWTH METHODS: FIRST RESULTS**

Wierzbicka, M., Kolitsch, U. & Tillmanns, E.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstr. 14, A-1090 Wien,
Austria

e-mail: maria.wierzbicka@univie.ac.at

A study of the system M^{1+} -(M^{2+} -) M^{3+} -Si-O-H has been started with the aim to synthesize novel microporous and small-pore mixed-framework silicates. The syntheses were carried out by two different methods thus far, hydrothermal growth (220°C, 7 d) and flux growth (1150-850°C, cooling rates 1-2 K/h); the latter method yielding the best results to date. The following compounds could be grown as mostly well developed crystals (* = crystal structure has been determined/refined from single-crystal X-ray intensity data): Cs₃YSi₈O₁₉ (*, isotypic with Cs₃ScSi₈O₁₉, reported by KOLITSCH & TILLMANN, 2004), CsFeSi₂O₆ (*, cubic, isotypic with leucite; see below for details), Na₃YbSi₂O₇ (*, isotypic with other Na₃REESi₂O₇) and NaScSi₂O₆ (synthetic jervisite, a clinopyroxene).

Several presently unidentified compounds include an *I*-centred cubic Yb silicate, a pseudo-rhombohedral Cs(?) -Sc silicate, an *F*-centred cubic Sr-Fe compound and others. Interesting byproducts of the hydrothermal syntheses are the following silicates and fluorides: RbSi₂O₄(OH) (BULL & PARISE, 2003), KSi₂O₄(OH), K₂NaScF₆, K₃FeF₆, K₃CrF₆ and K₂SiF₆. Byproducts of the flux growth experiments were mainly molybdates, including Rb₃In(MoO₄)₄ (*, isotypic with Rb₃Er(MoO₄)₄ and related to the mineral palmierite, K₂Pb(SO₄)₂), K₅Y(MoO₄)₄, Rb₂Mo₄O₁₃ (*, isotypic with the triclinic modification of K₂Mo₄O₁₃), KYb(MoO₄)₂ (isotypic with KY(MoO₄)₂), as well as several well-known REE₂SiO₅- and REE₂Si₂O₇-silicates, and M^{1+} -stabilised, micro-twinned tridymite.

It is noteworthy that well-developed crystals of leucite-type CsFeSi₂O₆ could be grown by both preparation methods. The hydrothermally grown crystals ($a = 13.827(2)$ Å) show an average (Si,Fe)-O bond length of 1.664 Å, which differs considerably from that of material synthesized at 1400°C by a dry solid-state method (1.682 Å; BELL & HENDERSON, 1994), and have a cell edge much longer than that of previous hydrothermally synthesized crystals ($a = 13.66(3)$ Å; KOPP et al., 1963). The corresponding values of the flux-grown crystals ($a = 13.839(2)$ Å, $\langle(\text{Si,Fe})-\text{O}\rangle = 1.670$ Å) are slightly larger than those of our hydrothermally grown crystals. These differences can be attributed to the temperature and other conditions of formation (higher temperatures cause longer cell edges and (Si,Fe)-O bonds).

Financial support by the Austrian Science Foundation (FWF) (Grant P17623-N10) is gratefully acknowledged.

References

- BELL, A. M. T. & HENDERSON, C. M. B. (1994): Acta Crystallogr., C50, 1531-1536.
BULL, I. & PARISE, J. B. (2003): Acta Crystallogr., C59, i100-i102.
KOLITSCH, U. & TILLMANN, E. (2001): Mineral. Mag., 68, 677-686.
KOPP, O. C., HARRIS, L. A., CLARK, G. W. & YAKEL, H. L. (1963): Am. Mineral., 48, 100-109.

**Na₆Fe(SO₄)₄, THE FERROUS ANALOGUE OF VANTHOFFITE,
A POTENTIAL ION CONDUCTOR: SYNTHESIS AND CRYSTAL STRUCTURE**

Wildner, M. & Krickl, R.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien, Austria
e-mail: manfred.wildner@univie.ac.at, r.krickl@aon.at

Vanthoffite, Na₆Mg(SO₄)₄, is a rare mineral occasionally occurring in salt deposits. FISCHER & HELLNER (1964) solved its crystal structure from X-ray film data of a synthetic crystal in space group *P2₁/c*. KEESTER & EYSEL (1977) reported lattice parameters derived from X-ray powder data for several synthetic analogues, where Mg was replaced by divalent cations of Mn, Co, Ni, Zn, and also Fe. Later, BARTSCH & HOFFMANN (1986) published a short note on the remarkable Na⁺ ion conductivity of natural and synthetic vanthoffite (in the order of $\sigma = 5 \cdot 10^{-5} \Omega^{-1} \text{ cm}^{-1}$), but no further details were reported subsequently.

In order to provide up-to-date structural and crystal chemical data for the vanthoffite structure type, especially to clarify the details of the three crystallographically different Na⁺ cation environments, single crystals of the Fe²⁺ analogue in sizes up to 0.5 mm were synthesized under low-hydrothermal conditions at ~220° C in Teflon-lined steel autoclaves. The crystal structure was refined on *F*² using CCD single-crystal X-ray diffraction data of the complete Ewald sphere up to $2\theta = 80^\circ$ (Nonius Kappa CCD four-circle diffractometer, graphite monochromatised MoK α radiation). Relevant crystal and refinement data are: Na₆Fe(SO₄)₄, monoclinic, space group *P2₁/c*, *a* = 9.692(1), *b* = 9.267(1), *c* = 8.248(1) Å, β = 113.37(1)°, *V* = 680.0 Å³, *Z* = 2, *R*₁ = 0.024, *wR*₂ = 0.061 for 4213 unique reflections and 125 parameters (*R*_i = 0.030 for merging 15887 total reflections). Our lattice parameters significantly differ (especially *b* and *V*) from those given by KEESTER & EYSEL (1977), irrespective of the fact that their values obviously correspond to the non-reduced cell setting *P2₁/n*.

The structure type of vanthoffite is composed of one octahedral Me²⁺ site, two crystallographically different SO₄ tetrahedra, and three distinct types of Na⁺ positions. The MeO₆ octahedra share all oxygen corners with SO₄ groups, forming rather loose polyhedral layers parallel to (100). One third of the sodium cations (Na3) occupy cavities exclusively within these sheets, while Na1 and Na2 additionally provide linkage between neighbouring sheets.

In Na₆Fe(SO₄)₄, the FeO₆ octahedron is slightly elongated (2.10-2.19 Å) with a typical mean Fe^{[6]2+}-O distance of 2.135 Å. The SO₄ tetrahedra are nearly regularly shaped with <S-O> = 1.474 and 1.476 Å for S1 and S2, respectively. Na1 is clearly six-fold coordinated by oxygen atoms in a strongly distorted octahedral arrangement (2.32-2.49 Å, <Na1-O> = 2.403 Å), Na2 is [5+1] coordinated (2.35-2.47 and 2.82 Å, <Na2-O> = 2.489 Å; two further O atoms follow at ~3.04 Å), and Na3 has seven nearest oxygen neighbours (2.29-2.77 Å, <Na3-O> = 2.519 Å; further Na-O contacts are >3.08 Å). These NaO_x units form a three-dimensional framework of partly edge- and corner-sharing polyhedra. The implications of this structural arrangement for a potential Na⁺ ion conductivity in Na₆Fe(SO₄)₄ will be discussed.

References

- BARTSCH, H.-H. & HOFFMANN, W. (1986): *Z. Kristallogr.*, 174, 5-6.
FISCHER, W. & HELLNER, E. (1964): *Acta Crystallogr.*, 17, 1613.
KEESTER, K.L. & EYSEL, W. (1977): *Acta Crystallogr.*, B33, 306-307.

EXOTIC ACCESSORY MINERALS IN LAYERED CHROMITITES OF THE CAMPO FORMOSO COMPLEX (BRAZIL)

Zaccarini, F.¹, Garuti, G.² & Martin, R.F.³

¹Department of Applied Geological Sciences and Geophysics, P. Tunner Str. 5, 8700 Leoben, Austria

²Department of Earth Sciences, Via S. Eufemia 19, 41100 Modena, Italy

³Department of Earth and Planetary Sciences, 3450 University Street, Montréal, Canada H3A 2A7
e-mail: fedezac@tsc4.com

The Campo Formoso stratiform intrusive complex, in Bahia State, Brazil, consists of a tabular body of ultramafic rocks, about 40 km long and 100-1100 meters wide. The ultramafic suite rests on Archean granulites of the Caraiba group and its upper contact is in contact along an angular unconformity with Paleoproterozoic quartzites of the Jacobina Group. A huge body of granite of Paleoproterozoic age cuts across the serpentinized ultramafic suite, which as a result underwent a renewed cycle of hydrothermal alteration. The latest influx of fluid led to the formation of talc, silica, and carbonates, such that the rocks were locally converted to listwanite. No primary magmatic silicates have survived the episodes of alteration. Only the grains of chromite from cumulus layers of chromitite show an unaltered core surrounded by an extensive rim of ferrian chromite (Fig. 1A). The silicate matrix of the chromitite layers consists of chromian clinocllore, with minor antigorite, talc, dolomite, magnesite, and a hydroxycarbonate of chromium (stichtite ?). Quartz veins are locally important. A study of accessory minerals developed in the chromitite layers reveals the presence of rather exotic accessory minerals, such as monazite-(La), fluorapatite, galena, bismuthinite, antimony, and unknown Pb-Sb bearing minerals, corresponding to the formula $PbSb_2$, Pb_6Sb , $PbSb_4$. Grains of the latter are only a few μm in size. These minerals are restricted to the secondary silicates of the matrix and to fractures dissecting the chromite grains, and are typically associated with chromian clinocllore (Fig. 1B).

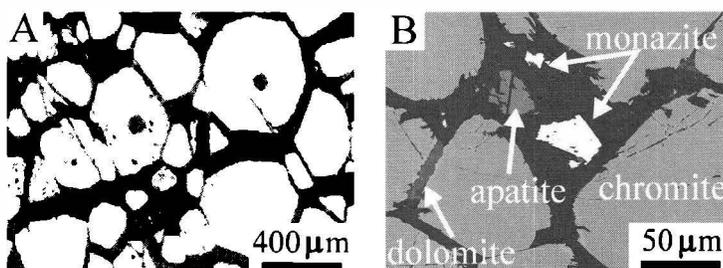


Fig.1: SEM images of altered chromite (A) and monazite, apatite in chromian clinocllore (B).

In some cases, grains of monazite-(La) contain small inclusions of chromian clinocllore. The presence of these exotic minerals together with quartz strongly supports the hypothesis that the latest alteration of the Campo Formoso chromitites was caused by a fluid phase expelled from the adjacent granite.

DIVERSITY OF CR-PGE MINERALIZATION: EXAMPLES FROM CENTRAL AND SOUTH AMERICA

Zaccarini, F.¹, Proenza, J.A.², Lewis, J.F.³, Ortega-Gutiérrez, F.⁴ & Garuti, G.⁵

¹Department of Applied Geological Sciences and Geophysics, P. Tunner Str. 5, 8700 Leoben, Austria

²Departament de Cristallografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain

³Department of Earth and Environmental Sciences, George Washington University, 20052 Washington D.C., USA

⁴Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 04510 México D.F., Mexico

⁵Department of Earth Sciences, Via S. Eufemia 19, 41100 Modena, Italy

e-mail: fedezac@tsc4.com

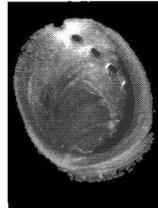
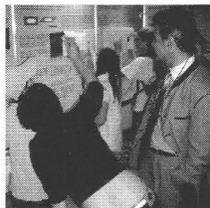
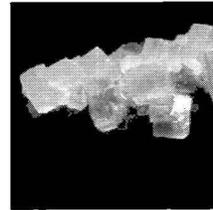
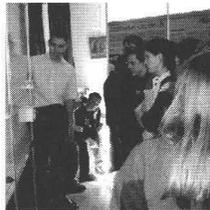
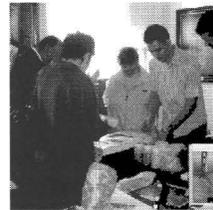
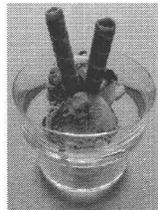
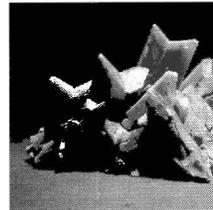
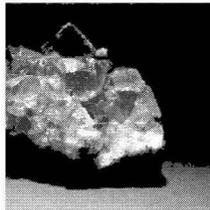
Chromitites are important from an economic point of view because they are the only primary source for Cr and for their potential in the recovery of platinum group elements (PGE). In this abstract we have summarized the results of an investigation on Cr-PGE mineralizations from different countries from Central and South America. In particular, podiform chromitites from Mexico and Dominican Republic and stratiform chromitites from Brazil have been studied. The investigated chromitites are characterized by different ages, geodynamic setting, genesis and post-magmatic evolution. The chromitites of Mexico occur in metamorphosed Paleozoic ophiolitic mantle at Tehuizingo (Acatlán complex). They are Al-rich, and contain up to 303 ppb platinum group elements (PGE), with an enrichment in Os+Ir+Ru. The Platinum Group Minerals (PGM) assemblage is dominated by Ru-Os-Ir minerals (laurite, osmium, irarsite and Ru-oxide) that form small grains (< 10 µm in size). Most of them formed in the post-magmatic stage. The chromitites from Dominican Republic are hosted in the Loma Peguera peridotite. These podiform chromitites are characterized by an unusual chromite composition (high Cr, Fe³⁺ and Ti contents), high PGE concentration (up to 2040 ppb) and presence of abundant secondary Os-Ir-Ru-Pt minerals (< 15 µm in size), comprising ferronickelplatinum, ruthenium, Ru-Fe oxides and unknown Ru-Os-Ir-Pt-Fe-Ni-Cu compounds. Few grains of magmatic laurite and irarsite have also been found. The Loma Peguera chromitites possibly represent an example of chromitite formed in a suboceanic upper mantle affected by a mantle plume. The investigated stratiform chromitites are hosted in the pre-Cambrian mafic-ultramafic layered intrusions of Campo Formoso, Niquelandia and Jacurici (Brazil). Their total PGE content is generally less than 400 ppb with an enrichment in Os+ Ir+Ru. In these chromitites the most abundant PGM are Ru, Os, Ir sulfides and alloys accompanied by minor irarsite. Nevertheless, the uppermost chromitite layers at Niquelandia and Campo Formoso display a Pt enrichment up to 290 ppb and they contain small Pt minerals (< 20 µm in size), mainly Pt-Fe alloys. The present investigation shows that some Cr-PGE mineralizations of Central and South America represent a future potential target for PGE recovery, especially for the chromitites characterized by the presence of high Pt concentration and Pt specific minerals, such as Niquelandia, Campo Formoso and Loma Peguera. The most relevant problems arise from poor recovery of precious metals due to the minute grain size of their host minerals.

MinPet 2005

Schladming, Styria, Austria

Ausstellung/Exhibition

“Die faszinierende Welt der Minerale und Kristalle”



**DIE FASZINIERENDE WELT DER MINERALE UND KRISTALLE
EINE INTERAKTIVE AUSSTELLUNG**

von

Robert Krickl

Institut für Mineralogie und Kristallographie
Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien, Austria

Minerale und Kristalle faszinieren den Menschen schon seit Urzeiten. Doch erst seit relativ kurzer Zeit verstehen wir wie sie aufgebaut und wovon ihre Eigenschaften abhängig sind. Durch die Forschung haben wir gelernt, Minerale geschickt einzusetzen und Kristalle mit den jeweils optimalen Eigenschaften für bestimmte Anwendungen synthetisch herzustellen. In der heutigen Zeit sind wir auf Schritt und Tritt von Mineralen und Kristallen umgeben, denn ohne sie wäre unser modernes Leben gar nicht möglich.

Motivation

Selbst während des Lesens dieser Zeilen blicken Sie auf Minerale. Als Füllstoffe und Weißpigmente sind sie wichtige Bestandteile des Papiers. In seinem Leben verbraucht jeder Europäer ungefähr 400 Tonnen Minerale! Hinzu kommen noch zahlreiche andere Kristalle, die der Mensch herzustellen gelernt hat. Nicht zuletzt bestehen wir sogar selbst zu einem guten Teil aus kristalliner Substanz (Hartteile des Skeletts).

Das Verständnis über das Vorkommen und die Eigenschaften von Mineralen hilft uns nicht nur unsere Umwelt besser zu verstehen, sondern stellt auch eine Quelle des Fortschritts dar: Mit der Zeit haben wir von der Natur gelernt und herausgefunden, welche interessanten Eigenschaften Minerale besitzen können und worin deren Ursachen liegen. Heute sind wir sogar in der Lage selbst synthetische Kristalle herzustellen, die für ihre jeweilige Anwendung in Technik, Medizin, usw. optimiert sind.

Minerale und Kristalle sind also aus unserem Leben nicht wegzudenken. Diese Tatsache ist in unserem Bewusstsein jedoch kaum verankert und das Wissen über mineralische Grundstoffe oder den kristallinen Zustand eher mangelhaft. Leider werden durch Kürzung des Lehrplanes in den Schulen Mineralogie und Kristallographie kaum noch behandelt. Dennoch sind das Interesse und die Faszination an „schönen Steinen“ prinzipiell immer vorhanden.

Genau hier soll diese Ausstellung ansetzen: Durch selbstständiges „Begreifen“ und Experimentieren soll in den Besuchern die Faszination geweckt und auf anschauliche Weise das Verständnis über den Aufbau unserer Umwelt und die Ursachen alltäglicher Gegebenheiten vermittelt werden. Die Ausstellung ist als Wanderausstellung konzipiert, um möglichst vielen Menschen aller Altersstufen diese spannende Materie näher bringen zu können. Bevorzugt soll auch mit Schulen zusammengearbeitet werden, um eine Anregung und Ergänzung zum Unterricht zu bieten.

Ich danke den Organisatoren und Verantwortlichen, dass sie es ermöglicht haben die Ausstellung als Rahmenprogramm während der MinPet 2005 nach Schladming zu bringen.

Weitere zukünftige Veranstaltungsorte und -termine werden auf der Homepage www.min-krist.at angekündigt.

Einteilung

Die Ausstellung ist grundsätzlich in zwei Bereiche gegliedert: Der erste Teil liefert die theoretischen Grundlagen über den kristallinen Aufbau und die daraus resultierenden Eigenschaften. Zunächst wird die Frage geklärt, was denn eigentlich ein Kristall und ein Mineral ist. Es folgt eine Übersicht über einige wichtige kristallphysikalische Eigenschaften: Auf Tafeln und Tischen werden Dichte, Härte, Spaltbarkeit, magnetische, elektrische, thermische und optische Eigenschaften mit Hilfe von reichlichem Anschauungsmaterial und kleinen Experimenten einprägsam zugänglich gemacht. Dabei wird immer darauf hingewiesen, welche Rolle diese Eigenschaften in unserem Alltag spielen.

Der zweite Teil der Ausstellung widmet sich der so genannten „angewandten Mineralogie“, einem innovativen, zukunftsorientierten Themengebiet: Wie werden die speziellen Eigenschaften der Kristalle technisch angewendet? Wo begegnen uns Minerale im täglichen Leben? Woher kommen sie und wofür werden sie gebraucht? Anhand ausgewählter Beispiele aus den Bereichen Körperpflege, Freizeitgestaltung, Elektronik, Automobil, Kunst, Nahrung und Hausbau soll die Omnipräsenz mineralischer und kristalliner Verbindungen im Alltag vergegenwärtigt werden.

Der folgende Text ist als populärwissenschaftlicher Führer und Begleittext für Besucher der Ausstellung gedacht und kann im Nachhinein als kleine Gedächtnisstütze dienen. Aufgrund der Fülle an Ausstellungsmaterial können hier bei weitem nicht alle Details ausgeführt und manche Themen nur kurz angerissen werden. Die Ausstellung lebt davon, dass der Besucher das Material selbst „begreifen“ und auch kleine Versuche anstellen kann. Diese Zusammenfassung ist daher als Rekapitulation des Erlebten gedacht und nicht als Ersatz eines Besuches mit Führung durch die Ausstellung. Es sei darüber hinaus betont, dass der Text für den Laien und nicht für Fachwissenschaftler geschrieben ist.

Populärwissenschaftlicher Führer zur Ausstellung

„Die faszinierende Welt der Minerale und Kristalle“

I. Die Grundlagen

Tafel 1: Minerale und Kristalle

Was ist ein „Mineral“ oder ein „Kristall“ eigentlich und worin liegt der Unterschied?

In der Literatur kann man folgende Definition des Begriffs „Kristall“ finden:

„Kristalle sind homogene feste Körper, deren atomare Bausteine eine dreidimensional periodische Anordnung aufweisen.“

Was bedeutet das konkret? Schon in der Schule lernt man, dass Materie in verschiedenen Aggregatzuständen vorkommen kann. Die bekanntesten sind der feste, der flüssige und der gasförmige Zustand. Kristalle treten (per definitionem) lediglich unter den Festkörpern auf.

Ebenfalls wissen wir heute, dass die Materie (der wir auf der Erde begegnen) aus kleinsten Bausteinen, den Atomen, aufgebaut ist.

Man spricht von einem Kristall, wenn diese Atome eine strenge Ordnung über weite Strecken aufweisen. Ein gutes Beispiel ist das uns allen bekannte Steinsalz, welches wir auch zum Würzen der Speisen verwenden („Kochsalz“). Es besitzt die chemische Formel NaCl. Betrachtet man den Steinsalz-Kristall auf atomarer Ebene, so fällt die strenge Ordnung der Elemente Natrium und Chlor auf [vgl. Strukturmodell von Steinsalz auf Tafel 1]: Entlang der Würfelkanten wechseln Na- und Cl-Atome einander regelmäßig ab: ...-Na-Cl-Na-Cl-... Räumlich gesehen ist jedes Na-Atom in geometrisch definierter Form von sechs Cl-Atomen umgeben und umgekehrt.

Das Gegenteil des kristallinen ist der so genannte amorphe Zustand, in dem die Atome keine strenge Ordnung über größere atomare Bereiche aufweisen und mehr oder weniger regellos verteilt sind. Ein typischer amorpher Festkörper ist Glas. Was bedeutet dann der zwar häufig auftauchende aber in sich widersprüchliche Begriff „Kristallglas“? Können Kristalle frei wachsen, bilden sie ebene, glatte Flächen aus. Dies folgt aus der atomaren Ordnung, da für einen kristallinen Festkörper glatte Flächen den energetisch günstigsten Fall einer räumlichen Begrenzung darstellen. Bei „Kristallglas“ handelt es sich um Glas, dem durch Schleifen glatter Flächen das Aussehen eines Kristalls verliehen wird. Nichtsdestotrotz ist dieser Begriff irreführend, da Glas keinen kristallinen Aufbau besitzt und von selbst nie glatte Grenzflächen ausbilden würde.

Was ist ein Mineral? Diese Definition ist gar nicht so einfach und so gab es im Laufe der Geschichte eine Reihe von unterschiedlichen Definitionsvarianten. Heute versteht man unter Mineral etwa Folgendes:

„Ein Mineral ist ein natürlich vorkommender, anorganisch entstandener, homogener Festkörper, mit einer definierten chemischen Zusammensetzung und mit einem geordneten atomaren Aufbau.“

Stark vereinfacht ausgedrückt handelt es sich also um einen Kristall, der „von selbst“ d.h. ohne das Zutun von Menschen und anderen Lebewesen, in der Natur entstanden ist. Es existieren jedoch auch einige wenige Ausnahmen.

Minerale sind nicht nur glitzernde Steine, welche die Vitrinen von Museen und Sammlern zieren, sondern sind vor allem auch ein wichtiger Bestandteil unserer natürlichen Umwelt: Sie bauen die festen Gesteine und Sedimente der Erdkruste auf, auf der wir leben. Jeder Stein besteht aus Mineralen. Heute sind etwa 4000 unterschiedliche Minerale bekannt. Einige kennt und nutzt der Mensch bereits seit Jahrtausenden.

Der Schlüssel zum Verständnis der Minerale und Kristalle liegt in ihrem atomaren Aufbau, der spezielle und zum Teil kurios anmutende, physikalische Eigenschaften erst ermöglicht. Eigenschaften können generell „isotrop“ – das heißt richtungsunabhängig – oder „anisotrop“ – das heißt richtungsabhängig – sein. Kristalle zeichnen sich in vielen Fällen durch Anisotropie aus.

Tafel 2: Kristallstruktur

Eine Kristallstruktur repräsentiert den geordneten atomaren Aufbau eines Kristalls und kann mittels sich mosaikartig wiederholender Einheiten beschrieben werden. Diese Einheiten werden Elementarzellen genannt und enthalten die Gesamtinformation des Raumgitters. Sie besitzen immer sechs Flächen und acht Ecken. Die Längen der Kanten und die Größen der Winkel können aber unterschiedlich sein. Es ergeben sich genau sieben mögliche Symmetrien für Raumgitter, nach denen alle Kristalle in sieben Kristallsysteme eingeteilt werden [vgl. Abbildung auf Tafel 3]: Man unterscheidet das triklone (trkl), monokline (mkl), orthorhombische (orhomb), trigonale (trig), tetragonale (tetr), hexagonale (hex) und kubische (kub) Kristallsystem. Dessen Angabe lässt bereits Rückschlüsse auf die möglichen Symmetrien und Eigenschaften zu und es wird daher im Folgenden zusätzlich zur chemischen Formel eines Minerals angeführt.

Tafel 3: Symmetrie

Eine grundlegende Eigenschaft, die sich aus dem geordneten atomaren Aufbau der Kristalle ergibt, ist die Symmetrie. Unter Symmetrie versteht man die gesetzmäßige Wiederholung eines Motivs. Je nachdem wie ein Motiv wiederholt, bzw. wieder mit sich zur Deckung gebracht werden kann, spricht man von unterschiedlichen Symmetrioperationen oder auch Symmetrieelementen. Einige wichtige Symmetrieelemente in Kristallen sind:

- Spiegelebenen: Spiegelung eines Motivs an einer imaginären Ebene
- Inversionszentrum: Spiegelung eines Motivs an einem imaginären Punkt
- Drehachsen: Drehung eines Motivs um eine imaginäre n-zählige Drehachse um einen Betrag von $360^\circ/n$ [vgl. jeweilige Veranschaulichungen auf Tisch 3].

Aufgrund des dreidimensional periodischen Aufbaus des Kristallgitters, kann es hier nur 1-, 2-, 3-, 4-, und 6-zählige Drehachsen geben. 5-, 7- und höherzählige Drehachsen sind nicht realisierbar. Eine anschauliche Erklärung für den zweidimensionalen Fall wäre z.B. die Tatsache, dass es nicht möglich ist, eine Ebene lückenlos mit regelmäßigen Fünfecken zu bedecken, was hingegen mit gleichseitigen Drei-, Vier- und Sechsecken möglich ist [vgl. Versuch mit geometrischen Plättchen auf Tisch 3]. Daraus folgt, dass es nur eine begrenzte Anzahl von Symmetrien gibt, die mit dem Kristallbau vereinbar sind.

Die Symmetrie, die durch die atomare Anordnung der Atome vorgegeben ist, ist aber auch makroskopisch anhand der Kristallform sichtbar [vgl. Fluorit-Kristall und dessen Kristallstruktur auf Tafel 3]. Des Weiteren ist sie entscheidend für das anisotrope oder isotrope Verhalten gewisser Kristalleigenschaften.

Symmetrie an sich ist aber nicht auf das Mineralreich beschränkt, sondern ein wesentlicher Bestandteil der Natur und Kunst. So besitzen wir Menschen (wie fast alle höheren Tiere) eine Spiegelsymmetrie: Rein äußerlich sind linke und rechte Körperhälfte ident und ermöglichen schnelles Vorwärtskommen.

Im Folgenden soll auf einige interessante kristallphysikalische Eigenschaften eingegangen werden, die wichtige Rollen sowohl in der Technik als auch im Ablauf unseres modernen Alltags spielen:

Tafel 3: Dichte

Die Dichte ist zwar keine spezielle Eigenschaft des kristallinen Zustands, doch in Bezug auf die Identifikation von Mineralen und deren Anwendung sehr wichtig. Physikalisch gesehen repräsentiert sie die Masse pro Volumseinheit eines Körpers. Besitzen zwei gleich große Körper eine unterschiedliche Dichte, so ist jener mit der geringeren Dichte der leichtere.

Minerale können Dichten innerhalb eines großen Wertebereiches aufweisen [vgl. Dichte-Skala auf Tafel 3]: Eis (H_2O , hex) besitzt eine sehr niedrige Dichte von ca. $0,9 \text{ g/cm}^3$. Aufgrund seiner besonderen Kristallstruktur ist es „leichter“ als Wasser (ca. $1,0 \text{ g/cm}^3$) und schwimmt daher. Das ist auf den ersten Blick verwunderlich, denn in den meisten Fällen besitzen Festkörper eine größere Dichte als ihre Schmelze. Doch diese „Anomalie“ hat große Auswirkungen: Wegen seiner niedrigeren Dichte ist das Volumen von Eis größer als jenes derselben Menge Wasser. Das ist der Motor der Frostsprengung, die als wichtiger Bestandteil der Gesteinsverwitterung das Bild unserer Erde mit der Zeit verändert. Noch viel tiefgreifender ist die Tatsache, dass ohne diese Anomalie möglicherweise Leben auf der Erde nicht möglich wäre, da Gewässer sonst „von unten“ vollständig zufrieren würden.

Am anderen Ende des Dichte-Spektrums finden wir mit ca. $22,6 \text{ g/cm}^3$ das Metall Osmium (Os, kub), welches auch als sehr seltenes Mineral in der Natur vorkommt.

Zwischen diesen Extremwerten sind alle bekannten Minerale angesiedelt. Deren Dichte ist von zwei Faktoren abhängig:

1. der Kristallstruktur: dicht gepackte Strukturen besitzen eine höhere Dichte als „lockere“. Graphit (C, hex) und Diamant (C, kub) bestehen beide ausschließlich aus dem Element Kohlenstoff. Aufgrund der unterschiedlichen Struktur besitzt Diamant eine Dichte von $3,5 \text{ g/cm}^3$, Graphit aber nur von $2,2 \text{ g/cm}^3$.
2. der Art der eingebauten Elemente: Bleiglanz (PbS, kub) besitzt die gleiche Struktur wie Steinsalz (NaCl, kub). Da aber Blei (Pb) ein viel schwereres Element als Natrium (Na) ist, ist die Dichte von Bleiglanz ($7,4 \text{ g/cm}^3$) auch deutlich höher als jene von Steinsalz ($2,1 \text{ g/cm}^3$).

Die Dichte ist für jede Verbindung charakteristisch und wird sogar schon seit der Antike zur zerstörungsfreien Materialanalyse herangezogen: Der berühmte griechische Mathematiker Archimedes konnte mit Hilfe der Dichtebestimmung feststellen, dass die Krone seines Königs nicht aus reinem Gold (Au, kub) besteht [vgl. nachgebautes Experiment auf Tafel 3]. Während des Badens soll ihm aufgefallen sein, dass ein untergetauchter Körper so viel Wasser verdrängt, wie seinem Volumen entspricht. Daraufhin verglich er die Menge des verdrängten Wassers der Krone mit einem reinen Goldbarren gleicher Masse. Die Krone verdrängte mehr Wasser – ihr Volumen war daher größer und bei gleicher Masse musste daher ihre Dichte niedriger sein. Bei dem Material konnte es sich also nicht um reines Gold gehandelt haben.

Auf diesem Prinzip basiert die Dichtebestimmung mittels so genannter hydrostatischer Waage, mit der noch heutzutage die Dichte von Mineralen und Kristallen bestimmt wird. Heute spielt die Dichte aber nicht nur bei der Bestimmung von Mineralen eine große Rolle, sondern ist auch eine wichtige technische Größe: Für manche Anwendungen benötigt man eine möglichst große Masse auf kleinem Raum (z.B. Tariergewichte in Flugzeugen, Bleigewichte zum Wuchten von Autoreifen,...), anderswo ist genau das Gegenteil erwünscht (z.B. Rennwagen mit Magnesium-Rahmen, Satelliten aus Beryllium-Metall,...).

Tafel 4: Härte

Die Härte ist eine weitere charakteristische Materialeigenschaft, die auch zur Identifizierung herangezogen wird. Es gibt unterschiedliche Methoden die Härte einer Substanz zu bestimmen und zu klassifizieren. Die in der Mineralogie gebräuchlichste ist die Bestimmung der *Ritzhärte nach Mohs*. Friedrich Mohs, ein deutscher Mineraloge, publizierte im Jahr 1810 (als er gerade Professor in Graz war) seine zehnteilige qualitative Härteskala, die bis heute Bedeutung hat. Jede Mohs'sche Härte wird durch ein Standardmineral definiert [vgl. Härteskala auf Tafel 4]. Zur Bestimmung der Härte eines unbekanntes Minerals überprüft man, mit welchem der zehn Standardminerale es sich gerade noch ritzen lässt. Zur raschen Abschätzung gab Mohs zusätzlich andere Referenzen an: Minerale bis zu Härte 2 kann man mit dem Fingernagel ritzen, bis Härte 5 mit einem Stahlmesser. Das bedeutet, dass Stahl, den wir als Inbegriff der Härte auffassen, in der Welt der Minerale eher mittelmäßig abschneidet. Materialien über Mohs Härte 6 ritzen Glas. Diamant mit der Härte 10 ist das härteste bekannte Material und ist nur von sich selbst ritzbar. Wie kann man dann Diamanten schleifen? Nur mit anderen Diamanten und das auch nur, weil die Härte des Diamants eine anisotrope Größe ist. Beim Diamantschliff wird versucht den Richtungen mit der größten Härte auszuweichen. Die Härteanisotropie zeigt sich besonders deutlich beim Mineral Disthen ($\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)$, trkl) [vgl. Ritzversuch bei Tafel 4]: Während er in Längsrichtung der großen Fläche des tafeligen Kristalls mit einem Stahlmesser ritzbar ist, ist das in der Richtung senkrecht dazu nicht möglich.

Tafel 5: Spaltbarkeit

Eine weitere anisotrope mechanische Eigenschaft, die sehr typisch für bestimmte kristalline Verbindungen ist, ist die Spaltbarkeit. Unter Spaltbarkeit versteht man die Eigentümlichkeit vieler Kristalle bei Druck, Zug oder Schlag entlang bestimmter atomarer Gitterebenen zu spalten. Da diese von der atomaren Struktur und Bindung abhängig sind, sind die entstehenden Spaltkörper oft charakteristisch für verschiedene Minerale und können auch zur Identifizierung herangezogen werden.

Sehr bekannt ist z.B. die ausgezeichnete Spaltbarkeit der Glimmer (z.B. Muskovit $KAl_2(Si_3AlO_{10})(OH)_2$, mkl), die aufgrund einer ausgeprägten atomaren Schichtstruktur bevorzugt parallel zu den Schichten spalten und so sehr dünne Blättchen bilden können. Schlägt man mit dem Hammer auf Calcit ($CaCO_3$, trig), so erkennt man, dass die entstehenden Spaltstücke einander immer sehr ähnlich sind: es handelt sich um kleine Rhomboeder mit glatten, glänzenden Flächen [vgl. Versuch: Zerschlagen eines Calcits mit Hammer]. Das Steinsalz spaltet nach dem Würfel, der Fluorit (CaF_2 , kub) nach dem Oktaeder. Auch der Diamant besitzt eine gute Spaltbarkeit nach dem Oktaeder. Trotz seiner Härte ist er somit nicht unzerstörbar. Manche Minerale wie z.B. Quarz (SiO_2 , trig) besitzen keine Spaltbarkeit. Bei mechanischer Beanspruchung bricht Quarz „muschelrig“, ähnlich wie Glas.

Tafel 6: Elektrische Eigenschaften

Die Beherrschung der Elektrizität öffnete dem Menschen eine Welt voller neuer Möglichkeiten, deren rasante Entwicklung unvermindert anhält. Ohne Minerale wäre das wohl nicht zu bewerkstelligen gewesen. Heute leiten wir noch immer den Strom durch Leitungen aus Kupfer, erzeugen ihn in Generatoren, die mit Glimmer isoliert sind und machen Kabelstränge durch Talk ($Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$, mkl) biegsam. Diese Liste könnte noch lange fortgesetzt werden.

Einige Minerale sind *elektrisch leitfähig* [vgl. Minerale im Stromkreis auf Tafel 6]. Ein Beispiel wäre Graphit. Aufgrund seiner Leitfähigkeit wird er heute beispielsweise als Elektrodenmaterial eingesetzt. Die höchsten Leitfähigkeitswerte bei Raumtemperatur weisen Metalle auf. Obwohl Silber (Ag, kub) hier bessere Eigenschaften besitzt, bestehen die Leitungen heute fast ausschließlich aus dem billigeren und in Massen verfügbaren Kupfer (Cu, kub). Beide Edelmetalle kommen in der Natur auch selten gediegen (d.h. in ihrer Reinform als Elemente) vor, doch werden sie heutzutage aus anderen Erzmineralen (meist Metallsulfiden) gewonnen.

Manche Materialien verlieren unterhalb einer (sehr tiefen) Temperatur ihren elektrischen Widerstand vollständig. Dieses Phänomen bezeichnet man als „*Supraleitung*“ Seit den späten 1980ern sind kristalline Verbindungen bekannt, bei denen die Sprungtemperatur der Supraleitung über dem Siedepunkt des flüssigen Stickstoffs ($-196^\circ C$) liegt. Heute wird durch Kristallographen intensiv an diesen „Hochtemperatur-Supraleitern“ geforscht, die in Zukunft bisher ungeahnte technische Möglichkeiten eröffnen könnten.

Neben der Leitfähigkeit gibt es noch eine Reihe weiterer elektrischer Eigenschaften, die der Allgemeinheit weniger bekannt, aber aus der modernen Technik nicht wegzudenken sind: Aus mineralogischer Sicht besonders interessant sind die Pyro- und die Piezoelektrizität, da diese Effekte beide an Mineralen entdeckt wurden.

Es sollen holländische Seeleute gewesen sein, denen auffiel, dass Turmaline (z.B. Dravit $NaMg_3Al_6(BO_3)_3(Si_6O_{18})(OH,F)$, trig), nachdem man sie erhitzt hatte, in der Lage waren Aschepartikel anzuziehen. *Pyroelektrische Kristalle* laden sich beim Erwärmen oder Abkühlen elektrisch auf. Dieser Effekt kann nur in Kristallen und auch nur in solchen mit bestimmten atomaren Symmetrien auftreten. Heute setzt man die so genannten Pyroelektrika beispielsweise in Bewegungsmeldern ein: Eine geringe Temperaturerhöhung durch eine, in mehreren Metern Entfernung vorbeigehende Person, reicht aus, um eine Spannung zu erzeugen und einen Alarm auszulösen oder Licht einzuschalten.

Quarz ist eine der ersten Substanzen an denen der piezoelektrische Effekt beobachtet wurde. Unter *Piezoelektrizität* versteht man die Eigenschaft mancher Kristalle, sich bei Beanspruchung durch Druck oder Zug elektrisch aufzuladen [vgl. Schema auf Tafel 6]. Viele elektrische Drucksensoren basieren auf diesem Prinzip. Umgekehrt geraten diese Kristalle beim Anlegen eines elektrischen Wechselfeldes in Schwingung. Aufgrund dieser Eigenschaft ist synthetischer Quarz im täglichen Leben allgegenwärtig: So genannte „Schwingquarze“ finden sich in fast jeder Armbanduhr, PC, Handy,... wo sie als präzise Taktgeber dienen. Vibrieren Piezo-Kristalle in einem gewissen Frequenzbereich, können sie Schallwellen erzeugen. Auf diese Weise funktionieren nicht nur Ultraschallgeräte und Sonaranlagen, sondern in Form von Mikrolautsprechern sind sie auch für die Melodien von Handys und elektronischen Geburtstagskarten verantwortlich.

Tafel 7: Magnetische Eigenschaften

Bereits in der Antike erkannten die Menschen, dass besondere Steine in der Lage waren, Eisenspäne auf „magische“ Weise anzuziehen. Der Magnetismus verdankt seinen Namen dem Mineral an dem er erstmals beobachtet wurde: dem „Stein aus Magnesia“, dem Magnetit (Fe_3O_4 , kub). Heute sind viel stärkere Permanentmagnete als Magnetit bekannt und es wird laufend nach Verbindungen gesucht, die noch bessere magnetische Eigenschaften besitzen [vgl. Versuch auf Tafel 7: sehr kleiner Magnet hält großes Gewicht].

Unsere Erde ist selbst auch ein großer Magnet, nicht zuletzt wegen ihres mineralischen Kerns aus Eisen und Nickel, zweier Metalle, die magnetische Eigenschaften besitzen. Auf dem Prinzip, dass sich kleine Magnete nach dem Erdmagnetfeld ausrichten, beruht der Kompass. Die ersten Kompass besaßen „Nadeln“ aus Magnetit. Von einigen Tierarten wie zum Beispiel Tauben, ist ebenfalls bekannt, dass sie sich nach dem Erdmagnetfeld orientieren können. Das bewerkstelligen sie mittels spezieller Organe, in denen sich kleinste Magnetit-Kristalle befinden.

Aufgrund ihres Verhaltens in einem Magnetfeld kann man Verbindungen grob in drei Gruppen einteilen:

diamagnetische Stoffe werden von den Polen eines Magneten schwach abgestoßen
(z.B. Quarz, Graphit,...)

paramagnetische Stoffe werden von den Polen eines Magneten schwach angezogen
(z.B. Platin, Pyrit,...)

ferromagnetische Stoffe werden von den Polen eines Magneten stark angezogen
(z.B. Eisen, Magnetit,...).

Unter speziellen Umständen kann man starke Diamagnete über starken Ferromagneten sogar frei schweben lassen [vgl. Versuch auf Tafel 7: frei schwebender Graphit].

Die magnetische Eigenschaft der Kristalle ist sowohl abhängig von der Art der eingebauten Elemente als auch von der Kristallstruktur. Pyrit (FeS_2 , kub) und Magnetkies ($\sim\text{FeS}$, trkl) sind zwar aus denselben chemischen Elementen aufgebaut, jedoch besitzen sie eine unterschiedliche Struktur und sind anhand ihrer magnetischen Eigenschaften leicht unterscheidbar [vgl. Versuch auf Tafel 7: Unterscheidung der Minerale Magnetkies und Pyrit mittels eines Magneten].

Tafel 8: Thermische Eigenschaften

Ähnlich der elektrischen Leitfähigkeit gibt es auch in Bezug auf die *Wärmeleitfähigkeit* gute und schlechte Leiter. Die Natur hat den Menschen mit „Detektoren“ zur Wahrnehmung der Wärmeleitfähigkeit ausgestattet: die Nervenzellen in unserer Haut. Bei gleicher Ausgangstemperatur fühlt sich ein Stück Metall auf der Haut kalt, ein Stück Holz hingegen warm an [vgl. Versuch auf Tafel 8]. Der Grund liegt darin, dass die Körperwärme durch das thermisch gut leitende Metall schnell abgeführt wird, während sie sich an der Oberfläche des thermisch schlecht leitenden Holzes staut. Unterschiedliche Minerale besitzen unterschiedlich gute Wärmeleit-eigenschaften: Eine Skulptur aus Marmor wird uns aufgrund der relativ guten Wärmeleitfähigkeit des Calcits angenehm kühl vorkommen. Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, mkl) leitet die Wärme weniger gut und trägt beim Hausbau in Form von Gipskartonplatten zur Wärmeisolation bei.

Eine weitere thermische Eigenschaft ist die *Wärmedehnung*. Die allermeisten Substanzen, auch die meisten Minerale, dehnen sich beim Erwärmen aus, was in verschiedenen Situationen berücksichtigt werden muss (z.B. Wärmedehnfugen auf Brücken). In der Welt der Kristalle finden sich aber auch Materialien, die sich bei steigender Temperatur nicht ausdehnen oder sogar zusammenziehen. Ein praktisches Beispiel finden wir in fast jeder Küche: Die Kochplatten von Elektroherden bestehen in vielen Fällen aus Cordierit-Glaskeramik. Die synthetischen Cordierite – in der Natur $(\text{Mg,Fe})_2(\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18})$ (orthomb) – dehnen sich bei Temperaturerhöhung, die beim Kochen auftritt (und mehrere 100°C betragen kann) kaum aus. Bei Kristallen kann die Wärmeausdehnung anisotrop, also richtungsabhängig, sein. Schleift man aus einem Calcit-Kristall eine perfekte Kugel und erwärmt diese, dann wird man nach einiger Zeit eine Verformung der Kugel feststellen. In einer Richtung hat sie sich ausgedehnt, in den Richtungen senkrecht dazu sogar ein wenig zusammengezogen. Aufgrund der anisotropen thermischen Ausdehnung ist aus der Kugel ein Ellipsoid geworden [vgl. Abbildung auf Tafel 8].

Tafel 9: Optische Eigenschaften

Die optischen Eigenschaften eines Materials werden durch die Wechselwirkung von Licht und Materie bestimmt. In der klassischen geometrischen Optik beschreibt man Licht als elektromagnetische Welle: Als sichtbares Licht bezeichnen wir jenen kleinen Ausschnitt des elektromagnetischen Spektrums, den wir mit unseren Augen wahrnehmen können.

Das Licht pflanzt sich im Vakuum mit der größten uns bekannten Geschwindigkeit von etwa 300000 km/s aus. In jedem anderen Medium ist das Licht um einen charakteristischen Betrag langsamer. Man spricht im Vergleich auch von „optisch dichten“ Medien, in denen sich das Licht langsamer ausbreitet, und „optisch dünnen“ Medien, in denen sich das Licht schneller ausbreitet. Tritt ein Lichtstrahl von einem Medium in ein anderes Medium mit unterschiedlicher „optischer Dichte“ ein, so wird er an der Grenzfläche zwischen diesen beiden Medien „gebrochen“, das heißt der Lichtstrahl erfährt eine Richtungsänderung.

Beim Übergang von optisch dünnen zu optisch dichten Medien spricht man von einer „Brechung zum Lot“, beim Übergang von optisch dicht zu optisch dünn von einer „Brechung vom Lot“. Bei der Brechung vom Lot kann der Fall eintreten, dass der Brechungswinkel den Wert von 90° überschreitet. Ab diesem Zeitpunkt kann das Licht nicht mehr in das optisch dünnere Medium eintreten und wird vollständig reflektiert [vgl. Versuch: Totalreflexion an einem Plexiglaskörper auf Tafel 9]. Man nennt diesen Effekt „*Totalreflexion*“.

Die Eigenschaft der Totalreflexion wird beispielsweise bei der Herstellung von Diamantschmuck ausgenutzt: Die Winkel im klassischen Brillantschliff sind so gewählt, dass das Licht möglichst oft zum Betrachter zurück totalreflektiert wird. Erst dieser Schliff verleiht dem Diamanten sein unvergleichliches „Feuer“ [vgl. Brillantmodell und Schema auf Tafel 9].

Auch in der modernen Technik spielt die Totalreflexion eine große Rolle: Auf diesem Prinzip basieren Glasfaser-Lichtleiter, mit denen heute große Datenmengen ohne nennenswerten Verlust übertragen werden können. Das Mineral Ulexit ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, trkl) ist ein natürlicher Lichtleiter. Der eigentümliche Effekt der entsteht, wenn man eine Unterlage durch diesen Stein betrachtet, hat ihm auch die Bezeichnung „TV-rock“ eingetragen [vgl. Versuch auf Tisch 9].

Brechung und Totalreflexion sind keine speziellen Eigenschaften des kristallinen Zustands und können ebenso an Gläsern und anderen transparenten amorphen Festkörpern und an Flüssigkeiten beobachtet werden. Im Gegensatz zu Gläsern ist in den meisten Kristallen (jenen mit nicht kubischer Symmetrie) die Geschwindigkeit, mit der sich das Licht in ihnen ausbreitet, von der Durchstrahlungsrichtung abhängig. Daraus resultiert der erstaunliche Effekt der „*Doppelbrechung*“, der 1669 von E. Bartholinus an einem Calcit-Kristall entdeckt wurde: Ein Lichtstrahl wird beim Eintritt in den Kristall in zwei Strahlen aufgespalten. Betrachtet man eine Unterlage durch den Kristall, so erscheint jedes Detail doppelt [vgl. Versuch auf Tisch 9].

Tafel 10: Farbe

Eine weitere wichtige Materialeigenschaft, die auf der Wechselwirkung von Licht und Materie beruht, ist die Farbe. Viele Minerale können durch schöne Farben eine so große Faszination auf uns ausüben, dass wir sie zu Schmuckzwecken einsetzen.

Es gibt eine Reihe sehr unterschiedlicher *Farbursachen*. Eine der häufigsten ist der Einbau von färbenden Nebengruppenelementen wie z.B. Chrom, Eisen oder Kupfer. Die Farbe, die wir sehen, wird jedoch nicht nur von der Art und der Wertigkeit der eingebauten Metalle beeinflusst, sondern ist auch von der Kristallstruktur abhängig. So besitzen die Minerale Malachit $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ (mkl) und Azurit $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ (mkl) einen sehr ähnlichen Chemismus mit zweiwertigem Kupfer als färbenden Metallion, doch aufgrund der unterschiedlichen Kristallstruktur ist Malachit grün und Azurit blau.

Oft reichen bereits geringe Mengen bestimmter Fremdelemente aus, um an sich farblosen Mineralen prächtige Farben zu verleihen. Ein schönes Beispiel bietet das Mineral Beryll $\text{Al}_2\text{Be}_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})$ (hex). Geringe Gehalte gewisser Übergangsmetalle, die das Aluminium in der Kristallstruktur teilweise ersetzen, sind für die Färbung verantwortlich. Die Farbvarietäten des Berylls besitzen klingende Namen (Smaragd, Aquamarin) und sind bekannte Edelsteine [vgl. Abbildungen auf Tafel 10].

Interessanterweise ist auch die Farbe mancher Kristalle von der Betrachtungsrichtung abhängig. Besitzt ein Mineral in unterschiedlichen Richtungen unterschiedliche Farben und Helligkeiten, so spricht man von „*Pleochroismus*“. Der visuelle Farbeindruck, den manche Kristalle erzeugen, ist sehr sensibel gegenüber geringen Unterschieden der spektralen Zusammensetzung des Lichts. Ein Mineral, welches diesen Effekt deutlich zeigt, ist der Alexandrit (Al_2BeO_4 , orhomb, mit geringem Cr^{3+} -Gehalt): Bei Tageslicht erscheint er grün, im Kunstlicht rot [vgl. Versuch auf Tafel 10].

Die Farbe ist ein wichtiges Erkennungsmerkmal vieler Minerale. Eine weitere Bestimmungshilfe ist die Farbe eines mit dem Mineral auf einer rauen, weißen Kachel gezogenen Strichs [vgl. Versuch auf Tisch 10]. Dieser muss nicht mit der ersichtlichen Farbe des Minerals übereinstimmen: So ist beispielsweise der Strich des silbrig schwarz glänzenden Hämatits (Fe_2O_3 , trig) nicht schwarz, sondern rot. Diese Eigenschaft brachte ihm auch den Namen „Blutstein“ ein. So wie die kleinen Scherben einer durchsichtigen Fensterscheibe weiß erscheinen, erzeugt auch das Pulver eines Minerals mitunter einen anderen visuellen Farbeindruck als ein kompakter Kristall. Die *Strichfarbe* ist nichts anderes als die Farbe des Mineralpulvers.

Jenseits des Bereiches des sichtbaren Lichtes liegt der ultraviolette Spektralbereich. Manche Minerale sind in der Lage die unsichtbaren UV-Wellen zu absorbieren und in Form von sichtbarem Licht wieder abzustrahlen [vgl. Versuch auf Tisch 10]. Diese Eigenschaft bezeichnet man als *UV-Lumineszenz*. Man unterscheidet prinzipiell zwischen zwei Typen: Bei der so genannten „Fluoreszenz“ verschwindet der Leuchteffekt – und damit die Farbe – mit dem Abschalten der UV-Quelle. Bei der so genannten „Phosphoreszenz“ leuchten die Minerale hingegen noch eine Weile nach dem Abschalten nach.

Tafel II: Mineralogie in Österreich

Auf dieser Tafel wird ein Überblick über die Studienmöglichkeiten gegeben und der Verein der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft vorgestellt.

In folgenden Städten Österreichs kann man derzeit ein mineralogisches Studium belegen: Wien, Graz, Leoben, Salzburg und Innsbruck.

Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft (ÖMG) steht allen Mineralienliebhabern offen und ermöglicht so den Austausch zwischen Wissenschaftlern, Museen und Sammlern.

Es werden geboten:

Vorträge: An den Veranstaltungsorten Wien, Graz, Leoben, Salzburg und Innsbruck finden regelmäßig öffentliche Vorträge statt.

Buchband: Jedes Mitglied erhält jährlich den neuen Buchband „Mitteilungen der ÖMG“.

Bestimmungsabende: Hilfe bei der Bestimmung „problematischer“ Minerale an den Universitäten und Museen.

Tagungen: Jedes zweite Jahr findet eine große Tagung der ÖMG statt („MinPet“).

Exkursionen: Lehrfahrten zu interessanten Mineralvorkommen im In- und Ausland.

Weitere Informationen erhalten Sie unter <http://www.univie.ac.at/mineralogie/oemg.at>

II. Minerale und Kristalle im Alltag

Die früheste Epoche menschlicher Geschichte wird als Steinzeit bezeichnet. Aus Steinen – also aus Mineralen – wurden Werkzeuge, Waffen und Kultobjekte hergestellt. Höhlen, natürliche Hohlräume in Gesteinen, dienten mitunter als Behausung oder rituelle Stätten. Mit Hilfe von Mineralfarben wurden deren Wände mit Malereien verziert. Das Leben der Menschen wurde nicht unwesentlich von Mineralen geprägt.

Streng genommen hat die „Steinzeit“ nie aufgehört, denn nach wie vor sind wir auf die Verwendung von Mineralen und mineralischen Rohstoffen angewiesen.

Ihr mengenmäßiger Gebrauch hat in Relation zur Urgeschichte sogar drastisch zugenommen. Hinzu kommen noch unzählige synthetische Kristalle, die der Mensch herzustellen gelernt hat. Jedoch führen sie alle ein scheinbar verborgenes Dasein. Nur selten sind die Minerale als solche erkennbar und nur selten schenkt man ihnen gebührende Aufmerksamkeit. Doch ohne sie könnten wir heute nicht telefonieren, fernsehen, Strom erzeugen, Auto fahren,...

Obwohl es uns nicht immer bewusst ist, sind wir täglich von vielen Kristallen und Mineralen umgeben. Minerale bauen den Großteil unseres Planeten auf und sind schon aus diesem Grund allgegenwärtig und von großer Wichtigkeit. Mit der Zeit hat der Mensch gelernt ihre besonderen Eigenschaften zu nutzen. Nach der Verwendung unterteilt man mineralische Rohstoffe in folgende Gruppen:

Erzminerale: Bestimmte Minerale sind wichtige Rohstoffe zur Gewinnung von Metallen, Halbmetallen und anderen Elementen. Ein Beispiel ist der Kupferkies (CuFeS_2 , tetr) aus dem Kupfer gewonnen wird.

Industrieminerale: Mineralische Rohstoffe, die als solche verwendet werden. Ein einfaches Beispiel wäre Splitt aus Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, trig), mit dem bei Glatteis Straßen und Wege gestreut werden oder das Steinsalz, das wir täglich mit der Nahrung zu uns nehmen.

Manche Minerale sind nicht nur wichtige Erze zur Gewinnung bestimmter Elemente, sondern finden auch als Industrieminerale Verwendung. Ein klassisches Beispiel wäre Quarz: Man gewinnt aus ihm nicht nur das, z.B für die Halbleiterindustrie so wichtige Element Silizium, sondern setzt ihn auch in unverändert mineralischer Form, z.B. als Sand in vielen Anwendungsbereichen ein.

Auch in Österreich werden einige bedeutende Mineralvorkommen abgebaut und zu Produkten weiterverarbeitet, mit denen österreichische Unternehmen weltweite Bedeutung erlangt haben. Anhand ausgewählter Beispiele zeigt die Ausstellung den Weg vom Ausgangs- zum Endprodukt.

Wo begegnen uns Minerale im täglichen Leben? Wollte man alle Anwendungen aufzählen, würde man wahrscheinlich mehrere dicke Buchbände füllen können. Deshalb werden hier nur einige in einem kurzen Überblick vorgestellt:

Manchmal verläuft die erste tägliche Begegnung mit Kristallen für uns leider nicht so angenehm: Wir müssen aufstehen weil der Wecker läutet. Das Piepsen wird mitunter auch durch Piezo-Kristalle verursacht, welche aufgrund der angelegten Wechselspannung mit einer hörbaren Frequenz schwingen. In elektronischen Weckern ist ein Quarz-Kristall eingebaut, der aufgrund seiner piezoelektrischen Eigenschaft als Taktgeber fungiert. Auch die Quarz-Armbanduhr enthält einen „Schwingquarz“. Die kratzfesten „Uhrgläser“ qualitativ hochwertiger Uhren bestehen aus sehr hartem Aluminiumoxid (in der Natur: Korund Al_2O_3 , trig). Manche Hersteller fertigen auch andere Teile der Uhr aus extrem harter Zirkoniumoxid-Keramik an. Nahezu unverwüstliche Uhren erhält man heute durch Beschichtung mit Diamant.

Beim Blick in den Spiegel – dessen reflektierende Wirkung von einer Schicht Silber herrührt – putzen wir uns in der Früh die Zähne. Die Zahnpasta ist weiß aufgrund weißer Pigmente (TiO_2 , in der Natur: Rutil, Anatas) und enthält unterschiedliche mineralische Schleifpartikel (z.B. Calcit), die den Belag von unseren Zähnen scheuern.

Kristalline Verbindungen helfen uns auch noch anderwärtig unser Erscheinungsbild zu verbessern: Die meisten Kosmetika beruhen auf mineralischer Basis (z.B. Talk, Glimmer) und um unangenehmen Körpergeruch zu verhindern, benutzen wir Deostifte aus bakteriziden Alaun-Kristallen.

Unser Auto ist eine Fundgrube vieler Minerale: Ein durchschnittlicher PKW enthält allein um die 12 kg Talk z.B. als Füllstoff in Kunststoffteilen. Weiters werden Quarz, Glimmer, Calcit, Wollastonit (CaSiO_3 , trkl),... in großen Mengen als Füllstoffe eingesetzt. Metallic- und Farbwechsel-Effekte werden durch behandelte Glimmer-Plättchen im Lack hervorgerufen. Daneben finden unzählige andere kristalline Verbindungen in den unterschiedlichsten Anwendungen ihren Einsatz. Ein großer Teil des Autos besteht aus Metallen: Rahmen, Karosserie und Motor sind aus Stahl, Aluminium oder Magnesium gefertigt, welche aus Erzmineralen gewonnen werden. Metalle sind leicht in die gewünschte Form zu bringen und besitzen gute mechanische Eigenschaften, weisen aber auch charakteristische Schwächen auf. Überall dort, wo Metalle nicht eingesetzt werden können, finden andere Werkstoffe Verwendung: Da Zündkerzen gute elektrische Isolatoren sein und zum Teil hohe Temperaturen aushalten müssen, werden sie aus Aluminiumoxid-Keramik (in der Natur als Korund: Al_2O_3 , trig) hergestellt. Der Katalysator-Träger besteht meist aus Cordierit-Keramik, der mit Zeolithen und Platin-Metallen beschichtet ist. Auch die Lambda-Sonde, über welche das jeweilig richtige Luft-Benzin-Gemisch eingestellt wird, funktioniert aufgrund der Ionenleitfähigkeit von Zirkoniumoxid-Keramik.

Die generellen Vorteile von Keramik-Werkstoffen gegenüber Metall sind bestechend: Sie besitzen meist ein geringeres Gewicht, eine weit höhere Härte und sind viel temperaturbeständiger. Diese Faktoren sind im Fahrzeugbau sehr erwünscht und manche Hersteller setzen daher Keramik-Werkstoffe auch schon kommerziell in Kupplung und Bremsen ein.

Die meisten Elektrik- und Elektronik-Bestandteile des Autos funktionieren nur aufgrund der Eigenschaften kristalliner Festkörper. In Rückfahransensoren, Warntonanlagen und im Direktein-spritzsystem werden Piezokristalle eingesetzt. Kleine Elektromotoren, beispielsweise in elektrischen Fensterhebern oder zum Verstellen der Rückspiegel, enthalten Graphit und kristalline Permanentmagnete. Die Glühdrähte der Scheinwerferlampen und die Drähte der Heckscheibenheizung bestehen aus hochtemperaturbeständigem Wolfram. Diese Liste könnte noch lange fortgesetzt werden.

Müssen wir etwas aufschreiben oder -zeichnen, kommen wir nicht umhin Minerale zu verwenden: Bleistifte bestehen aus Graphit und Tonmineralen. Buntstifte enthalten viele verschiedene mineralische Füllstoffe. Füllfedern besitzen mitunter eine Spitze aus Gold oder Iridium, welche beide in der Natur als Minerale vorkommen. Die Kugel des Kugelschreibers besteht meist aus Wolframcarbid, einer harten kristallinen Substanz. Auch unser bevorzugtes Schreibmaterial, das Papier, besteht zu einem großen Prozentsatz aus Mineralen als Füllstoffe und Weißpigmente (Calcit, Talk,...).

Die ersten gemalten Bilder wurden mit Mineralfarben an die Wände von Höhlen gemalt und dokumentieren die ersten künstlerischen Versuche der Menschheit. Noch heute werden viele Farbpigmente aus Mineralen gewonnen.

Im Sport werden geschickt kristalline Substanzen eingesetzt, die unsere Schlagkraft beim Tennis verstärken, die Vibrationen von Rennski minimieren, Bowlingkugeln härter treffen lassen, Dartpfeilen eine stabilere Flugbahn ermöglichen,... Sportarten wie Beachvolleyball oder Weitsprung wären ohne – zum Großteil aus Quarz bestehenden – Sand nicht vorstellbar. Auch die Linien beim Fußballspiel bestehen aus fein gemahlten Mineralen (Calcit).

Kristalle und Minerale machen auch vor unserem Esstisch nicht halt: Wir essen mit Besteck aus Stahl, Silber oder Aluminium – Metallen, die allesamt aus Mineralen gewonnen werden – von Tellern aus Porzellan und Gebrauchskeramik - die aus den Ausgangsprodukten Quarz, Kalifeldspat (KAlSi_3O_8 , mkl) und Kaolinit ($\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$, trkl) hergestellt wurden. Neuerdings gibt es auch Messer aus extrem harter Hochleistungskeramik, die kaum noch geschliffen werden müssen.

Der Geschmack unserer Lebensmittel wird mit Kristallzucker und Speisesalz (3-4g pro Tag) verbessert. Viele andere Kristalle und Minerale nehmen wir unbewusst zu uns: Im Laufe seines Lebens nimmt der Mensch allein etwa 12kg Gips mit der Nahrung zu sich. Bei dem weißen Pulver auf Kaugummis handelt es sich um Talk und die weiße Farbe auf der Haut der Salami wird meist durch Titanoxide (als Rutil oder Anatas aus der Natur bekannt) verursacht.

Nach dem Essen räumen wir Teller und Besteck in den Geschirrspüler. Hier werden Zeolithe – Gerüstsilikate, die auf atomarer Ebene große Hohlräume besitzen – zur Wasserenthärtung und Verbesserung der Waschwirkung eingesetzt. Auch im Waschmittel sind aus diesem Grund Zeolithe enthalten. Weiters sind sie mitunter ein Bestandteil von Katzenstreu, wo sie unangenehme Gerüche absorbieren. Ein neuentwickeltes Bierfass ist mit Hilfe von Zeolithen in der Lage, Bier ohne Strom zu kühlen. Es wird intensiv an der Erforschung und Entwicklung neuer zeolithischer Verbindungen gearbeitet, da sie eine Vielzahl von interessanten Eigenschaften besitzen.

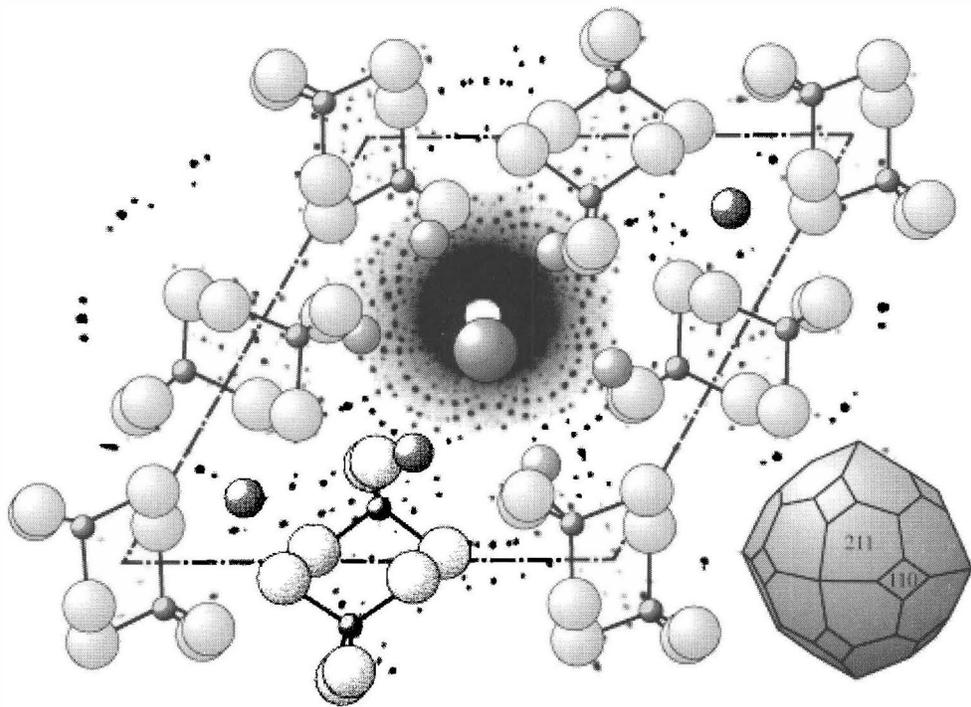
Minerale und ähnliche kristalline Verbindungen können auch ganz entscheidend zu unserer Gesundheit beitragen: Wir nehmen sie als Nahrungsergänzungsmittel, als Trägersubstanz von Tabletten oder als Arzneiwaren zu uns. Die Medizin ist noch in weiterer Hinsicht auf kristalline Substanzen angewiesen und hier spielen auch Minerale eine wichtige Rolle: Fast jeder von uns bekam nach einem Knochenbruch schon einen „Gips“ (in der Tat meist aus Gips). Um Erkrankungen im Magen-Darmbereich feststellen zu können, muss man Röntgenkontrastmittel aus Bariumsulfat (in der Natur als Baryt: BaSO_4 , orhomb) schlucken. Heutzutage werden Knochenprothesen, wie künstliche Hüftgelenke, auch aus Keramik und Titan angefertigt, da diese körperverträglich und höchst abriebresistent sind. Auch in der Zahnprothetik wird zunehmend zu keramischen Werkstoffen gegriffen: Kronen und Inlays aus synthetischem Spinell (MgAl_2O_4 , kub), Zirkoniumoxid oder Aluminiumoxid (alle in der Natur so oder in ähnlicher Form als Minerale bekannt) sind kaum von echter Zahnschmelze zu unterscheiden.

Nicht zuletzt bestehen wir selbst zu einem großen Prozentsatz aus kristalliner Substanz: Etwa 20 kg unseres Körpers entfallen auf Knochen, welche vornehmlich aus Apatit ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F})$, hex) bestehen. Andere Lebewesen setzen auf andere Skelettsubstanzen: Besonders weit verbreitet sind „Calcit“ (z.B. Seeigelpanzer), Aragonit (CaCO_3 , orhomb)(z.B. Sepiaschulp, Perlmutter) und „Skelettopal“ ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)(z.B. Kiesalgen). Obwohl sie vom atomaren Aufbau her ident sind, handelt es sich hierbei aber per definitionem nicht um Minerale, da sie von den Lebewesen gebildet und nicht abiogen in der Natur entstanden sind.

Danksagung

Ich danke den bei der Ausstellung genannten Firmen für die zahlreichen zur Verfügung gestellten Exponate. Für hilfreiche Diskussionen sei den Mitgliedern des Instituts für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien gedankt.

ORIGINALARBEITEN



**VON DER MANTELSCHMELZE ZUM NAMIBIA BLUE:
DIE KOMPLEXE ENTSTEHUNGSGESCHICHTE
EINES AUSSERGEWÖHNLICHEN NATURSTEINVORKOMMENS**

von

Kirsten Drüppel

Institut für Angewandte Geowissenschaften
Abteilung Mineralogie, Sekretariat BH1, Technische Universität Berlin
Ernst-Reuter-Platz 1, 10587 Berlin, Germany
E-mail: kirsten.drueppel@tu-berlin.de

Zusammenfassung

Vor etwa 1,38 Milliarden Jahren, im Mesoproterozoikum, war das heutige Kaokoveld, NW-Namibia, Teil eines stabilen Blockes der Erdkruste, des Kongo-Kratons. In diesem Zeitraum begannen große Volumina von Schmelzen in die Erdkruste unter Nordwest-Namibia aufzudringen. Die Magmen stiegen bis in eine Tiefe von etwa 20 km auf, bevor sie endgültig in Form eines riesigen Anorthosit-Massivs, dem Kunene-Intrusiv-Komplex, erstarrten. Dieser Gesteinskomplex setzt sich überwiegend aus Anorthositen, d.h. Gesteinen mit über 90 Vol.% Plagioklas, zusammen. Nahe seiner südöstlichen Begrenzung ist dieses Gesteins-Massiv von zahlreichen Rissen durchzogen. Diese Brüche sind auf einer Fläche von etwa 100 km² durch einen etwa 1,14 Milliarden Jahre alten, äußerst ungewöhnlichen Gesteinstyp verfüllt, der aufgrund der hohen Anteile am Mineral Sodalith eine tiefblaue Färbung aufweisen kann und heute als Naturstein mit der Handelsbezeichnung "Namibia Blue" in zahlreiche Länder exportiert wird. Bereits im Gelände ist eine regionale und strukturelle Zusammengehörigkeit von Sodalith-Mineralisationen und braun gefärbten Ferrokarbonatiten zu erkennen. Sodalith-reiche Gesteine treten innerhalb der Spalten meist in Form von Nebengesteins-Bruchstücken auf, die von einer Karbonatit-Matrix umflossen und von schmalen Karbonatit-Adern durchzogen werden. Im Randbereich der Spalten kann lokal eine graduelle Umwandlung des grau gefärbten Plagioklas-reichen Anorthosits in bläulich gefärbte, Sodalith-reiche Fenite beobachtet werden. Diese Beobachtungen deuten daraufhin, dass es sich bei den Sodalith-reichen Gesteins-Bruchstücken ursprünglich ebenfalls um Anorthosite handelte, die zunächst teilweise zu Sodalith umgewandelt und anschließend während der Platznahme der karbonatitischen Schmelzen zerbrochen und transportiert wurden. Die Karbonatite sind durch partielle Aufschmelzung des Erdmantels entstanden, wie sich anhand ihrer Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopendaten belegen lässt.

Mikroskopische Untersuchungen der partiell umgewandelten Anorthosite konnten zeigen, dass sich die Sodalithe überwiegend auf Kosten von Plagioklas gebildet haben. Dieser Bildungsvorgang konnte anhand von Laser-ICP-MS-Messungen an den neugebildeten Sodalithen belegt werden, deren Seltenerd-Element-Verteilungs-Muster denen der Anorthosite entsprechen. Eine derartige Mineral-Umbildung ist erst möglich, wenn der Anorthosit durch eine NaCl-reiche Lösung überprägt wurde, ein Vorgang den man gemeinhin als "Fenitisierung" bezeichnet. Die Mineralchemie weiterer neugebildeter Minerale und die chemische Zusammensetzung der Sodalith-Gesteine deuten darauf hin, dass diese Lösung zudem sehr reich an Eisen, Strontium, H₂O, CO₂ und den Seltenerd-Elementen (SEE) gewesen sein muss. Über mikrothermometrische Untersuchungen an den während der Kristallisation der Sodalithe eingeschlossenen Fluiden konnten Salinitäten von 19-24 Gew.% NaCl-Äquivalent berechnet werden. Am Hamburger Synchrotron-Strahlungs-Labor HASYLAB durchgeführte Synchrotron-Mikro-Röntgenfluoreszenz-Analytik an den Fluiden zeigt, dass die wässrigen Lösungen zudem stark mit Strontium, Barium, Eisen, Niob und Seltenerd-Elementen angereichert sind. Alle Untersuchungsergebnisse deuten darauf hin, dass die Anorthosite durch typische karbonatitische Fluide überprägt wurden, die vor und während der Platznahme der karbonatitischen Schmelzen durch Entgasung freigesetzt wurden. Diese etwa 800-530°C heißen, NaCl-reichen wässrigen Lösungen drangen in die Risse im Anorthosit ein, reagierten mit den anorthositischen Gesteinsbruchstücken und führten zu deren fast vollständiger Umbildung in Sodalith-reiche Fenite. Anschließend flossen die karbonatitischen Schmelzen in das veränderte brüchige Gestein.

1. Einleitung

1.1 Lage des Arbeitsgebietes

Ökonomisch bedeutsame Mineralienvorkommen des tiefblauen Schmucksteins Sodalith finden sich im äußersten Nordwesten Namibias, etwa 830 km nordwestlich von Windhoek, nahe der Grenze zu Angola (Abb. 1). Obwohl die Sodalith-reichen Gesteine bereits seit etwa 40 Jahren abgebaut und als Naturstein Namibia Blue in zahlreiche Länder exportiert werden (MENGE, 1986), standen moderne wissenschaftliche Untersuchungen über die Entstehung der Sodalith-Vorkommen bislang weitestgehend aus. Dies kann zum einen auf den von 1973 bis 1989 andauernden namibischen Befreiungskampf zurückgeführt werden, der überwiegend an Namibias nördlichen Grenzen ausgefochten wurde. Im Zuge dieses Ereignisses wurden im Untersuchungsgebiet südafrikanische Truppen stationiert. Weiterhin spielt jedoch auch die mangelhafte infrastrukturelle Erschließung Nordwest-Namibias eine entscheidende Rolle. Wer die Minengesellschaft Namibia Blue Sodalite Ltd. Company erreichen will, muss sich auf einen beschwerlichen Weg durch das touristisch weitestgehend unerschlossene Kaokoveld gefasst machen. Von dem etwa 710 km nordwestlich von Windhoek gelegenen Opuwo, dem letzten Vorposten der "Zivilisation" auf dem Weg in das Kaokoveld, geht es nach Norden.

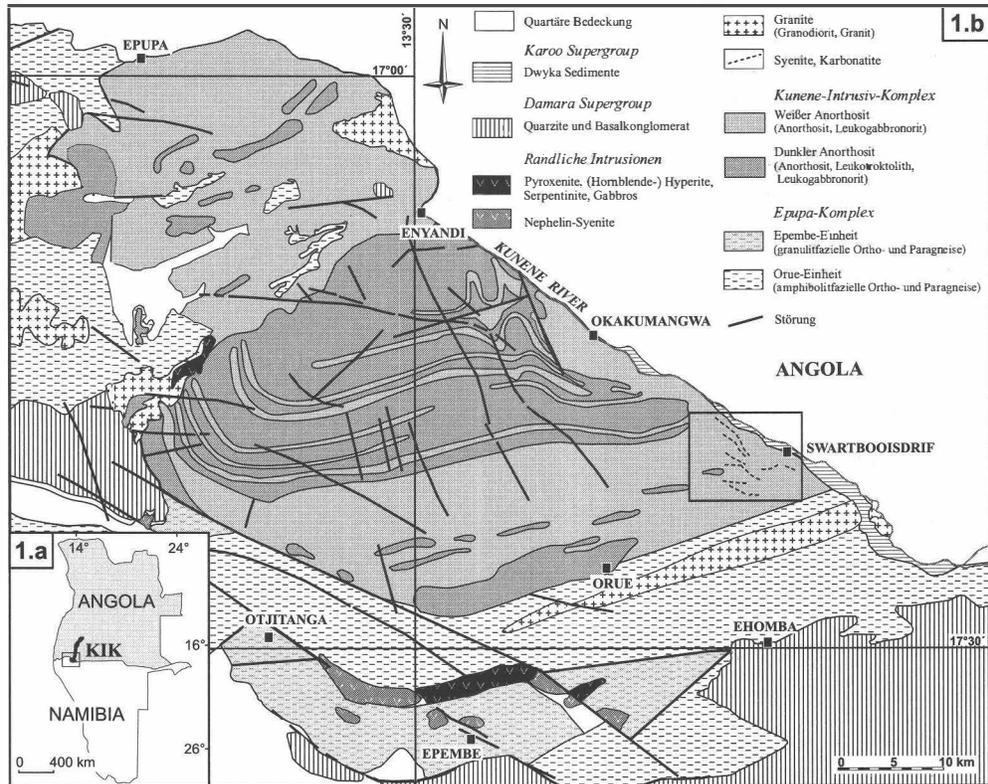


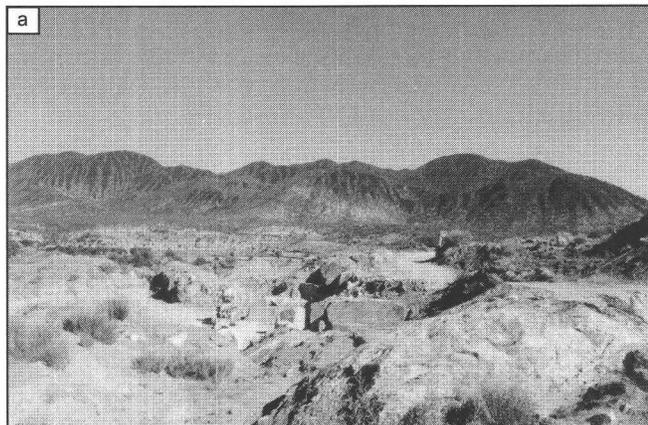
Abb. 1

a) Geographische Lage des Untersuchungsgebietes mit dem Kunene-Intrusiv-Komplex (KIK).

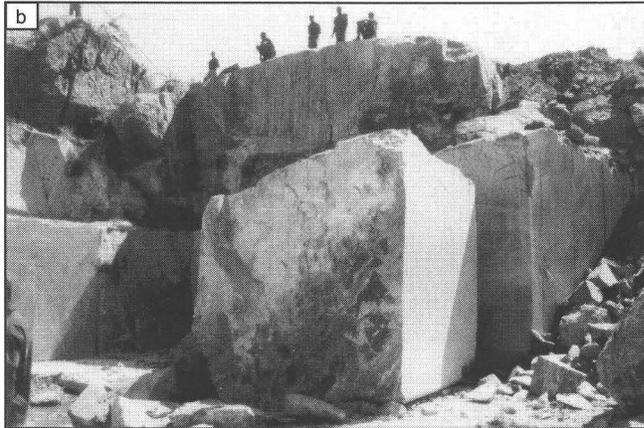
b) Geologische Übersichtskarte des Kunene-Intrusiv-Komplexes in NW-Namibia (modifiziert nach MENGE, 1998). Nahe seiner südöstlichen Begrenzung, im Bereich der Siedlung Swartbooisdrif, wird der KIK von zahlreichen Syenit- und Karbonatitgängen durchschlagen.

Abb. 2a

Photographische Übersichtsaufnahme des Südrandes des Kunene-Intrusiv-Komplexes (Blickrichtung: N; Lokalität: S 17°20.470', E 13°47.010'). Deutlich ist die Streifung des als Zebra-Berge bezeichneten Gesteinsmassivs zu erkennen, die aus einem Wechsel von bewachsenen Zonen und vegetationsfreien Blockschutthalden resultiert. Im Bildvordergrund befindet sich der augenblicklich aktive Tagebau der Firna Namibia Blue Sodalith Ltd.



Nach etwa 70 km senkt sich die Piste in eine weite Ebene, am Horizont tauchen die schroffen Bergrücken der Zebra-Berge, Bestandteil des riesigen Anorthosit-Massivs des Kunene-Intrusiv-Komplexes, auf. Bei näherer Betrachtung erkennt man, warum sie ihren Namen tragen: der stete Wechsel von bewachsenen Zonen und vegetationsfreien Blockhalden lässt den Eindruck einer zebraartigen Streifung des Gesteins-Massivs entstehen (Abb. 2a). Nach weiteren 35 km weist ein auffällig blaues Schild in Richtung eines Abzweigs, der zur westlich gelegenen Sodalith-Mine führt. Hier kann man den aktiven



Tagebau der Mine besichtigen (Abb. 2b) und attraktive Handstücke von Sodalith erwerben.

Abb. 2b

Photo des aktiven Tagebaus der Firma Namibia Blue Sodalith Ltd. (Blickrichtung: NE; Lokalität: S 17°20.417', E 13°47.000').

1.2 Geologischer Überblick

Die mesoproterozoische Entwicklung Namibias ist durch wiederholte magmatische Aktivität gekennzeichnet, welche zur Intrusion verschiedener Gesteinsschmelzen führte. Zunächst erfolgte die Platznahme der anorthositischen Magmen des Kunene-Intrusiv-Komplexes (KIK), der mit einer Fläche von etwa 18.000 km² vermutlich das größte Anorthosit-Massiv der Welt darstellt. Die Intrusion der anorthositischen Magmen erfolgte im Mesoproterozoikum (U-Pb-Zirkon Alter: 1.385-1.347 Ma; DRÜPPEL et al., 2001; MAYER et al., 2000, 2004) innerhalb der amphibolit- bis granulitfaziell metamorphen Gesteine des paläo- bis meso-proterozoischen Epupa-Komplexes (BRANDT et al., 2003) am Südwestrand des Kongo-Kratons. Der KIK, ein typisches Anorthosit-Massiv (ASHWAL & TWIST, 1994), ist in Form einer N-S ausgelängten Intrusion über 300 km Länge und 30-80 km Breite im Südwesten Angolas und untergeordnet im Nordwesten Namibias abgeschlossen (Abb. 1).

Er kann grob in zwei Haupteinheiten unterteilt werden, die durch einen Gürtel granitischer Intrusionen (Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter: 1.400-1.300 Ma; CARVALHO et al., 1987) getrennt sind: (1) Ein Grossteil des angolanischen KIK zeigt eine ausgeprägte N-S Orientierung und setzt sich überwiegend aus schwach alterierten, dunkel gefärbten Anorthositen, Leukogabbros, Leukogabbrobroniten und Leukotroktolithen zusammen (CARVALHO & ALVES, 1990; SILVA, 1992; ASHWAL & TWIST, 1994; MORAIS et al., 1998; MAYER et al., 2004). (2) Dagegen zeigt der südliche Teil des KIK, inklusive des namibischen Teiles, eine deutliche E-W Orientierung.

In dieser Region dominiert eine ältere, vollständig alterierte und weiß gefärbte Anorthosit-Varietät, der sogenannte "weiße Anorthosit" (KÖSTLIN, 1974; MENGE, 1998; DRÜPPEL, 1999; 2003; DRÜPPEL et al., 2001). Dieser wurde entlang von etwa E-W-streichenden Störungen von einer zweiten Anorthosit-Generation durchschlagen, die heute in Form von E-W verlaufenden Höhenrücken aus den Ebenen von weißem Anorthosit herauspräpariert ist (Abb. 1, 2a). Dieser kogenetisch entstandene Anorthosit-Typ entspricht in seinem Auftreten und seiner Mineralogie den Anorthositen der nördlichen Einheit und wird aufgrund seiner dunkelgrauen bis schwarzen Färbung als "dunkler Anorthosit" bezeichnet (DRÜPPEL, 1999, 2003; DRÜPPEL et al., 2001). Der Anorthosit-Komplex wurde nahe seiner südöstlichen Begrenzung, im Bereich der Siedlung Swartbooisdrif, von zahlreichen extensionsgebundenen Störungen und Scherzonen durchschlagen. In diese SE-NW und untergeordnet ENE-WSW streichenden Schwächezonen intrudierten Quarz-Syenite und Syenite, die ein ähnliches Alter wie die Anorthosite aufweisen (U-Pb Zirkon-Alter: 1.380-1.340 Ma; LITTMANN et al., in Vorb.), sowie jüngere ankeritische Karbonatite (U-Pb Pyrochlor-Alter: 1.140-1.120 Ma; LITTMANN et al., in Vorb.) und Nephelin-Syenite (Abb. 1). Zudem können im Kontakt zu den Karbonatitgängen sowie innerhalb der Karbonatite teilweise beträchtliche Anreicherungen von Sodalith beobachtet werden. Diese ökonomisch bedeutsamen Sodalith-Vorkommen, sind auf ein Areal von etwa 100 km², im Bereich der Siedlung Swartbooisdrif, begrenzt (Abb. 1b).

1.3 Geologie des Minengeländes der Firma Namibia Blue Sodalite Ltd.

Das Minengelände wird durch die stark alterierten weißen Anorthosite des Kunene Intrusiv Komplexes (KIK) dominiert. Diese werden von kleineren, unregelmäßigen Körpern dunkler Anorthosite (schwach alterierte Anorthosite, Leukotroktolithe und Leukogabbronorite) durchschlagen. Häufig finden sich Klaster von weißem Anorthosit in den dunklen anorthositischen Gesteinstypen (DRÜPPEL, 2003; Abb. 3.a). Zudem treten innerhalb der weißen Anorthosite Ilmenit-Magnetit-Erze-Anreicherungen auf, die als stark verwitterte Gerölle auf rundlichen bis ovalen Flächen von bis zu 125 m Durchmesser konzentriert sind. Fehlende Kontaktbeziehungen zum Anorthosit erschweren eine exakte zeitliche Einordnung der Erzkörper, es steht jedoch außer Frage, dass die Genese der Ilmenit-Magnetit-Erze in Zusammenhang mit der Entstehung des KIK steht (DRÜPPEL, 1999; VON SECKENDORFF et al., 2000).

Die Anorthosite werden nahe der Siedlung Swartbooisdrif von zahlreichen Syenit-Gängen durchschlagen. Diese bräunlich bis rötlich gefärbten, stark alterierten Syenite treten als geringmächtige (15 cm bis 15 m), NE- und SE-streichende Adern und Gänge auf. Obwohl die Syenite mit mesoproterozoischen Intrusionsaltern von 1.380-1.340 Ma (LITTMANN et al., in Vorb.) nahezu zeitgleich mit den Anorthositen intrudiert sind, zeigen die relativen Altersbeziehungen im Gelände, dass die Syenite stets jünger als die zugehörigen Anorthosite sind (Abb. 3.b). An einer Lokalität wurde ein kleinerer Nephelin-Syenit-Körper beobachtet, der einen älteren Syenit durchschlägt.

Zusätzlich treten in dieser Region zwei Hauptscharen von SE- und ENE-streichenden, ungewöhnlichen Karbonatitgängen auf, die mit einem Alter von etwa 1.140-1.120 Ma (LITTMANN et al., in Vorb.) deutlich jünger als die Anorthosite und Syenite sind.

Charakteristisch für alle Gänge sind Unterbrechungen in der Längserstreckung und rasche Wechsel von Streichrichtung, Fallrichtung und des Fallwinkels. Diese Variabilität der gemessenen Werte über kurze Distanzen ist vermutlich auf einen überwiegend passiven, an prä-existente Bruchzonen gebundenen Platznahme-Mechanismus in einem breit gefächerten, verzweigten Störungsnetz zurückzuführen. Wie die Konzentration von Tagebauen entlang der größeren Karbonatitgänge belegt, handelt es sich bei diesen zum Grossteil um Sodalith-reiche Lithologien. Eine deutliche magmatische Fliessfaltung und die unregelmäßige Bänderung der Gesteine belegen, dass es sich um magmatische Gesteine handelt, deren Platznahme als Schmelze erfolgte (Abb. 3.c). Die Karbonatite setzen sich überwiegend aus beigefarbenem und auf Verwitterungsflächen braun oxidiertem Ankerit und schwarzem, idiomorphem Magnetit zusammen und können daher als Ferrokarbonatite klassifiziert werden. Sie enthalten variable Mengen an Nebengesteinsbruchstücken der benachbarten Anorthosite und Syenite. Zudem treten innerhalb der Karbonatite Sodalith-reiche Xenolithe auf, die von der Karbonat-reichen Matrix umflossen werden (Abb. 3.d).

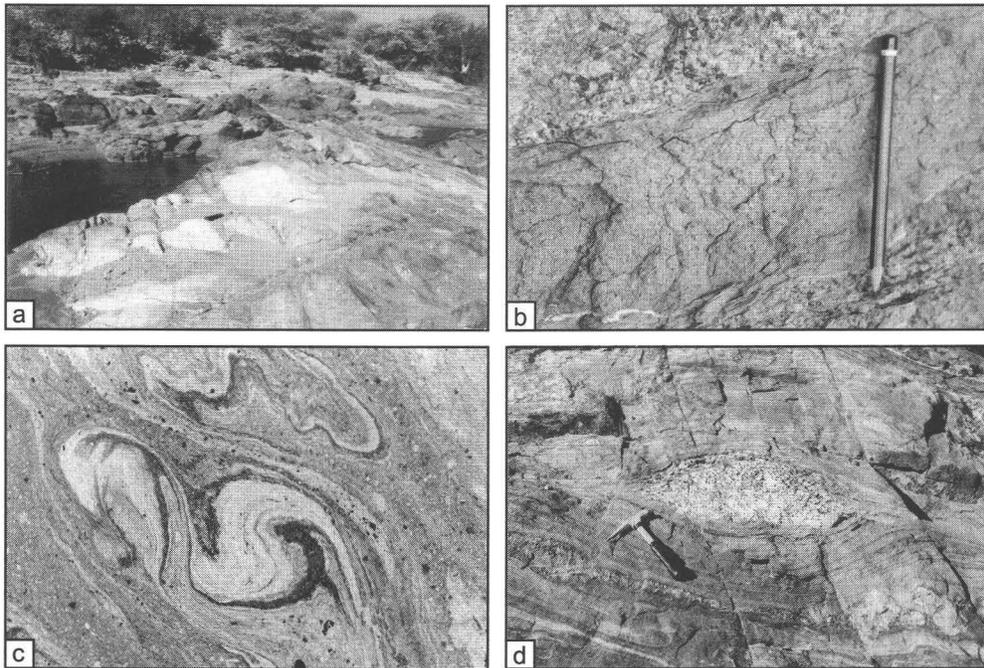


Abb. 3

Photographische Aufnahmen der verschiedenen Lithologien im Untersuchungsgebiet. a) Klast eines weißen Anorthosits in dunklem Anorthosit (Blickrichtung: NE; Lokalität: S 17°20.019'; E 13°46.529'). b) Ein geringmächtiger Syenitgang durchschlägt einen älteren dunklen Anorthosit (Blickrichtung: SW; Lokalität: S 17°20.019'; E 13°46.529'). Zum Zentrum des Syenitganges hin ist eine Zunahme der Korngröße der Biotit-Kristalle zu beobachten. c) Ein charakteristisches Gefügemerkmal der Karbonatit-Gänge ist eine unregelmässige, magmatische Fliessfaltung (Blickrichtung: E; Lokalität: S 17°20.967'; E 13°47.722'). d) Die kontaktparallele Bänderung der Karbonatite und ihr hoher Gehalt an Nebengesteinsbruchstücken (zentraler Bildbereich), die von den Karbonatit-Laminae umflossen werden, verleihen dem Gestein ein mylonitartiges Aussehen (Blickrichtung: NE; Lokalität: S 17°20.147', E 13°46.662').

Lokal ist Sodalith innerhalb der Gänge mit bis zu 95 Vol.% angereichert. Insbesondere die mächtigen Karbonatitgänge weisen hohe Anteile an Xenolithen auf, während zahlreiche jüngere und geringmächtige Karbonatit-Adern, die eingehend von THOMPSON et al. (2002) untersucht wurden, nahezu frei von Nebengesteinsmaterial sind. Am besten lässt sich die Entstehung der Sodalith-Vorkommen nachvollziehen, wenn man die Gesteine im direkten Kontakt zu den Karbonatit-Gängen genauer betrachtet: hier kann man (1) eine graduelle Umwandlung von Nephelin des Nephelin-Syenits in Sodalith beobachten. (2) Zum anderen wird am direkten Kontakt zum Karbonatit der graue Plagioklas benachbarter, massiger Anorthosite zu azurblauem Sodalith abgebaut, das Kontaktgestein weist eine schwache Paralleltexur auf. Diese Mineralreaktionen können nur dann stattfinden, wenn die Nephelin-Syenite und Anorthosite im Kontakt zu den Karbonatit-Gängen mit NaCl-reichen und SiO₂-untersättigten Fluiden interagiert haben, wie sie durch die Karbonatite hätten freigesetzt werden können. Ein vergleichbarer, sekundärer Ursprung durch metasomatische Überprägung anorthositischer Xenolithe ist auch für die Sodalith-reichen Gesteinsbruchstücke innerhalb der Karbonatite zu vermuten. Derartige metasomatische Prozesse, die in engem räumlichem und zeitlichem Zusammenhang mit der Platznahme karbonatitischer Magmen stehen, werden gemeinhin als "Fenitisation" bezeichnet (BRØGGER, 1921), die neu gebildeten Kontaktgesteine als "Fenite"

1.4 Abbau und Nutzung des Namibia Blue

Die Sodalith-Vorkommen von Swartbooisdrif wurden bereits Mitte der 60er Jahre entdeckt. Im Rahmen erster Abbautätigkeiten in den 70er Jahren wurden über Sprengungen etwa 750 Tonnen tiefblauen Sodaliths mit Halbedelsteinqualität gefördert und exportiert. 1979 kam die Exploration infolge des namibischen Befreiungskampfes zum Erliegen, auf dem Minengelände wurden südafrikanische Truppen stationiert wie es Überreste eines Militärforts der südafrikanischen Truppen dokumentieren.

Seit 1985 steht die Lagerstätte erneut in Abbau. Zahlreiche kleinere Tagebaue und Schneisen für Bohrungen zeugen von der langjährigen Bergbauaktivität. In den bereits stillgelegten Steinbrüchen und in deren Umgebung sind Bruchstücke der über Sprengung gewonnenen Sodalith-Anreicherungen zu finden. Zur Zeit befindet sich lediglich ein Tagebau im Zentrum des Minengeländes in Betrieb (Abb. 2b); dort werden Sodalith-reiche Zonen mit Hilfe von Schaufelbaggern gewonnen und mit Diamantseilen zu bis zu 8 Kubikmeter großen Werksteinblöcken zerkleinert. Die Gesteine, die heute im Tagebau der Sodalith-Mine gewonnen werden, zeichnen sich durch hohe Anteile an tiefblau gefärbten Sodalith aus. In den als Namibia Blue exportierten Natursteinen umgibt beigefarbener bis bräunlicher Karbonatit mit variablen Mengen an schwarzem, metallisch glänzenden Magnetit die Sodalith-reichen Gesteinsbruchstücke. Der Naturstein kann zwar im Meter-Bereich nahezu homogen auftreten, häufiger ist jedoch ein rascher Wechsel zwischen tiefblauen, Sodalith-reichen Zonen und braunen, gelben, weißen, roten sowie schwarzen Lagen, Schlieren und Falten zu beobachten. Aber gerade diese Vielfalt an Farbe und Form hat den Namibia Blue zu einem weltweit gefragten Exportartikel werden lassen.

Nach dem Export wird der Namibia Blue zu dekorativen Werksteinplatten verarbeitet, die Verwendung als Tischplatten, Wand- und Bodenbeläge finden. Kleinere Gesteinsbruchstücke sind ein beliebtes Rohmaterial im Kunstgewerbe, während Sodalith-Kristalle mit Halbedelsteinqualität als Schmucksteine gehandelt werden.

Trotz der Beliebtheit des Namibia Blue gestaltet sich der Absatz des Natursteins zunehmend problematisch. So ist im Kartiergebiet von den insgesamt nachweisbaren neun Entnahmestellen aktuell lediglich ein Abbau in Betrieb. Hierfür liegen folgende Gründe vor: (1) Die Gesteine werden bereits seit Jahrzehnten über Tagebau gewonnen. Im Verlauf der bergbaulichen Tätigkeit wurde bereits ein Grossteil der oberflächennah anstehenden Sodalith-Vorkommen abgebaut. Da der Sodalith weitestgehend auf die Karbonatitgänge beschränkt ist müsste man den zukünftigen Abbau in größere Tiefen verlagern. Es ist jedoch zweifelhaft, dass sich die im Untersuchungsgebiet inhomogen verteilten Anreicherungen von Sodalith tatsächlich stetig in die Teufe fortsetzen. (2) Die zu Beginn der Abbautätigkeit angesetzten Sprengungen führten zu einer intensiven Beanspruchung der auf dem Miningelände auftretenden Sodalith-Vorkommen. Diese äußert sich in Form von kleineren Rissen und Sprüngen, die das Gestein durchziehen. Wird ein Gesteinsblock dem Gesteinsverband und somit dem Umgebungsdruck entzogen, erweitern sich diese Risse und Sprünge sukzessive bis der gesamte Werkstein-Block erfasst ist, das Gestein zerbricht in kleinere Bruchstücke. Dieses Phänomen macht sich insbesondere bei der weiteren Verarbeitung der Gesteine zu Fassadensteinen für dekorative Innenverkleidungen bemerkbar, bei der die Werksteinblöcke zu Platten von ca. 1,5 cm Dicke zersägt werden. (3) Durch dauernde Nässe oder durch Einwirkung chemischer Aggressoren, wie sie z.B. in handelsüblichen Reinigungsmitteln auftreten, zersetzt sich der Sodalith und nimmt eine milchig-weiße Färbung an. Daher ist eine Nutzung des Namibia Blue für Außenfassaden oder ein Einsatz als Wandverkleidungen von Küchen und Bädern nicht zu empfehlen. Weiterhin enthält der Naturstein große Mengen an Ankerit, der als Karbonat nicht säurebeständig ist. Zudem weist Ankerit auf frisch polierten Flächen eine beige Farbe auf, die jedoch im Laufe der Zeit im Zuge von Oxidation des Eisens in ein sattes Braun übergeht.

2. Mineralogisch-petrologisch-geochemische Untersuchungen

Ziel der mineralogisch-petrologisch-geochemischen Untersuchungen war eine vielfältige und vergleichende Analytik möglichst vieler Proben unterschiedlicher Lithologie. Diese wurden sowohl an den Anorthositen und Syeniten als auch an den jüngeren Karbonatiten und Nephelin-Syeniten durchgeführt und umfassten die petrographische Bearbeitung von Dünnschliff-Präparaten und deren detaillierte Mikrosonden-analytische Bearbeitung, geochemische Untersuchung des Gesamtgesteins-Haupt- und Spurenelementchemismus und der Seltenerdelement-Gehalte ausgesuchter Proben, mikrothermometrische Messungen sowie Synchrotron-Röntgenfluoreszenz(XRF)-Analysen von Fluid-Einschlüssen, LA-ICP-MS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry)- und Synchrotron-XRF Analysen der Spurenelement-Gehalte ausgesuchter Minerale sowie O-, C- und S-Isotopenanalytik (DRÜPPEL, 2003; DRÜPPEL et al., 2005).

Hierdurch sollte eine umfassende Vorstellung über die genetische und zeitliche Stellung der verschiedenen Gesteinstypen und insbesondere über die mineralbildenden Vorgänge gewonnen werden, die zur Abscheidung der metasomatisch gebildeten Mineralparagenesen geführt haben. Ein Teil der Untersuchungsergebnisse wurde bereits in verschiedenen Fachzeitschriften veröffentlicht (VON SECKENDORFF & DRÜPPEL, 1999; VON SECKENDORFF et al., 2000; DRÜPPEL et al., 2000, 2001, 2002, 2005, eingereicht)

2.1 Petrographie

2.1.1 Karbonatite

Xenomorpher, körniger und teilweise rekristallisierter Ankerit ist der Hauptbestandteil der massigen, grob- bis mittelkörnigen Karbonatite, während idiomorpher Magnetit als Nebengemengteil auftritt (Abb. 4a). Akzessorischer Kalzit füllt Zwickel zwischen Ankerit-Kristallen. Primär-magmatischer Apatit tritt in einzelnen Proben in Form von idiomorphen Prismen auf und wird meist von grünlichem Biotit begleitet (Abb. 4a). Feinkörniger, zonar gebauter Pyrochlor, ein typischer Bestandteil magmatischer Karbonatite, wurde nur in wenigen Proben beobachtet. Spät gebildete Sulphide sind gemeinsam mit Fe-Ti-Oxiden in unregelmäßigen Linsen und Schlieren angereichert. Sie setzen sich meist aus Pyrit, Millerit, Thiospinellen der Polydymit-Violarit-Gruppe, Chalcopyrit und martitisiertem Magnetit zusammen (Abb. 4b). In einer Probe zersetzt sich Millerit randlich zu Cu-Ni-Fletcherit einer bislang unbekanntem, Co- und Fe-freien Zusammensetzung. In zwei stark alterierten Proben wird magmatischer Ankerit durch sehr feinkörnigen, bräunlichen Carbocernait (allgemeine Formel: $(Ca,Na)(Sr,Ce,Ba)(CO_3)_2$) abgebaut. In diesen Proben, die zudem sekundär gebildeten Baryt und Strontianit enthalten, sind die Seltenerd-Elemente in explorationswürdigen Mengen von bis zu 10 Gew.% angereichert. Alle Karbonatite sind in stark variablem Maße durch fragmentiertes und metasomatisch verändertes Nebengesteinsmaterial der Anorthosite und Syenite kontaminiert (3-95 Vol.%), was ihnen makroskopisch und mikroskopisch das Erscheinungsbild eines Mylonits bzw. einer Brekzie verleiht. Dies gilt insbesondere für die als Namibia Blue gehandelten Gesteine, bei denen es sich um Karbonatit-Fenit-Mischungen mit einem erhöhten Anteil an fenitisiertem Nebengesteinsmaterial (> 65 Vol.%) handelt.

2.1.2 Fenitisierung der Anorthosite

Die typische primär-magmatische Mineralogie in den homogen-massigen, grobkörnigen Gesteinen des KIK umfasst: Plagioklas (weißer Anorthosit: An_{37-53} ; dunkler Anorthosit: An_{43-75}) \pm Olivin \pm Orthopyroxen \pm Klinopyroxen + Fe-Ti-Oxide + Apatit \pm Zirkon (DRÜPPEL et al., 2001). Spätmagmatische Säume von Amphibol (meist Magnesio-Hastingsit/Pargasit) und Biotit umgeben die Pyroxene und Ilmenit. Weiße Anorthosite sind im Gegensatz zu den dunklen Anorthositen durch eine durchgreifende Serizitisierung, Saussuritisierung und Albitisierung der Plagioklase und Chloritisierung der Fe-Mg Silikate charakterisiert. Bei Annäherung an die Kontakte zu größeren Karbonatitgängen wird der intermediäre Plagioklas der dunklen Anorthosite in Albit umgewandelt, der teilweise von Serizit begleitet wird. Zugleich nehmen die modalen Anteile an Ankerit und den Sulphiden zu; Olivin, Klinopyroxen und Amphibol werden in zunehmendem Maße durch Paragenesen

aus (1) grünlichen Biotit, Epidot und Karbonat oder aus (2) blau-violetten Magnesio-Riebeckit und Karbonat ersetzt. Entlang von Rissen in Plagioklas sind hellviolette Fluorit-Kristalle zu beobachten. Am direkten Kontakt zu den Karbonatitgängen wird Albit entlang seiner Korngrenzen und der polysynthetischen Zwillingslamellen zu Sodalith umgewandelt (Abb. 4c). In dieser Kontaktzone, die selten breiter als 2 m ist, zeichnen sich die Gesteine durch eine kontakt-parallele Bänderung aus, die durch alternierende Lagen von Albit/Sodalith, Ankerit und Biotit charakterisiert ist; es ist meist eine schwache, kontakt-parallele Foliation zu beobachten, die von Biotit definiert wird. Die mineralogischen Änderungen, welche die Anorthosite im Kontakt zu den Karbonatiten erfahren haben, legen nahe, dass es sich bei den fenitisierenden Fluiden um Na-, Cl-, F-, CO₂- und H₂O-reiche Fluide gehandelt haben muss.

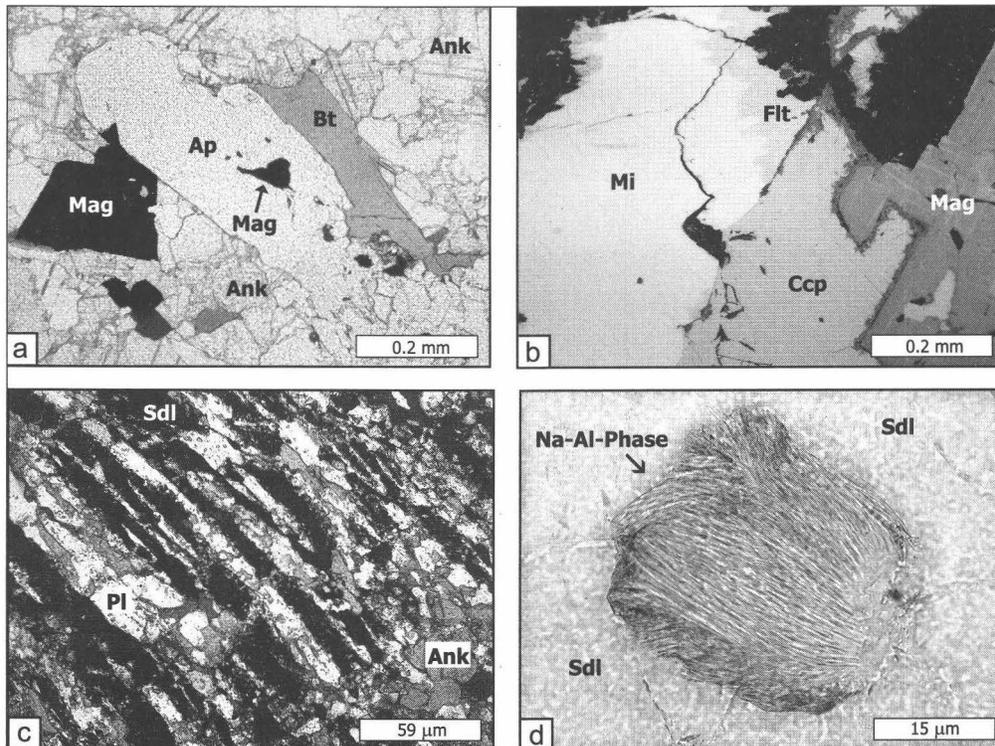


Abb. 4

Dünnschliffaufnahmen (a, c, d) und Anschliffaufnahmen (b) der Karbonatite und fenitisierten Anorthosite (PPL: a, b, d; XPL: c). a) Apatit (Ap), Biotit (Bt) und Magnetit (Mag) sind die früh kristallisierenden Phasen der Karbonatite, gefolgt von Ankerit (Ank). b) Millerit (Mi), Chalkopyrit (Ccp), Pyrit und Magnetit (Mag) sind die Hauptbestandteile von späten Sulphid-Oxid-Adern, welche die Karbonatite durchziehen. Im Kontakt zu Chalkopyrit wird Millerit zu Fletcheit (Flt) einer bislang unbekannt, Co- und Fe-freien Cu-Ni-Zusammensetzung abgebaut. c) Plagioklas (Pl) der Anorthosite wird entlang der Albit-Zwillingslamellen zu Sodalith (Sdl) umgewandelt. Untergeordnet entsteht Ankerit (Ank). d) In den Spätphasen der Metasomatose ist Sodalith (Sdl) nicht länger stabil und wird zu einer bislang unbekannt, Si-freien Na-Al-Phase abgebaut.

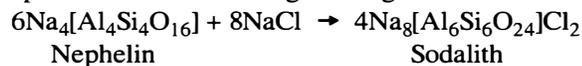
Die Bildung großer Mengen des Feldspatvertreterers Sodalith auf Kosten von Plagioklas, entsprechend der Reaktionsgleichung



deutet zudem darauf hin, dass die Magmenquelle dieser fenitisierenden Fluide stark SiO_2 -untersättigt gewesen sein muss. Erst später entsteht Cancrinit (ideale Formel: $(\text{Na},\text{Ca})_{7.8}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{CO}_3,\text{SO}_4,\text{Cl})_{1.5-2.0} \cdot 1-5\text{H}_2\text{O}$) auf Kosten von Albit, wobei zuvor gebildeter Sodalith als Einschluss erhalten bleibt. In den Endphasen der Fenitisierung ist schließlich auch Sodalith nicht mehr stabil und zersetzt sich zu einer bislang unbekanntem, Si-freien Na-Al-Phase mit einem Na:Al-Verhältnis von 1:4 (Abb. 4d; vermutete Formel: $\text{NaAl}_4\text{O}_{6.5} \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$). Diese Mineralreaktionen belegen, dass die Fluide weiterhin stark Si-untersättigt sind aber nicht mehr ausreichend Na enthalten um Sodalith zu bilden.

2.1.3 Fenitisierung der Syenite

Hauptbestandteil der homogen-massigen, grob- bis mittelkörnigen Syenite ist tafeliger, perthitischer Alkalifeldspat, begleitet von ebenfalls tafeligem, hypidiomorphem Plagioklas (An_{0-14}), idiomorphem Klinopyroxen und/oder grünem Hastingsit. Untergeordnet treten spätmagmatischer Quarz und Fe-Ti-Oxide auf, die von breiten Titanit-Säumen umgeben werden. Typische Akzessorien sind Apatit, Epidot und Zirkon. Dagegen ist der Hauptbestandteil fenitisierter Syenite feinkörniger, isometrischer Albit, begleitet von feinkörnigem Muskovit, die sich auf Kosten von magmatischem K-Feldspat gebildet haben. Körniger Ankerit ist ein Bestandteil der Matrix und tritt zudem als Füllung der zahlreichen Risse auf, die das Gestein durchziehen. Stark deformierter, partiell rekristallisierter Biotit sowie deformierte Fe-Ti-Oxide treten in Form von unregelmäßigen Linsen und Schlieren auf. Magmatisch gebildeter Nephelin eines Nephelin-Syenits wird am direkten Kontakt zum Karbonatit entsprechend der Reaktionsgleichung



zu Sodalith umgewandelt. Untergeordnet entstehen feinkörnige Verwachsungen von Muskovit und Cancrinit. Wie bei den Anorthositen legen die beobachteten Mineral-Umwandlungen und -Neubildungen während der Fenitisierung der Syenite nahe, dass es sich bei den fenitisierenden Fluiden um alkalireiche, wässrige Fluide gehandelt haben muss, die von einer SiO_2 -untersättigten Quelle freigesetzt wurden.

2.2 Mineralchemie ausgewählter Minerale der Karbonatite

Die chemische Zusammensetzung der Minerale von Karbonatiten und von Karbonatit-Fenit-Mischungen (= Namibia Blue) wurde mit Hilfe einer Elektronenstrahlmikrosonde (Typ CAMECA SX50; Mineralogisches Institut, Universität Würzburg) analysiert. Spurenelementgehalte von Sodalith wurden mit einem Nd:YAG Laser, gekoppelt an ein ICP-MS-System (Typ: Agilent 7500i) am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg bestimmt, Spurenelementgehalte von Apatit mit Hilfe von Synchrotron-Röntgenfluoreszenzanalytik (Beamline L) am Hamburger Synchrotronstrahlungs-Labor HASYLAB. Repräsentative Analysen finden sich in den Tabellen 1 bis 4.

Probe	Ku-99-SAB		Ku-98-14		Ku-01-04		Ku-98-130a	
	3-CA1 Kern	3-CA1 Rand	2-CA1 Kern	2-CA1 Rand	C-CA7B Kern	C-CA7B Rand	2-CA1 Kern	2-CA1 Rand
<i>Gew. %</i>								
MgO	12,28	11,66	12,23	11,81	8,92	11,36	10,11	7,58
CaO	26,44	26,76	27,54	27,06	28,53	29,18	28,25	28,41
MnO	2,41	2,44	2,67	2,45	2,67	3,07	1,73	1,66
FeO	13,77	14,15	11,61	12,65	17,11	12,58	15,89	19,09
SrO	0,62	0,77	0,85	0,86	0,45	0,75	0,73	0,28
BaO	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,11	0,10	0,00
CO ₂	44,35	44,24	44,11	43,77	41,72	42,45	44,36	43,41
Summe	99,87	100,03	99,06	98,64	99,48	99,51	101,17	100,42

Tabelle 1

Repräsentative Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Ankerit der Karbonatite.

Probe Analysepunkt	Ku-98-48		A-AP2	A-AP3
<i>Gew. %</i>				
P ₂ O ₅	42,91	43,06	43,15	41,17
SiO ₂	0,01	0,02	0,00	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	51,55	52,94	53,27	53,04
MnO	0,02	0,04	0,05	0,01
FeO	0,12	0,19	0,25	0,02
SrO	1,33	1,47	1,50	1,95
BaO	0,04	0,03	0,06	0,03
Na ₂ O	0,55	0,66	0,62	0,51
H ₂ O	0,31	0,48	0,98	0,45
F	3,17	2,67	1,67	2,63
Cl	0,01	0,02	0,00	0,01
Summe	102,02	101,59	101,53	99,88
O-F	1,34	1,13	0,70	1,11
O-Cl	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	100,68	100,46	100,83	98,77

Tabelle 2

Repräsentative Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Apatit der Karbonatite.

Probe Gestein Analysepunkt	Ku-98-59b femisiertes Xenolith		Ku-98-131 Karbonatit		Ku-99-SAB Karbonatit		Ku-98-14 Karbonatit		Ku-98-48 Karbonatit	
	I-BT2	3-BT1	BT-L1	BT-L1	2-BT1	2-BT1	2-BT2	2-BT2	A-BT1	A-BT1
<i>Gew. %</i>										
SiO ₂	34,64	34,00	36,04	36,07	35,81	35,79	35,37	35,26	34,88	35,24
TiO ₂	1,91	1,60	2,83	2,73	2,75	2,68	2,44	2,53	3,40	3,44
Al ₂ O ₃	16,52	17,12	13,09	12,76	14,30	14,20	13,88	13,73	13,66	13,47
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,17	0,18	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
FeO	25,49	25,60	20,30	20,53	20,88	21,19	21,81	21,33	24,03	23,78
NiO	0,03	0,07	0,07	0,14	0,03	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00
MnO	0,05	0,10	0,02	0,04	0,17	0,17	0,13	0,12	0,12	0,18
MgO	6,47	5,92	11,89	12,17	11,11	11,27	11,32	11,18	9,03	8,89
CaO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,01	0,04	0,01	0,00
Na ₂ O	0,04	0,22	0,14	0,10	0,18	0,14	0,16	0,15	0,15	0,10
K ₂ O	9,45	9,41	9,84	9,63	9,54	9,49	9,26	9,27	9,64	9,57
BaO	0,12	0,02	0,00	0,10	0,07	0,10	0,10	0,15	0,00	0,00
F	0,70	0,75	2,40	2,11	1,61	1,54	2,59	2,17	0,92	1,06
Cl	0,02	0,08	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,02	0,06	0,01
Summe	95,49	94,93	96,80	96,57	96,54	96,62	97,20	96,01	95,91	95,74
O-F	0,29	0,31	1,01	0,89	0,68	0,65	1,09	0,91	0,39	0,44
O-Cl	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Summe	95,20	94,60	95,79	95,68	95,86	95,98	96,10	95,09	95,51	95,29
									0,40	0,40

Tabelle 3

Repräsentative Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von sekundär-metasomatischem Biotit der Fenite und primär-magmatischem Biotit der Karbonatite ($X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$).

Tabelle 4

Repräsentative Elektronenstrahlmikrosondenanalysen und minimale bzw. maximale Spurenelementgehalte (LA-ICP-MS-Analysen) von Sodalith der Fenite.

Probe Analysepunkt	Elektronenstrahlmikrosondenanalytik			
	Ku-98-57a (N=4)		Ku-98-58a (N=4)	
	6-Sd11-1	6-Sd11-2	3-Sd11-1	3-Sd11-2
Gew. %				
SiO ₂	37.50	37.52	37.94	38.10
Al ₂ O ₃	31.90	31.88	33.32	33.28
Fe ₂ O ₃	0.01	0.04	0.17	0.11
CaO	0.04	0.04	0.03	0.00
Na ₂ O	23.40	23.94	22.82	22.38
K ₂ O	0.01	0.01	0.04	0.04
Cl	7.37	7.53	7.36	7.51
F	0.13	0.00	0.15	0.08
S	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.36	100.97	101.83	101.52
O-Cl,F,S	1.72	1.70	1.72	1.73
Summe	98.64	99.27	100.10	99.78

2.2.1 Karbonat

Bei nahezu allen analysierten Karbonaten handelt es sich um Ankerit mit stark variablen X_{Mg} -Werten ($X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) von 0.25-0.74 (Tabelle 1). Die meisten Ankerit-Individuen zeigen einen schwachen, konzentrischen Zonarbau mit randlich steigenden Fe- und sinkenden Mg-Gehalten. Eine Abnahme des MgO ist stets mit einer Zunahme der Gehalte an MnO (0.6-2.5 Gew.%) und SrO (0.1-0.8 Gew.%) verbunden.

2.2.2 Apatit

Alle analysierten Apatite enthalten große Mengen an F (1.3-5.1 Gew.%) und SrO (1.1-2.5 Gew.%) und können daher als Sr-reiche Fluorapatite klassifiziert werden, wie sie typischerweise in magmatischen Karbonatiten auftreten (Tabelle 2). Die Summe der Seltenerdelement (SEE)-Gehalte der Apatite variiert zwischen 0.9-3.1 Gew.%. Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster zeichnen sich durch einen steilen Kurvenverlauf mit einer Anreicherung der leichten SEE und einer schwach ausgeprägten, positiven bis leicht negativen Eu-Anomalie aus (DRÜPPEL et al., 2002). Hinsichtlich ihrer Gehalte und der Verhältnisse der SEE ähneln die untersuchten Apatite denen verschiedener Karbonatit-Komplexe weltweit, die im Rahmen einer vergleichenden Studie von BÜHN et al. (2001) untersucht wurden (Abb. 5).

Probe	LA-ICP-MS-Analytik			
	Ku-99-OD3		Ku-98-47	
	Min	Max	Min	Max
ppm				
As	422.00	611.00	547.00	657.00
Rb	9.20	13.00	12.00	14.00
Sr	9.80	14.00	13.00	14.00
Ba	57.00	92.00	80.00	89.00
Nb	0.11	0.17	0.13	0.16
Ta	0.01	0.01	0.01	0.01
La	0.59	0.76	0.68	0.86
Ce	1.00	1.30	1.20	1.40
Pr	0.11	0.13	0.13	0.16
Nd	0.35	0.52	0.44	0.51
Sm	0.07	0.12	0.00	0.08
Eu	0.04	0.07	0.05	0.07
Gd	0.05	0.07	0.07	0.10
Tb	0.01	0.02	0.01	0.01
Dy	0.07	0.19	0.07	0.09
Ho	0.01	0.03	0.02	0.02
Er	0.02	0.09	0.05	0.06
Tm	0.01	0.02	0.01	0.09
Yb	0.04	0.08	0.06	0.10
Lu	0.01	0.02	0.01	0.02

2.2.3 Biotit

Alle untersuchten Biotite können als Merxene bis Lepidomelane klassifiziert werden (Tabelle 3), lassen sich jedoch aufgrund signifikanter Unterschiede in ihren Si-Al-Verhältnissen in zwei Hauptgruppen unterteilen (Abb. 6): (1) Im Zuge der Fenitisierung sekundär gebildeter Biotit (X_{Mg} : 0.26-0.60) weist eine Zusammensetzung mit Al-Überschuss hinsichtlich der idealen Si+Al=4 Besetzung auf, während (2) magmatisch aus der karbonatischen Schmelze kristallisierter Biotit (X_{Mg} : 0.37-0.57) einen Trend von Al-Überschuss bis hin zu einem deutlichen Al-Defizit nachzeichnet.

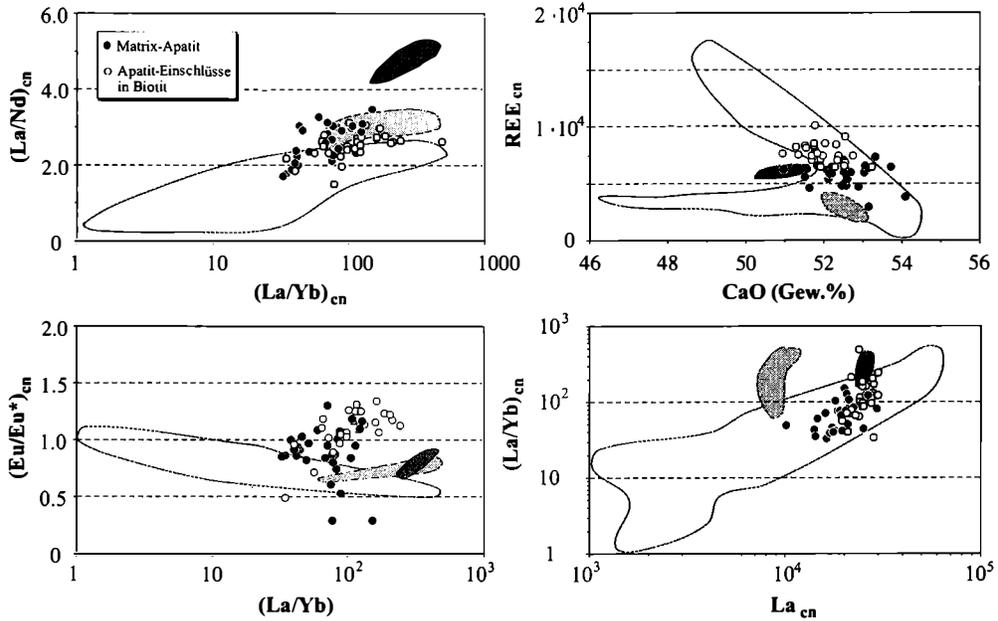
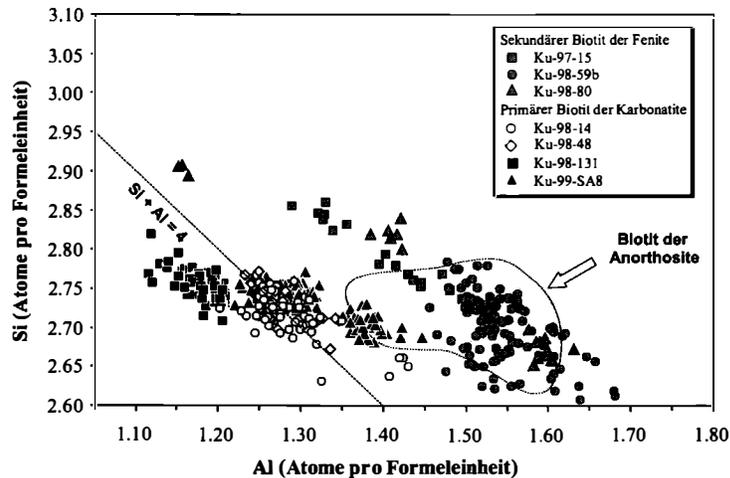


Abb. 5

Spurenelementgehalte von Matrix-Fluorapatit und Fluorapatit-Einschlüssen in Biotit der Karbonatite von Swarbooisdrif. Zum Vergleich sind die von BÜHN et al. (2001) für Fluorapatite weltweit gewonnenen Daten dargestellt (hellgraue Felder: Fluorapatite in Kalziokarbonatit; mittelgraue Felder: Fluorapatit eines metasomatisch überprägten Marmors im Kontakt zu einem Kalziokarbonatit; dunkelgraue Felder: Fluorapatit-lage in Kalziokarbonatit).

Abb. 6

Variation von Si und Al (pro Formeleinheit, bezogen auf eine wasserfreie Sauerstoffbasis von 11 O) in Biotit der Karbonatite von Swarbooisdrif. Biotite der fenitisierten Anorthosite und Syenite weisen einen deutlichen Al-Überschuss hinsichtlich der idealen $Si+Al=4$ Zusammensetzung auf, während Biotite der Karbonatite einen Trend von Al-Überschuss bis hin zu einem deutlichen Al-Defizit nachzeichnen. Zum Vergleich sind die Si-Al-Verhältnisse von Biotiten unalterierter Anorthosite aufgetragen.



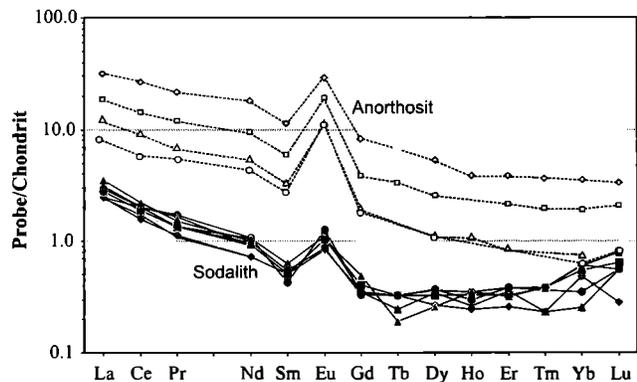
Al-Überschuss hinsichtlich der idealen $Si+Al=4$ Zusammensetzung auf, während Biotite der Karbonatite einen Trend von Al-Überschuss bis hin zu einem deutlichen Al-Defizit nachzeichnen. Zum Vergleich sind die Si-Al-Verhältnisse von Biotiten unalterierter Anorthosite aufgetragen.

2.2.4 Sodalith

Der im Zuge der Fenitisierung gebildete Sodalith ist stets das reine Sodalith-Endglied mit SO_3 -Gehalten unterhalb der Nachweisgrenze (Tabelle 4). Bemerkenswerterweise gleichen die Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der analysierten Sodalithe mit ihrem steilen Kurvenverlauf denen der Anorthosite (Abb. 7), auch wenn die Sodalithe geringere absolute Gehalte an den SEE aufweisen. Besonders erstaunlich ist, dass die Sodalithe wie die Anorthosite stets eine deutliche positive Eu-Anomalie aufweisen, obwohl ihre CaO-Gehalte unterhalb der Nachweisgrenze liegen. Dieses Analyseergebnis bestätigt die Feldbefunde und die mikroskopische Beobachtung, dass sich der Sodalith auf Kosten von Plagioklas der Anorthosite gebildet hat.

Abb. 7

Chondrit-normierte Seltenerd-Element-Verteilungsmuster von Sodalith der Karbonatite von Swartbooisdrif und der Anorthosite des Kunene-Intrusiv-Komplexes (Normierungsfaktoren nach EVENSON *et al.*, 1978), bestimmt mit Hilfe von LA-ICP-MS-Analytik (Sodalith) und ICP-AES-Analytik (Anorthosite).



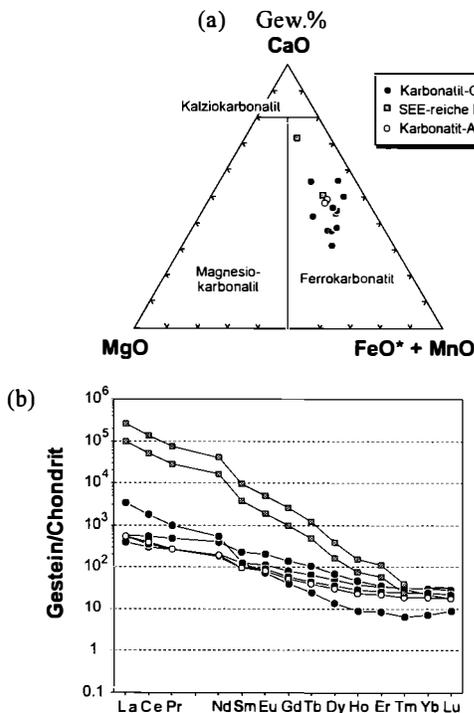
2.3 Geochemie

2.3.1 Geochemische Signaturen der Karbonatite

Der Haupt- und Spurenelementchemismus ausgewählter Gesteinsproben wurde mit einem Röntgenfluoreszenzspektrometer PW1480 der Firma Philips mit angeschlossener X40-Software am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg gemessen. Mit Hilfe eines Spektralphotometers vom Typ ZEISS PMD 2 wurde die Bestimmung der Fe^{2+} -Gehalte durchgeführt. Die hierfür benötigte Stammlösung wurde über einen $\text{HF}/\text{H}_2\text{SO}_4$ -Aufschluss (SEROLAB-Aufschluss) gewonnen. Fe^{2+} -Gehalte von Proben mit erhöhten CO_2 -Werten von > 13 Gew.% konnten über diese Methode nicht ermittelt werden, da die Probenpulver unter Aufschäumen mit dem SEROLAB-Aufschluss reagieren. Die Seltenerdelemente und Y der meisten Proben wurden mit Hilfe der ICP-AES (inductively coupled plasma atomic emission spectrometer) des GeoForschungsZentrums (GFZ) Potsdam analysiert. Die Proben wurden hierfür über einen Na_2O_2 -Aufschluss nach der Methode von ZULEGER & ERZINGER (1988) aufgeschlossen. Die SEE und Y zweier sehr SEE-reicher Karbonatit-Proben wurden mit einem Perkin-Elmer/SCIEX Elan 5000 Quadrupol ICP-Massenspektrometer am GFZ Potsdam analysiert. Für die grafische Darstellung der SEE wurde eine Normierung auf Chondrit-Werte nach EVENSON (1978) durchgeführt.

Da nahezu alle untersuchten Karbonatite in starkem Maße durch Nebengesteinsmaterial (Sodalith und Albit) kontaminiert sind, mussten ihre Ausgangszusammensetzungen

rekalkuliert werden. Hierfür wurden die Gesamtgehalte an Na_2O von den Analysen abgezogen, gemeinsam mit den äquivalenten Mengen an SiO_2 und Al_2O_3 (kalkuliert für die petrographisch beobachteten Albit/Sodalith-Verhältnisse von 0,45 bis 1,00). Hinsichtlich ihrer rekalkulierten Gehalte an FeO , CaO , MgO , MnO und TiO_2 (Tabelle 5) entsprechen die untersuchten Karbonatite anderen ankeritischen Karbonatit-Körpern weltweit (kompiliert von WOOLLEY & KEMPE, 1989). Nach der IUGS-Klassifikation von LE MAITRE (1989) können die Karbonatite als Ferrokarbonatite klassifiziert werden (Abb. 8a). Die Gesamtgehalte an SEE der analysierten Karbonatit-Proben ist stark variabel (9 ppm bis 17,7 Gew.%), wobei die höchsten Werte für stark alterierte Proben ermittelt wurden,



die große Mengen an dem sekundär gebildeten Sr-SEE-Karbonat Carbo-cernait aufweisen (Abb. 8b). Die Chondrit-normierten SEE-Verteilungsmuster zeigen einen steilen Verlauf, im Vergleich zu den schweren SEE sind die leichten SEE stark angereichert. Alle Karbonatite sind durch eine schwach ausgeprägte positive Nd-Anomalie gekennzeichnet.

Abb. 8

a) Klassifikation der Karbonatit-Gänge, der stark alterierten, SEE-reichen Karbonatite und der jüngeren Karbonatit-Adern von Swartbooisdrif nach der IUGS-Klassifikation von LE MAITRE (1989; FeO^* : Gesamt-eisen als FeO). b) Chondrit-normierte Seltenerd-Element-Verteilungsmuster der Karbonatite (Normierungsfaktoren nach EVENSON et al., 1978).

2.3.2 Stoffliche Änderungen während der Fenitisierung

Mit dem Ziel die metasomatischen Prozesse im Zuge der Fenitisierung der Syenite und Anorthosite zu quantifizieren, wurde der Formalismus von GRESENS (1967) verwendet. Diese Methode geht davon aus, dass sich einige chemische Komponenten während des Alterationsprozesses immobil verhalten. Können diese Elemente identifiziert werden, ist es möglich, die pauschalen Volumen- und Massenänderung sowie die Beträge der Zu- und Abfuhr mobiler Komponenten während der Alteration zu berechnen.

Massenbilanzierte Kalkulationen wurden für fenitisierte Syenite und Anorthosite im Kontakt zu den Karbonatitgängen sowie für fenitisierte Anorthosit-Bruchstücke innerhalb der Karbonatite durchgeführt (Tabelle 6). Wie aus Abb. 9 ersichtlich ist, wird sowohl den Anorthositen als auch den Syeniten im Zuge der Fenitisierung in starkem Maße SiO_2 entzogen, was darauf hindeutet, dass es sich bei der Quelle der fenitisierenden Fluide um ein extrem

SiO₂-untersättigtes Gestein handelt. Da sowohl den Anorthositen als auch den Syeniten während der Fenitisierung dagegen variable Mengen an Na₂O, H₂O, CO₂, Zn, Sr, Ba, Nb und Ce zugeführt werden, kann davon ausgegangen werden, dass diese Elemente Hauptbestandteile des fenitisierenden Fluids sind. Elemente die in Abhängigkeit von der Ausgangszusammensetzung des Protoliths dem System zu- oder abgeführt werden sind Ti, Al, Fe, Mg, Ca und K. So erfahren die Al-, Ca- und Mg-reichen Anorthosite während der Fenitisierung eine Abnahme von Al₂O₃, CaO und MgO, während FeO und K₂O zugeführt werden. Dagegen werden den Fe- und K-reichen Syeniten FeO und K₂O entzogen und im Gegenzug Al₂O₃, CaO und MgO zugeführt.

<i>Probe</i>	<i>Ku-98-118</i> <i>Karbonatit-Gänge</i>	<i>Ku-99-05</i>	<i>Ku-98-130a</i> <i>SEE-reiche Karbonatite</i>	<i>Ku-98-130b</i>	<i>Ku-01-04</i> <i>Karbonatit-Adern</i>	<i>Ku-01-05</i>
<i>Gew. %</i>						
<i>SiO₂</i>	38.80	22.10	41.76	4.00	11.00	1.43
<i>TiO₂</i>	2.05	1.47	0.13	0.18	0.31	0.04
<i>Al₂O₃</i>	17.59	7.59	20.67	1.60	6.20	0.42
<i>Fe₂O₃</i>	1.84	14.88	2.27	3.90	11.40	21.54
<i>FeO</i>	8.30	n.a.	3.31	n.a.	n.a.	n.a.
<i>MnO</i>	0.39	1.44	0.57	0.02	0.45	2.43
<i>MgO</i>	3.03	4.53	1.78	2.50	4.10	7.98
<i>CaO</i>	10.39	16.50	6.49	15.60	15.10	27.06
<i>Na₂O</i>	4.84	4.77	12.09	5.90	7.90	0.25
<i>K₂O</i>	1.11	0.01	0.45	0.03	0.05	
<i>P₂O₅</i>	0.22	0.45	0.05	0.07	0.58	0.01
<i>S</i>	0.06			0.30	0.11	
<i>CO₂</i>	8.60	22.74	8.96	29.49	24.90	35.38
<i>H₂O</i>	2.44	1.71	2.01	1.14	1.66	1.39
<i>Summe</i>	99.66	98.19	100.54	64.73	83.76	97.89
<i>ppm</i>						
<i>Sc</i>	21	19	10	26	24	13
<i>V</i>	148	40	16		73	77
<i>Cr</i>	57		12			13
<i>Co</i>	47	27	22	15	11	44
<i>Ni</i>	52	19	11	287	86	40
<i>Zn</i>	207	97	53	40	115	163
<i>Ga</i>	30		28			
<i>Rb</i>	24	5	9	112	62	9
<i>Sr</i>	1341	4171	1801	89000	38000	5200
<i>Y</i>				36	35	30
<i>Zr</i>	156	38	44			31
<i>Nb</i>	64	374	87			652
<i>Mo</i>			43			
<i>Sn</i>				54	38	
<i>Ba</i>	665	215	443	22000	8600	234
<i>Pb</i>	24	9	29	700	274	22
<i>Th</i>		7		556	193	6
<i>U</i>			7	12	17	
<i>La</i>		734		54000	22000	140
<i>Ce</i>	240	1116	195	79000	33000	290
<i>Pr</i>				4272	1538	
<i>Nd</i>	70	228	65	30000	11000	100

Tabelle 5a

Gesamtgesteins-Haupt- und Spurenelementchemismus der Karbonatit-Fenit-Mischungen (= Namibia Blue). (n.a. nicht analysiert, - unterhalb der Nachweisgrenze).

Gestein Probe	Karbonatitische Matrix der Karbonatit-Fenit-Mischungen											
	Ku-98-70c	Ku-98-08	Ku-98-73c	Ku-98-103c	Ku-98-27	Ku-98-80	Ku-99-08					
Gew. %												
SiO ₂	7.82	9.84	4.32	7.45	9.52	7.44	3.64	7.19	1.82	3.42	4.82	4.04
TiO ₂	4.75	4.31	0.55	5.16	2.94	4.04	5.55	4.61	1.58	0.47	3.86	4.87
Al ₂ O ₃	8.10	9.32	4.95	7.26	10.73	5.02	2.82	3.77	1.61	3.17	3.13	2.27
Fe ₂ O ₃	8.48	3.88	5.82	7.41	6.62	6.99	6.39	7.44	3.89	8.15	10.16	5.64
FeO	11.59	17.45	12.29	16.89	13.81	17.67	18.02	18.27	9.94	11.90	11.90	13.66
MnO	1.05	0.82	1.01	0.55	1.54	0.68	1.06	0.85	1.42	2.05	0.96	0.53
MgO	5.82	6.37	10.61	10.18	5.89	9.15	8.00	10.69	7.54	6.39	3.59	2.91
CuO	21.98	21.86	21.62	20.12	21.84	19.32	20.09	16.72	27.98	23.30	25.30	28.52
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	2.39	2.34	2.14	1.53	3.58	4.04	2.39	4.53	0.93	1.62	3.28	3.29
P ₂ O ₅	0.13	0.46	0.20	0.55	0.07	1.24	0.18	1.74	3.00	0.18	0.62	0.60
S	0.00	0.13	0.00	0.09	0.00	0.00	0.12	0.00	0.10	0.00	0.00	0.60
CO ₂	23.67	18.10	28.52	17.82	18.26	21.22	27.09	21.82	35.14	32.16	26.70	26.85
H ₂ O	4.22	5.13	7.97	5.00	5.20	3.20	4.66	2.38	5.05	7.21	5.69	6.21
Summe	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tabelle 5b

Rekalkulierter Gesamtgesteinschemismus (Erläuterung im Text) der karbonatitischen Matrix der Karbonatit-Fenit-Mischungen.

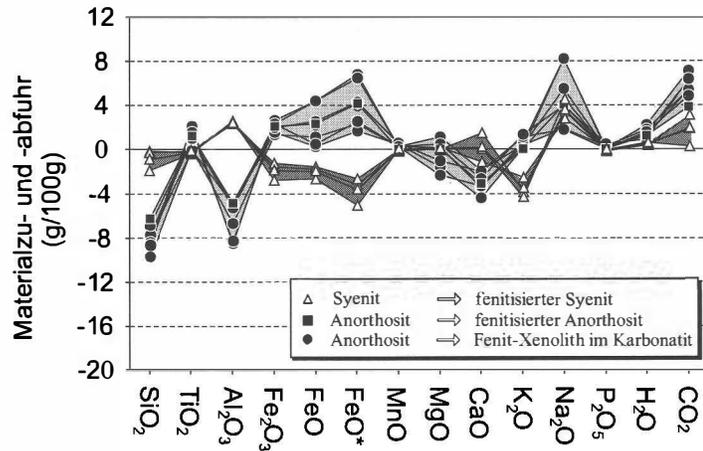
Gestein	A	AX (N=6)		S (N=4)	
		Min	Max	Min	Max
Volumenfaktor	0.99	0.96	1.09	1.01	1.05
g / 100 g					
Si	-2.95	-4.61	-3.30	-0.89	-0.05
Ti	0.76	-0.04	1.35	-0.19	-0.07
Al	-2.61	-4.57	-2.69	1.30	1.38
Fe ³⁺	1.45	0.92	1.63	-1.91	-0.86
Fe ²⁺	1.82	0.17	3.46	-2.02	-1.22
Fe ⁰	3.27	1.29	5.29	-3.93	-2.07
Mn	0.02	0.14	0.44	-0.07	0.09
Mg	0.03	-1.43	0.66	0.01	0.17
Ca	-2.25	-3.19	-1.37	-0.77	1.10
Na	3.04	1.31	6.13	2.09	3.44
K	0.04	0.06	1.11	-3.56	-2.08
P	0.01	0.00	0.22	-0.04	0.02
C	1.04	1.33	1.96	0.10	0.88
H	0.13	0.09	0.25	0.05	0.08
O	0.00	0.00	0.00	-1.76	2.13
Gewinne	14.88	14.30	20.58	5.67	8.88
Verluste	-14.39	-20.15	-15.50	-11.48	-6.69
Gew. + Verl.	0.48	-2.02	0.61	-3.79	0.40
mg / 1000 g					
V	152	-11	200	12	27
Co	8	-16	19	-34	7
Ni	5	-59	26	0	2
Zn	36	23	222	-77	199
Ga	5	0	14	-14	-10
Rb	b.d.l.	9	42	-27	-27
Sr	102	418	1369	86	751
Y	b.d.l.	16	55	-6	-5
Zr	34	43	181	-679	1352
Nb	b.d.l.	54	94	-53	380
Ba	241	98	2364	-219	635
Pb	-6	6	36	0	0
Ce	b.d.l.	78	243	-56	193
Nd	b.d.l.	25	103	-30	38

Tabelle 6

Ergebnisse der massenbilanzierten Kalkulationen für die maximalen und minimalen Werte der Materialzufuhr und -abfuhr während der Fenitisierung der Anorthosite (A), der Anorthosit-Xenolith (AX) und der Syenite (S).

Abb. 9

Chemische Änderungen der Anorthosite und Syenite im Zuge der Fenitisierung (Y-Achse: Ergebnisse der massenbilanzierten Kalkulationen in g/100g; hellgraues Feld: Materialzufuhr und -abfuhr während der Fenitisierung der Anorthosite; dunkelgraues Feld: Materialzufuhr und -abfuhr während der Fenitisierung der Syenite).



2.4 Fluideinschluss-Untersuchungen

Um die hydrothermalen Prozesse um Karbonatit-Körper modellieren zu können, ist es generell hilfreich, die chemische Zusammensetzung der verantwortlichen Fluide zu kennen. In den untersuchten Gesteinseinheiten wurden generell nur wenige und meist sehr kleine (< 1 µm Durchmesser) Fluideinschlüsse beobachtet, die sich in genetisch unterschiedliche Typen unterteilen lassen.

Bei den Einschlüssen, die in Ankerit und Sodalith der Karbonatite und in Quarz der benachbarten Syenite auftreten, handelt es sich stets um zweiphasige (wässrige Lösung und Gasblase) wässrige Fluideinschlüsse.

(1) Unregelmäßig geformte, H₂O-reiche Einschlüsse mit Durchmessern von 3-21 µm wurden in Sodalith dreier Karbonatitproben beobachtet (Abb. 10a). Sie treten als isolierte Einschlüsse, als Gruppen oder entlang von Einschlussbändern auf, die jedoch nie über Korngrenzen hinweggehen. Nach den Gefügekriterien von ROEDDER (1984) handelt es sich um pseudosekundäre Fluideinschlüsse in Bezug auf die Bildung von Sodalith. Kleine Tochterkristalle (vermutlich Halit) wurden in nur wenigen Einschlüssen beobachtet.

(2) Pseudosekundäre/sekundäre Fluideinschlüsse in (2) rekristallisiertem Ankerit der Karbonatite (Abb. 10b) und

(3) sekundäre Fluideinschlüsse in Quarz der Syenite (Abb. 10c) sind stets entlang von Einschlussbahnen angeordnet, die im Falle von Quarz die Korngrenzen zwischen Quarzkörnern überwinden. Die Fluideinschlüsse mit Längen von bis zu 18 µm (Ankerit) and 29 µm (Quarz) sind durch unregelmäßige bis ovale, meist längliche Formen charakterisiert und zeigen eine bevorzugte Ausrichtung ihrer Längsachse parallel zu den Einschlussbahnen.

(4) Untergeordnet wurden in Quarz der Syenite 4-1 µm lange, ovale CO₂-Einschlüsse beobachtet, die entlang von Einschlussbahnen angeordnet sind und sowohl ältere H₂O-Einschlussbahnen als auch einzelne Quarz-Korngrenzen schneiden. Einheitliche Schmelztemperaturen von -56.6°C zeigen, dass es sich diesen späten Fluiden um reines CO₂ handelt.

2.4.1 Mikrothermometrisches Messverfahren

Mikrothermometrische Messungen wurden an mit einem Heiz-Kühltisch vom Typ USGS von FLUID INC an fünf doppelt polierten Dickschliffen (~ 150 µm) durchgeführt. Die Kalibration erfolgte mittels Standards synthetischer Fluideinschlüsse (SYNFLINC) von FLUID INC. Die Salinitäten der Fluideinschlüsse wurden nach POTTER et al. (1978) aus der Gefrierpunkterniedrigung errechnet. Die Dichten der wässrigen Einschlüsse wurden mittels der Zustandsgleichung für das System H₂O-NaCl von ZHANG & FRANTZ (1987) berechnet, die im FLINCHOR-Programm (BROWN, 1989) implementiert ist. Eine Zusammenfassung der mikrothermometrischen Messdaten findet sich in Tabelle 7.

Probe (Mineral)	Anzahl Messungen	Durchmesser [µm]		Anzahl Phasen	Füllmenge [Vol. %]		Te [°C]		Tmf [°C]		Th [°C]		Salinität [Gew. %]		Dichte [g/cm ³]	
		Min	Max		Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Ku-98-130a (Sodalith)	15	3,5	21,0	2 - 3	93	96	-32,7	-23,5	-22,5	-19,2	273	324	21,8	24,0	0,92	0,98
Ku-98-130b (Sodalith)	13	3,5	17,5	2 - 3	92	95	-29,0	-24,0	-21,8	-15,0	273	367	18,6	23,5	0,86	0,95
Ku-98-131 (Sodalith)	20	3,9	10,5	2 - 3	92	95	-27,8	-23,1	-22,4	-18,9	324	353	21,6	23,9	0,89	0,93
Ku-98-130a (Ankerit)	6	2,8	17,5	2	94	95	-8,0	-7,0	-3,9	-2,7	172	219	4,5	6,3	0,88	0,94
Ku-98-40 (Quarz)	42	4,2	29,1	2	92	95	-33,9	-11,6	-22,7	-5,8	140	242	8,9	24,1	0,94	1,11

Tabelle 7

Mikrothermometrische Messdaten der Fluideinschlüsse in Sodalith und Ankerit der Karbonatite und in Quarz der Syenite (Te Temperatur der eutektischen Schmelzbildung; Th Homogenisierungstemperatur; Tmf Temperatur der finalen Eisschmelze).

Die Temperaturen der eutektischen Schmelzbildung (Te) liegen für die Fluideinschlüsse in Sodalith zwischen -33°C und -23°C, also relativ nahe beim ternären Eutektikum des Systems NaCl-KCl-H₂O, während die Te der Fluideinschlüsse in Ankerit zwischen -7°C und -8°C streuen, also nahe des eutektischen Punkts des binären Systems KCl-H₂O. Mit Te von -34°C bis -12°C scheinen die in Quarz der Syenite eingeschlossenen Fluide NaCl-reiche und gemischte NaCl-KCl-Zusammensetzungen aufzuweisen. Die aus der Gefrierpunkterniedrigung (Tm) berechneten Salinitäten streuen zwischen 5-24 Gew.% NaCl-Äquivalent (Abb. 10), wobei die Fluideinschlüsse in Sodalith durchschnittlich die höchsten Salinitäten (19-24 Gew.%), die in Quarz stark variable (9-24 Gew.%) und die in Ankerit die niedrigsten Salinitäten (4-6 Gew.%) aufweisen. Einen ähnlichen Trend weisen die Homogenisierungstemperaturen (Th) der Fluideinschlüsse auf, wobei alle untersuchten Fluideinschlüsse in die flüssige Phase homogenisieren (Sodalith: 273-367°C, Quarz: 140-241°C, Ankerit: 172-218°C).

Die Untersuchungen zeigen, dass die wässrigen, hochsalinaren Fluideinschlüsse in Sodalith der Karbonatite (1) die erste Generation von Fluiden repräsentieren, deren Zusammensetzung vermutlich nahe der primären Zusammensetzung der fenitierenden Fluide liegt. Dagegen wurden wässrige Fluide in rekristallisiertem Ankerit der Karbonatite (2) und in Quarz der benachbarten Syenite (3) bei niedrigeren Temperaturen eingefangen. Die niedrigeren Salinitäten dieser Fluideinschlüsse und die Verschiebung ihrer Zusammensetzung von einer anfänglich NaCl-reichen zu einer eher KCl-betonten Zusammensetzung, legen zudem nahe, dass die Bildung von Sodalith unter Verbrauch von NaCl zu diesem Zeitpunkt bereits eingesetzt hatte.

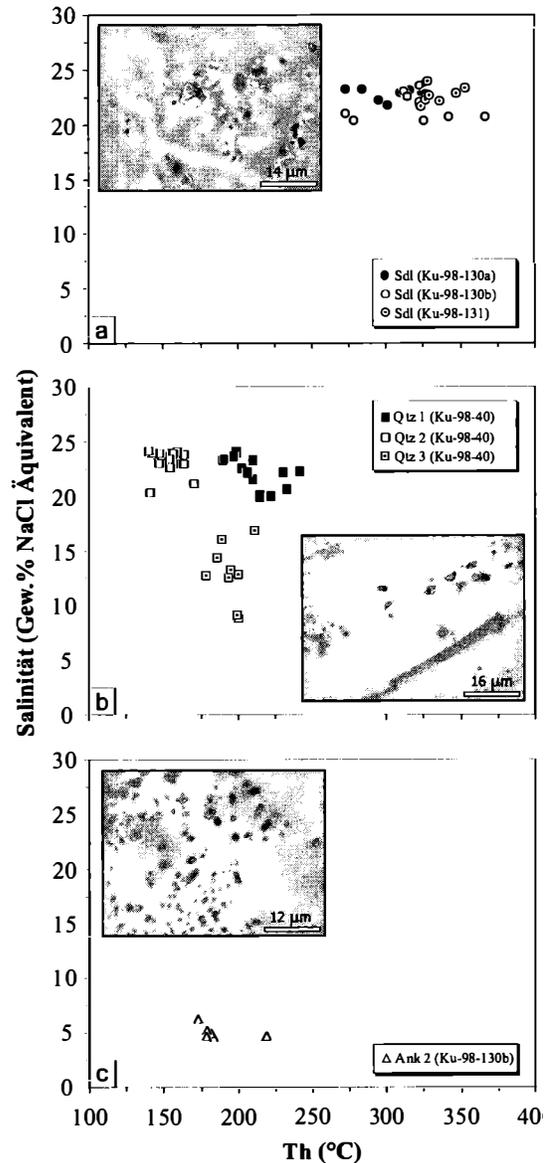
Abb. 10

Homogenisierungs-Temperatur (Th)-Salinitäts-Diagramme und zugehörige Dünnschliffaufnahmen für a) primäre Fluideinschlüsse in Sodalith der Karbonatite, b) sekundäre Fluid-einschlüsse in Quarz der Syenite und c) pseudo-sekundäre Fluideinschlüsse in rekristallisiertem Ankerit der Karbonatite.

2.4.2 Synchrotron-Röntgenfluoreszenz-analytik

Die Spurenelementgehalte der in Sodalith, Ankerit und Quarz eingeschlossenen wässrigen Fluide wurden mit Hilfe von Synchrotron-Röntgenfluoreszenzanalytik bestimmt. Aufgrund der geringen Größe der Fluideinschlüsse, der niedrigen Elementkonzentrationen an K, Sr, Nb, Fe und den SEE im Fluid sowie der Empfindlichkeit von Sodalith gegenüber Temperaturänderungen (vgl. Kapitel: Abbau und Nutzung des Namibia Blue) ist ein Temperatur-konstantes Analyseverfahren erforderlich, das eine hohe Ortsauflösung mit der Nachweismöglichkeit selbst geringster Substanzmengen kombiniert. Ein derartige Messvorrichtung, welche die in situ-Analyse der Elementgehalte (Elemente mit Ordnungszahlen >12) von Fluideinschlüssen mit Hilfe von hochortsauflösender Röntgenfluoreszenzanalytik mit weißer Synchrotronstrahlung ermöglicht, ist an der Beamline L des HASYLAB Hamburg verwirklicht. Die analysierten Spurenelementgehalte von 7 Fluideinschlüssen in Sodalith und 3 Fluideinschlüssen in Ankerit der Karbonatite sowie von 10 Fluideinschlüssen in Quarz der Syenite sind in Tabelle 8 zusammengefasst.

Primäre wässrige Fluideinschlüsse in Sodalith der Karbonatite enthalten generell grosse Mengen an Sr, Ba, La und Ce sowie untergeordnet an S, Nb, K, Fe, Mn, Zn, Ga, Sb und Pr. Da Ca stets unterhalb der Nachweisgrenze liegt und K nur in geringen Mengen von <240 ppm vorhanden ist, kann man davon ausgehen, dass es sich bei dem eingeschlossenen hochsalinaren Fluid um eine NaCl-dominierte wässrige Lösung handelt.



Mineral	Sodalith		Quarz		Ankerit	
	Min (N=7)	Max (N=7)	Min (N=10)	Max (N=10)	Min (N=3)	Max (N=3)
ppm						
S	110	180	-	-	-	-
K	20	240	264	404	-	-
Ca	-	-	22	91	-	-
Fe	60	290	11	194	-	-
Mn	2	243	0	4	-	-
Ti	-	-	84	668	-	-
Zn	0	2	-	-	-	-
Ga	5	107	-	-	-	-
As	222	303	-	-	-	-
Cu	0	9	-	-	-	-
Br	27	924	-	-	-	-
Sr	5	875	35	943	150	700
Ba	9	298	5	1295	-	-
Nb	28	29	-	-	6	38
Sb	10	13	-	-	-	-
La	1	344	-	-	1069	1688
Ce	2	631	-	-	2611	3541
Pr	119	213	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	1270	1492
Sm	-	-	-	-	115	218
Eu	-	-	-	-	61	94
Gd	-	-	-	-	75	166
Tb	-	-	-	-	8	18
Dy	-	-	-	-	33	121
Er	-	-	-	-	15	38
Yb	-	-	-	-	6	29
Lu	-	-	-	-	3	17

Tabelle 8

Minimale und maximale Spurenelementgehalte von Fluideinschlüssen in Sodalith und Ankerit der Karbonatite und in Quarz der Syenite, ermittelt mit Hilfe von Synchrotron-Röntgenfluoreszenzanalytik (- unterhalb der Nachweisgrenze).

Sekundäre wässrige Fluideinschlüsse in Quarz der Syenite sind ähnlich zusammengesetzt. Die gemessenen Fluideinschlüsse weisen höhere Gehalte an Sr, Ba, K und Ca auf, wohingegen die Gehalte an La und Ce unterhalb der Nachweisgrenze liegen; Fe, Mn und Ti sind in nur geringen Mengen im Fluid enthalten. Die Untersuchungen zeigen, dass die Abnahme der NaCl-Gehalte im Fluid im Zuge der Sodalith-Kristallisation mit einer relativen Anreicherung an Sr, Ba, K, Ca und H₂O korreliert ist.

Die wässrigen pseudosekundären/sekundären Fluideinschlüsse in rekristallisiertem Ankerit der Karbonatite unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Zusammensetzung deutlich von den anderen Fluideinschlusstypen. Sie enthalten kein K, Ba und Fe, dafür aber größere Mengen an Sr und den SEE. Diese späten Sr- und SEE-reichen Fluide könnten für die hydrothermale Alteration der Proben verantwortlich sein, in deren Verlauf sich Minerale wie Carbocearnit und Strontianit gebildet haben.

2.5 Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopie der Karbonatite

Mit dem Ziel, die Quelle der Karbonatit-Schmelzen näher zu charakterisieren, wurden Analysen der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopie separierter Karbonate (Ankerit) durchgeführt. Die Isotopenanalytik wurde am Geochemischen Institut der Universität Göttingen durchgeführt. Die Karbonate wurden mit Phosphorsäure umgesetzt, das entstandene CO₂-Gas wurde mit einem Massenspektrometer vom Typ Finnigan MAT 251 analysiert. Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind in Tabelle 9 aufgelistet. Hierbei sind die δ¹⁸O-Werte relativ zu SMOW, die δ¹³C-Werte relativ zu PDB angegeben.

Die analysierten Werte für δ¹³C von Ankerit der Karbonatite fallen in einen relativ eng begrenzten Bereich von -6,7 ‰ bis -7,0 ‰ (Abb. 11). Diese Werte stimmen gut mit den von KELLER & HOEFS (1995) für die frischen Natrokarbonatit-Laven des Oldoinyo Lengai, Tansania, und deren Phänokristalle ermittelten Daten (-6,3 ‰ bis -7,1 ‰ δ¹³C) überein, die von den Autoren als charakteristisch für isotopisch primäre, magmatische karbonatitische Mantelschmelzen gedeutet wird. Dagegen sind die analysierten δ¹⁸O-Werte der Ankerite stark variabel (8,9 ‰ bis 9,7 ‰ δ¹⁸O) und zugleich höher als die von KELLER & HOEFS (1995) für Oldoinyo Lengai ermittelten Werte (5,5 ‰ bis 7,0 ‰ δ¹⁸O). Die gewonnenen Ergebnisse legen nahe, dass die Sauerstoffisotopendaten der Ankerite der Karbonatite NW-Namibias in Folge einer schwachen hydrothermalen Alteration überprägt wurden.

Tabelle 9

δ¹⁸O- und δ¹³C-Werte separierter Ankerite und Magnetite der Karbonatite von Swartbooisdrif (n.a. nicht analysiert).

Probe	Mineral	δ ¹⁸ O _{SMOW} (Mineral)	δ ¹³ C _{PDB} (Mineral)
Ku-97-26	Magnetit	-1.82	n.a.
Ku-99-02	Magnetit	-4.21	n.a.
Ku-99-SA11	Magnetit	-1.46	n.a.
Ku-97-26	Ankerit	8.95	-6.9
Ku-99-02	Ankerit	9.07	-6.97
Ku-99-SA8-2	Ankerit	9.34	-6.86
Ku-99-SA11	Ankerit	9.73	-6.98
Ku-01-03	Magnetit	-2.63	n.a.
Ku-01-03	Ankerit	8.91	-6.76

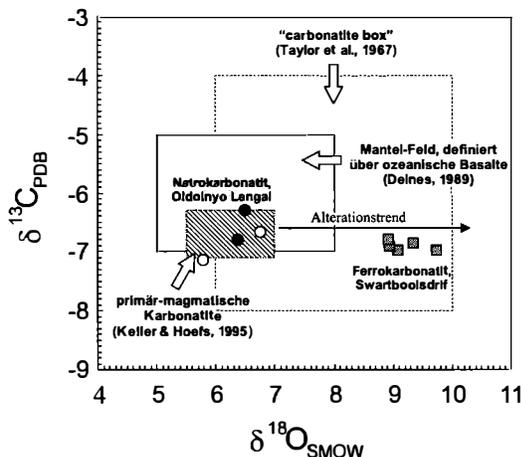


Abb. 11

δ¹³C-δ¹⁸O-Zusammensetzungen separierter Ankerite der Karbonatite von Swartbooisdrif (graue Quadrate). Gestricheltes Feld: C-O Zusammensetzung primär-magmatischer Karbonatite nach KELLER & HOEFS (1995), basierend auf C-O-Isotopendaten der frischen Natrokarbonatit-Laven von Oldoinyo Lengai (schwarze Kreise) und ihrer Phänokristalle (weiße Kreise); graues Feld: Mantel-Feld der C-O-Isotopendaten, definiert über C-O-Werte ozeanischer Basalte (KYSER, 1986; NELSON et al., 1988; DEINES, 1989); weißes Feld: C-O-Zusammensetzung primär-magmatischer Karbonatite nach TAYLOR et al. (1967), die sogenannte "carbonatite box"

3. Druck- und Temperaturbedingungen der Platznahme der Karbonatite und der Fenitisierung

Anhand geothermobarometrischer Untersuchungen wurden für die Anorthosite Druck(P)-Bedingungen von $7,3 \pm 1,0$ kbar bis $6,2 \pm 0,4$ kbar für die Bildung von Granat-Orthopyroxen-(Quarz)-Koronen zwischen Plagioklas und Olivin ermittelt (DRÜPPEL, 2003; Granat-Orthopyroxen-Plagioklas-Quarz-Barometrie: Kalibration nach POWELL & HOLLAND, 1988, und ECKERT et al., 1991). In den annähernd zeitgleich intrudierten Syeniten wurden für die spät-magmatische Kristallisation von Hastingsit mit Hilfe des Al-in-Hornblende-Barometers (Kalibration nach HOLLISTER et al., 1987) Drucke von $6,5 \pm 0,6$ kbar ermittelt (DRÜPPEL, 2003), welche gut mit den für die Anorthosite kalkulierten Drucken übereinstimmen. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass die Platznahme der etwa 250-200 Ma jüngeren Karbonatite unter P-Bedingungen von $<6,5$ kbar stattgefunden hat. Mit dem Ziel die Temperaturen während der Platznahme und Kristallisation der Karbonatite möglichst exakt zu bestimmen, wurden verschiedene Thermometer-Formulierungen genutzt, wie (1) Biotit-Apatit F-OH-Thermometrie, (2) Kalzit-Dolomit Ca-Mg-Fe-Thermometrie, (3) Sauerstoffisotopen-Fraktionierungs-Temperaturen von koexistierenden Ankerit und Magnetit und (4) Schwefelisotopen-Fraktionierungs-Temperaturen von Pyrit-Chalkopyrit-Paaren.

Biotit-Apatit-Thermometrie. Das Biotit-Apatit Thermometer nach STORMER & CARMICHAEL (1971, verändert nach ZHU & SVERJENSKY, 1992) basiert auf dem Temperatur-abhängigen Austausch von F und OH zwischen koexistierenden Biotit und Apatit. Temperaturen wurden für Biotit-Apatit-Paare im direkten Kornkontakt aus 3 verschiedenen Karbonatit-Proben berechnet. Mit Werten von 1070-740°C und 1030-630°C unter HF-Fugazitäten von -3,9 bis -5,3 zeigen die für die magmatische Kristallisation von Biotit und Apatit ermittelten Temperaturen eine große Variationsbreite. Niedrigere Temperaturen von 610-450°C und HF-Fugazitäten von -5,2 bis -6,4 wurden für rekristallisierte Biotit-Apatit-Paare ermittelt. Die für die magmatische Kristallisation ermittelten T-Daten stimmen gut mit den von ANDERSEN & AUSTRHEIM (1991) für die Alnöite von Fen, Norwegen, und den von SEIFERT et al. (2000) für Ferrokarbonatite des Delitzsch Komplexes, Deutschland, kalkulierten Werten überein, sind jedoch deutlich höher als die an den frisch ausfließenden Natrokarbonatit-Laven des Oldoinyo Lengai gemessenen Daten (593-540°C, PINKERTON et al., 1995).

Kalzit-Dolomit-Thermometrie und Sauerstoffisotopen-Fraktionierungs-Temperaturen. Für die Ermittlung der Temperaturen der Kristallisation von Ankerit wurde die Kalzit-Dolomit-Thermometer nach ANOVITZ & ESSENE (1987) verwendet, da die Autoren in ihrer Kalibration zusätzlich zu Ca und Mg auch den Einfluss von Fe (Dolomit-Ankerit-Mischreihe) berücksichtigen. Temperaturen wurden für Kalzit-Ankerit-Paare im direkten Kornkontakt ermittelt und ergaben übereinstimmende Werte von 530-410°C. Im Vergleich zu den für die magmatische Kristallisation von Apatit und Biotit ermittelten T-Werte sind diese Temperaturen relativ gering und legen eine Rekristallisation von Ankerit und Kalzit nahe, was im Zuge der petrographischen Untersuchungen bestätigt werden konnte.

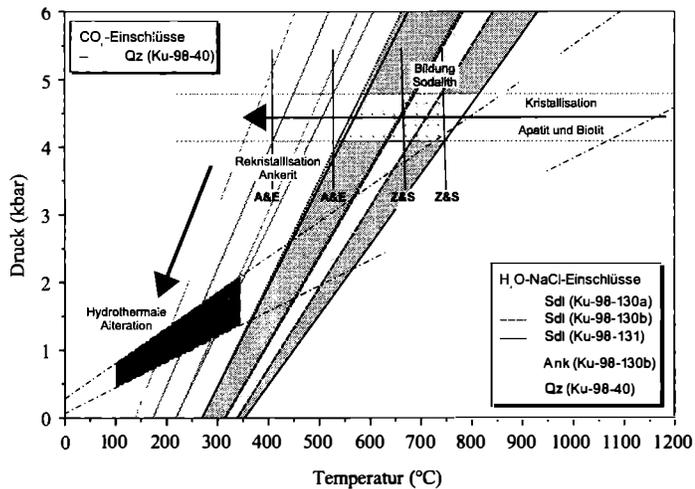
Sauerstoffisotopen-Thermometrie basiert auf der T-abhängigen Verteilung von ^{18}O und ^{16}O zwischen zwei koexistierenden Phasen. Für die Ermittlung der Sauerstoffisotopen-Fraktionierungs-Temperaturen von Ankerit-Magnetit-Paaren der Karbonatite wurden die Mineral-Wasser-Gleichgewichtskurven von ZHENG (1991, 1999) verwendet. Für die separierten Ankerit- und Magnetit-Körner wurden Temperaturen von 480-350°C ermittelt, die auf eine schwache hydrothermale Alteration der Karbonatite hinweisen.

Schwefelisotopen-Fraktionierungs-Temperaturen. Die Temperaturen für die Gleichgewichtsfraktionierung von $\delta^{34}\text{S}$ zwischen koexistierenden Pyrit und Chalkopyrit wurden indirekt, über die Mineral- H_2S -Gleichgewichtskurven von OHMOTO & GOLDBERGER (1997) berechnet (DRÜPPEL et al., eingereicht). Mit Werten von 488-465°C gleichen diese Temperaturen den über Dolomit-Kalzit Ca-Fe-Mg-Thermometrie ermittelten Temperaturen (530-410°C) und sind höher als die über Ankerit-Magnetit Sauerstoffisotopen-Fraktionierung ermittelten Temperaturen (480-350°C). Da sich die Sulfidminerale während der Endphase der Karbonatit-Kristallisation und somit nach Ankerit und Magnetit gebildet haben, müssen die O-Isotopendaten dieser Minerale durch sekundäre Prozesse wie Rekristallisation oder Reequilibrierung gestört sein.

Um die Drücke der Karbonatit-Platznahme zu kalkulieren, wurden die über Geothermometrie gewonnenen Daten mit den für die Fluideinschlüsse berechneten Isochoren (= Linien gleicher Dichte) kombiniert (Abb. 12). Mit Hilfe der Isochoren für sekundäre wässrige Fluideinschlüsse in rekristallisiertem Ankerit können für die Rekristallisation der Karbonate bei Temperaturen von 530-410°C korrespondierende Drücke von 4-5 kbar abgeleitet werden. Für die die Bildung von Sodalith ergeben sich für diesen Druckbereich (4-5 kbar) stark variable Temperaturen von 800-530°C (Abb. 12).

Abb. 12

Druck-Temperatur-Diagramm mit den Ergebnissen der P-T-Berechnungen für die Platznahme, Rekristallisation und hydrothermale Alteration der Karbonatite von Swartbooisdrif. Für die Druck- und Temperaturabschätzung wurden die über konventionelle Geothermometrie gewonnenen Daten (A&E: Kalzit-Dolomit Ca-Mg-Fe-Thermometrie nach ANOVITZ & ESSENE, 1987; Z&S: Biotit-Apatit F-OH-Thermometrie nach ZHU & SVERJENSKY, 1992) mit den für die unterschiedlichen Fluideinschlüsse berechneten Isochoren (= Linien gleicher Dichte) kombiniert. Die schwarzen Pfeile skizzieren schematisch die P-T-Entwicklung der Karbonatite. (Ank: Fluideinschlüsse in Ankerit der Karbonatite; Qz: Fluideinschlüsse in Quarz der Syenite; Sdl: Fluideinschlüsse in Sodalith der Karbonatite).



4. Diskussion

4.1 Die Anorthosite des KIK und die assoziierten felsischen Gesteinseinheiten

Für den weißen und den dunklen Anorthosit konnten anhand der Feldbefunde, des Mineralbestandes und Mineralchemismus, des Gefüges sowie des Gesamtgesteinschemismus zwei zeitlich getrennte aber kogenetische magmatische Ereignisse charakterisiert werden. Die typische primär-magmatische Mineralogie in den Gesteinen des KIK umfasst: Plagioklas (An_{37-75}) \pm Olivin \pm Orthopyroxen \pm Klinopyroxen + Fe-Ti-Oxide + Apatit \pm Zirkon. Weiße Anorthosite sind im Gegensatz zu den dunklen Anorthositen durch eine durchgreifende Alteration charakterisiert. U-Pb-Zirkon-Datierungen der jüngeren dunklen Anorthosite ergaben mesoproterozoische Alter von 1.385-1.347 Ma. In den etwa zeitgleich intrudierten (1.380-1.340 Ma) Graniten, Quarz-Syeniten und Syeniten kristallisierten zunächst Plagioklas, Klinopyroxen und K-Feldspat, gefolgt von spät-magmatischem Hastingsit, Quarz, Fe-Ti-Oxiden und Rutil. Für die Platznahme der Anorthosite und Syenite wurden relativ gut übereinstimmende Druckbedingungen von etwa 6-7 kbar ermittelt, entsprechend einer Intrusionstiefe von ca. 20 km.

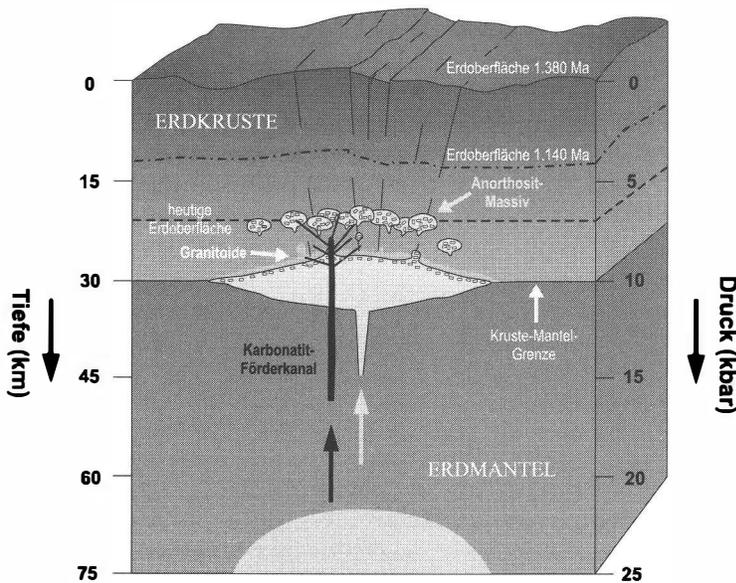


Abb. 13

Schematisches Modell der Petrogenese des Kunene-Intrusiv-Komplexes, der zeitlich assoziierten Granite und Syenite sowie der jüngeren Karbonatite von Swartbooisdrif: (1) Vor ca. 1.385-1.347 Ma steigen Mantelschmelzen bis zur Kruste-Mantel-Grenze auf und bilden eine ausgedehnte Magmenkammer. (2) In der Al_2O_3 -reichen Schmelze kristallisiert Plagioklas und bildet Flotationskumulate im Hangenden der Magmenkammer. Das kristallreiche, anorthositi-

tische Magma steigt diapirartig bis in mittlere Krustenbereiche (ca. 20 km Tiefe) auf und bildet dort ein riesiges Anorthosit-Massiv, den Kunene-Intrusiv-Komplex. Hohe thermische Aktivität führt zu partieller Aufschmelzung der Unterkruste und bewirkt so vor ca. 1.380-1.340 Ma die Bildung granitischer und syenitischer Schmelzen, deren Platznahme randlich des Anorthosit-Massivs erfolgt. (3) Etwa 200-250 Ma später, vor 1.140-1.120 Ma, wird das Anorthosit-Massiv von zahlreichen Karbonatit-Gängen durchschlagen. Die Freisetzung NaCl-reicher wässriger Fluide durch die Karbonatite unter führt in einer Tiefe von etwa 12-15 km zur Umbildung von Plagioklas der Anorthosite in azurblauen Sodalith.

Nahezu alle Anorthosite erfuhren im Zuge ihres Aufstiegs eine variable Kontamination durch krustales Material, die sich am stärksten auf die früh intrudierten Anorthosit-Magmen, die weißen Anorthosite, auswirkte. Mineralogische Untersuchungen der Anorthosite und Syenite konnten eindeutig belegen, dass es sich bei ihnen um chemisch unabhängige Systeme handelt. Dementsprechend sind die Anorthosite und Syenite zwar zeitgleich intrudiert, eine Entwicklung aus nur einem Stamm-Magma kann jedoch als unwahrscheinlich betrachtet werden. Vielmehr liegt ihre enge räumliche und zeitliche Assoziation darin begründet, dass der Aufstieg und die Platznahme der Stamm-Magmen der Anorthosite zum partiellen Aufschmelzen der Unterkruste und somit zur Bildung potentieller Stamm-Magmen der Syenite führten (Abb. 13).

4.2 Herkunft und Entwicklung der Karbonatite von Swartbooisdrif

Im Verlauf eines weiteren, etwa 250-200 Ma jüngeren magmatischen Ereignisses (1.140-1.120 Ma) erfolgte zunächst die Platznahme einer ersten Karbonatit-Generation, welche in erheblichem Maße durch fragmentiertes und fenitisiertes anorthositisches und syenitisches Gesteinsmaterial kontaminiert ist. Diese Karbonatit-Fenit-Mischungen (= Namibia Blue) werden von zahlreichen jüngeren und geringmächtigen Ferrokarbonatit-Adern durchschlagen, die sich durch eine nur geringe Kontamination mit Nebengesteinsmaterial auszeichnen. Die gewonnenen Ergebnisse der mineralogisch-petrologisch-geochemischen Untersuchungen der Karbonatite belegen eindeutig, dass es sich um magmatische Schmelzen und nicht um sekundär-hydrothermal gebildete Gesteinseinheiten handelt. Die Karbonatite treten als Gänge und Adern auf, welche die Syenite und Anorthosite durchschlagen (Abb. 13). Die älteren Gesteinseinheiten haben im Kontakt zu den Karbonatiten eine metasomatische Überprägung erfahren; transportierte Nebengesteinsbruchstücke sind in der Fliessrichtung der Karbonatite orientiert, zum Teil rotiert und werden von Karbonat-reichen Laminae umflossen. Diese Annahme wird durch die Mineralogie der Karbonatite (Ankerit + Kalzit + Magnetit + Biotit \pm Ilmenit \pm Apatit \pm Pyrochlor \pm Carbocernait \pm Sulfide \pm Rutil), ihre geochemischen Signaturen (hohe Gehalte an inkompatiblen Elementen wie Sr, Ba und den SEE, hohe $(La/Yb)_{cn}$ -Verhältnisse) sowie durch die Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopie separierter Ankerite (8.91-9.73 ‰ $\delta^{18}O$ und -6.73 bis -6.98 ‰ $\delta^{13}C$) bestätigt, wobei allerdings die O-Isotopendaten eine schwache hydrothermale Alteration der Gesteine nahe legen. Nach LE MAITRE (1989) können sowohl die Karbonatit-Adern als auch die Karbonat-reiche Matrix der Karbonatit-Fenit-Mischungen als Ferrokarbonatite klassifiziert werden, deren Gehalte an FeO, MgO, MnO und CaO denen von Ferrokarbonatiten weltweit (zusammengefasst durch WOOLLEY & KEMPE, 1989) entspricht.

Die Karbonatite von Swartbooisdrif können als Kristallisationsprodukte stark fraktionierter Mantelschmelzen mit ferrokarbonatitischer Zusammensetzung charakterisiert werden. Das Auftreten von Biotit, Apatit, Ilmenit und Sulfiden in der karbonatitischen Brekzie deutet darauf hin, dass diese Schmelzen durch vergleichsweise hohe Gehalte an Si, Al, K, Ti, S und P gekennzeichnet waren, wie über geochemische Untersuchungen bestätigt werden konnte. Dagegen weisen die jüngeren Ferrokarbonatit-Adern vergleichsweise geringe Gehalte an Fe, Mg, Si, Al, Ti, K, S und P auf, was darauf hindeutet, dass die jüngeren Ferro-

karbonatit-Adern aus einer stärker fraktionierten Schmelze hervorgegangen sind. Im Gegensatz hierzu können extreme Sr- und SEE-Anreicherungen zweier stark alterierter Karbonatit-Proben nicht über Fraktionierung der Karbonatit-Schmelzen abgeleitet werden. In diesen Proben werden magmatische Ankerit-Kristalle randlich durch das SEE-Karbonat Carbo-cernait ersetzt. Zudem füllen Baryt und Strontianit Zwickel zwischen einzelnen Ankerit-Körnern. Diese Mineral-Umwandlungen und Neubildungen resultieren vermutlich aus einer hydrothermalen Überprägung der Gesteine durch späte, Sr- und LSEE-reiche karbonatitische Fluide.

Die großen Mengen an Albit und Sodalith, die sich infolge der metasomatischen Überprägung der Nebengesteine und Nebengesteinsbruchstücke gebildet haben legen nahe, dass die Karbonatit-Magmen vor der Freisetzung von NaCl-reichen Fluiden beträchtliche Mengen an Natrium enthalten haben müssen.

Diese Interpretation wird durch massenbilanzierte Untersuchungen der fenitisierten Nebengesteine gestützt, welche bestätigen, dass im Zuge der Metasomatose sowohl den benachbarten Syeniten als auch den Anorthositen große Mengen an Na_2O , H_2O , CO_2 , Sr, Ba und Nb zugeführt wurden. Zudem stimmt das Modell generell gut mit den mikrothermometrischen Daten zu karbonatitischen Fluiden (SAMSON et al., 1995a, 1995b; BÜHN & RANKIN, 1999; WILLIAMS-JONES & PALMER, 2002) und den Ergebnissen experimenteller Studien von Karbonatitsystemen (VEKSLER & KEPPLER, 2000) überein.

4.3 Herkunft und Zusammensetzung der fenitisierenden Fluide

Generell kann eine Alkali-Metasomatose sowohl durch silikatische Alkali-Plutonite (RAE & CHAMBERS, 1988; COULSON & CHAMBERS, 1996; RAE et al., 1996; SINDERN & KRAMM, 2000) als auch durch Karbonatite (MCLEMORE & MODRESKI, 1990; PLATT & WOOLLEY, 1990; BÜHN & RANKIN, 1999; WILLIAMS-JONES & PALMER, 2002) verursacht werden. Die Feldbefunde in der Region Swartbooisdrif deuten allerdings eindeutig darauf hin, dass die Devolatisierung der intrudierenden karbonatitischen Magmen zur metasomatischen Überprägung der intensiv gesicherten Anorthosite und Syenite im Kontakt zu den Karbonatit-Gängen führte. Diese sogenannten Fenit-Aureolen erreichen im Kontakt zu den größeren Karbonatitgängen maximale Mächtigkeiten von 5 m. Zudem wirkte sich die Fenitisierung auch auf die in den Karbonatiten eingeschlossenen Nebengesteinsbruchstücke aus.

Die petrochemischen Änderungen, die während der Fenitisierung der Syenite und Anorthosite stattgefunden haben, legen nahe, dass (1) die fenitisierenden Fluide in Bezug auf die Anorthosite und Syenite eine starke Si-Untersättigung aufweisen, (2) die Fluide sehr reich an Elementen wie Na, Zn, Sr, Ba, Nb und den SEE waren und (3) die Fluide durch ein sehr hohes $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ -Verhältnis charakterisiert sind. Mikrothermometrische Untersuchungen zeigen, dass es sich bei den für die Sodalithisierung verantwortlichen fenitisierenden Fluiden um hochsalinare (19-24 Gew.% NaCl-Äquivalent), wässrige Lösungen gehandelt hat. Gerade hinsichtlich ihrer geringen Gehalte an CO_2 und der Dominanz von H_2O unterscheiden sich die Fluide deutlich von den gewöhnlich in den Nebengesteinen von Karbonatitkörpern beobachteten CO_2 -reichen Fluideinschlüssen (MOROGAN & MARTIN, 1985; KRESTEN & MOROGAN, 1986; KRESTEN, 1988; MOROGAN & WOOLLEY,

1988; ANDERSEN, 1989; MOROGAN, 1989, 1994). Allerdings haben verschiedene Studien gezeigt, dass CO₂ weder die einzige noch die dominante Komponente karbonatitischer Fluide sein muss (ANDERSEN, 1986; MOROGAN & LINDBLOM, 1995; SAMSON et al., 1995a, 1995b; BÜHN & RANKIN, 1999; WILLIAMS-JONES & PALMER, 2002).

4.4 Die metasomatische Umbildung der magmatischen Mineralparagenesen

Unter Verwendung konventioneller Geothermometrie in Kombination mit den für Fluid-Einschlüsse kalkulierten Isochoren konnten die Druck- und Temperaturbedingungen sowohl der Platznahme der Karbonatite als auch der im Zuge der Fenitisierung initiierten mineralumbildenden und -neubildenden Prozesse bestimmt werden. Hierbei wurden die Entwicklung sowie die Zusammensetzung der fenitisierenden Fluide aus der zeitlichen Abfolge der Mineral-Reaktionen abgeschätzt. Quantitative Daten wurden über mikrothermometrische Untersuchungen und Synchrotron-XRF-Analysen von Fluid-Einschlüssen gewonnen, die in verschiedenen, metasomatisch neugebildeten und überprägten Mineralen eingeschlossen sind. Die hierbei gewonnenen Ergebnisse lassen folgende Rückschlüsse zu:

(1) Im Zuge eines frühen metasomatischen Ereignisses erfolgte die Umbildung von intermediärem Plagioklas der Anorthosite und K-Feldspat der Syenite in nahezu reinen Albit. Eine vergleichbare durchgreifende Albitisierung wurde im Kontakt zu zahlreichen Karbonatit-Körpern (MCLEMORE & MODRESKI, 1990; PLATT & WOOLLEY, 1990) und silikatischen Alkali-Plutoniten (RAE & CHAMBERS, 1988; COULSON & CHAMBERS, 1996; RAE et al., 1996; SINDERN & KRAMM, 2000) beobachtet und gemeinhin einer Zufuhr von Alkali-reichen Fluiden zugeschrieben. Zeitgleich wurden in den Namibischen Feniten wasserfreie Fe-Mg-Silikate und Ca-Amphibole der Anorthosite und Syenite in Magnesio-Riebeckit und Biotit umgewandelt. Wie textuelle Beobachtungen belegen, fanden diese Prozesse bereits vor der Intrusion der Karbonatit-Magmen statt. Die metasomatischen Reaktionen implizieren, dass es sich bei den verantwortlichen Fluiden um Na-reiche, wässrige Lösungen handelte.

(2) Im Anschluss an die Platznahme der Karbonatite in ca. 12-15 km Tiefe (4-5 kbar), erfolgte die Kristallisation von Apatit und Biotit unter Temperaturen von $\geq 630^{\circ}\text{C}$. Etwa zeitgleich kristallisierten die wasserfreien Minerale Ankerit und Magnetit, was eine erneute Wassersättigung des Karbonatit-Magmas zur Folge hatte. Unter Temperaturen von 800-530°C bewirkte die Zirkulation NaCl-reicher wässriger Fluide (19-30 Gew.% NaCl äquivalent) die Umwandlung von Albit der eingeschlossenen Nebengesteinsbruchstücke in Sodalith. Unter ähnlichen Temperaturen wurde Albit in den benachbarten, partiell fenitisierten Anorthositen zu Sodalith überprägt und Nephelin eines angrenzenden Nephelin-Syenites zu Sodalith-Muskovit-Paragenesen abgebaut. Wie SRXRF-Analysen belegen, enthielten die fenitisierenden Fluide zudem geringe Konzentrationen an Sr, Ba, Fe, Nb und SEE.

(3) Ein Großteil des in den Fluiden enthaltenen Natriums wurde während der Sodalith-Bildung aufgebraucht. Dementsprechend bildeten sich während des späten Stadiums der Fenitisierung Cancrinit, Muskovit und Analcim auf Kosten von Albit. Es kann daher davon

ausgegangen werden, dass es sich bei den fenitierenden Fluiden noch immer um wässrige Lösungen handelte, die jedoch nicht mehr ausreichend Natrium enthielten, um Sodalith zu bilden. Die Si-freie Zusammensetzung einer bislang unbekanntem Na-Al-Phase, welche sich später auf Kosten von Sodalith bildete, legt zudem nahe, dass auch die späte fenitierende Fluide stark Si-untersättigt waren.

Die vorliegende Arbeit zeigt, dass die Bildung der Ferrokarbonatite sowie die von ihnen verursachte Kontakt-Metasomatose das Resultat zahlreicher, miteinander eng verknüpfter magmatischer und metasomatischer Prozesse ist. Nahezu jeder dieser Prozesse kann mit spezifischen mineralumbildenden und -neubildenden Vorgängen in Zusammenhang gebracht werden, die letztendlich zur Überprägung der Anorthosite zu Sodalith-reichen Feniten führte (Abb. 13). Die Vermengung dieser tiefblauen Fenite mit den karbonatitischen Schmelzen führte zur Entstehung einer außergewöhnlichen und weltweit einzigartigen Gesteinsmischung, des Namibia Blue.

Danksagung

Besonderen Dank schulde ich Professor Dr. Martin Okrusch, Universität Würzburg, für die Initiierung des Forschungsprojektes und seine stets freundliche Bereitschaft, die Arbeit durch Diskussion und Kritik zu fördern. Ebenfalls viel zu verdanken habe ich Dr. habil. Ulrich Schüßler für wertvolle Ratschläge zur Mikrosondenanalytik. Dipl.-Min. Sten Littmann hat Proben aus dem Jahre 1997 zur Verfügung gestellt. Professor Dr. Rainer Klemm und Dr. Helene Brätz möchte ich für die Finanzierung und Unterstützung bei der LA-ICP-MS-Analytik am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg danken. Mein Dank wäre unvollständig ohne Erwähnung von Peter Späthe, auf dessen prompte, meisterhafte Präparation von Dünnschliffen ich jederzeit vertrauen durfte.

Danken möchte ich den Mitarbeitern des Geological Survey of Namibia für ihre allzeit tatkräftige Unterstützung meines Forschungsanliegens. Professor Dr. Jörg Erzinger ermöglichte, Dr. Erika Kramer und Sabine Tonn betreuten die SEE-Aufbereitung und -Messung am Geoforschungszentrum Potsdam, ihnen allen sei für ihr Entgegenkommen vielmals gedankt. Dr. Karen Rickers hat mich in die Synchrotron-Röntgenfluoreszenzanalytik am HASYLAB Hamburg eingeführt und bei den komplizierten Messungen tatkräftig unterstützt. Professor Dr. Jochen Hoefs danke ich für die Durchführung der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenanalytik am Geochemischen Institut der Universität Göttingen und für hilfreiche Diskussionen hinsichtlich der Interpretation der Daten. Dank sage ich auch und vor allem Dr. Volker von Seckendorff (Universität Erlangen) für die Hilfe bei der Geländeaufnahme in NW-Namibia und seine stete Bereitschaft zu fruchtbaren Diskussionen, Dr. Thomas Wagner (Universität Tübingen) für die ebenso fachkundige wie geduldige Beantwortung meiner Fragen über Erze, Dr. Ulf Hünken (KFA Jülich, Außenstelle Rostock-Warnemünde) für die Hilfe bei den mikrothermometrischen Messungen und Dr. Sönke Brandt (Universität Potsdam) für die aufschlussreichen Erläuterungen zu den metamorphen Rahmengesteinen im Arbeitsgebiet. Das Projekt wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert (Projekt-Kennung: OK 2/64-1).

Literatur

- ANDERSEN, T. (1986): Magmatic fluids in the Fen carbonatite complex, S.E. Norway: Evidence for mid-crustal fractionation from solid and fluid inclusions in apatite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 491-503.
- ANDERSEN, T. (1989): Carbonatite-related contact metasomatism in the Fen complex, Norway: effects and petrogenetic implications. - *Min. Mag.*, 53, 395-414.

- ANDERSEN, T. & AUSTRHEIM, H. (1991): Temperature-HF fugacity trends during crystallisation of calcite carbonatite magma in the Fen complex, Norway. - *Min. Mag.*, 55, 81-94.
- ANOVITZ, L.M. & ESSENE, E. J. (1987): Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$. - *J. Petrol.*, 28, 389-414.
- ASHWAL, L.D. & TWIST, D. (1994): The Kunene complex, Angola/Namibia: a composite massif-type anorthosite complex. - *Geol. Mag.*, 131, 579-591.
- BRANDT, S., KLEMD, R. & OKRUSCH, M. (2003): Ultrahigh-temperature metamorphism and multistage evolution of garnet-orthopyroxene granulites from the Proterozoic Epupa Complex, NW Namibia. - *J. Petrol.*, 44, 1121-1144.
- BRØGGER, W.C. (1921): Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. - *Skrifter udgit av Videnskabselskabet i Kristiania. I. Math. Nat. Klasse. No.9*, 1-408.
- BROWN, P. E. (1989): FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. - *American Mineralogist*, 74, 1390-1393.
- BÜHN, B. & RANKIN, A. H. (1999): Composition of natural, volatile-rich Na-Ca-REE-Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 3781-3797.
- BÜHN, B., WALL, F. & LE BAS, M. J. (2001): Rare-earth element systematics of carbonatitic fluorapatites, and their significance for carbonatite magma evolution. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 141, 572-591.
- CARVALHO, H. DE & ALVES, P. (1990): Gabbro-Anorthosite Complex of SW Angola/ NW Namibia. - *Garcia de Orta, Série de Ciências da Terra, Comunicações*, 2, 1-66.
- CARVALHO, H. DE, CRASTO, J., SILVA, Z. C. G. & VIALETTE, Y. (1987): The Kibaran cycle in Angola: a discussion. - *Geological Journal*, 22, 85-102.
- COULSON, I. M. & CHAMBERS, A. D. (1996): Patterns of zonation in rare-earth-bearing minerals in nepheline syenites of the North Qo^oroq center, South Greenland. - *The Canadian Mineralogist*, 34, 1163-1178.
- DEINES, P. (1989): Stable isotope variations in carbonatites. In: Bell, K. (ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. - London: Unwin Hyman, 301-359.
- DRÜPPEL, K. (1999): Petrologie und Geochemie von Anorthositen des Kunene-Intrusiv-Komplexes, NW Namibia. - Diploma thesis, University of Würzburg.
- DRÜPPEL, K. (2003): Petrogenesis of the Mesoproterozoic anorthosite, syenite and carbonatite suites of NW Namibia and their contribution to the metasomatic formation of the Swartbooisdrif sodalite deposits. - Dr. rer. nat. thesis, University of Würzburg.
- DRÜPPEL K., HOEFS J. & OKRUSCH M. (2005): Finitizing processes induced by ferrocarbonatite magmatism at Swartbooisdrif, NW Namibia. - *J. Petrol.*, 46, 377-406.
- DRÜPPEL, K., LITTMANN, S. & OKRUSCH, M. (2000): Geo- und isopenchemische Untersuchungen der Anorthosite des Kunene-Intrusiv-Komplexes (KIK) in NW-Namibia. - *Beih. Eur. J. Min.*, 12, 37.
- DRÜPPEL, K., RICKERS, K. & OKRUSCH, M. (2002): Characterisation of the trace element distribution in finitizing fluids by synchrotron radiation x-ray fluorescence (SRXRF) microprobe analysis. - DESY Annual Report 2001, online.
- DRÜPPEL, K., VON SECKENDORFF, V. & OKRUSCH, M. (2001): Subsolidus reaction textures in anorthosites of the Kunene Intrusive Complex, NW Namibia. - *Eur. J. Min.*, 13, 289-309.
- DRÜPPEL, K., WAGNER, T. & BOYCE, A. (eingereicht): Evolution of sulfide mineralization in ferrocarbonatite, Swartbooisdrif, NW Namibia: constraints from mineral chemistry and sulfur isotope data. - *Canadian Mineralogist*.
- EVENSON, N. M., HAMILTON, P. J. & O'NIONS, R. K. (1978): Rare-earth abundances in chondritic meteorites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.

- ECKERT, J. O. JR., NEWTON, R. C. & KLEPPA, O. J. (1991): The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. - *American Mineralogist*, 76, 148-160.
- GRESENS, R. L. (1967): Composition-volume relationships of metasomatism. - *Chem. Geol.*, 2, 47-65.
- HOLLISTER, L. S., GRISSOM, G. C., PETERS, E. K., STOWELL, H. H. & SISSOM, V. B. (1987): Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. - *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- KELLER, J. & HOEFS, J. (1995): Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. In: BELL, K. & KELLER, J. (eds): *Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*. - Berlin, Springer Verlag, 113-123.
- KÖSTLIN, E. C. (1974): The Kunene basic complex, northern South West Africa. In: KRÖNER, A. (ed): *Contributions to the Precambrian geology of southern Africa*. - University of Cape Town Bulletin, 15, 123-135.
- KRESTEN, P. (1988): The chemistry of fenitization: Examples from Fen, Norway. - *Chem. Geol.*, 68, 329-349.
- KRESTEN, P. & MOROGAN, V. (1986): Fenitization at the Fen complex, southern Norway. - *Lithos*, 19, 27-42.
- KYSER, T. K. (1986): Stable isotope variations in the mantle. In: VALLEY, J.W. (ed): *Stable isotopes in high temperature geological processes*. - *Reviews in Mineralogy* 16. Mineralogical Society of America, Washington D.C., 141-164.
- LE MAITRE, R. W. (ed.) (1989): *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. - Oxford: Blackwell.
- MAYER, A., SINIGOI, S., MIGUEL, L. G., MORAIS, E. & PETRINI, R. (2000): Kibaran ages in the Kunene anorthositic complex. - *GEOLUANDA 2000*, Abstract volume, 106.
- MAYER, A., HOFMANN, A. W., SINIGOI, S. & MORAIS, E. (2004): Mesoproterozoic Sm-Nd and U-Pb ages for the Kunene Anorthositic Complex of SW Angola. - *Precambrian Research*, 133, 187-206.
- MCLEMORE, V. T. & MODRESKI, P. J. (1990): Mineralogy and geochemistry of altered rocks associated with the Lemitar Carbonatites, Central New Mexico, USA. - *Lithos*, 26, 99-113.
- MENGE, G. F. W. (1986): Sodalite-carbonatite deposits of Swartbooisdrif, South West Africa/Namibia. In: ANHAEUSSER, C.R. & MASKE, S. (eds): *Mineral deposits of Southern Africa*. - Johannesburg, Geological Society of South Africa, 2261-2268.
- MENGE, G. F. W. (1998): The antiformal structure and general aspects of the Kunene Complex. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 149, 431-448.
- MORAIS, E., SINIGOI, S., MAYER, A., MUCANA, A., MIGUEL, L. G. & RUFINO NETO, J. (1998): The Kunene gabbro-anorthosite Complex: preliminary results based on new field and chemical data. - *African Geoscience Review*, 5, 485-498.
- MOROGAN, V. (1989): Mass transfer and mobility of REE during fenitization at Alnö, Sweden. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, 25-34.
- MOROGAN, V. (1994): Ijolite vs. Carbonatite as sources of fenitization. - *Terra Nova*, 6, 166-176.
- MOROGAN, V. & LINDBLOM, S. (1995): Volatiles associated with the alkaline-carbonatite magmatism at Alnö, Sweden: A study of fluid and solid inclusions in minerals from the Langarsholmen ring complex. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 262-274.
- MOROGAN, V. & MARTIN, R. F. (1985): Mineralogy and partial melting of fenitized crustal xenoliths in the Oldoinyo Lengai carbonatitic volcano, Tanzania. - *American Mineralogist*, 70, 1114-1126.
- MOROGAN, V. & WOOLLEY, A. R. (1988): Fenitization in the Alnö complex, Sweden: distribution, mineralogy and genesis. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 169-182.
- NELSON, D. R., CHIVAS, A. R., CHAPPELL, B. W. & MC CULLOCH, M. T. (1988): Geochemical and isotope systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 1-17.

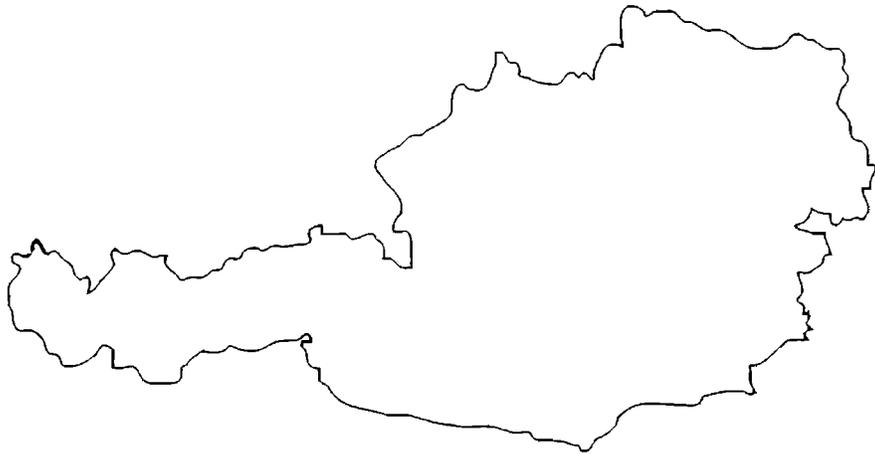
- OHMOTO, H. & GOLDBERGER, M. B. (1997): Sulphur and carbon isotopes. In: Barnes, H.L. (ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. - John Wiley & Sons, New York, 517-611.
- PINKERTON, H., NORTON, G. E., DAWSON, J. B. & PYLE, D. M. (1995): Field observations and measurements of the physical properties of Oldoinyo Lengai alkali carbonatite lavas, November 1988. In: BELL, K. & KELLER, J. (eds): Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites. - Berlin, Springer Verlag, 23-36.
- PLATT, G. R. & WOOLLEY, A. R. (1990): The carbonatites and fenites of Chipman Lake, Ontario. *Canadian Mineralogist*, 28, 241-250.
- POTTER, R. W., CLYNNE, M. A. & BROWN, D. L. (1978) Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. - *Econ. Geol.*, 73, 284-285.
- POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. - *J. metam. Geol.*, 6, 173-204.
- RAE, D. A. & CHAMBERS, A. D. (1988): Metasomatism in the North Qôroq centre, South Greenland: Cathodoluminescence and mineral chemistry of alkali feldspars. - *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 1-12.
- RAE, D. A., COULSON, I. M. & CHAMBERS, A. D. (1996): Metasomatism in the North Qôroq centre, South Greenland: apatite chemistry and rare-earth element transport. - *Min. Mag.*, 60, 207-220.
- SAMSON, I. M., WEINING, L. & WILLIAMS-JONES, A. E. (1995a): The nature of orthomagmatic hydrothermal fluids in the Oka carbonatite, Quebec: evidence from fluid inclusions. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1963-1978.
- SAMSON, I. M., WILLIAMS-JONES, A. E. & WEINING, L. (1995b): The chemistry of hydrothermal fluids in carbonatites: evidence from leachate and SEM-decrepitate analysis of fluid inclusions from Oka, Quebec, Canada. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1979-1989.
- SEIFERT, W., KÄMPF, H. & WASTERNAK, J. (2000): Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites. - *Lithos*, 53, 81-100.
- SILVA, Z. C. G. (1992): Mineralogy and cryptic layering of the Kunene anorthosite complex of SW Angola and Namibia. - *Min. Mag.*, 56, 319-327.
- SINDERN, S. & KRAMM, U. (2000): Volume characteristics and element transfer of fenite aureoles; a case study from the Iivaara alkaline complex, Finland. - *Lithos*, 51, 75-93.
- STORMER, J. C. & CARMICHAEL, I. S. E. (1971): Fluorine-hydroxyl exchange in apatite and biotite: potential igneous geothermometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 121-131.
- TAYLOR, H. P. JR., FRECHEN, J. & DEGENS, E. T. (1967): Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alnö district, Sweden. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 407-430.
- THOMPSON, R. N., SMITH, P. M., GIBSON, S. A., MATTEY, D. P. & DICKIN, A. P. (2002): Ankerite carbonatite from Swartbooisdrif, Namibia: the first evidence for magmatic ferrocarbonatite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143, 377-396.
- VEKSLER, I. V. & KEPPLER, H. (2000): Partitioning of Mg, Ca and Na between carbonatite melt and hydrous fluid at 0.1-0.2 GPa. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 138, 27-34.
- VEKSLER, I. V., PETIBON, C., JENNER, G. A., DORFMAN, A. M. & DINGWELL, D. B. (1998): Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave. - *J. Petrol.*, 39, 2095-2104.

- VON SECKENDORFF, V. & DRÜPPEL, K. (1999): Fe-Ti oxides and sulphide mineralisation in sodalite-bearing metasomatites at Swartbooisdrif (Kunene Region, NW Namibia). In: DE WALL, H. & GREILING, R.O. (eds): Aspects of Pan-African tectonics. - Bilateral Seminars, 32, Forschungszentrum Jülich GmbH, Jülich, 99-102.
- VON SECKENDORFF, V., DRÜPPEL, K., OKRUSCH, M., COOK, N. & LITTMANN, S. (2000): Oxide-sulphide relationships in sodalite-bearing metasomatites of the Epembe-Swartbooisdrif alkaline province, north-west Namibia. - *Mineralium Deposita*, 35, 430-450.
- WILLIAMS-JONES, A. E. & PALMER, D. A. S. (2002): Fluid evolution of the Amba Dongar carbonate complex, India. - *Chem. Geol.*, 185, 283-301.
- WOOLLEY, R. & KEMPE, D. R. C. (1989): Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions and element distribution. In: BELL, K. (ed): Carbonatites - genesis and evolution. - London, Unwin Hyman Ltd, 1-14.
- ZHANG, Y. & FRANTZ, J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. - *Chem. Geol.* 64, 335-350.
- ZHENG, Y.F. (1991): Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 2299-2370.
- ZHENG, Y.F. (1999): Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. - *Geochem. J.*, 33, 109-126.
- ZHU, C. & SVERJENSKY, D.A. (1992): F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3435-3467.
- ZULEGER, E. & ERZINGER, J. (1988): Determination of the REE and Y in silicate materials with ICP-AES. - *Fresenius Zeitschrift für Analytische Chemie*, 332, 140-143.

manuscript received: April 2005

manuscript accepted: June 2005

**DIPLOMARBEITEN UND DISSERTATIONEN
ÖSTERREICHISCHER UNIVERSITÄTEN
(AUSZÜGE)**



**UNTERSUCHUNGEN ZUR PETROGENESE DER ALTKRISTALLINEN GESTEINE DES
ZWÖLFERZUGES AM NORDRAND DES TAUERNFENSTERS (LAND SALZBURG)**

von

Anita Bankhammer

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Paris Lodron Universität Salzburg

Mineralogie und Materialwissenschaften
Salzburg, November 2004

Die Arbeit beschäftigt sich mit den Gesteinen des Zwölferzugkristallins am Nordrand des Tauernfensters zwischen Mittersill und Uttendorf. Im Vordergrund standen Untersuchungen zur Petrogenese dieser altkristallinen, während der alpinen Gebirgsbildung nur gering metamorphisierten Gesteine, wobei insbesondere geochemische Methoden (Haupt- und Spurenelementanalytik von Gesamtgesteinen sowie Elektronenstrahlmikrosondenanalysen an Mineralen) zur Anwendung kamen.

Die drei Hauptgesteinstypen des Zwölferzugkristallins sind: 1) Amphibolite, z.T. mit Granat; 2) Helle Hornblendeplagioklasgneise, welche in den Amphiboliten in dünnen Lagen eingeschaltet sind, sowie 3) Muskowitplagioklasgneise mit Albitporphyroblasten. Die präalpinen Metamorphosebedingungen des Zwölferzugkristallins wurden mittels verschiedener Geothermobarometer und anhand der reliktsichen Paragenesen mit ca. 650–700°C und 8 kbar abgeschätzt. Das Alter dieser amphibolitfaziellen Mitteldruckmetamorphose wurde durch eine chemische Datierung von Monaziten aus einem Muskowitplagioklasgneis mit 373 +/- 15 Ma bestimmt.

Die Muskowitplagioklasgneise gehen auf natronreiche Metapelite zurück. Die Amphibolite sind im wesentlichen tholeiitische Metabasalte und deren Kumulate. Ihre Spurenelementmuster sind ausgesprochen uneinheitlich und variieren zwischen MORB, WPB und VAB Typus.

Die Amphibolite werden zusammen mit den eingelagerten hellen Hornblendeplagioklasgneisen als ehemalige bimodale Magmatitsequenz eines ordovizischen Riftstadiums aufgefasst.

**CHARAKTERISIERUNG DER POLIERSUSPENSION PP503HX
(KUNSTSTOFFGLASFERTIGUNG) UND DAS ALTERUNGSVERHALTEN
VON IM PROZESSKREISLAUF SICH BEFINDLICHEN SUSPENSIONEN DER
GRUNDZUSAMMENSETZUNG PP503HX UND DURCHFÜHRUNG VON
POLIERVERSUCHENAN PLANEN KUNSTSTOFFGLÄSEERN**

von

Manuela Habäck

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Paris Lodron Universität Salzburg

Mineralogie und Materialwissenschaften
Salzburg, Januar 2004

Die Firma Rodenstock GmbH ist national und international in der Brillenherstellung von Kunststoffgläsern und auch Silikatgläsern tätig. In der Flächenbearbeitung von Brillengläsern sind die Hauptarbeitsgänge Schleifen und Polieren. Beim Schleifen wird die geforderte geometrische Form erzeugt. Eine geschliffene Glasoberfläche besteht aus muschelförmigen Kratern und aus Rissen, die in die Tiefe gehen, da der Abtrennvorgang vorwiegend durch Bruch- und Splittervorgänge erfolgt. Durch das nachfolgende Polieren werden die muschelförmigen Krater und die Tiefenrisse entfernt. Das Ergebnis des Polierprozesses soll eine Oberfläche höchster Präzision und Sauberkeit sein, die frei von Ablagerungen und Fremdpartikel ist. In der Brillenglasfertigung wird zum Polieren von Kunststoffgläsern eine Suspension eingesetzt. Diese besteht aus Al_2O_3 -Feststoffpartikeln, welche in einer Mischung aus Wasser, Aluminiumnitrat, organischen Komponenten und Entschäumer homogen verteilt sind.

Für die Untersuchung wurde das Poliermittel PP 503 HX (Loh Opticservice) ausgewählt. In dieser Arbeit wurde durch Anwendung verschiedener Messmethoden die Poliersuspension im ursprünglichen Zustand (Neuansatz) charakterisiert. Ausgehend von diesen Ergebnissen wurde der Alterungsprozess (Eintrag von Kunststoffabrieb) und die damit verbundenen chemischen und physikalischen Veränderungen gegenüber einem Neuansatz beschrieben. In Abhängigkeit vom Zustand der Suspensionen wurde die Oberflächengüte und Sauberkeit von zuvor polierten Kunststoffgläsern beurteilt.

Die Anwendung der Röntgenbeugungsanalyse lieferte keinen Hinweis auf die Alterung, da mit "harten" Polierkörnern (Al_2O_3) ein weiches Material poliert wird. Es erfolgt kein Verschleiß der Polierkörner. Bei der Ermittlung des Zetapotentials zeigte sich, dass verschiedene Partikelarten in den sich im Prozesskreislauf befindlichen Suspensionen auftreten, verursacht durch den Kunststoffeintrag.

Die Neigung der Poliersuspensionen zur Bildung von Agglomeraten konnte mit Hilfe der Elektronenmikroskopie beobachtet und durch die Methodik der Streuungsmessung an Teilchenkollektiven (Korngrößenanalyse) bewiesen werden.

Die Viskositätsmessungen, mit Hilfe eines Rotationsviskosimeters, zeigten bei einer Temperatur von 12°C (Prozessrelevanz) ein Absinken der Viskosität bei den Suspensionen, die sich im Prozesskreislauf befinden (zusätzlicher Eintrag von Kunststoffpartikel). Diese charakterisierten Veränderungen korrelieren mit dem Polierabtrag und den Oberflächensauberkeiten.

Der gewichtsmässig ermittelte Polierabtrag und die Oberflächenrauigkeiten der verwendeten Glasmaterialien (Perfalit 1,5, 1.6, 1.7 und Perfalit Colormatic) hängen ab von der zum Polieren verwendeten Suspension (ohne oder mit Kunststoffpartikel), der Korngröße des Poliermittels und indirekt von der Härte des Glasmaterials. Eine Ähnlichkeit der Polierstrukturen konnte bei den Materialien Perfalit 1.5 und PCM, ebenso für die Glasmaterialien Perfalit 1.6 und 1.7 festgestellt werden.

**SYNTHESE, EINKRISTALLZÜCHTUNG, CHARAKTERISIERUNG UND
BEMERKUNGEN ZUR STABILITÄT VON (FE, CO, CU)SO₄ · nH₂O - KRISTALLEN**

von

Lisa Koll

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Paris Lodron Universität Salzburg

Mineralogie und Materialwissenschaften
Salzburg, Juli 2004

Die in dieser Arbeit untersuchten Metallsulfat-Hydrate Melanterit $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, Bieberit $\text{CoSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ und Chalkanthit $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ sind als natürliches als auch synthetisches Material bekannt. Besonders Chalkanthit und Melanterit spielen als Verwitterungsprodukte von Erzmineralen eine bedeutende Rolle. Chalkanthit ist im Gegensatz zu den beiden anderen Mineralen über einen breiten Luftfeuchtigkeitsbereich stabil, während Melanterit und Bieberit in unserer Klimazone unter Änderung ihrer Struktur Kristallwasser bis zu ihrer vollständigen Dehydratation abgeben.

Alle reinen Komponenten und zahlreiche verschiedene Mischkristalle konnten mit dem Verdampfungsverfahren hergestellt werden. Zusätzlich gelang die Synthese eines Einkristalls der Zusammensetzung $(\text{Fe}_{0.85}\text{Cu}_{0.14}\text{Co}_{0.01})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ mit Hilfe des Abkühlungsverfahrens. Melanterit $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ und Bieberit $\text{CoSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ sind laut der für diese Arbeit durchgeführten Analysen vollständig mischbar. Die Mischbarkeit von Melanterit $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ und Chalkanthit $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ hingegen wird von einer großen Mischungslücke begrenzt. In einen synthetisierten Chalkanthit konnten lediglich um die 10 Mol% Fe eingebaut werden. Zusätzlich entstanden Kristalle der Zusammensetzung $(\text{Cu}_{0.46}\text{Fe}_{0.53})_{0.99}\text{S}_{1.00}\text{O}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, bei welchen es sich entweder um Cu-reichen Melanterit oder Fe-reichen Boothit (Boothit: $\text{CuSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) handeln könnte. Da aufgrund seiner Instabilität von Boothit keinerlei Daten existieren, ist eine endgültige Klärung dieser Frage schwierig und somit bleibt diese offen. Die Mischbarkeit von Bieberit und Chalkanthit wird ebenfalls von einer großen Mischungslücke begrenzt. In Bieberit können relativ hohe Gehalte an Cu eingebaut werden (bis zu 51 Mol%), während Chalkanthit nur ca. 3 Mol% Co in seine Struktur aufnehmen kann.

Für die Mischbarkeit aller drei Minerale konnten die gleichen Trends wie für die einzelnen binären Systeme beobachtet werden. Zusätzlich wurde eine Stabilisierung von v.a. Co-reichen Mischkristallen durch geringe Cu-Gehalte festgestellt. Trotz ihrer Instabilität war die Aufnahme von optischen Absorptionsspektren einiger ausgewählter Kristalle möglich - anhand der optischen Spektren konnten die durchgeführten chemischen Analysen bestätigt werden.

**THE METASOMATIC CONTACT AUREOLE BETWEEN
THE CARONATITE AND DUNITE COMPLEX OF THE GULI MASSIF,
TAIMYR PROVINCE, NORTHERN SIBERIA, RUSSIA**

by

Gernot Ch. Loidl

Diploma thesis submitted to obtain the degree of Master of Science
Department of Applied Geosciences and Geophysics, Mineralogy and Petrology

University of Leoben
Leoben, March 2005

Abstract

This thesis presents results of microscopic, micro-analytic and geochemical investigations of the metasomatic contact aureole between the carbonatite and dunite - complex of the Guli Massif, located in the Maimecha Kotui province in the northern part of the Siberian Platform. The massif represents a multiphase zoned alkaline - ultramafic and carbonatitic complex, which is surrounded by Early Triassic volcanics. It is oval shaped with an extension of 35 x 45 km, occupying an area of 1500 to 1600 km². The aims of this study were to classify the occurring rocks on the basis of their mineralogy, mineral chemistry, and their whole rock geochemistry, to investigate degree of metasomatic influence on the rock suites under consideration, and to investigate the ore mineral assemblage with particular emphasis on native gold, Au- and platinum group element (Os, Ir, Ru, Rh, Pd, Pt) containing mineral phases.

The investigated rock sequence is considered typical for zoned alkali-ultramafic complexes and consists of lithologies such as dunite, clinopyroxenite, olivine melanephelinite and jacupirangite. Jacupirangites intruded are supposed to represent the last member within the zoned alkali-ultramafic sequence. All of the investigated rock samples, except those of dunite composition, show alkali geochemical characteristics and a tholeiitic as well as komatiitic to komatiitic - basaltic trend. All samples are characterized by weak enrichment in elements such as Ti, Al, Ca and K in the vicinity to the carbonatite intrusion. Temperature estimation on the basis of the single clinopyroxene thermometer resulted in almost identical solvus temperatures throughout all samples ranging between 1180 and 1260°C. The whole rock sequence is furthermore characterized by a strong enrichment trend in LILE, HFSE and REE towards the carbonatite stock suggesting a pronounced metasomatic influence caused by the carbonatite intrusion, which has affected even the most distal parts of the rock suite investigated, namely the dunite complex.

Significant changes in compositional characteristics of amphibole and phlogopite in addition to the appearance of perovskite, baddeleyite, thorionite, monazite and mineral phases highly enriched in Ce and La (probably bastnasite or calkingsite) reinforces the argument for metasomatic influences. The mineralogical results are supported by very high oxygen fugacities in the range of +2 to +4 (according to the FMQ buffer) and non-magmatic temperatures in the range of 650 down to 100°C, on the basis of olivine - spinel equilibria. The PGE and Au concentrations provide an additional support for metasomatism. Local enrichment of PPGE and Au as well as the Pd/Ir and the Pt/Ir ratios indicate remobilisation of the PGE, most probably during metasomatism.

As a consequence, two possible explanations for the genesis of the Guli alkali-ultramafic rock sequence investigated in this study can be suggested: The results of this study could imply I) that the fluid rich carbonatitic melt significantly metasomatized the existing rock sequences during its emplacement, or II) that metasomatism occurred already at the very early stage of carbonatite melt origin. In the latter case it is suggested, that the rock sequence investigated, derived from already highly metasomatized mantle material. It seems likely, that both processes operated together. This suggests that the rock suite investigated is characterized by multiple metasomatic events, which probably started in the upper mantle and continued during the final intrusive emplacement of the carbonatite stock.

**GEOLOGISCHE UND GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN AMPHIBOLITEN
IM RAUM WAIDHOFEN (NIEDERÖSTERREICHISCHES MOLANUBIKUM)**

von

Andreas Mayer

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Paris Lodron Universität Salzburg

Mineralogie und Materialwissenschaften
Salzburg, Juli 2004

Der im niederösterreichischen Moldanubikum (Raabser Einheit) gelegene Amphibolitkörper von Waidhofen an der Thaya wurde systematisch beprobt und geologisch sowie geochemisch bearbeitet. Die dortigen Amphibolite zeigen verschiedene makroskopische Ausbildung.

Im Norden des Körpers sind grobkörnige Amphibolite anzutreffen, deren Ausgangsmaterial am ehesten gabbroid war. Die im Mittel- und Südteil des Körpers aufgeschlossenen Amphibolite sind hingegen deutlich feinkörniger und zum Teil gebändert. Sie treten in Wechsellagerung mit Metasedimenteinschaltungen auf und gehen vermutlich auf ehemalige Basalte bzw. basaltische Tuffe zurück. Nördlich an die grobkörnigen Amphibolite schließt unmittelbar ein Ultrabasitkörper (Metaharzburgit) an. Es zeigen sich also insgesamt Anklänge an eine ophiolithische Abfolge. Auch die Geochemie der Ultrabasite verweist auf einen ozeanischen Bildungsbereich.

Geochemisch sind die Amphibolite zwei Hauptgruppen zuzuordnen. Untergeordnet treten solche mit MORB-artiger geochemischer Signatur auf, während die Hauptmasse eine stärker angereicherte WPB-Zusammensetzung aufweist. Beide Magmentypen wurden nach dem Geländebefund aber zugleich gefördert.

Als tektonisches Setting für eine derartige Assoziation kommt das (Plume-induzierte) Aufbrechen eines ozeanischen Beckens in Betracht. Ein derartiges Szenario würde vor allem ins Altpaläozoikum passen, nachdem die Entwicklung der protovariszischen Terrane zu dieser Zeit typischerweise durch Riftprozesse geprägt wurde, welche am Nordrand von Gondwana stattfanden. Vergleiche mit Literaturdaten zeigen, dass eine ähnliche Entwicklung im Prinzip auch bei anderen Amphibolitvorkommen der Raabser Serie zu erkennen ist, wenngleich dort oft eine stärkere Dominanz von MORB festzustellen ist. Hinweise auf eine Volcanic Arc-Natur fehlen für die Waidhofener Amphibolite.

**MULTIVARIATE ANALYSE DES SYSTEMS
CAO-SIO₂-MGO-TIO₂-AL₂O₃-GIPS-KLINKER
IN BEZUG AUF DIE ZEMENTTAUGLICHKEIT**

von

Christian Potocan

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Innsbruck

Institut für Mineralogie und Petrographie
Innsbruck, August 2004

In der vorliegenden Arbeit wird der Einfluss verschiedener Hochofenschlackenzusammensetzungen und das Gips/Klinker/Schlacke-Mischungsverhältnis auf die Zementfestigkeit untersucht. Die Untersuchungen basieren auf 2 statistisch erarbeiteten Versuchsplänen (Schlackenversuchsplan/Zementversuchsplan), die mit einer relativ geringen Anzahl von Versuchen einen grosse Variationsbreite der Parameter stabil beschreiben. Diese Versuchspläne legen einerseits die verschiedenen Schlackenzusammensetzungen, andererseits die Mischungsverhältnisse von Klinker/Gips/Schlacke fest.

Nach dem Schlackenversuchsplan wurden Mischungen aus Reinchemikalien geschmolzen, granuliert und gemahlen, sodass sie im Zementversuchsplan in den verschiedenen Mischungen mit Klinker und Gips verwendet werden konnten. Aus den Druckfestigkeitsergebnissen wurden dann Funktionen berechnet, mit welchen man im Modellraum aus der Hochofenschlackenzusammensetzung und dem Mischungsverhältnis mit Klinker und Gips die resultierende Druckfestigkeit mit einem max. Fehler von ca. 10% berechnen kann.

Der Modellraum beinhaltet die meisten, für die industrierelevanten Hochofenschlackenzusammensetzungen und hat somit in Bezug auf die Hochofenschlackenchemie ein breites Anwendungsfeld. Weiters wurde der Rahmen der Mischungsverhältnisse sehr weit gewählt, um ebenfalls einen grossen Anwendungsbereich zu garantieren.

Aus dieser Arbeit geht hervor, dass die statistische Modellierung ein effizientes Mittel zur Beschreibung multivarianter Systeme ist und mit einer relativ geringen Anzahl von Versuchen sehr exakte Aussagen über einen grossen Versuchsraum getätigt werden können. Mit der Voraussage von Druckfestigkeitswerten können Hochofenschlacken, welche mit einer Dampf-Granulier-Mühle (DGM) zu Zementzuschlagstoff aufgearbeitet werden chemisch optimiert werden, was Hochofenschlacken in Verbindung mit einer DGM gegenüber Portlandzementklinker konkurrenzfähiger macht. Weiters können optimale Mischungsverhältnisse berechnet werden, um mit einer bestimmten Hochofenschlacke gewünschte Druckfestigkeiten zu erreichen.

Allgemein wird deutlich, dass das Anwendungsfeld der statistischen Modellierung sehr gross ist und sich nicht nur auf Applikationen in der Zementindustrie beschränkt. In der folgenden Optimierungsphase der DGM wird ein weiteres statistisches Modell erarbeitet werden, nach welchem systematisch Versuchsparameter geändert werden. Aus den Ergebnissen der Versuche werden wiederum Funktionen erstellt, mit welchen die optimalen Parametereinstellungen berechnet werden können.

**SCHLOSS TIROL UND SEINE MARMORPORTALE
MINERALOGISCHE UND MATERIALKUNDLICHE UNTERSUCHUNGEN**

von

Arno Recheis

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Innsbruck

Institut für Mineralogie und Petrographie
Innsbruck, Oktober 2004

Das nördlich von Meran/Südtirol gelegene Schloss Tirol ist auf Grund der herausragenden geschichtlichen Bedeutung für die gesamte Region schon seit etlichen Jahren Zielpunkt detaillierter bauhistorischer Untersuchungen. Im Zuge der Verwirklichung des neuen Landesmuseums für Südtirol (Eröffnung Juni 2003), das im Schloss installiert wurde, ist das Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck seitens der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol, zu einer Mitarbeit in einem interdisziplinärem Team beauftragt worden. Themenschwerpunkte waren mineralogisch-materialkundliche und geologische Untersuchungen an/im Schloss Tirol sowie im Bereich des geologischen Untergrundes desselben. Die Arbeiten wurden von Oktober 1998 bis Oktober 2001 durchgeführt.

Die dabei erlangten Ergebnisse flossen in die im Juli 2004 eingereichte Dissertation ein.

Zielsetzung

Die Dissertation basiert im Wesentlichen auf Fragestellungen der Bauhistoriker. Diese lassen sich in zwei Arbeitskomplexe unterteilen:

1.) Fragen zur Bausubstanz

Die Fragestellung kann in folgende drei Unterpunkte gegliedert werden:

- o Untersuchung des Untergrundes („Burghügel“) in Verbindung mit der Verwendung des Materials als Bausubstanz
- o Mörtel- und Verputzanalysen, im Hinblick auf die Renovierungstätigkeiten vor allem deren Salzbelastung
- o Kartierung des Mauerwerkes

2.) Fragen zu den Marmorportale (Kapellen- und Palasportal)

Herkunft und zeitliche Einordnung dieser beiden vielleicht bedeutendsten romanischen Portale im deutschsprachigen Raum sind schon seit jeher im Interesse von Historikern, eine mineralogisch-materialkundliche Bearbeitung fand jedoch bis zu diesem Zeitpunkt noch nicht statt.

Die wesentlichen Fragen der Bauforschung bezüglich der beiden Marmorportale ist die Herkunft des verwendeten Marmors, der (Verwitterungs-)Zustand der Portale sowie eine mögliche zeitliche Einteilung bzw. zeitliche Abgrenzung der verbauten Marmorquader. Zur Beantwortung dieser Fragestellung wurden einerseits die Portale an sich untersucht (u.a. Ultraschalluntersuchung, Probennahme) andererseits vergleichende Untersuchung an Südtiroler Marmoren durchgeführt.

Zur Charakterisierung und Unterscheidung des Marmors wurden die maximale Korngröße, C- und O-Isotopenwerte sowie Mn- und Sr-Gehalt aus den jeweiligen Proben herangezogen.

Um die Ultraschalldaten besser interpretieren zu können wurden Verwitterungsversuche an Marmoren durchgeführt. 8-21 monatige Expositionsversuche, Erhitzen, sowie Untersuchungen an Marmorproben die mehreren Frost/Tau Zyklen ausgesetzt waren, helfen bei der Interpretation der (Verwitterungs-)Geschichte der Portale.

Ergebnisse Bausubstanz

Herkunft des Mauerwerkes

Verwendet wurden kristalline Lesesteine aus der Umgebung bzw. direktem Untergrund des Schlosses. Die Ausnahme hierbei ist die Bauphase 2 (1138/39) bei der gezielt Augengneis in der unmittelbaren Umgebung zur Burg abgebaut worden ist.

Herkunft des Mörtels

Die Zuschlagstoffe stammen aus dem direkten Untergrund, Kalk aus Marmorsteinen aus den beiden Flüssen Etsch und Passer. Das vereinzelt Auftreten von Kalkspatzen im Mörtel die dolomitische Phasen (MgO , $MgCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$ und $Mg(OH)_2$) aufweisen deutet auf die gezielte Verwendung einer Mischung als reinem Kalkmarmor und dolomitischem Marmor aus dem Vinschgau.

Unterscheidung der Bauabschnitte auf Grund der verwendeten Gesteine

Eine Unterscheidung ist bei jeder Bauphase möglich, jedoch nur in Bauphase 2 (1138/1139) eindeutig.

Ergebnisse Marmorportale

Herkunft des Marmors für die Portale

Alle beprobten Marmorsteine stammen aus Südtirol. Das Kapellenportal ist einheitlich aus einem grobkörnigen, vermutlich Sterzinger Marmor aufgebaut, möglicherweise teilweise auf Grund der Einheitlichkeit, aus einem Bruch. Das Palasportal besteht aus grob- und feinkörnigen Varietäten, vermutlich alle aus dem Vinschgau, mit Sicherheit wurden ausschließlich Lesesteine verwendet.

Geschichte der Portale - Interpretation der Ultraschall-, sowie mineralogischen und materialkundlichen Untersuchungen

Das Palasportal ist ursprünglich (an einem anderen Platz?) anders zusammengesetzt gewesen, Teile des Palasportales, jedoch nicht das gesamte, wurden durch einen Brand und die darauf folgende Löschmaßnahmen in Mitleidenschaft gezogen. Das Tympanon des Palasportales und die Archivolten des Kapellenportales bildeten vermutlich eine Einheit - Teile der äußeren Archivolte des Palasportales und des Triumphbogens ebenfalls. Ältere Teile aus der Vorkirche wurden in das Kapellenportal mit eingebaut.

**PETROGRAPHIE UND THERMOBAROMETRIE
AN GESTEINEN DES KLOPAIER MIGMATITS,
WESTLICHES ÖTZTAL-STUBAIKRISTALLIN, TIROL, ÖSTERREICH**

von

Friederike Schennach

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der
Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften der Universität Innsbruck

Institut für Mineralogie und Petrographie
Innsbruck, April 2005

Im Zuge der Diplomarbeit wurden der Klopaier Migmatit und der angrenzende Klopaier Tonalitgneis petrologisch untersucht. Es gibt zu diesem Gebiet bereits eine Kartierung von SCHWEIGL (1995) und geochronologische Untersuchungen von SCHWEIGL (1995) und KLÖTZLI-CHOWANETZ (2001).

Bei den Gesteinen des Klopaier Migmatits handelt sich um einen stromatischen Migmatit mit der Paragenese Granat + Quarz + Plagioklas + Muskovit + Biotit ± Kyanit. Kyanit tritt in zwei textuell unterschiedlichen Ausbildungen auf, grobkörnig in der Matrix und nadelig in Biotitreichen Nestern. Beide Varietäten wurden mithilfe der Ramanspektroskopie identifiziert. Die Biotit + Kyanit Aggregate, werden als ehemalige prä-variszische (?) Cordierite interpretiert, ähnlich wie im Verpeilmigmatit (THÖNY, 2004, pers. Mitt.). Reliktische Cordierit wurde allerdings im Gegensatz zum Verpeilmigmatit hier nicht gefunden. Thermobarometrische Untersuchungen mithilfe der Multi-Equilibrium Thermobarometrie ergaben P-T Bedingungen von 550 - 600°C und 5 - 7kbar. Im Migmatit treten außerdem optisch zonierte Granat/Klinozoisit-Epidot Linsen auf. Dabei handelt es sich um eine Umwandlung von Biotit-Plagioklasgneisen entlang von ehemaligen Rissen durch die Zufuhr eines externen H₂O-reichen Fluids wobei sich eine konzentrische Abfolge von Mineralparagenesen bildet. Vom Rand zum Zentrum der Linsen hin bildeten sich die Minerale Epidot/Klinozoisit, Titanit, Tremolit und Diopsid. Diese Abfolge konnte auch in den Granat/Klinozoisit-Epidot Linsen des Winnebach Migmatits beobachtet werden. Bei den Linsen handelt es sich zeitlich um Bildungen, die vor, oder während der variszischen Metamorphose gebildet wurden, da die Thermobarometrie die gleichen Temperaturen (ca. 620°C) wie aus dem umgebenden Migmatit ergab.

Der Klopaier Tonalitgneis hat die Paragenese Biotit + Amphibol + Quarz + Plagioklas + Kalifeldspat + Klinozoisit ± Muskovit. Thermobarometrische Untersuchungen wurden mit dem Aluminium-in-Hornblende Barometer von SCHMIDT (1992) und Hornblende-Plagioklas Thermometer von HOLLAND AND BLUNDY (1994) durchgeführt und ergaben Werte um ca. 7 kbar bei 600°C - 660°C. Es gibt petrologisch fast keine Hinweise auf ein prä-variszisches Migmatisationsereignis, nur geochronologische Daten von SCHWEIGL (1995), der als Mindestalter für den Migamtit 445 Ma angibt und von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2001), deren Daten auf eine sehr komplexe, poly-phase prä-varizische Entwicklung hindeuten. Die in dieser Arbeit vorgelegten P-T Daten stimmen allerdings gut mit den bekannten variszischen P-T Daten aus dem westlichen ÖSK (TROPPEL & HOINKES, 1996) überein und werden daher als variszisch interpretiert.

Literatur

- HOLLAND AND BLUNDY (1994), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447
KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2001), *Unveröffentl. Diss., Universität Wien*, 155 Seiten.
SCHMIDT (1992), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 304-310
SCHWEIGL (1993), *Diplomarbeit, Universität Wien*
SCHWEIGL (1995), *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 138, 131-149
TROPPEL, P. & HOINKES, G. (1996): *Mineral. Petrol.*, 58, 145-170.

**PETROLOGISCHE UND THERMOBAROMETRISCHE UNTERSUCHUNGEN VON
MIGMATITEN AUS DEM WESTLICHEN UND ZENTRALEN ÖTZTAL-STUBAI-KRISTALLIN
(VERPEILMIGMATIT, KAUNERTAL; WINNEBACHMIGMATIT, SULZTAL)**

von

Werner Thöny

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der
Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften der Universität Innsbruck

Institut für Mineralogie und Petrographie
Innsbruck, April 2005

Im Zuge dieser Diplomarbeit wurden die Gebiete des Verpeilmigmatits und des Winnebachmigmatits petrologisch untersucht. Für das Gebiet um den Verpeilmigmatit gab es bereits eine detaillierte Kartierung und einige mineralchemische Daten für die Nebengesteine (BERNHARD, 1994), der Migmatit selbst war allerdings kaum bearbeitet worden. Im Gegensatz dazu gab es für die Gesteine des Winnebachmigmatits sowohl petrologische (HOINKES et al., 1972; HOINKES et al., 1972; HOINKES, 1973) als auch geochronologische Daten (KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001). Für die Untersuchungen der Proben in dieser Diplomarbeit wurde vor allem auf die Elektronenstrahl-Mikrosondenanalytik (EMS) und die Raman-Spektroskopie zurückgegriffen.

1. Verpeilmigmatit

Aus den Gesteinen des Verpeilmigmatits konnte folgende Paragenese ermittelt und gemessen werden: Granat ($X_{Fe}=0.62$, $X_{Mn}=0.23$, $X_{Mg}=0.09$, $X_{Ca}=0.06$) + Aluminiumsilikat (Kyanit + Andalusit) + Cordierit ($X_{Mg}=0.45$) + Plagioklas ($X_{Ca}=0.25$, $X_{Na}=0.75$) + Kalifeldspat + Biotit + Muskovit. Texturelle Beobachtungen weisen darauf hin, dass es bei den Granaten möglicherweise zur Ausbildung von zwei Granatgenerationen gekommen ist, wobei es sich um ältere, einschlußfreie Granaten und um jüngere, einschlußreiche Granaten handelt. Muskovit konnte aufgrund textureller Hinweise nicht als Teil der Hauptparagenese angesehen werden. Die P-T Berechnungen mithilfe der Programme (PTt-path, TWEEQU, THERMOCALC) ergaben für die Hauptparagenese Granat + Biotit + Kyanit + K-Feldspat + Plagioklas + Quarz, ca. 600°C und 6–7 kbar. Mineralchemische, petrologische und texturelle Daten weisen für den Verpeilmigmatit auf folgende Metamorphoseentwicklung hin:

Prä-variszische Metamorphose: Die letzten Relikte eines wahrscheinlich prä-variszischen (kaledonischen?) Ereignisses werden durch GranatI (einschlußfrei) + Cordierit repräsentiert.

Granat1 und Cordierit dürften im Zuge der Schmelzbildung aus der Reaktion Biotit + Aluminiumsilikat = Granat + Cordierit + Schmelze entstanden sein. Mit Hilfe der divarianten Cordierit-zusammenbruchsreaktion $\text{Cordierit} = \text{Granat} + \text{Aluminiumsilikat} + \text{Quarz} + \text{H}_2\text{O}$ nach SCHEIKL & MIRWALD (1998) und des petrogenetischen NaKFMASH-Grids von SPEAR et al. (1999) konnten die P-T-Bedingungen für die partielle Anatexis bei Temperaturen von $>700^\circ\text{C}$ und Drucken zwischen 4.5–5 kbar festgelegt werden.

Variszische Metamorphose: Die ermittelten P-T Bedingungen und der daraus abgeleitete P-T Pfad, stimmen ausgezeichnet mit den petrologischen Daten aus dem hinteren Kaunertal (TROPPEL & HOINKES, 1996) und dem westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (TROPPEL & RECHEIS, 2003) überein. Die Hauptparagenese dürfte daher bei der variszischen Metamorphose gebildet worden sein. Diese Überprägung führte auch zur Bildung von Biotit + Kyanit Pseudomorphosen nach Cordierit. Die Umwandlung von Kyanit in Andalusit am retrograden Pfad konnte auch in den Gesteinen des Migmatits beobachtet werden.

2. Winnebachmigmatit

Die Texturen und die Mineralchemie aus den Gesteinen des Winnebachmigmatits erwiesen sich als komplexer als jene des Verpeilmigmatits, da es im zentralen Ötztal-Stubai-Kristallin zu einer wesentlich stärkeren Ausbildung des eo-alpidischen Ereignisses kam (TROPPEL & RECHEIS, 2003). Dies äußerte sich bei einigen Mineralen (z.B. Granat, Plagioklas) durch einen markanten Zonarbau. Es konnte aus den Gesteinen des Winnebachmigmatits folgende Paragenese ermittelt werden. Granat [Grt1 ($X_{\text{Fe}}=0.764$, $X_{\text{Mn}}=0.109$, $X_{\text{Mg}}=0.087$, $X_{\text{Ca}}=0.040$), Grt2 ($X_{\text{Fe}}=0.623$, $X_{\text{Mn}}=0.089$, $X_{\text{Mg}}=0.053$, $X_{\text{Ca}}=0.235$)] + Aluminiumsilikat [Kyanit1 (nicht fluoreszierend), Kyanit1 (fluoreszierend)] + Plagioklas [Plag1 ($X_{\text{Ca}}=0.17$, $X_{\text{Na}}=0.83$), Plag2 ($X_{\text{Ca}}=0.05$, $X_{\text{Na}}=0.95$)] + Kalifeldspat + Biotit ± Cordierit (nur mehr als Pinit vorliegend) + Muskovit + Quarz. Die P-T Berechnungen wurden in textuell unterschiedlichen Mikrodomänen durchgeführt und ergaben $530\text{--}540^\circ\text{C}$ bei Drucken von 5–6 kbar unter Einbezug von Granat1 und Plagioklas1 und 485°C und 8.5 kbar mithilfe von Granat2 und Plagioklas2. Kyanit (1 oder 2), Biotit und Quarz koexistieren mit beiden Paragenesen. Für dieses Gebiet wurde daher folgende Metamorphoseentwicklung ermittelt:

Prä-variszische Metamorphose: Aufgrund der in den Schlifften zu beobachtenden Schmelzreaktion $\text{Mus} + \text{Kfs} + \text{Qtz} + \text{V} = \text{L}$ konnten mit Hilfe von Daten aus der Literatur (BOETTCHER & WYLLIE, 1968, SPEAR et al., 1999), in Kombination mit den Daten dieser Arbeit P-T-Bedingungen von $>650^\circ\text{C}$ bei Drucken >3.8 kbar abgeleitet werden. Diese Ergebnisse stimmen mit jenen von HOINKES et al. (1972) die bei $660\text{--}685^\circ\text{C}$ und ≥ 4 kbar liegen, sehr gut überein.

Variszische Metamorphose: Anhand der Paragenese Granat1 + Biotit + Plagioklas1 + Kalifeldspat + Kyanit1 + Quarz konnten mit den Programmen PTt-path, TWEEQU und THERMOCALC P-T Bedingungen von $530\text{--}540^\circ\text{C}$ bei Drucken von 5–6 kbar berechnet werden. Diese P-T Daten werden als unvollständige Re-equilibration und daher als Mischung zweier Metamorphoseereignisse interpretiert, da die Temperaturen wesentlich niedriger als bei der variszischen Metamorphose aus diesem Gebiet sind (TROPPEL & RECHEIS, 2003).

Alpidische Metamorphose: Für die Berechnungen des eo-alpidischen Ereignisses wurde die Mikrodomänenparagenese Granat₂ + Plagioklas₂ + Biotit + Kyanit₂ + Quarz + Chloritoid herangezogen. Diese Paragenese konnte allerdings nur in Rissen, also in Zonen wahrscheinlich erhöhter Wasserzufuhr, gemessen werden. Hier jedoch kam es zu ausgeprägten diskontinuierlichen Zonierungen in einigen Mineralen (Granat und Plagioklas). Für dieses Ereignis konnten P-T Bedingungen bei ca. 485°C und 8.5 kbar berechnet werden, die mit den eo-alpidischen P-T Daten aus dem austroalpinen Kristallin westlich des Tauern Fensters sehr gut übereinstimmen.

Literatur

- BERNHARD, F. (1994): Unveröffentl. Dipl., Universität Graz, 314 Seiten
BOETTCHER, A. L. & WYLLIE, P. J. (1968): *Journal of Geology*, 76, 235-244.
HOINKES, G. et al. (1972): *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 18, 292-311.
HOINKES, G. (1973): *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 20, 225-239.
KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2001): Unveröffentl. Diss., Universität Wien, 155 Seiten.
SCHEIKL, M. & MIRWALD, P. W. (1998): *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, 143, 376-378.
SPEAR, F. S. et al. (1999): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134, 17-32.
TROPPEL, P. & HOINKES, G. (1996): *Mineral. Petrol.*, 58, 145-170.
TROPPEL, P. & RECHEIS, A. (2003): *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 94, 27-53.

**CONTACT METAMORPHISM AND FLUID-ROCK-INTERACTION
IN THE EASTERN MONZONI CONTACT AUREOLE;
THE GARDENA SANDSTONE FORMATION**

von

Stefan Wyhlidal

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens Universität Graz
Institut für Erdwissenschaften, Bereich Mineralogie und Petrologie
Graz, März 2005

Abstract

The Monzoni intrusive in the centre of the western dolomites is composed of intermediate to basic plutonites and intruded into the Permo-Triassic sedimentary country rocks at middle Triassic age (217 - 230 Ma). The Gardena sandstone formation is characterised by terrigenous and fluvialite influenced sediments and the carbonate content increases in the upper layers. A result of the contact metamorphic overprint is the formation of new mineral assemblages. On the one hand, the nature of contact metamorphic mineral parageneses is mainly a function of the rock chemistry of the unmetamorphic sediments. On the other hand the newly formed mineral phases are influenced by the input of an aqueous fluid from an external source. Furthermore the composition of the fluid was determined by devolatilization reactions.

In this work petrographic methods were mainly used for the description of the contact metamorphic overprint and associated fluid - rock - interaction. In addition it was possible to use isotopic methods in order to decipher the role of the fluid phase in the carbonate layers.

In the predominately siliciclastic layers of the Gardena formation no new minerals were built, but it could be shown that grain boundary area reduction and static recrystallization of quartz occurred. In the carbonate layers and in carbonate concretion, however, many new minerals were formed with differences in successive mineral assemblages.

In the carbonate concretion a decrease in the O isotopic value is seen, with decreasing distance from the intrusive contact, which indicates an increased external fluid flow along the banded hornfels layers of the Gardena formation. The C isotopes were also slightly decreased by Rayleigh fractionation associated with decarbonatization reactions.

The Gardena sandstone formation is not exposed at the direct contact because of a debris cover. Therefore temperature estimates can only be given from a minimum distance of 160 meters. At this distance the temperature is estimated at 805°K.

NACHRUF

VOLKMAR TROMMSDORFF

17. SEPTEMBER 1936 – 17. JUNI 2005

Am 17. Juni 2005 verstarb Professor Dr. Dr. h. c. Volkmar Trommsdorff nur vier Wochen nachdem ein aggressiver Gehirntumor seine höchst aktive Lebensweise plötzlich veränderte. Der so rasche und überraschende Tod dieses lebensfrohen und tatkräftigen Menschen hat uns alle, seine Freunde, Kollegen und Schüler schwer geschockt und erfüllt uns mit unermesslicher Trauer.

Volkmar Trommsdorff wurde am 17. September 1936 in Darmstadt geboren, als Sohn des Chemikers Dr. Ernst Trommsdorff und seiner Ehefrau Ruth geb. Bail. Die Familie Trommsdorff ist eine der ältesten, noch heute florierenden, Erfurter Familien, der eine Vielzahl angesehener Naturwissenschaftler entstammen und deren Tradition von Volkmar Trommsdorff eindrucksvoll weitergeführt wurde.



Seine Schulausbildung erhielt er zunächst an der Volksschule in Niederthai im Ötztal, Tirol, anschließend am Humanistischen Gymnasium des Jesuitenkollegs in Feldkirch, Vorarlberg, und in Darmstadt, wo er 1956 die humanistische Reifeprüfung ablegte. Ab 1956 widmete er sich dem Studium der Geologie, Mineralogie und Petrographie zunächst an der Universität Freiburg i.Br. und später an der Universität Innsbruck. Dort schloß er sein Studium 1961 anhand der Dissertation: "Zur Kenntnis des Ehrwaldites", einer Abhandlung über alkalische vulkanische Gesteine welche in den Nördlichen Kalkalpen auftreten, mit der Promotion zum Dr. phil. ab. Volkmar Trommsdorff befasste sich anschließend als Stipendiat der DFG in Innsbruck mit gefügekundlichen und petrographischen Untersuchungen am Tauern-Westrand und profitierte dabei besonders vom stimulierenden Einfluß Bruno Sanders.

Mit 1. April 1962 folgte er einem Angebot von Eduard Wenk in Basel und trat als Assistent in sein Institut ein, mit der Aufgabe, das "Arbeitsgebiet" Gefügekunde der Gesteine zu vertreten. In diesen Jahren widmete sich Volkmar Trommsdorff in zunehmendem Masse der Petrologie metamorpher Gesteine der Zentralalpen. 1966 entstand eine bahnbrechende Arbeit über die progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen, mit der ersten Kartierung von Metamorphose-Isograden in Gesteinen mit gemischter Gasphase.

Diese Arbeit wurde 1966 in Basel als Habilitationsschrift angenommen und verschaffte ihm zugleich ein Forschungsjahr an der Universität Berkeley bei Frank Turner, einer Weltkapazität auf dem Gebiet der Petrologie. Ab 1968 beschäftigte sich Volkmar Trommsdorff auch mit der Metamorphose von ultrabasischen Gesteinen und erlangte mit diesen Arbeiten Weltruhm. 1970 wurde er zum ausserordentlichen Professor an der Universität Basel ernannt und mit 1. April 1972 folgte er einem Ruf als Ordinarius und Doppelpfessor an die Eidgenössische Technische Hochschule und an die Universität Zürich.

In der Forschung verfolgte er seither Themen, welche das "Laboratorium Natur" als Ausgangspunkt hatten, um Prozesse der Gesteinsmetamorphose anhand von experimentellen Untersuchungen und physikalisch-chemischer Analyse zu quantifizieren. Wesentliche Arbeiten betrafen Wechselwirkungen zwischen Gesteinen und fluiden Phasen bei hohen Drucken und Temperaturen; den Transport von chemischen Spezies durch fluide Phasen im Untergrund; die Ableitung von Veränderungen im Mineralbestand und der Struktur insbesondere karbonatischer und ultrabasischer Gesteine als Funktion von Temperatur, Druck und Fluidzusammensetzung. Anhand dieser Forschungen im Feld, ergänzt durch Experimente und physikalisch-chemische Überlegungen, konnten grossräumige plattentektonische Prozesse, welche bei der Alpenbildung abliefen, kalibriert werden; ein Modell für die Ursachen des an Plattenrändern auftretenden kalkalkalischen Vulkanismus abgeleitet werden und Probleme der Beziehungen zwischen Deformation und Kristallisation in den Alpen und im Himalaya gelöst werden.

Wesentliche Ergebnisse bei diesen Forschungen verdankt Volkmar Trommsdorff seinen über hundert Diplomandinnen und Diplomanden und den über fünfzig Doktorandinnen und Doktoranden, welche im Laufe der Jahre in die Forschungsprojekte einbezogen waren. Etwa ein Viertel der ehemaligen Doktoranden sind inzwischen selbst Professoren an in- und ausländischen Hochschulen.

Neben seiner Lehrtätigkeit an der ETH war Volkmar Trommsdorff im Schnitt einmal pro Jahr als Gastprofessor an einer ausländischen Universität insbesondere in den USA und in Italien tätig und war Mitbegründer der inzwischen bekannten "Summer-School" der Universität Siena.

Von den vielen Ehrungen, die Volkmar Trommsdorff zuteil wurden, seien stellvertretend diese drei genannt:

1990 erhielt er das Ehrendoktorat der Universität Siena, 1996 die Friedrich Becke Medaille der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft und 2002 die Abraham Gottlob Werner Medaille in Silber der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft.

Auch nach seiner Pensionierung mit 30.9.2001 war Volkmar Trommsdorff ein hoch aktiver und erfolgreicher Forscher und Lehrer. In seiner Freizeit war er bis zu seinem Tod ein begeisterter und ausdauernder Bergsteiger im Sommer wie im Winter und verstand es so seine große Freude an der Natur, an den Bergen und den Gesteinen, optimal in Hobbies und Beruf zu verknüpfen.

Wir haben Volkmar Trommsdorff am 23. Juni 2005 in seinen geliebten Bergen in Niederthai im Kreise seiner Familie und vieler Freunde verabschiedet und trauern mit seiner Frau Ursula, seinen Kindern Ulla, Tilman und Barbara und seinen Geschwistern Peter, Brigitte und Christl.

Wir haben einen wahren Freund, einen Bergkameraden, einen großzügigen Förderer junger Wissenschaftler und eine richtungsweisende Forscherpersönlichkeit verloren. Wir werden seinen Ideenreichtum, seinen tiefsinnigen Humor und seine offenherzige Art sehr vermissen. Seine Begeisterung für die Natur und Naturwissenschaften wird weiterleben in unseren Herzen und in der Erinnerung an viele gemeinsame Erlebnisse auf den Bergen und mit Gesteinen.

Danke, Volkmar!

Georg Hoinkes
Graz

BUCHBESPRECHUNG

HARALD FRATER "LANDSCHAFTSFORMEN"

FRATER, HARALD: Landschaftsformen (Unsere Erde im Wandel - den gestaltenden Kräften auf der Spur). - 2005, 704 Abb., 4 Tab., VII, 248 S, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York ISBN 3-540-21958-7

Das vorliegende Buch behandelt geowissenschaftliche Phänomene basierend auf Landschaftsformen mit vielen beeindruckenden Hochglanz-Farbbildern. Es werden folgende Kapitel behandelt: die Erde als dynamischer Planet, die Partner im All, Zeitzegen und das Alter der Gesteine, die formgebenden Prozesse. Weiters werden Vulkanismus und Erdbeben, Gebirgsbildung sowie die formgebenden Kräfte von Wasser, Eis und Wind dargestellt. Zum Abschluss werden noch Abschnitte über Impakte von Meteoriten und den Ressourcen oder "was der Mensch draus macht" angeschlossen. Im Anhang folgt ein umfangreiches Glossar und ein relativ kurzer Index.

Für den geowissenschaftlichen Leser kommen viele der behandelten Phänomene leider etwas zu kurz aber die Beispiel die in Bildern und Abbildungen dargestellt werden sind sicherlich sehr eindrucksvoll. Etwas störend sind aber oft Bilder ohne genauere Ortsangabe.

Zusammenfassend kann man feststellen, das dieses Buch ein sehr schönes Ansichtsbuch für die vielfältige Morphologie unserer Welt zeigt und stellt daher für den Geologen und den interessierten Laien ein nützliches Hilfsmittel dar.

Friedrich Koller
Wien

BUCHBESPRECHUNG

XAVER GNOS "AUS DEM STRAHLERLEBEN"

GNOS, XAVER: Aus dem Strahlerleben. 112 Seiten, gebunden, über 160 Bilder aus Familienalben und Mineralienaufnahmen von Edwin Gnos, Gamma Druck + Verlag AG, Altdorf, 2004, ISBN 3-906 200-12-4

In der Einleitung zu seinem Buch schreibt Xaver Gnos: „Die vorliegenden Geschichten sind einige kleine, mir lieb gewordenen Erlebnisse und Erinnerungen aus meinem Strahlerleben. Mögen sie all denen Freude bereiten, die sie lesen. Sie sollen einen kleinen Einblick geben in die Freuden und Leiden eines Strahlers. Sie sollen Freude erwecken an der Natur und ihren Wunderwerken.“

Genau diese Geschichten sind es, die den Reiz dieses Buches ausmachen. Obwohl chronologisch gegliedert, kann jede Geschichte unabhängig von den anderen gelesen werden - ideal auch für jene, die lieber schmökern, anstatt ein Buch von vorn nach hinten durchzulesen. Ein wohlthuender Unterschied zu manch anderen veröffentlichten Strahlergeschichten besteht nach Meinung des Rezensenten darin, dass Xaver Gnos nie Superlative in den Vordergrund stellt. In seinen Erlebnisgeschichten geht es nicht um die größte Kluft oder den „Superkristall“ sondern meist um Selbsterlebtes. Eingestreut zwischen diesen Erlebnisgeschichten sind informative Kapitel über die Entstehung der Kluftminerale und die Entwicklung des Strahlens von den Anfängen bis zur Gegenwart. Bei den informativen Kapiteln wurde der Autor von seinem Sohn Edwin, der als Mineraloge an der Universität Bern tätig ist, unterstützt.

Zahlreiche, meist farbige Abbildungen ergänzen den Textteil hervorragend. Den Abschluss des Buches bildet ein Glossar, in dem über 80 Begriffe aus Strahlersprache und Mineralogie kurz erklärt werden.

Das Buch von Xaver Gnos kann all jenen bestens empfohlen werden, die auf informative und kurzweilige Art Einblick in die mehr als 50 Jahre dauernde Tätigkeit eines Berufsstrahlers erhalten möchten.

Franz Brandstätter
Wien

BUCHBESPRECHUNG

GREGOR MARKL "MINERALE UND GESTEINE"

MARKL, GREGOR: Minerale und Gesteine (Eigenschaften - Bildung - Untersuchung). - 1. Auflage, 2004, 246 Abb., 247 Farbfoto, 61 Tab., II, 355 S., Elsevier GmbH München, ISBN 3-8274-1495-4

Das empfehlenswerte Buch umfasst abgesehen von einer Einleitung drei Hauptkapitel sowie den Abbildungsnachweis, ein Literaturverzeichnis für weiterführende Literatur, eine zweiseitige Mineraletabelle und ein einfaches Register. Das erste Kapitel beschäftigt sich mit "Makroskopische Bestimmung von Mineralen und Gesteinen". Nach einer kurzen Einführung wird auf breitem Raum eine Beschreibung der Gesteinsvielfalt gegeben und mit vielen Farbbildern ergänzt. Davor wird noch auf einige wichtige, meist gesteinsbildenden Mineralphasen eingegangen, die ebenfalls mit einem repräsentativen Farbbild dargestellt wurden. Der Bestimmungsgang für Gesteine ist allerdings etwas zu einfach geraten, denn die Unterscheidung von magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen kann nicht ausschließlich auf richtungslos, geschiefert und geschichtet zurückgeführt werden.

Das zweite Kapitel umfasst im wesentlichen die allgemeine Mineralogie mit Kristallographie, Kristallchemie und den physikalischen Eigenschaften. Anschließend folgt eine ausführliche Beschreibung der optischen und analytischen Methoden zur Untersuchung von Mineralen und Gesteinen. Neben den optischen Methoden werden noch spektroskopischen Methoden, Röntgendiffraktometrie, Elektronenstrahlmikrosonde, Elektronen- und Lumineszenzmikroskopie, Röntgenfluoreszenz und Laser-ICP-MS-Analytik besprochen. Zusätzlich wird noch auf Spaltspurdatering und Flüssigkeitseinschlüssen eingegangen. Diese Auswahl könnte aber noch ergänzt werden.

Das dritte und letzte Kapitel ist der Petrologie gewidmet und beginnt mit einer kurzen Einführung in die Thermodynamik. Danach werden zuerst die metamorphen Prozesse und danach etwas ausführlichere magmatische Systeme behandelt. Eine Beschreibung der sedimentären Prozesse fehlt im wesentlichen.

Das vorliegende Buch ist so angelegt, dass es den modernen geowissenschaftlichen Studien in Sinne eines Diplomstudium oder den Bachelorausbildung annähernd folgen könnte. Grundsätzlich kann dieses Buch auch für interessierte Laien eine entsprechende Unterlage zum Verständnis der Gesteine und deren Bildung beitragen. In einer zweiten Auflagen könnten allerdings einige Flüchtigkeitsfehler, sowie manche unwichtigeren Mineralphasen ausgewechselt werden. Weiters könnten auch einige weniger eindrucksvolle Gesteinsfoto durch bessere Fotos ersetzt werden. Aus Kostengründen wurde offensichtlich auf Hochglanzfotos für die Gesteinsfotos verzichtet.

Friedrich Koller
Wien

BUCHBESPRECHUNG

MARTIN OKRUSCH & SIEGFRIED MATTHES "MINERALOGIE"

OKRUSCH, MARTIN & MATTHES, SIEGFRIED: Mineralogie Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Gesteinskunde. - 7., vollst. überb. u. aktualisierte Aufl., 2005, 361 Abb., 61 Tab. XVIII, 522 S., Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, ISBN 3-540-23812-3

Dieses sehr empfehlenswerte Buch stellt die siebente vollständig überarbeitet und aktualisierte Auflage eines klassischen Lehrbuches für spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. Nach einer Einführung wird im Kapitel spezielle Mineralogie mit einer Auswahl der wichtigsten Minerale, danach im zweiten Kapitel auf die Petrologie und Lagerstättenkunde, schließlich im dritten Kapitel auf den Stoffbestand der Erde, des Mondes und der Meteorite eingegangen. Im letzten Kapitel ist auch eine Einführung in die Geochemie angeschlossen. Der Anhang enthält ein Kapitel über Ionenradien, Berechnung von Mineralformeln und eine Lernschema für magmatischen Gesteine, danach folgt ein umfangreicher und sehr vollständiger Index.

Nach einer Einführung in die Grundbegriffe werden die wichtigsten Minerale behandelt. In den einzelnen Subkapiteln wird ausführlich auf den Zusammenhang Kristallstruktur, Morphologie und physikalische Eigenschaften behandelt. Die Beschreibung der einzelnen Phasen erfolgt in der traditionellen Form mit Ausbildung, physikalischen Eigenschaften, Chemismus und Vorkommen sowie ein eventuelles Kapitel über die Bedeutung als Rohstoff. Im Abschluss wird noch auf die Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralen eingegangen, dies demonstriert ihre Bedeutung. Das zweite Hauptkapitel behandelt die magmatische Gesteine mit Kapiteln über Klassifikation und Einteilung, Vulkanismus und Plutonismus, Magmen und deren Weiterentwicklung, experimentellen Modellsystemen, der Herkunft von Basalt und Granit. Erst danach werden die metamorphen Gesteine mit den Grundlagen, den Phasengleichgewichten und Mineralreaktionen sowie den metamorphen Mineralfazien behandelt.

Der dritte Teil behandelt den Aufbau der Erde, des Mondes sowie der Meteorite und stellt die wesentliche Grundlage für die petrologischen Kapitel dar. Das Kapitel über die Gesteine des Mondes ist neu und stellt eine gute Zusammenfassung der bestehenden Daten dar. Zum Abschluss wird noch auf die wichtigsten Teile der Geochemie eingegangen.

Auch wenn die Reihenfolge im Mittelteil "Petrologie und Lagerstättenkunde" etwas gewöhnungsbedürftig ist und vielleicht aus der Entwicklung früherer Auflagen sich ableiten lässt, kommen die intermediären Gesteine sowie die hochentwickelten Gesteine etwas zu kurz.

Das vorliegende Buch ist so angelegt, dass es den modernen geowissenschaftlichen Studien in Sinne eines Diplomstudium folgen könnte. Da es sehr umfangreich gehalten ist, wird es auch ein gutes Nachschlagewerk für den Fachmann aber auch für interessierte Laien sein und ist daher sehr empfehlenswert.

Friedrich Koller
Wien

VEREINSMITTEILUNGEN

TÄTIGKEITSBERICHT ÜBER DAS VEREINSJAHR 2004

1. Im Vereinsjahr 2004 fanden folgende Vorträge und Veranstaltungen statt:

Veranstaltungsort: Wien

- 12.01.04 F. Koller (Univ. Wien)
„Die südalbanischen Ophiolite“
- 10.03.04 M. Leute (Fa. Thermax, Amstetten)
„Mineralien in der Industrie“
- 29.03.04 W. Balmer (Gübelin Gem Lab, Luzern)
„LA-ICP-MS: modernste Spurenelement-Analytik im Dienste der Gemmologie“
- 26.04.04 K. Heide (Univ. Jena)
„Petrogenetische und technologische Aspekte der Glasbildung in der Natur“
- 03.05.04 R. Wirth (GFZ Potsdam)
„Focused Ion Beam FIB: Fortschritte in der Mikro - und Nanoanalytik in den Geowissenschaften“
- 17.05.04 G. Granzer (Allhartsberg)
„Neue Mineralfunde im Süden Spaniens“
- 02.06.04 O. V. Petersen (Geologisk Museum, Kopenhagen)
„Mineralschätze Grönlands - ein historischer Rückblick“
- 07.06.04 R. Emmermann (GFZ Potsdam):
„There are granites and granites - granitischer Magmatismus und Kontinentzerfall“
- 18.10.04 B. Hoinkes-Wilflingseder (Univ. Graz)
„Rechtliche Grundlagen des Mineraliensammelns“
- 22.11.04 A. Zeh (Univ. Würzburg)
„Polymetamorphose in der Moine-Supergruppe/Schottland:
Geowissenschaftliche Hinweise“
- 29.11.04 R. Krickl (Univ. Wien)
„Fünfstellige Symmetrie in Kunst, Natur und Wissenschaft“

- 06.12.04 Ch. Hauzenberger (Univ. Graz)
„Der Mozambique Belt in SE-Kenya, Tanzania, Ostafrika: Mineralogie, Petrologie und Geochronologie“
- 13.12.04 M. Engi (Univ. Bern)
„Das Abbild der alpinen Metamorphose in den Zentralalpen: Nicht so einfach wie es schien“

Ein Teil der Vorträge wurde gemeinsam mit der Österreichischen Gemmologischen Gesellschaft und dem Verein der Freunde des Naturhistorischen Museums in Wien veranstaltet.

Veranstaltungsort: Graz

- 05.03.04 K. Bishop (Univ. Uppsala)
“Is streamwater a reflection of the riparian (near-stream) zone: A case study from the acid, DOC- rich waters of Northern Sweden”
- 23.03.04 T. Johnson (Univ. Graz)
“Evidence for melt-associated diapirism in the Bushveld Complex, South Africa”
- 30.03.04 C. Bertoldi (Univ. Salzburg)
„Messung von Hochtemperatur- resp. Tieftemperatur-Wärmekapazitäten am Beispiel ausgewählter Silikate“
- 27.04.04 K. Heide (Univ. Jena)
„Petrogenetische und technologische Aspekte der Glasbildung in der Natur“
- 04.05.04 R. Wirt (GFZ Potsdam)
„Focused Ion Beam FIB: Fortschritte in der Mikro- und Nanoanalytik in den Geowissenschaften“
- 11.05.04 F. Gerard (INRA, Nancy)
“The central role of aqueous speciation modelling”
- 03.06.04 O. V. Petersen (Geologisk Museum Kopenhagen)
„Mineralschätze Grönlands ? ein historischer Rückblick“
- 08.06.04 R. Emmermann (GFZ Potsdam):
„There are granites and granites ? granitischer Magmatismus und Kontinentzerfall“
- 22.06.04 B. Wiegand (Stanford Univ., USA)
„Lithogenic isotopes of strontium and calcium as tracers of bio-geochemical processes in hydrological systems”

- 23.11.04 A. Zeh (Univ. Würzburg)
„Polymetamorphose in der Moine-Supergruppe/Schottland:
Geowissenschaftliche Hinweise“
- 30.11.04 R. Krickl (Univ. Wien)
„Fünzfähige Symmetrie in Kunst, Natur und Wissenschaft“
- 14.12.04 M. Engi (Univ. Bern)
„Das Abbild der alpinen Metamorphose in den Zentralalpen:
Nicht so einfach wie es schien“

Die Vorträge wurden gemeinsam mit dem Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark und dem Joanneum-Verein veranstaltet.

Veranstaltungsort: Leoben

- 23.03.04 Ch. Hauzenberger (Univ. Graz)
„Der Mozambique Belt in SE-Kenya, Tanzania, Ostafrika: Mineralogie,
Petrologie und Geochronologie“
- 30.03.04 W. Balmer (Gübelin Gem Lab, Luzern)
„LA-ICP-MS: modernste Spurenelement-Analytik im Dienste der Gemmologie“
- 05.05.04 R. Wirth (GFZ Potsdam)
„Focused Ion Beam FIB: Fortschritte in der Mikro - und Nanoanalytik
in den Geowissenschaften“
- 17.05.04 T. Johnson (Univ. Graz)
“Evidence for melt-associated diapirism in the Bushveld Complex, South Africa”
- 07.06.04 G. Garuti (Univ. Modena)
“The historical copper mines of the Northern Appennine ophiolites”
- 22.06.04 G. Borg (Univ. Halle-Wittenberg)
„Supergene Zinklagerstätten - Ökologie, Ökonomie und Metallogenese“
- 15.12.04 M. Engi (Univ. Bern)
„Das Abbild der alpinen Metamorphose in den Zentralalpen:
Nicht so einfach wie es schien“

Veranstaltungsort: Salzburg

- 28.04.04 K. Heide (Univ. Jena)
„Petrogenetische und technologische Aspekte der Glasbildung in der Natur“
- 26.05.04 J. Konzett (Univ. Innsbruck)
„Transport und Speicherung von Kalium und Wasser im oberen Erdmantel.
Eine Studie möglicher Mechanismen basierend auf Hochdruck-Hochtemperatur
Experimenten und natürlichen Mantelgesteinen“
- 09.06.04 R. Emmermann (GFZ Potsdam)
„There are granites and granites ? granitischer Magmatismus und Kontinentzerfall“
- 23.06.04 G. Borg (Univ. Halle-Wittenberg)
„Supergene Zinklagerstätten - Ökologie, Ökonomie und Metallogenese“
- 24.11.04 A. Zeh (Univ. Würzburg)
„Polymetamorphose in der Moine-Supergruppe/Schottland:
Geowissenschaftliche Hinweise“
- 01.12.04 R. Krickl (Univ. Wien)
„Fünfstellige Symmetrie in Kunst, Natur und Wissenschaft“

Veranstaltungsort: Innsbruck

- 22.01.04 F. Schlunegger (Univ. Bern)
„Wenn Gebirge entstehen - Die Rolle der Erosion“
- 29.01.04 A. Piotrowski (Haereus-Kulzer GmbH/Wehrheim)
„Mineralogische Zahnfüllmaterialien: Anwendungen und neue Konzepte“
- 11.03.04 G. Patzelt (Univ. Innsbruck)
„Die Bergstürze vom Pletzackkogel bei Kramsach und ihre
talgeschichtlichen Folgen“
- 18.03.04 M. Perraki (Univ. Graz)
„Alpine UHP metamorphism in the Kimi Complex of the Rhodope
Province, NE Greece: mineralogical and textural indicators“
- 25.03.04 Ch. Hauzenberger (Univ. Graz)
„Der Mozambique Belt in SE-Kenya, Tanzania, Ostafrika:
Mineralogie, Petrologie und Geochronologie“

- 01.04.04 R. Schuster (Geologische Bundesanstalt, Wien)
 „Das eo-Alpine Ereignis in den Ostalpen:
 Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins“
- 22.04.04 E. Kustatscher (Univ. Ferrara)
 „Die Pflanzenvielfalt der Mittleren Trias der Dolomiten -
 die Fossilagerstätte Kühwiesenkopf“
- 29.04.04 W. Balmer (Gübelin Gem Lab, Luzern)
 „LA-ICP-MS: modernste Spurenelement-Analytik im Dienste der Gemmologie“
- 13.05.04 J.-F.Wagner (Univ. Trier)
 „Neue Wege der Altlastsanierung - Reaktive Wände und 'Natural Attenuation' “
- 14.10.04 R. Brandner, A. Gruber & D. Lutz (Uni. Innsbruck)
 „Die geologische Wanderkarte des Naturparkes Sextner Dolomiten -
 Neue Wege der geologischen Kartendarstellung [Ein Produkt des Projektes
 “Geologische BasiskarteSüdtirol” im Auftragdes Geologischen Landesamtes
 und des Amtes für Naturparke]
- 21.10.04 M. Harzhauser (NaturhistorischesMuseum Wien)
 „Ökosysteme und integrierte Stratigraphie imMiozän Österreichs”
- 28.10.04 S. Krivovichev (Univ. St. Petersburg/Univ. Innsbruck)
 „Uranium minerals and compounds: historical, technological and
 environmental implications”
- 4.11.04 U. Kastrup (ETH-Zürich)
 „(Seismo)tectonics and stress field variations in Switzerland”
- 11.11.04 M. Scholz (Baugeol. Büro/Garching)
 „Geologische Verhältnisseim Bereich der BEG TunneltrasseStans - Terfens”
- 18.11.04 A. Piotrowski (Hereaus-Kulzer GmbH/Wehrheim)
 „Mineralogische Zahnfüllmaterialien:Anwendungen und neue Konzepte”
- 25.11.04 A. Zeh (Univ. Würzburg)
 „Polymetamorphose in der Moine-Supergruppe/Schottland:
 Geowissenschaftliche Hinweise“
- 02.12.04 R. Krickl (Univ. Wien)
 „Fünfstellige Symmetrie in Kunst, Natur und Wissenschaft“
- 16.12.04 M. Engi (Univ. Bern)
 „Das Abbild der alpinen Metamorphose in den Zentralalpen:
 Nicht so einfach wie es schien“

Alle Veranstaltungen wurden im Rahmen des Geokolloquiums gemeinsam mit der Österreichischen Geologischen Gesellschaft und alpS-GmbH-Centre for Natural Hazard Management-Innsbruck abgehalten.

2. Tagungen

Eine eigene Tagung wurde nicht abgehalten. An den Tagungen ECMS 2004 „5th European Conference on Mineralogy and Spectroscopy“ (Wien, 4.9. - 8.9.) und PANGEO AUSTRIA 2004 (Graz, 24.9. - 26.9.) war die Gesellschaft beteiligt.

3. Exkursionen

Im Vereinsjahr wurden keine Exkursionen durchgeführt.

4. Vorstandssitzungen und Jahreshauptversammlung

Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in zwei Vorstandssitzungen (12.1.2004 und 14.6.2004).

Die ordentliche Jahreshauptversammlung fand am 12. Jänner 2004 statt.

5. Vereinsvorstand für 2004

Präsident:	Prof. Dr. Peter Mirwald, Innsbruck
Vize-Präsident:	Prof. Dr. Friedrich Koller, Wien
Kassier:	Prof. Mag. Dr. Gerald Giester, Wien
Schriftführung:	Dr. Franz Brandstätter, Wien

Vorstandsmitglieder: Prof. Dr. Georg Amthauer, Salzburg; Prof. Dr. Herta Effenberger, Wien; Mag. Dorothea Grolig, Wien; Dr. Vera Hammer, Wien; Mag. Dr. Christoph Hauzenberger, Graz; Prof. Dr. Volker Höck, Salzburg; Dr. Bernd Moser, Graz; Prof. Dr. Konstantin Petrakakis, Wien; Prof. Dr. Eugen F. Stumpf (verstorben), Leoben; Prof. Dr. Ekkehart Tillmanns, Wien; Dr. Peter Tropper, Innsbruck.

Beirat: Dr. Rainer Abart, Graz; Prof. Dr. Franz Walter, Graz.

6. Band 149 der "Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft" wurde fertiggestellt und im September 2004 den Mitgliedern zugesandt.

7. Ehrungen

Ehrenmitgliedschaft:

Im Rahmen eines Festkolloquiums an der Universität Wien wurde Herrn Prof. Dr. Erich Schroll die Ehrenmitgliedschaft der Gesellschaft verliehen.

Felix-Machatschki-Preis:

Der Preis wurde im Vereinsjahr zweimal verliehen: An Herrn Mag. Dr. G. Redhammer (Salzburg) im Rahmen der ECMS-2004 Tagung in Wien sowie an Herrn Mag. Dr. P. Tropper (Innsbruck) bei der Tagung PANGEO AUSTRIA 2004 in Graz.

8. Mitgliederbewegung

Mitgliederstand vom 31. 12. 2003: 286

Mitgliederstand vom 31. 12. 2004: 273

Ehrenpräsident:

Prof. Dr. J. Zemann / Wien

Ehrenmitglieder:

Prof. Dr. H. Heritsch / Graz, A,
Prof. Dr. E. Jäger / Meikirch, CH
Prof. Dr. G. Kurat / Wien, A
Dr. G. Niedermayr / Wien, A
Prof. Dr. A. Preisinger / Wien, A
Prof. Dr. E. Schroll / Wien, A
Prof. Dr. H. Strunz / Unterwössen, D
Prof. Dr. J. Zemann / Wien, A

Träger der Friedrich Becke-Medaille:

Prof. Dr. P. Cerny / Winnipeg, CA
Prof. Dr. W. Engelhardt / Tübingen, D
Prof. Dr. D. P. Grigoriew / St. Petersburg, RU
Prof. Dr. H. Jagodzinski / München, D
Prof. Dr. K. Langer / Berlin, D
Prof. Dr. W. Schreyer / Bochum, D
Prof. Dr. F. Seifert / Bayreuth, D
Prof. Dr. V. Trommsdorff / Zürich, CH

Prof. Dr. H. Waenke / Mainz, D
Prof. Dr. H. Wondratschek / Karlsruhe, D

Felix-Machatschki-Preis:

Mag. Dr. R. Abart / Berlin
Mag. Dr. R. Miletich / Heidelberg
Mag. Dr. G. Redhammer / Salzburg
Mag. Dr. P. Tropper / Innsbruck

Mitglieder auf Lebenszeit:

W. Hollender / Wien
Dr. F. Marsch / Wien

Schriftentausch:

Belgische Vereniging voor Geologie, Brüssel
Bundesanstalt für Geowissenschaften & Rohstoffe, Bibliothek, Hannover
Deutsche Bücherei Schroeter, Ref. Auslandserwerbung, Leipzig
Exchange & Gifts, U. S. Geological Survey Library, Reston, Virginia
Geologische Bundesanstalt, Bibliothek, Wien
Landesmuseum Joanneum, Abt. f. Mineralogie, Graz
Mineralogical Society of Finland, Helsinki
Nationaal Natuurhistorisch Museum, Leiden
Natural History Museum, Dept. of Library and Inf. Services, London
Naturwissenschaftlicher Verein f. Kärnten, Klagenfurt
NÖ Landesbibliothek, St. Pölten
Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien
Sächsisches Landesamt für Umwelt & Geologie, Bibliothek, Dresden
SMPG, Freiburg, Schweiz
Svenska Mineralogiska Sällskapet, Stockholm
Uni. Bibliothek u. Techn. Informationsbibliothek, Hannover
Università di Bologna, Dipartimento di Scienze Della Terra, Bologna
Ver. d. Freunde d. Bergbaues in Graubünden, Davos

Der Dank für Spenden ergeht an folgende Mitglieder:

Prof. Dr. Anton Beran (Wien), Prof. Dr. Herta Effenberger (Wien), Dr. Michael Götzinger (Wien),
Prof. Dr. Emilie Jäger (Meikirch, Schweiz), Prof. Dr. Friedrich Koller (Wien), Dr. Gerhard
Niedermayr (Wien), Anton Rauscher (Furth), Prof. Dr. Erich Schroll (Wr. Neustadt), Dr. Richard
Tessadri (Innsbruck), Prof. Dr. Ekkehart Tillmanns (Wien), Prof. Dr. Volkmar Trommsdorff
(Zürich), Prof. Dr. Josef Zemann (Wien)

Autorenhinweise für die

MITTEILUNGEN DER ÖSTERREICHISCHEN MINERALOGISCHEN GESELLSCHAFT

Manuskripte müssen in zweifacher Ausfertigung als Laserausdruck/DINA4-Format bei der Redaktion eingereicht werden. Abbildungen (S/W-Strichzeichnungen, Tabellen, Fotos) sind gesondert beizufügen (bitte zur Beachtung: Verkleinerung auf bis 50 % berücksichtigen, keine Farben, sondern Signaturen bei Diagrammen verwenden, nur sehr kontrastreiche Fotos verwenden).

Nach dem Review müssen angenommene Manuskripte auf Diskette, CD oder via E-mail (als attachments) übersandt werden. Texte, Abbildungen und Tabellen müssen dabei getrennt gespeichert sein (Texte ausschließlich als WORD.DOC oder im RTF-Format, einfache Formatierung (linksbündig/Flattersatz) genügt, bevorzugter Font: Times 12 Punkt, Abbildungen und Tabellen ausschließlich als hochaufgelöste JPG-, EPS-, TIFF- oder PDF-Dateien !!!).

Manuskripte sollten möglichst nicht länger als zwanzig/dreißig Seiten inklusive Abbildungen umfassen. Abstracts zu Tagungen und Diplomarbeiten/Dissertationen sollten nicht mehr als ein/zwei Seiten umfassen.

Zitierungen von Autoren im Text (Beispiel):

„.....(ALEKSANDROV et al., 1985).....“

Zitierungen von Autoren bei der Literaturzusammenstellung (Beispiel):

ALEKSANDROV, I. V., KRASOV, A. M. & KOCHNOVA, L. N. (1985): The effects of potassium, sodium and fluorine on rock-forming mineral assemblages and the formation of tantaloniobate mineralization in rare-metal granite pegmatites. - *Geochem. Int.*, 22, 85-94.

Abgabetermin für alle eingereichten Arbeiten ist Ende März des jeweiligen Jahres.

Bei eingereichten Arbeiten in den Kategorien Originalarbeiten - Vorträge - Exkursionen werden generell 50 Sonderdrucke kostenlos hergestellt. Andere oder zusätzliche Sonderdrucke von Arbeiten, sowie Abbildungen in Farbe sind explizit zu bestellen und werden in Rechnung gestellt.

Die Zeitschrift erscheint einmal jährlich mit Ausgabe September/Oktober.

Alle Einzelarbeiten in den Kategorien Originalarbeiten - Vorträge - Exkursionen sind ab Band 142 (1997) auch als PDFs veröffentlicht.

ÖMG-Homepage: <http://www.univie.ac.at/Mineralogie/Oemg.htm>

(<http://www.earthsciences.uibk.ac.at>)

Zusendung von Manuskripten an: Friedrich Koller, Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien (E-Mail Adresse: Friedrich.Koller@univie.ac.at).

Zusendung von neu angenommenen Manuskripten via E-Mail an: Richard.Tessadri@uibk.ac.at