MinPet 98 22. bis 27. September 1998 Pörtschach Am Wörthersee/Kärnten

KURZVORTRÄGE UND POSTER



THE GEOMETRY OF STABLE ISOTOPE FRONTS: INTER-MINERAL FRACTIONATIONS AND FRONT RETARDATION

by

R. Abart

MinPet 98

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

The significance of stable isotope fronts

The investigation of processes of material transport during metamorphism is a scientific challenge, on the one hand, and it is of paramount interest for the genesis of mineral deposits, on the other. The fluid in voids and pore spaces is the most efficient transport medium in solid rocks. In general, most of the pore fluid that was present during metamorphism is removed through compaction and textural evidence of fluid pathways is usually obliterated by deformation and continuous recrystallization before a metamorphic rock becomes amenable to petrographic observation. The extent of and the processes involved in material transport during metamorphism can usually only be inferred from indirect evidence such as anomalous mineralogical, chemical, and/or isotopic compositions. In this context geochemical fronts, in particular stable isotope fronts, are of interest. Initially sharp compositional fronts that may exist in the pore fluid at lithologic boundaries may be degraded and displaced by molecular diffusion in the fluid and by fluid advection. Changes in the isotopic composition of the pore fluid may then be monitored by the solid constituents of the rocks through mineral-fluid isotopic exchange. The isotopic patterns imprinted on a rock in such a way are an enduring evidence and informative record of the extent and of the mechanisms involved in fluid bound material transport. Stable isotope patterns of extinct systems reflect the integrated effects of a variety of processes that were active in parallel or sequentially over geological times. The major problem in the analysis of stable isotope fronts is to disentangle the effects from different processes.

The systematics of inter-mineral stable isotope fractionations

The geometries of the fronts, i.e. front positions and front distensions, recorded by the various monitoring phases of a rock depend on the mechanisms, relative rates, and extent of material transport and mineral-fluid exchange. Both diffusive tracer transport and kinetically controlled mineral-fluid exchange may contribute to front distension and it is generally not possible to distinguish between these two processes from stable isotope fronts if the isotopic compositions of only one mineral or bulk rock compositions are analyzed (BAKER & SPIEGELMAN, 1995).

The relative contributions from the two mechanisms may, however, be obtained from front geometries if several monitoring phases are analyzed simultaneously. In this case, the spatial variation of the inter-mineral fractionations may give evidence of the extent of grain-scale equilibration during fluid-rock interaction and hence allow to estimate the contribution of exchange kinetics to front distension (ABART & SPERB, 1997).

Fluid - solid partitioning and front retardation

The propagation of a stable isotope front in a rock the solids of which exchange the tracer isotope with the fluid, is retarded with respect to the front that would develop in the pore fluid if the constituent solids did not exchange isotopically with the fluid. In the case of equilibrium exchange, front retardation is only a function of the partitioning of the tracer isotope between fluid and the solids of the rock, i.e. it only depends on the proportion of the tracer that is hosted in the transport medium as compared to the amount of tracer hosted in the solid phases of the rock (e.g. BICKLE & BAKER, 1990). As the mineral-fluid partitioning is different for individual isotope systems, the relative positions of different isotope fronts may provide information on fluid composition. In the case of disequilibrium, kinetically controlled mineral fluid exchange may also contribute to front retardation. In the extreme case, where isotopic exchange of different tracers is primarily controlled by reaction kinetics, retardation may become largely independent of the fluid and rock chemical compositions. In such case transport and exchange may be regarded as essentially decoupled. Decoupling of transport and exchange may also arise from focussed and episodic transport such as flow along fracture networks. The extent of decoupling of transport and exchange may be identified from the degree of retardation of different tracer fronts with respect to each other.

Conclusions

For the quantitative interpretation of stable isotope fronts in terms of integrated fluxes, the duration of fluid-rock interaction and the rates and relative contributions of diffusive and advective tracer transport it is crucial to estimate the degree of grain-scale isotopic equilibration and the coupling of transport and exchange. The spatial systematics of the inter-mineral fractionations and the relative retardation of fronts from different tracers may provide this information. Both these features are observables in extinct systems the field geologist is usually confronted with and should hence be considered routinely in the analysis of stale isotope fronts.

References

- ABART, R. & SPERB, R. (1997): Grain-scale stable isotope disequilibrium during fluid-rock interaction 1: analytical solutions for advective-dispersive transport and coupled first-order kinetic mineral-fluid exchange. Am. Journal of Science, 297, 679-706.
- BICKLE, M. & BAKER, J. (1990): Migration of reaction and isotopic fronts in infiltration zones: assessment of fluid flux in metamorphic terrains. Earth and Planetary Science Letters, 98, 1-13.
- BAKER, J. & SPIEGELMAN, M. (1995): Modeling an infiltration-driven geochemical front. Earth and Planetary Science Letters, 136, 87-96.

¹³C/¹²C AND ¹⁸O/¹⁶O MEASUREMENTS IN SILICATES, OXIDES AND CARBONATES: A NEW FACILITY AT KARL-FRANZENS-UNIVERSITY GRAZ

by

R. Abart¹, A.V. Bojar¹, & H. Fritz²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, A-8010 Graz ²Institut für Geologie & Paläontologie, Universität Graz, A-8010 Graz

Analytical facilities

A new stable isotope laboratory has been set up at earth sciences of Karl-Franzens-University Graz. The analytical facilities comprise an isotope ratio mass spectrometer of the type Finnigan MAT - Deltaplus, an automated facility for carbon and oxygen stable isotope analysis of carbonates of the type Finnigan MAT - Kiel II, and a laser fluorination line designed by Z. Sharp for extraction of oxygen from silicates and oxides.

Carbonate analysis

The Kiel II device performs fully automated extraction of CO_2 form carbonates by reaction of the samples with 103 % phosphoric acid at 70°C (McCREA, 1950). The amount of sample required is only 0.02 to 0.2 mg equivalent carbonate in the form of rock powder. Each sample is reacted with a separate aliquot of acid to minimize memory effects. The CO_2 produced by the reaction is cleaned from volatile components other than CO_2 cryogenically, and it is then admitted into the mass spectrometer for measurement of the relative abundances of masses 44, 45 and 46.

The internal CO₂ reference gas was calibrated against the NBS-18 international calcite standard. The Keil II device was then tested with repeated measurements of the NBS-18 and an interlaboratory comparison standard IS-1 (Sölker Marmor). A test series comprised of 125 repeated NBS-18 analyses yielded and excellent external precision of $1\sigma = 0.03 \%$ for δ^{13} C and $1\sigma = 0.07 \%$ for δ^{18} O. The accuracy of the system as tested by comparison of IS-1 measurements to measurements done in other laboratories is better than 0.1 ‰ in both the carbon and oxygen systems.

Silicate and oxide analysis

The laser extraction line for silicates and oxides is based on the fluorination method first introduced by CLAYTON & MAYEDA (1963) and modified for application of a CO_2 laser as a heating device by SHARP (1992). Silicate or oxide grain separates of 1 - 2 mg are reacted with a BrF₅ atmosphere. By heating of the sample with a defocussed 25 Watt CO_2 laser in continuous mode reaction is usually completed within 60 to 120 seconds, depending on the material reacted. The O_2 liberated in the course of the fluorination reaction is then cleaned from volatile components other than O_2 cryogenically and via a heated KBr adsorber. The reaction yield is measured routinely and molecular O_2 is admitted for measurement of the masses 32, 33, and 34 into the mass spectrometer. Transfer of molecular O_2 is done by freecing on zeolite molecular sieves with liquid nitrogen.

The internal O₂ reference gas was calibrated by measruing against oxygen of known composition and it was then tested by analyzing the international quartz and biotite standards NBS-28 and NBS-30 and an interlaboratory comparison garnet standard UWG-2 issued by VALLEY et al. (1995). For NBS-30 biotite we get a mean value of $\delta^{18}O$ (SMOW) = 5.04 %₀ (accepted value 5.1 ± 0.2 %₀) and an external reproducibility of 0.25 %₀ (1 σ). For UWG-2 we get a mean of $\delta^{18}O$ (SMOW) = 5.84 %₀ (accepted value 5.74 ± 0.15 %₀) and a reproducibility of 0.15 %₀ (1 σ). Both these values are in excellent agreement with the internationally accepted standard compositions. For NBS-28 quartz we get systemtically low $\delta^{18}O$ - values of 8.9 %₀ relative to SMOW (accepted value 9.6 ± 0.1 %₀). This is a problem that is inherent in the use of CO₂ laser for the fluorination of quartz as reported by FOUILLAC & GIRARD (1995). As the offset is constant and reproducible for different grain sizes and experimental conditions, it can be corrected for in routine analyses of quartz.

The system potentially offers also the possibility to do in-situ analyses of silicates and oxides. Testing of this possibility is underway.

References

- CLA YTON, R.N. & MAYEDA, T.K. (1963): The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. - Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 43-52.
- FOUILLAC; A.M. & GIRARD, J.P. (1995): Laser oxygen isotope analysis of silicate/oxide grain separates: evidence for a grain size effect. - Chemical Geology, 130, 31-54.
- McCREA, J.M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. Jour. Chem. Physics, 18/6, 849-857.
- SHARP, Z.D. (1992): In situ laser microprobe techniques for stable isotope analysis. Geochim. Cosmochim. Acta, 101, 3-19.
- VALLEY, J.W., KITCHEN, M., KOHN, M.J., NIENDORF, C.R. & SPICUZZA, M.J. (1995): UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratios: strategies for high precision and accuracy with laser heating. - Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 5223-5231.

SIND UWAROWITE RHOMISCH, MONOKLIN ODER TRIKLIN ? EINKRISTALLUNTERSUCHUNG AN UWAROWITEN VON SARANOV (URAL) MIT SYNCHROTRON- UND CCD-DATEN

von

M. Andrut¹, M. Wildner¹, & Th. Zeiske²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, A-1090 Wien ²Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Tübingen, c/o HMI Berlin

Granate, insbesondere Ugrandite, zeigen oft "anomale" Doppelbrechung. Häufig handelt es sich dabei um Spannungsdoppelbrechung verursacht durch Einschlüsse, plastische Deformation, chemische Zonierung oder Gitterfehlpassungen an Subkom- oder Zwillingsgrenzen. Der mögliche Einfluß von Hydroxylgruppen auf anomales optisches Verhalten wurde von AINES & ROSSMAN (1986) diskutiert. Über Symmetrieerniedringung aufgrund von Kationenordnung auf der oktaedrischen oder dodekaedrischen Punktlage des Granats wurde bisher u.a. von TAKÉUCHI et al. (1982), ALLEN & BUSECK (1988), KINGMA & DOWNS (1989) oder GRIF-FEN et al. (1992) berichtet.

Anstoß zu den hier vorliegenden Untersuchungen gaben elektronische und infrarotspektroskopische Absorptionsmessungen an Uwarowiten aus Saranov (Ural), die ausgeprägt anisotropes optisches Verhalten sowie Domänenbau zeigen (ANDRUT et al., 1998). Die rhombendodekaedrischen Kristalle erreichen eine Größe bis zu 5mm. Untersuchungen an (110)-orientierten Kristallschnitten zeigen eine Orientierung der Domänengrenzen parallel zur {110}-Form. Jede der maximal 500 µm großen Domänen löscht einheitlich aus, aber je nach Schnittlage nicht immer gerade in Bezug auf eine kubische Hauptgitterrichtung. Mikrosonden-Profilanalysen belegten die chemische Homogenität der Kristalle, auch über die Domänengrenzen hinweg. Auf der Basis von 12 Sauerstoffen ergibt sich die kristallchemische Formel $Ca_{3.07}Cr_{1.38}Al_{0.57}[Si_{2.95}O_{12}]$, weiters wurden Titan (0.05 a.p.f.u.) und Spuren von Eisen und Mangan (< 0.01 a.p.f.u.) nachgewiesen.

Infrarotmessungen im Bereich der OH-Valenzschwingungen belegen außerdem den strukturellen Einbau von Hydroxylgruppen. Abschätzungen aus den linearen Extinktionskoeffizienten deuten auf einen Wassergehalt in der Größenordnung von 0.5 Gew.% hin. Für die Strukturuntersuchungen wurde ein einschlußfreier Würfel von 70 µm Kantenlänge aus einer Domäne geschnitten. Die Synchrotronmessungen wurden auf einem HUBER-Vierkreisdiffraktometer im HASYLAB am DESY Hamburg mit einer Wellenlänge von 0.5603 Å durchgeführt. Aufgrund der geringen zur Verfügung stehenden Meßzeit konnten aber nur 3020 Reflexe bis $2\theta = 38^{\circ}$ gesammelt werden. Die Gitterparameter wurden aus 90 Reflexen bestimmt. Außerdem wurden von demselben Kristall 6553 Reflexe mit MoK α -Strahlung bis $2\theta = 56^{\circ}$ auf einem NONIUS-Kappa-CCD-Vierkreisdiffraktometer gemessen, die Gitterkonstantenverfeinerung wurde mit allen Reflexen durchgeführt.

Beide Messungen belegen eindeutig die Abweichung der Uwarowitstruktur von der kubischen Symmetrie, sowohl in Bezug auf die Zellmetrik als auch auf die Intensitätsverteilung kubisch äquivalenter Reflexe. Folgende Gitterparameter wurden a) aus Synchrotrondaten bzw. b) aus CCD-Daten ermittelt:

a)	a = 11.9686(5) Å	b = 11.9677(5)Å	c = 11.9690(5) Å
	$\alpha = 90.014(4)^{\circ}$	$\beta = 90.142(4)^{\circ}$	γ = 89.999(4)°
b)	a = 11.9790(4) Å	b = 11.9772(5)Å	c = 11.9798(5) Å
	$\alpha = 90.006(3)^{\circ}$	$\beta = 90.151(3)^{\circ}$	$\gamma = 90.002(3)^{\circ}$

Tabelle 1 faßt u.a. die sich nach Zelltransformationen (der CCD-Gitterparameter) ergebenden plausiblen Aufstellungen im Vergleich zur Raumgruppe Ia $\overline{3}$ d zusammen.

Kristallsystem	Kubisch	Rhombisch	Monoklin I	Monoklin II	Monoklin III	Triklin
Raumgruppe	Ia 3 d	Fddd	I2/a	I2/a	I2/a	ΙĪ
a [Å]	11.979	11.977	11.979	10.383	10.364	11.979
b [Å]	11.977	16.919	11.977	16.919	16.964	11.977
c [Å]	11.980	16.964	11.980	10.383	10.365	11.980
α [°]	90.01	90.00	90.01	90.01	90.00	90.01
β [°]	90.15	90.00	90.15	109.55	109.41	90.15
γ [°]	90.00	89.99	90.00	90.00	90.00	90.00
R _i [%]	4.44	2.20	2.01	1.90	1.87	1.29
Reflexe	6553	6553	6553	6553	6553	6553
Datensatz	179	1010	1891	1897	1830	3303
Daten [F.>4o(F.)]	174	893	1544	1536	1504	2526
RG-Verletzungen	144	17	5	5	9	_
< I > RG-Verletzungen	62.7	70.0	27.5	95.6	70.1	-
wR2 [%]	8.35	6.36	6.84	6.85	6.64	6.84
R1 [%] [F_>40(F_)]	2.84	2.71	2.67	2.66	2.61	2.48
GooF	2.18	1.51	1.16	1.18	1.16	1.04

Tabelle 1

Gitterparameter und Details der Intensitätsmessungen und Strukturverfeinerungen der für Uwarowit von Saranov in Frage kommenden Zellaufstellungen. Die E-Wert-Statistik der schwachen Reflexe deutet eine zentrische Struktur an, außerdem wurden keine Verletzungen der I-Zentrierung (bzw. der F-Zentrierung der rhombischen Zelle) beobachtet. Aus Gründen der besseren Vergleichbarkeit wurden die I-Zentrierungen wenn möglich den Standardaufstellungen vorgezogen. Für die resultierenden Raumgruppen wurden Strukturverfeinerungen einschließlich des Cr : Al-Verhältnisses auf oktaedrischen Positionen mit dem Programm SHELXL-97 auf F2 durchgeführt. Relevante Details der Verfeinerungen sind ebenfalls in Tabelle 1 enthalten. Der interne R-Wert, die Anzahl der Raumgruppenverletzungen und die verschiedenen Gütewerte der Verfeinerungen zeigen eindeutig die Abweichung von der Raumgruppe Ia3d. Eine Bevorzugung einer der niedrigsymmetrischen Raumgruppen ist allein auf grund dieser Parameter jedoch nicht signifikant. Nur der gute R_i-Wert der triklin gemittelten Daten und die geringe mittlere Intensität der Raumgruppenverletzungen im Modell "Monoklin I" heben sich von den Durchschnittswerten ab.

Kristallographisch unterscheiden sich die verschiedenen Modelle aufgrund der Symmetrieerniedrigung natürlich in der Anzahl und Punktsymmetrie der für Si, Cr/Al, bzw. Ca zur Verfügung stehenden Punktlagen. Diese sind in Tabelle 2 aufgeführt (Sauerstoff besetzt immer allgemeine Punktlagen). Strukturell zeigen sich in den Verfeinerungen Abweichungen von der kubischen Symmetrie vor allem in unterschiedlichen mittleren Si–O-bzw. Cr/Al–O- Bindungslängen, sowie in variierenden Cr : Al - Verhältnissen der jeweils besetzten Positionen (Tab. 2).

Kristallsystem	Kubisch	Rhombisch	Monoklin I	Monoklin II	Monoklin III	Triklin
Raumgruppe	Ia 3 d	Fddd	I2/a	I2/a	I2/a	IĪ
Si-Positionen	4	1, 2	1(2×), 2(2×)	l <i>(</i> 3×)	1 <i>(3×)</i>	1 <i>(</i> 6×)
Cr/Al-Positionen	3	<u>1</u> (2 ×)	<u>1</u> (4×)	<u>l</u> (4×)	<u>l</u> (4×)	<u>1 (8×)</u>
Ca-Positionen	222	1, 222(2×)	1(2×), 2(2×)	1(2×), 2(2×)	1(2×), 2(2×)	1 <i>(</i> 6×)
<si-o>_{min/max}</si-o>	1.652	1.649/1.654	1.648/1.654	1.648/1.654	1.648/1.653	1.647/1.654
<cr al-o="">min/max</cr>	1. 9 77	1.969/1.986	1.969/1.987	1.969/1.988	1.967/1.987	1.967/1.989
X _{Crmin/max}	0.70	0.53/0.85	0.50/0.91	0.52/0.87	0.48/0.85	0.45/0.89

Tab. 2

Punktsymmetrie und Anzahl der Kationenpositionen, mittlere Me–O-Abstände und Cr-Fraktionen der für Uwarowit von Saranov in Frage kommenden Zellaustellungen.

Die SiO₄-Tetraeder bilden jeweils zwei Gruppen mit mittleren Si–O-Abständen von etwa 1.647 und 1.654 Å (1.652 Å in Ia 3 d). Ob diese Unterschiede auf den geordneten Einbau von Ti⁴⁺ auf die Si-Position oder auf die Hydrogranatsubstitution 4(OH) \Leftrightarrow SiO₄ zurückzuführen sind, sollen weitere IR-Untersuchungen klären.

Die mittleren Bindunglängen im Oktaeder variieren zwischen 1.967 Å und 1.989 Å (1.977 Å in Ia $\overline{3}$ d) und korrelieren sehr stark mit dem Cr:Al-Verhältnis, welches sich zwischen 45 : 55 und 91:9 bewegt (70:30 in Ia $\overline{3}$ d). Eine Gruppierung der mittleren Metall–Sauerstoff-Abstände (und damit auch der Cr Al-Besetzungsverhältnisse) ist zwar wieder zu beobachten, aber nicht so ausgeprägt wie bei den SiO₄-Tetraedern.

Im Fall der "Monoklin I" und der "Triklin" Verfeinerungen widersprechen auch die anisotropen Verschiebungsparameter der Aufteilung in zwei Gruppen. Im Gegensatz zu den SiO₄- und Cr/AlO₆-Polyedern lassen die CaO₈-Polyeder überhaupt keine signifikanten Unterschiede zwischen den einzelnen Verfeinerungen bzw. zu der kubischen Struktur erkennen. Die mittleren Ca–O-Abstände betragen einheitlich 2.422 Å.

Die in den verschiedenen Verfeinerungen beobachteten Strukturdetails lassen vorerst keine eindeutige Festlegung der Raumgruppe des Uwarowits von Saranov zu. Weitere Strukturanalysen an Uwarowiten anderer Lagerstätten bzw. Cr Al-Verhältnisse sowie zusätzliche IR-spektroskopische und optische Untersuchungen sollen zur Klärung beitragen.

Literatur

- ANDRUT, M., WILDNER, M. & ZEISKE, TH. (1998): Optisch isotropes und anisotropes Verhalten von Uwarowit im Bereich 35000cm⁻¹ - 3000cm⁻¹. - Eur. J. Min., Beih. (im Druck)
- AINES, R.D. & ROSSMAN, G.R. (1984): Water contents of mantle garnets. Geology, 12, 720-723
- ALLEN, F.M. & BUSECK P.R. (1988): XRD, FTIR and TEM studies of optically anisotropic garnets. Amer. Min. 73, 568-584
- GRIFFEN, D.T., HATCH, D.M., PHILLIPS, W.R. & KULAKISIZ, S. (1992): Crystal chemistry and symmetry of a birefringent tetragonal pyralspite75grandite25 garnet. Amer. Min. 77, 399-406
- KINGMA, K.J. & DOWNS, J.W. (1989): Crystal structure analysis of a birefringent andradite. Amer. Min. 74, 1307-1316
- TAKÉUCHI, Y., HAGA, N., UMIZU, S. & SATO, G. (1982): The derivative structure of silicate garnets in grandite. - Z. Krist. 158, 53-99

ENTWÄSSERUNGSVERHALTEN VON MULLIT-PRECURSOREN

von

A. Beran¹, H. Schneider² & D. Voll¹

MinPet 98

 ¹Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien
 ²Deutsches Zentrum für Raum- und Luftfahrt, Institut für Werkstoff-Forschung Porz-Wahnheide, Linder Höhe, D-51140 Köln

Mullit ist eine der wichtigsten keramischen Phasen. Für spezielle Anwendungen ist die Synthese von hochreinen und ultrafeinen Precursor-Pulvern ein wesentliches Erfordernis. Die Precursoren stöchiometrischer $(3Al_2O_3.2SiO_2)$ -Mullite werden über Sol-Gel-Prozesse aus den metallorganischen Ausgangsstoffen Aluminium-sek.-butylat, Al(OBu^S)₃ und Tetraethylortho-silikat, TEOS hergestellt. Die Synthese von "Typ I"-Precursoren erfolgt über eine langsame Hydrolyse, "Typ III"-Precursoren werden durch schnelle Hydrolyse, mit H₂O im Überschuss synthetisiert. Die Precursoren wurden zwischen 200 und 1000°C in 100°C-Schritten jeweils 15 Stunden wärmebehandelt, danach thermogravimetrisch untersucht und der analytische Wassergehalt elektrolytisch bestimmt. Bei den Typ I-Precursoren nimmt der Wassergehalt (etwa 25 Gew.%) bis 800°C kontinuierlich ab und verringert sich zwischen 800 und 900°C von etwa 12 auf 2 Gew.%. Oberhalb 900°C erfolgt Mullitbildung. Die Entwässerungskurve der Typ III-Precursoren zeigt zwischen 400 und 600°C ein Plateau mit etwa 20 Gew.%, bei 900°C beträgt der Wassergehalt noch 14 Gew.%. Hier verringert sich der Wassergehalt zwischen 900 und 1000°C auf 2.5 Gew.% und es kommt zur Bildung von γ -Al₂O₃.

FTIR spektroskopische Untersuchungen im OH-Streckschwingungsbereich und im Bereich der (H₂O/OH)-Kombinationsschwingungen zeigen für beide Precursor-Typen die Anwesenheit von OH-Gruppen und H₂O-Molekülen. Die breiten Streckschwingungsbanden lassen sich in vier Einzelbanden "entfalten" und H-brückengebundenen und freien OH-Gruppen bzw. H₂O-Molekülen zuordnen (3585 und 3225 bzw. 3440 und 2960 cm⁻¹). Typ I-Precursoren zeigen eine kontinuierliche Zunahme des OH/H₂O-Verhältnisses bis 600°C, zwischen 600 und 700°C erfolgt eine diskontinuierliche Verringerung dieses Verhältnisses und zwischen 800 und 900°C eine erneute Zunahme. Diese Diskontinuität wird durch Rekombination von OH-Gruppen zu H₂O-Molekülen oberhalb 600°C erklärt, wobei ein Teil der H₂O-Moleküle in geschlossenen Netzwerk-Poren festgehalten wird und erst bei 800°C über Mikrorisse entweicht. Das OH/H₂O-Verhältnis des Typ III-Precursors bleibt während des Entwässerungsvorganges relativ konstant.

HERCYNIAN- AND PERMIAN METAMORPHISM IN THE EASTERN PART OF THE AUSTROALPINE BASEMENT (EASTERN ALPS)

by

R. Berka, K. Schmidt, R. Schuster & W. Frank

MinPet 98

Institut für Geologie, Universität Wien Geozentrum, Althanstraße 14, A-1014 Wien

Introduction

During the last few years geochronological data has given more insight into the Prealpine history of the easternmost part of the Austroalpine basement units (HANDLER, 1994; MÜLLER, 1994; DRAGANITS, 1996). In this study, additional age data are presented which indicate a contrasting thermal history of these units in Hercynian time. The most important result is that the upper part of the Semmering Unit (Grobgneis Unit), termed the Strallegg Complex, has to be separated from the rest, due to its different Permo-Triassic thermal imprint.

In the eastermost part of the Eastern Alps, Austroalpine basement units overlie the Pennin of the Rechnitz Windows. The Austroalpine unit is divided from bottom to the top into the Lower Austroalpine Wechsel-, Waldbach-, and Semmering (Grobgneis) Units. Above these, eclogite bearing basement occurs in the Sieggraben-, Schäffern- and Kirchschlag Klippe. In the north the Troiseck Floning Unit and its continuations, the Mahdtal and Drahtekogel Klippen overlie the Semmering Unit. The Vöstenhof crystalline unit is located within the Greywacke zone (e.g. DALLMEYER et al., 1998).

Prealpine metamorphic evolution of the units

In the *Wechsel Unit* the Wechselgneisses are overlain by Wechselschists. Phengitic mica in the gneisses yield Ar-Ar ages of c. 360 Ma, documenting an early Hercynian metamorphic imprint. The overlying Wechselschists experienced their first metamorphic imprint in Permian time, at c. 245 Ma. Fine grained paragonitic mica of the gneisses have Ar-Ar ages in the same range (MÜLLER, 1994).

For the Waldbach Complex FAUPL (1972) estimated Prealpine metamorphic conditions of upper amphibolite facies with, local partial melting of the rocks. It is characterised by abundant intermediate orthogneisses and various amphibolites. No geochronological data are available.

The Semmering Unit consists of phyllitic mica schists, porphyric granite gneisses (Grobgneis), subordinate gabbros, and a Permo-Mesozoic cover series. In cases of an Alpine overprint the Prealpine assemblages are only partly preserved. Garnet and an old mica generation represent relics of at least upper greenschist metamorphic conditions. The age of the Prealpine imprint is yet not clear. For the porphyric orthogneisses SCHARBERT (1990) determined a Hercynian Rb-Sr whole rock isochron of 338 ± 12 Ma. whereas three Rb-Sr whole rock- muscovite isochrons vielded Permian ages of 249 - 277 Ma (MÜLLER, 1994), Lazulite-quartz veins of Permian age (246 ± 23 Ma BERNHARD, 1998) are another argument for a low grade Permian imprint. In addition, there are mica schists characterised by abundant pseudomorphs of staurolite and up to 2 mm large ilmenite flakes, which are difficult to differentiate from the phyllitic mica schists. They are often associated with fine-grained granitic gneisses and pegmatites. WIESENEDER (1981) called them the Tommer schist. In the Sopron area DRAGA-NITS (1996) uses the term Sopron Series. The schists are characterised by Prealpine garnetstaurolite assemblages, indicating medium-P amphibolite facies metamorphic conditions. During the Alpine overprint, staurolite was pseudomorphosed by chloritoid and white mica. Garnets show a distinct Alpine overgrowth.

Further, there are lithologies characterised by a medium to high grade high temperature/low pressure (HT/LP) imprint which are referred to as the *Strallegg Complex* (WIESENEDER, 1981). In the Sopron area (Òbrennberg Kaltes Bründl Series, DRAGANITS, 1996) and between Strallegg and Hartberg (Strallegg gneisses) these rocks overlie the Semmering unit, whereas near Mürzzuschlag (Traibach schists) the relationships are obscured by an intense tectonic overprint. The Strallegg unit is characterised by aluminosilicate bearing biotite-rich metapelites which exhibit clear evidence for two pre-Alpine metamorphic events. Further, it is composed of polyphase micaschists, amphibolites, fine-grained granitic gneisses and pegmatites. In the biotiterich metapelites, large almandine-rich garnets and relicts of staurolite and ilmenite form the oldest mineral assemblage, suggesting a similar early metamorphic history to the Tommer schist.

The second event, a HT/LP metamorphism, resulted in prograde staurolite breakdown and formation of andalusite by the reaction staurolite + muscovite = andalusite + biotite + garnet. Sillimanite in shear bands, which cut through andalusite, is the youngest pre-Alpine aluminosilicate phase. Mica schists with garnet and up to 8 cm large pseudomorphs after andalusite occur in the area of Hartberg. They experienced their first imprint during the HT/LP metamorphic event. Amphibolites typically show assemblages of hornblende + clinopyroxene + plagioclase. In the southern part of the Strallegg Complex and in the Sopron area, the beginning of migmatisation of the rocks is visible. The HT/LP metamorphism reached up to 650°C at about 4 kbar, which represents a geothermal gradient of more than 40°C/km. The pre-Alpine minerals suffered alteration during the Alpine overprint. Chloritoid + staurolite + white mica \pm kyanite replaced andalusite, biotite reacted to muscovite + ilmenite and plagioclase to muscovite + biotite. Alpine almandine-rich garnets grew preferentially within plagioclase pseudomorphs.

Garnet of the Traibach schists related to the first metamorphic imprint yielded a garnet-whole rock isochron age of 320 ± 2 Ma, which fits well with electron microprobe ages on monazite of 310 ± 17 and 323 ± 25 Ma (BERNHARD, 1998). Therefore, the first metamorphic event can be assumed as Hercynian in age.

For the HT/LP imprint, a Permian age has been determined; a Rb-Sr muscovite-plagioclase-whole rock isochron of a biotite-rich, andalusite and sillimanite bearing metapelite from the Sopron area yielded an age of 283 ± 7 Ma. The Sm-Nd garnet-biotite-whole rock isochron age of garnet + biotite + quartz rock from the same locality is 263 ± 3 Ma. For garnet cores of a mica schist form Hartberg 276 ± 4 Ma was determined (Sm-Nd garnet-whole rock isochron). Fine grained orthogneisses and pegmatites from the southern, partly migmatised part of the unit are in the range of 230 to 260 Ma old (SCHARBERT, 1990). A pegmatite from the Traibach schists yielded a Rb-Sr muscovite-whole rock isochron of 244 ± 3 Ma and an Ar-Ar muscovite plateau age of 240 ± 2 Ma.

The *Troiseck Floning Unit* and its continuations the Mahdtal and Drahtekogel Klippen are composed of gneisses, amphibolites, mica schists and subordinate pegmatites. In the north, they are transgressed by Permo-Mesozoic sediments. Geochronological data cover a wide range of the Hercynian period: A hornblende Ar-Ar plateau age from the Drahtekogel Klippe is 358 ± 3 Ma, Rb-Sr muscovite-whole rock isochrons are about 330 Ma (HANDLER, 1994) and Ar-Ar total gas ages of muscovite yielded 313 ± 2 Ma and 309 ± 2 Ma.

The paragneisses and amphibolites of the Vöstenhof crystalline rocks are the basement of the Permo-Skythian Silbersberg Series (SCHMIDT et al., 1998). They form the Silbersberg Nappe, which is located between the upper Noric Nappe and the lower Veitsch Nappe of the eastern Greywacky Zone. Mica from paragneisses shows cooling ages of 382 ± 4 Ma and 385 ± 5 Ma respectively.

Conclusions

The Vöstenhof crystalline of the Silbersberg Nappe shows the oldest Ar-Ar muscovite cooling ages of c. 380 Ma. After that it always had a shallow tectonic position.

An early Hercynian metamorphic imprint of c. 360 Ma is present in the Wechsel Unit and in the Drahtekogel Klippe, which is part of the Troiseck Floning unit.

Typical Hercynian ages of c. 340 - 320 Ma and related cooling ages of c. 310 Ma have been recorded in the Troiseck Floning Unit. In the Strallegg Complex, a first metamorphic peak at about 320 Ma is recognised; Hercynian cooling ages were destroyed by later techtonothermal overprinting.

A Permo-Triassic thermal imprint of low-grade metamorphic conditions can be found in the Wechsel and probably the Semmering Unit. The medium to high grade HT/LP event of the Strallegg Complex is Permian in age.

The Strallegg Complex has a very similar Prealpine evolution as the Saualpe-Koralpe Complex, but a different Alpine overprint (HABLER & THÖNI, 1998; SCHUSTER et al. 1998). The Permo-Triassic and Alpine (SCHMIDT, 1998) metamorphic imprint is also significantly different from that of the Semmering Unit. Therefore, it has to be separated from the Lower Austroalpine Units.

References

- BERNHARD, F., SCHITTER, F. & FINGER, F. (1998): Zur Alterstellung der Lazulith-Quarz Gänge im unterostalpinen Grobgneiskomplex der Nordoststeiermark und des südlichen Niederösterreich. – Mitt. Naturwiss. Vereins Steiermark, submitted.
- DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of Thrusting within a Thick-Skinned Tectonic Wedge: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb-Sr Ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. – J. Geol., 106, 71-86.
- DRAGANITS, E. (1996): Kristallingeologische Neubearbeitung des südlichen Ödenburger Gebirges, Burgenland (Österreich). - Diplom. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 150pp, Wien.
- FAUPL, P. (1972): Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 63 (1970), 119-127.
- HABLER, G. & THÖNI M. (1998): Die prämesozoische Niederdruckmetamorphose in der polymetamorphen Gneisgruppe der NW Saualpe (Arbeitsgebiet N von Knappenberg/Kärnten). – Mitt.Österr.Miner.Ges., 143, 287-290.
- HANDLER, 1994: ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. – Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 143pp, Graz.
- MÜLLER, W. (1994): Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechsel-Gebietes (Niederösterreich). - Dipl. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 267pp, Wien.
- SCHARBERT, S. (1990): Rb-Sr Daten aus dem Raabalpenkristallin. In: PEINDL, P., NEUBAUER, F. MOY-SCHEWITZ, G., REINDL, H. & WALLBRECHER, E. (1990): Die geologische Entwicklung des südlichen Raabalpen- und Wechselkristallins. - Excursion guide TSK III Exkursion "Raabalpen- und Wechselkristallin" 24. April 1990. Geol. Inst. Univ.Graz, 22-25.
- SCHMIDT, K., FRANK, W. & BERKA, R. (1998): Timing and conditions of metamorphic events along a profile from the base of the Northern Calcareous Alps to the Austroalpine basement units (Lower Austria-Styria). – Mitt.Österr.Miner.Ges., 143, 379-381.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & ABART, R. (1998): Permo-Triassic high temperature/low pressure metamorphism in Austroalpine basement units (Eastern Alps). – Mitt.Österr.Miner.Ges., 143, 383-386.
- WIESENEDER, H. (1981): Gesteinsserien und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Oststeiermark. – Fortschr. Miner., 59/2, 167-178, Stuttgart.

ELECTRON MICROPROBE AGES OF MONAZITE AND XENOTIME FROM THE AUSTROALPINE BASEMENT UNITS OF THE FISCHBACHER ALPEN, STYRIA, AUSTRIA

by

F. Bernhard¹, F. Finger², F. Schitter², R. Berka³ & R. Schuster³

MinPet 98

 ¹Institut für Technische Geologie & Angewandte Mineralogie Technische Universität Graz, Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz
 ²Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg
 ³Institut für Geologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1014 Wien

Introduction and regional geology

The Austroalpine basement between the Mürztal and the crest of the Fischbacher Alpen, Styria, consists predominantly of the Lower Austroalpine Semmering unit. It comprises mainly phyllites and phyllitic micaschists, subordinate concordant granitoid gneisses of Carboniferous age (Grobgneis), and is covered by Permo-Mesozoic sediments. Alpine metamorphism reached greenschist facies conditions, the typical mineral assemblage in the metapelites is quartz + muscovite + chlorite \pm albite \pm chloritoid \pm epidote \pm kyanite. Garnet and a part of the white mica represent relics of a pre-Alpine metamorphism.

In addition, there are two lithologies which are dominated by pre-Alpine textures and mineral assemblages, the Tommer schists and the Traibach schists. In the field they can be recognised by abundant pseudomorphs and are therefore termed "Pseudomorphosen-Schiefer".

Schists of the Tommer type are characterized by a garnet-staurolite assemblage indicating pre-Alpine medium-P amphibolite facies metamorphic conditions. During the Alpine overprint, staurolite is replaced by chloritoid and white mica. Garnets show a distinct Alpine overgrowth. The Traibach schists in the area Traibachgraben-Freßnitzgraben exhibit evidence for two pre-Alpine metamorphic events. Large garnets with locally staurolite inclusions feature the oldest phase, suggesting a similar early metamorphic history as the Tommer schist. The second event, a high-T, low-P metamorphism, resulted in prograde staurolite breakdown and formation of a biotite-andalusite assemblage with locally sillimanite. The pre-Alpine minerals suffered severe alteration during the Alpine overprint. Chloritoid + staurolite + white mica ± kyanite replaced andalusite, biotite reacted to muscovite + ilmenite and plagioclase to muscovite + biotite. Alpine garnets grow preferably within plagioclase pseudomorphs. A characteristic feature of both types of "Pseudomorphosen-Schiefer" are discordant leucocratic granitoid veins and dikes and tourmaline-bearing pegmatites. About 10 major occurrences of hydrothermal lazulite-quartz veins are known in the Fischbacher Alpen. These up to one meter wide veins are located in the phyllitic micaschists and the Tommer schists. Some veins clearly crosscut an older, most probably Variscan foliation. On the other hand, lazulite-quartz veins are also affected by the Alpine metamorphic overprint, and show local recrystallisation, alteration and remobilisation. An alteration zone with Mg-rich chlorites accompanies the veins.

The ages of the two pre-Alpine metamorphic events (Carboniferous-Permian?), as well as the formation age of the lazulite-quartz veins are uncertain up to now.

Monazite model ages in the "Pseudomorphosen-Schiefer"

The method of monazite dating with the electron microprobe (EMP) has been introduced by SU-ZUKI et al. (1991). Its theoretical background, its potential and the major error risks are described in MONTEL et al. (1996) and FINGER & HELMY (1998).

Monazites in a sample of typical Traibach schist with andalusite relics from Freßnitzgraben yielded a chemical Th-(U)-Pb age of 310 ± 17 (2 σ) Ma (weighted average age from 11 analyses in four grains). These monazites are up to 0.15 mm large, rounded and in most cases unaltered. One of the measured monazites is corroded and surrounded by apatite. Some monazites are enclosed in pseudomorphosed andalusite and show lobate contacts toward the former andalusite. Texturally, these monazites appear older than andalusite. Most monazites are enclosed in biotite or are in contact with Alpine minerals. Inclusions in monazite are biotite and quartz.

A ca. 0.5 mm large monazite crystal in a micaschist from Freßnitzgraben yielded 323 ± 35 Ma (six analyses). This monazite is partly altered to REE-bearing epidote and apatite. An undeformed narrow tourmaline-bearing pegmatite vein crosscuts the pre-Alpine fabric of the schist and characterises the sample as a "Pseudomorphosen-Schiefer". However, the mineral assemblage is typically Alpine (quartz + muscovite + chlorite + garnet) and monazite appears to be the only relict mineral of the pre-Alpine metamorphism.

Due to the consistency of the single point analyses (no evidence for lead loss or relict cores), it may be assumed that the mean model ages given above are close to the primary crystallisation ages of the monazites.

Xenotime model ages in lazulite-quartz veins

Accessory xenotime from the lazulite-quartz vein in phyllitic micaschists at Höllkogel/Alpl contains in some domains enough U to permit EMP dating. Six analyses on four grains from one sample yielded a weighted mean age of 246 ± 23 Ma. As the model ages of all analyses overlap within error, it is assumed that this mean age constrains the formation age of the lazulite-quartz veins (BERNHARD et al., 1998).

Monazite model ages in alteration zones adjacent to lazulite-quartz veins

In these zones, monazites are typically altered to florencite. A sample from Höllkogel was investigated. Analyses in the 5 - 10 mm large monazite relics within florencite yielded geologically meaningless results. Fourteen measurements on six grains gave model "ages" between 273 \pm 106 and 67 \pm 41 Ma.

Discussion and conclusions

The monazite model ages of ca. 310 and ca. 323 Ma, combined with the observed textures and mineral assemblages, suggest a medium-P, amphibolite facies metamorphic event during Variscan time for the "Pseudomorphosen Schiefer", especially for the Traibach schists. It is possible that the low-P, high-T metamorphism, which is only documented in the Traibach schists, followed immediately after the medium-p, amphibolite facies event. A P-T-t-path of this kind has been, for example, recorded in the extra-Alpine Variscides (e.g. BÜTTNER & KRUHL, 1997). Alternatively, the andalusite forming metamorphism may be related to a Permian high-T event, which has been documented in many other parts of the Eastern Alps (SCHUSTER & THÖNI, 1996; BERKA et al., 1998).

Formation of hydrothermal lazulite-quartz veins in the phyllitic micaschists and the Tommer schists took place at ca. 246 Ma. Their formation may be related to the widespread magmatism and metamorphism in the Austroalpine units during the Permian (e.g. MORAUF, 1980; MILLER & THÖNI, 1997; BERKA et al., 1998). On the other hand, Permo-Triassic Pb-Zn-fluorite-barite veins and pure quartz veins are abundant in extra-Alpine basement units (see BERNHARD et al. (1998) for a brief summary). These veins are in most cases not related to a distinct igneous or metamorphic event. However, very distinct sources and mobilisation, transport and precipitation conditions seem necessary for the formation of the localised, but abundant lazulite-quartz veins in the Fischbacher Alpen.

References

- BERKA, R., SCHMIDT, K. & SCHUSTER, R. (1998): Hercynian and Permian metamorphism in the eastern part of the Austroalpine basement units. - Mitt.Österr.Miner.Ges., 143, 242-245.
- BERNHARD, F., SCHITTER, F. & FINGER, F. (1998): Zur Alterstellung der Lazulith-Quarz-Gänge im unterostalpinen Grobgneiskomplex der Nordoststeiermark und des südlichen Niederösterreich. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, in press.
- BÜTTNER, S. & KRUHL, J.H. (1997): The evolution of a late-Variscan high-T, low-P region: The southeastern margin of the Bohemian massif. - Geologische Rundschau, 86, 21-38.
- FINGER, F. & HELMY, H. M. (1998): Composition and total-Pb model ages of monazite from high-grade paragneisses in the Abu Swayel area, sourthern eastern Desert, Egypt. - Mineralogy and Petrology, in press.
- MILLER, Ch. & THÖNI, M. (1997): Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. - Chemical Geology, 137, 283-310.
- MONTEL, J.-M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, Ch. & PROVOST, A. (1996): Electron microprobe dating of monazite. - Chemical Geology, 131, 37-53.
- MORAUF, W. (1980): Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneies von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenbestimmungen. - Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 27, 169-185.
- SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996): Permian Garnets: indication for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. - Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 142, 219-221.
- SUZUKI, K., ADACHI, M. & KAZJIZUKA, I. (1994): Electron microprobe observation of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. - Earth and Planetary Science Letters, 128, 391-405.

PETROPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN AN NATURWERKSTEINEN PORENRAUMEIGENSCHAFTEN AUSGEWÄHLTER MATERIALIEN

von

Th. Bidner, A. Sarlay & P.W. Mirwald

MinPet 98

Institut für Mineralogie & Petrographie Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Einleitung

Wesentlich für das Verwitterungsverhalten von Gesteinen sind der Porenraum und seine Eigenschaften, die chemisch definierte Mineralparagenese und ihr Kornverband sowie und die externen Einflüsse aus der Umwelt. Hier spielt Wasser als Medium für chemische Prozesse und für gesteinsinterne Transportprozesse ein wesentliche Rolle.

Der Porenraum von Gesteinen kann mittels Porengröße, Porenradienverteilung, Porengeometrie, Vernetzungsgrad der Poren (effektive Porosität), Größe und Beschaffenheit der inneren (spezifischen) Oberfläche charakterisiert werden (z.B. POSCHLOD, 1990; FITZNER & BASTEN, 1994; MIRWALD, 1997).

Im Rahmen von Arbeiten zum Themenkreis "Gesteinsverwitterung und Denkmalschutz" wurde mit Untersuchungen von petrophysikalischen Eigenschaften alpiner Gesteine begonnen. Im folgenden werden erste petrophysikalische Kennwerte für verschiedene alpine Gesteine vorgestellt.

Methodischer Ansatz der Arbeiten

An verschiedenen alpinen Gesteinstypen wurden Messungen zur Bestimmung der Porosität und Porenradienverteilungen, der spezifischen Oberfläche, der Gesamtwasseraufnahme bei Athmosphärendruck, des kapillaren Wasseraufnahmekoeffizienten ("W-Wert"), und des Trocknungsverhaltens vorgenommen. (Die Messungen zu Porosität und Porenradienverteilungen mittels Quecksilberporosimetrie wurden freundlicherweise vom Zollern-Institut beim Deutschen Bergbau-Museum/Bochum durchgeführt). Die einzelnen Untersuchungsmethoden sind bei BIDNER (1997) und SARLAY (1997) eingehend beschrieben.

Ergebnisse

Die Ergebnisse der an den ausgewählten Gesteinen vorgenommenen Messungen sind in Tab.1 gegeben. Zum besseren Vergleich sind die Meßwerte außerdem in Fig. 1 dargestellt.

Gesteinstyp	Herkunft	Porosität	Sp. Oberfl.	W-WERT	Wa ^{max}
lauf.Nr.	Bearbeiter	(Vol.%)	(m ² / g)	(kg/(m ² h)	(Gew.%)
Alpiner Perm-	Wildschönau	3,8	3,57	0,10	1,63
sandstein 1)	BIDNER, 1997				
Alpiner Buntsand-	Wildschönau-St. Joh.	0,6 bis	0,24 bis	0,04	0,71
stein 2), 3)	BIDNER, 1997	3,1	1,10		
Kalk "Typus Adneter	Hagau	0,5	1,64	0,07	0,65
Fazies 4)	BIDNER, 1997				
Oberrhätischer	Hagau	0,3	1,64	0,02	0,22
Riffkalk 5)	BIDNER, 1997				
Kalkbreccie	Hagau		1,18	0,05	0,46
6)	BIDNER, 1997				
Hierlatzkalk	Hagau	0,4 bis	0,37	0,01	0,39
7)	BIDNER, 1997	0,5			
Alpiner Muschelkalk	Jenbach	0,5	0,34	0,01 bis	0,21
8)	SARLAY, 1997			0,02	
Wettersteinkalk	Zirl	0,4	0,19	0,01 bis	0,10
9)	SARLAY, 1997			0,05	
Schwazer	Schwaz	0,3 bis	0,16		
Dolomit 10)	SARLAY, 1997	0,4			
Grünschiefer	Dorfertal	1,8	2,84	0,07 bis	0,34
11)	SARLAY, 1997			0,13	
Quarzit	Pfitschertal	2,1	0,09	0,05	0,14
11)	SARLAY,1997				
Diabas	Oberndorf	1,2	0,26	0,07 bis	0,45
13)	SARLAY,1997			0,11	
Brixner Granit	Vals	1,0	0,14	0,05 bis	0,20
14)	SARLAY, 1997			0,07	
Serpentinit	Dorfertal	0,5	0,20	0,00 bis	0,04
15)	SARLAY, 1997			0,01	

Tab. 1

Petrophysikalische Kennwerte ausgewählter alpiner Gesteine W-Wert: Koeffizient der kapillaren Wasserauf nahme Warnax: Maximal aufgenommene Wassermenge bei Wasserlagerung unter Athmosphärendruck.

Zur exemplarischen Darstellung derUntersuchungen wurden zwei Karbonatgesteine, Knollenkalk des Adneter Faziestyps und der Hierlatzkalk aus der jurassischen Serie des Kalkalpins bei Hagau/Kramsach ausgewählt. Sowohl der Kalk von Adneter Faziestyp wie insbesondere der Hierlatzkalk ("Hagauer Marmor") sind als Bau- und Dekorstein von herausragender Bedeutung in Tirol.

Während der biomikritische rote Adneter Knollenkalk von unterschiedlichen Mengen hämatitisch imprägnierter Tonanteile charakterisiert ist, spielen im biosparitischen, hellrote bis cremefarbenen Hierlatzkalk feinkörnige Kornanteile keine wesentliche Rolle. Hinsichtlich der Porosität sind beide Materialien von annähernd gleicher Größe (ca. 0.5 Vol.%), wenngleich der Wert der spezifischen Oberfläche deutlich differiert (Adneter K.: 1.5 m²/g zu Hierlatzk.: 0.4 m²/g). Dieser Befund läßt sich gut mit der Porenradienverteilung der beiden Gesteine korrelieren. Der sparitische Hierlatzkalk tendiert in seiner Porenradienverteilung (Abb.2) eindeutig zu einer relativ größeren Porenradien (Kapillarporen: > 0.1 1000 mm). Der ausgeprägte Mikroporenbereich (< 0.1 mm) beim Adneter Kalk weist dagegen auf das Vorhandensein von oberflächenreichen Anteilen im Kornbestand hin - was sehr wahrscheinlich mit dem im Gestein gegebenen Ton- und Mikritanteilen zu korrelieren ist. Die höheren Anteile von Mikroporen sind auch mit dem vergleichsweise etwas höheren W-Wert des Adneter Kalks zu korrelieren (s. Abb.1).



Übersichtsdarstellung der in Tab.1 gegebenen Petrophysikalischen Werte.

Das Trocknungsverhalten der Gesteine, das weniger vom Volumen der Porosität, sondern besonders von der Porenradienverteilung, der spezifischer Oberfläche und der (hier nicht bestimmter) Permeabilität bestimmt wird, ist - ebenso wie die kapillare Wasseraufnahme - für die Frost-Tauwechseleigenschaften von großer Bedeutung.

Abb. 3 zeigt zunächst die Wägedaten für beide Gesteine während der Trocknung. Die Darstellung der Daten in Arrheniusform ($\log W_t = \log W_{t=0} - (E/t)$; W_t : Wassergehalt zum Zeitpunkt t, E/t: Trocknungsrate) in Abb.4, zeigt, daß der Trocknungsprozeß in zeitlinearen Teilabschnitten verläuft. Die Steigung der ermittelten Tangenten kann zunächst als Maß für unterschiedliche Trocknungsraten interpretiert werden, die für Teilbereiche des Trocknungsprozesses charakteristisch sind. Da die Verdunstungswärme von Wasser eine bekannte Größe ist, bietet der Trocknungsprozeß die Möglichkeit zunächst Porenraumstrukuren pauschal zu typisieren. Eine quantitativen Interpretation ist derzeit noch nicht möglich.



Abb. 2 Porenradienverteilung von Hierlatzkalk und Kalk des Adneter Fatiestyps.









Literatur

- BIDNER, T. (1997): Denkmalgesteine Tirols ihre mineralogisch petrophysikalische Charakterisierung als Werkmaterial; ihr Verwitterungsverhalten und Aspekte ihrer konservatorischen Behandlung. - Forschungsbericht für den Jubiläumsfonds der österreichischen Nationalbank, Projektnummer: 5637. Band 1, Texteil, 45 Seiten; Band II, 10 Anlagen,
- FITZNER, B. & BASTEN. D. (1994): Gesteinsporosität Klassifizierung, meßtechnische Erfassung und Bewertung ihrer Verwitterungsrelevanz. - Jahresberichte Steinzerfall - Steinkonservierung, S. 19-32, Berlin 1994.
- MIRWALD, P.W. (1997): Physikalische Eigenschaften der Gesteine. Naturwerkstein und Umweltschutz in der Denkmalpflege, S. 283-308.
- POSCHLOD, K. (1990): Das Wasser im Porenraum kristalliner Naturwerksteine und sein Einfluß auf die Verwitterung. - Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen, 7, S. 1-62.
- SARLAY, A. (1997): Petrophysikalische und petrochemische Untersuchungsmethoden an ausgewählten alpinen Natursteinen. - Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, 121 Seiten.

MINERALOGIE, SAUERSTOFF- UND SCHWEFELISOTOPEN DER ELEKTRUM-ARSENOPYRIT VERERZUNG AM STRASSEGG, BREITENAU AM HOCHLANTSCH/GASEN, STEIERMARK, ÖSTERREICH

von

H.-P. Bojar¹, A. Mogessie¹, O.A.R. Thalhammer² & A.-V. Bojar³

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, A-8010 Graz ²Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben ³Institut für Geologie & Paläontologie, Universität Graz, A-8010 Graz

Das oberostalpine Deckensystem des Grazer Paläozoikums besteht aus drei Decken von niedriggradig metamorphen Sedimenten und Vulkaniten, welche von ihrem primären Basement abgetrennt sind. Die hangendste Decke stellt die Hochlantsch-, bzw. Rannachdecke dar. Die Schöckeldecke ist an der Basis und die Laufnitzdorf-, bzw. Kalkschieferdecke sind in einer intermediären Position oder an der Basis.

Die Decken unterscheiden sich in der sedimentären Fazies, im stratigraphischen Umfang der Sequenzen und im Metamorphosegrad. Während die oberen und die mittleren Decken nur eine sehr schwache Metamorphose aufweisen, erreichte die Metamorphose in der Schöckeldecke vor allem in den nordöstlichen Anteilen Grünschieferfazies, vor allem im Angerkristallin teilweise auch Amphibolitfazies.

Die Sedimentation umfaßt den Zeitraum vom spätem Silur bis in das Devon wobei die basalen Anteile der stratigraphischen Sequenz von silurischen, alkalinen Vulkanoklastika dominiert sind. Diese, heute als Grünschiefer vorliegenden Gesteine, stellen die "Hostrocks" der Arsenopyrit Vererzung dar.

Die lithologische Sequenz vom Hangenden in das Liegende in einem Ost-West Profil im Bereich Straßegg ist folgend: Karbonatschiefer/Dolomite – Schwarzschiefer – Grünschiefer – Muskovitschiefer – Angerkristallin (u.a. Granatglimmerschiefer, Amphibolite).

Diese Gesteine sind von zahlreichen syntektonischen Quarz-(Karbonat)gängen durchdrungen. Das generelle Streichen der Schieferung und der Quarz-Karbonatgänge ist NW/SO, wobei die Gänge im allgemeinen etwas steiler als die Schieferung einfallen. Die Gesteine und Gänge sind zusätzlich von NW/SO orientierten Abschiebungen überprägt.

Geländebeobachtungen zeigen, daß der vererzte Bereich sich ausschließlich auf die Grünschiefer beschränkt. Innerhalb der Grünschiefer sind nur manche der Gänge mit Sulfiden vererzt. Die Sauerstoffisotopenverteilung von Gangquarz sowohl aus den Grünschiefern, Muskovitschiefern als auch aus dem Angerkristallin ergibt eine kleine Streuung der δ^{18} O Werte zwischen 14.5 und 16.0 ‰. Die strukturelle Position und die Sauerstoffisotopensignatur deuten daher auf eine Ganggeneration und auf ein Fluid mit ähnlichem Ursprung hin. Quarz aus Gängen in den Schwarzschiefern und karbonatischen Einheiten zeigen deutlich höhere δ^{18} O Werte von 18.2 -22.9 ‰.

Schwefelisotopen von Sulfiden (Gang) und der Grünschiefer (Gesamtgestein) zeigen, daß diese ähnliche $\delta^{34}S$ (+1.4 bis +3.9 ‰) Werte haben. An Hand der konstanten Werte der Sulfide wird angenommen, daß die Vererzung aus den Grünschiefern mobilisiert wurde. Sulfide aus Gängen in den Schwarzschiefern und Schwarzschiefer (Gesamtgestein) zeigen deutlich unterschiedliche Werte (-6.7 bis +6.7 ‰).

Die Vererzung ist deutlich in eine frühe Fe-As-dominierte (Phase 1) und eine spätere Pb-Sbdominierte Phase (Phase 2) gekennzeichnet. Während Phase 1 kam es vor allem zu Bildung von Arsenopyrit (FeAsS), Pyrit (FeS₂), Pyrrhotin (Fe_{1-x}S) und Gersdorffit (NiAsS). In der zweiten Phase kam es vor allem zur Ausbildung von Pb-Sb-dominierten Erzen.

Phase 1: Arsenopyrit bildet schmale Bändchen im Gangquarz oder bis zu 2 Zentimeter große Kristalle. Meist ist Arsenopyrit in Paragenese mit Pyrit, seltener mit Pyrrhotin. Der Kobaltgehalt von Arsenopyrit schwankt zwischen der Nachweisgrenze im Rasterelektronenmikroskop und 4.4 At.%. Die höheren Werte stammen aus der Paragenese mit Pyrrhotin. Die Sulfide der ersten Phase werden durch tektonische Bewegungen zerbrochen und durch Sulfide der Phase 2 oder Quarz wieder verheilt.

Phase 2: Wird vor allem durch Galenit (PbS), Boulangerit (Pb₅Sb₄S₁₁), Jamesonit (Pb₄FeSb₆S₁₄), Bournonit (PbCuSbS₃), Chalkoyprit (CuFeS₂) und silberhältigen Tetraedrit ((Cu,Ag,Fe)₁₂Sb₄S₁₃) dominiert. Auffallend ist, daß selbst Phasen welche häufig Arsen in die Struktur einbauen, wie Fahlerz oder Ullmannit, praktisch Arsen-frei sind. Galenit ist meist grobkörnig und bildet bis Dezimeter große Anhäufungen im Quarz. Häufig enthält er zahlreiche Entmischungen von weiteren Sulfiden und Telluriden. Diese sind meist nur wenige Mikrometer groß. Neben bekannten Phasen wie Freibergit ((Ag,Cu,Fe)₁₂Sb₄S₁₃), Boulangerit, Greenockit (CdS), Benleonardit (Ag₈SbTe₂S₃) und Hessit (Ag₂Te) konnten auch ein nicht näher bestimmtes Pb-Sb-Ag-Sulfid (Pb_{4,6}Sb_{3,9}Ag_{0,7}S₁₁) und zwei bis dato nicht beschriebene Pb-Ag-Sb-Cd-S-Phasen identifiziert werden (Ag_{2.0}Cd_{2.1}Sb_{2.0}S₅ bzw. Ag_{2.4}Cd_{2.9}Pb_{11.4}Sb_{6.9}S₂₅).

Boulangerit und Jamesonit sind häufig miteinander verwachsen. In einer solchen Sulfosalzmatrix können Ullmannit (NiSbS), Chalkopyrit, Sphalerit, silberhältiger Tetraedrit und Elektrum ((Au,Ag)) eingebettet sein. Sphalerit (ZnS) ist im großen und ganzen ein seltenes Sulfid in der Vererzung. Die Cadmiumgehalte erreichen bis 4.0 At.%. Auffallend sind myrmekitartige Verwachsungen von Galenit, Boulangerit und Meneghinit (Pb₁₃CuSb₇S₂₄).

Elektrum ist meist in Paragenese mit Arsenopyrit/Pyrit anzutreffen. Teilweise befindet sich Elektrum als Einschluß in Pyrit, selten auch in Arsenopyrit. Teils ist es in Rissen in Pyrit und Arsenopyrit bzw. an Korngrenzen anzutreffen. Unabhängig von der Paragenese ist Gold silberreich. Der Silbergehalt schwankt zwischen 20 und 80 At.%. Eine starke Schwankung im Ag/Au Verhältnis ist auch in Einzelkörnern anzutreffen. Im allgemeinen ist der Rand silberreicher als der Kern. Neben kontinuierlich verlaufenden Zonierungen ist vor allem eine Zonierung mit scharfen Grenzen zwischen Ag-reichen Elektrum und silberarmen Elektrum auffallend.

Die Arbeit ist durch das FWF-Projekt 12180-TEC (A.Mogessie & O.Thalhammer) finanziert.

ZUR MINERALOGIE OSTALPINER FLUSSGOLDVORKOMMEN: VORLÄUFIGE ERGEBNISSE VON GOLDPROBEN AUS DEN FLÜSSEN ENNS UND DRAU

von

F. Brandstätter & G. Niedermayr

MinPet 98

Mineralogische-Petrographische Abteilung Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1014 Wien

Im Rahmen einer am NHM Wien initiierten Studie zur Mineralogie von Flussgold in Österreich wurden bisher Goldproben aus den Flüssen Enns, Drau und Donau untersucht. Hier soll über vorläufige Ergebnisse von rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen an ausgewählten Waschgoldproben aus rezenten Sedimenten von Enns und Drau berichtet werden.

Probenmaterial und Methodik

Die Goldprobe aus der Drau wurde einem Schwermineralkonzentrat (Sammlung des NHMW, Inv.-Nr. J 5386) entnommen. Für die Untersuchung des Ennsgoldes standen meherre, von Herrn Willibald Göstl (Steyr) bereitgestellte, Waschgoldproben zur Verfügung. An polierten Streupräparaten wurden mittels REM Komform und Interngefüge (Porosität, Zonarbau, Einschlüsse) der einzelnen Goldkörner studiert. Der Chemismus des Goldes (Ag-Gehalt) und diverser Einschlussphasen wurde mittels energiedispersiver Röntgenanalyse (EDS) quantitativ bestimmt. Pro Fluß wurden rund 100 Goldkörner untersucht.

Ergebnisse

a) Ennsgold

Die Probe aus der Enns besteht größtenteils aus gut gerundeten Körnern (Abb. 1) mit Durchmessern von ca. 0.5 - 1.3 mm. Die überwiegende Mehrzahl der Goldkörner ist relativ silberarm (< 10 Gew.% Ag) und weist einen mehrere μ m breiten goldreichen Saum auf (ca. 95 - 100 Gew.% Au). Die Ausbildung goldreicher Säume ist charakteristisch für Gold aus Seifenlagerstätten (z. B. FEHR et al., 1997). Abb. 1

Silberarmes (ca. 4.5 Gew.% Ag) kompaktes Goldkorn aus der Enns (Enns-Stadt).

REM-Aufnahme, Sekundärelektronen



Nach GROEN et al. (1990) sind Au-reiche Ränder das Produkt von Lösungsvorgängen, wobei einerseits Ag bevorzugt aus der Kornoberfläche ausgelaugt und andererseits Au mittels elektrochemischer Prozesse an der Oberfläche ausgefällt wird. Viele Körner enthalten neben Quarz in variabler Menge verschiedene Silikate (Na- und K-Feldspat, diverse Glimmer, Granat, Epidot, Chlorit) und Sulfide (Pyrit, Pyrrhotin, Arsenopyrit) als Primäreinschlüsse. Zusätzlich treten Rutil, Hämatit, Ilmenit, Calcit und Dolomit als Primärphasen auf.

b) Draugold

Die in der Schwermineralfraktion enthaltenen Goldkörner zeigen eine große Variabilität hinsichtlich Komform, Rundungsgrad und chemischer Zusammensetzung (Abb. 2). Der Durchmesser der untersuchten Körner beträgt ca. 0.5 - 0.1 mm.

Abb. 2

Goldkömer aus der Drau.

(4a) Goldkorn mit schwammigem Interngefüge,
(4b) silberarmes (ca. 5 Gew. % Ag) kompaktes Korn,
(4c) Elektrumkorn (ca. 40 Gew. % Ag) mit goldreichem Saum.

REM-Aufnahme, Rückstreuelektronen



Etliche Goldkörner zeigen ein schwammartiges Interngefüge (Abb. 2, Korn 4a), das sich im Anschliff teilweise aus scheinbar voneinander isolierten Subindividuen zusammensetzt. Die Subbereiche sind chemisch zoniert mit silberreichem Kern (ca. 20 Gew.% Ag) und silberarmer Randzone (ca. 7 Gew.% Ag). Einige dieser Aggregate haben ein ähnliches Gefüge, wie es von Goldkörnern aus Seifengold des Bayrischen Waldes beschrieben wurde (z. B. MARTINEK & LEHRBERGER, 1997). Diese Autoren deuten derartige Strukturen als Reliktgefüge einer myrmekitischen Verwachsung von Gold und Bismut mit nachfolgender selektiver Lösung von Bi durch Oberflächenwässer.

Einen anderen Goldtyp stellen kompakte, relativ gut gerundete Körner dar (Abb. 2, Korn 4b). Sie sind chemisch homogen und weisen einen hohen Au-Gehalt auf (ca. 95 Gew.% Au). Des weiteren treten schlecht gerundete Elektrumkörner auf (ca. 40 Gew.% Ag) mit relativ silberarmem Randbereich (< 10 Gew.% Ag; Abb. 2, Korn 4c).

Quarz ist das häufigste Einschlußmineral. Silikateinschlüsse sind vorwiegend Na- und K-Feldspat und Biotit. Weitere Primärphasen sind Rutil, Hämatit, Dolomit und Apatit. Die Sulfideinschlüsse werden von Arsenopyrit, Pyrit und Chalkopyrit dominiert. In einem Korn fand sich eine zur Arsenopyritgruppe (?) gehörende Phase mit der ungefähren Pauschalformel $(Co_{0.4}Ni_{0.4}Fe_{0.2})AsS.$

Literatur

- FEHR, K.T., HAUNER, U. & WEBER, A. (1997): Zur Mineralogie und Bergbaugeschichte der pleistozänen Goldseifen im Rachel-Vorland, Moldanubikum/Bayerischer Wald. - Geologica Bavarica, 102, 301-325.
- GROEN, J.C., CRAIG, J.R. & RIMSTIDT, J.D. (1990): Gold-rich rim formation on electrum grains in placers. -Canad. Mineral., 28, 207-228.
- MARTINEK, K.-P. & LEHRBERGER, G. (1997): Goldvererzungen im Moldanubikum des Falkensteinmassivs zwischen Zwiesel und Bayerisch Eisenstein, Bayerischer Wald. - Geologica Bavarica, 102, 269-300.

DIE PERMISCHEN DECKENBASALTE VON PUTORANA, NORD SIBIRIEN

von

A. Büchl, Th. Ntaflos & W. Richter

MinPet 98

Institut für Petrologie, Universität Wien Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Die kontinentalen Plateaubasalte Sibiriens gehören mit ihrer Ausdehnung von überl 500000 km² zu den größten Basaltprovinzen der Erde. Die repräsentativsten Deckenbasalte mit einer Mächtigkeit von ca. 2500 m liegen südöstlich von Noril'sk, im Putorana Massiv. Diese Deckenbasalte bestehen aus säuligen und massigen Lagen, deren Mächtigkeit von einigen Metern bis zehner Metern reicht. Ergebnisse von ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Datierungen (MITCHELL et al., 1995) ergeben ein Alter des basaltischen Vulkanismus von ungefähr 247 Ma. Die Dauer der Eruptionstätigkeit betrug etwa 600000 a (CZAMANSKE et al., 1992).

Wir beprobten zwei stratigraphische Profile im Detail (770 m und 540 m mächtig). Diese bestehen aus tholeiitischen Basalten und vereinzelt vorkommenden Tuffen (N 69°24' E 93°29' und N 69°48', E 93°49'). An der Basis der tholeiitischen Basalte finden sich teilweise Pikrite. Die Textur variiert von ophitisch bis subophitisch. Der hangende Abschnitt der massigen Flows besitzt einen relativ hohen Anteil an amygdaloidem Material. Die Alteration der Proben ist moderat.

Die tholeiitischen Basalte sind olivinreich mit Fo_{74.1-16.0}. Die Olivine zeigen einen starken Fe-Zuwachs vom Kern zum Rand hin. Lediglich die im Pyroxen eingeschlossenen Olivine besitzen durchgehend einen hohen Forsterit-Gehalt (Fo_{74.0-52.5}). Die Klinopyroxene sind Augite bis Ferroaugite und zeigen eine Zonierung von $En_{46.9}Wo_{41.3}Fs_{1.6}$ im Kern bis $En_{32.6}Wo_{32.2}Fs_{35.1}$ am Rand. Der An-Gehalt der Plagioklase, die eine leichte Zonierung aufweisen, liegt zwischen 43.3 - 16.3 Gew.%. Die Ilmenite besitzen FeO-Gehalte zwischen 44.5 - 43.8 Gew.%, die Titanomagnetite zwischen 68.3 - 64.6 Gew.%. In den meisten Proben finden sich Plagioklaskumulate.

Mit einem SiO₂-Gehalt zwischen 50.2 - 47.5 Gew.% und MgO-Gehalten von 7.9 - 5.8 Gew.% (#Mg zwischen 36.1 - 26.6) handelt es sich bei den tholeiitischen Basalten von Putorana um hochdifferenzierte Schmelzen. Sie gehören zu den LPT-(Low-Phosphor-Titanium)-Basalten ($P_2O_5 0.16$ Gew.%, TiO₂ 1.51 Gew.%) (BELLIENI et al., 1986).

Die inkompatiblen Spurenelemente zeigen im Spiderdiagramm (normiert auf den primitiven Mantel) ein relativ flaches Verteilungsmuster und weisen eine signifikant negative Nb-Ta Anomalie auf. WOODEN et al. (1993) beschreiben bei den Noril´sk-Plateaubasalten ähnliche Verteilungsmuster und erklären dies mit einer hohen Schmelzrate von Granat freien Mantel-Peridotiten. Die Nb-Ta Anomalie spricht für eine krustale Kontamination.

Der Fo_{16.0}Fa_{84.0}-Gehalt im Olivin-Randbereich könnte auf eine Erniedrigung der f_{O2} -Fugazität zurückzuführen sein. Diese Annahme beruht auf der Tatsache, daß bei konstanter f_{O2} -Fugazität Tridymit im Gestein anwesend sein müßte (PHILPOTTS, 1990).

Auf der Basis der geochemischen Daten wird ein Modell der Magmenentwicklung unter Berücksichtigung der krustalen Kontamination vorgestellt.

Literatur

- WOODEN, J.L. et al. (1993): Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal constribution to Siberian continental flood basalts, Norilísk area, Siberia. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 3677-3704
- MITCHELL, C. et al. (1994): Age and duration of magmatism contributing to the siberian flood basalt province. Terra nova, abstract supplement no.1, 7, 160
- CZAMANSKE, G.K. et al. (1992a): The siberian traps: a flip of the dynamo and 600.000 years of hell on earth?-Eos 73, 532
- BELLIENI, G. et al. (1986): Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Parana Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrological relationsship. - J. Petrol. 27, 915-44
- PHILPOTTS, A. R. (1990): Pinciples of igneous and metamorphic petrology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 209-213

MINERALOGISCH-CHEMISCH-PHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN AN NORMAL- UND HALBEDELKORUND-SCHMELZBLÖCKEN

von

J. deWit & R. Tessadri

MinPet 98

Institut für Mineralogie & Petrographie Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Zwei synthetische Korundblöcke (Treibacher Schleifmittel AG/Halbedelkorund Werk Seebach bei Villach und Normalkorund Werk Ruse/Slowenien) wurden hinsichtlich ihrer mineralogischchemisch-physikalische Parameter sowohl im Makro- als auch im Mikrobereich untersucht. Anhand einer gezielten Probennahme (Längs- und Querprofile, 18 Proben je Block) wurden die Zonen jedes Blockes untereinander und beide Blöcke miteinander verglichen, um Aussagen über Homogenitätsverläufe im Rahmen des Schmelz- und/oder Abkühlprozesses des Rohproduktes über diesen wichtigen Grundstoff der Schleifmittelindustrie zu gewinnen.

Normal- und Halbedelkorund sind zwei aus Bauxitpulver hergestellte Korundarten, die sich vor allem im Ti-Gehalt unterscheiden (NK ca. 2.5 % und HK ca. 1.5 % TiO_2). Die Erzeugung erfolgt durch ein Elektroschmelzverfahren, wobei durch gezielte Reduktion möglichst alle Fremdelemente (mit Ausnahme des Ti) in andere Phasen eingebaut werden sollen. Die Hauptreduktion erfolgt für Fe und Si und wird im unteren Teil des Blockes angereichert ("Kerneisen"). Die Größe der Blöcke beträgt ca. 2 mal 2 m (ca. 20 - 25 t.).

Nach kontaminationsfreier Aufbereitung der je 18 Zonen wurden folgende Parameter bestimmt: Spurenelementzusammensetzung (inklusive C- und S-Analytik), Spezifische Oberfläche (B.E.T.), Pulverdichte und Größe der Korund-Elementarzellen (Rietveld-Methode). Schüttgewicht, Minikornzerfall und Abriebtest, als wichtige physikalisch-technische Parameter für die Schleifmittelindustrie, komplettieren die Untersuchungen im Bulkbereich. Chemische Phasenanalytik mit Elektronenstrahlmikrosonde und ergänzende Mikrohärteprüfungen (Vickers) bilden den Schwerpunkt im Mikrobereich.

Die Untersuchungen ergaben, daß die Blöcke, auch wenn sie makroskopisch textur- und gefügemäßig sehr inhomogen vorliegen, ein erstaunlich homogenes Bild bezüglich der verschiedenen physikalisch-chemischen Parameter im Bulkbereich ergeben. Von einigen Ausreißern in den äußersten Blockzonen abgesehen, liegen die Spurenelemente, Dichte, Größe der Elementarzellen etc. sehr gleichmäßig verteilt vor. Im Mikrobereich hingegen ergibt sich ein völlig anderes Bild: zwar liegen in fast allen Zonen die gleichen Fremdphasen (Ti-Oxynitride, Ti-Oxide, Fe-Si-Ti-Legierungen, Mg-Al-Ti-Silikate, Ca-Al-Mg-Silikate, Zr-Al-Titanate, Glas-Phasen etc.) vor, die Mengenverhältnisse können aber von Zone zu Zone stark variieren (Abb. 1). Auch der Einbau von Fremdelementen (vor allem Ti) in die Korund-Kristallite erfolgt extrem unregelmäßig (z.B. Schwankungen von 0 bis 3 % Ti₂O₃ bei benachbarten Kristalliten). Innerhalb der Kristallite ist das Bild zwar etwas gleichmäßiger, Sprünge im Ti-Gehalt kommen dennoch immer wieder vor. Eine befriedigende Erklärung für diese Verhalten konnte bis jetzt nicht gefunden werden.

Durch Kombination der chemischen Fremdphasenanalytik mit Gesamtchemiedaten kann berechnet werden, daß nur ca. 40 bis 50 % des vorhandenen (und die Schleifeigenschaften, Verwendbarkeit in diversen Bindungssystemen etc. des Korund bestimmenden) TiO₂-Gehaltes (Bulk) tatsächlich im Korund eingebaut vorliegen.





Beispiel für einen ausgewerteten Datensatz aus den mineralogisch-chemischen Daten: Querschnitt durch den Halbedelkorundblock mit Darstellung des durchschnittlich eingebauen Ti_2O_3 -Gehaltes im Korund-Kristallit.

Das thermische Abkühlverhalten des Blockes spiegelt sich in der Zonierung deutlich wider.

Durch Messungen der Mikrohärte in Zusammenhang mit dem Ti₂O₃-Gehalt konnte eindeutig gezeigt werden, daß der Einbau von Ti in das Korundgitter keinen meßbaren Einfluß auf die physikalische Härte hat.

PETROGRAPHISCHE UND GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN CHARNOCKITISCHEN GNEISEN UND DEREN BEGLEITSERIEN IM SÜDEN VON MINAS GERAIS, BRASILIEN

von

A. Engler¹, F. Koller¹, J. Quéméneur² & T. Meisl³

MinPet 98

 ¹Institut für Petrologie, Universität Wien Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien
 ²Instituto de Gêociencias, Universidade Federal de Minas Gerais Avenida António Catrlos 6627, 31270-901 Belo Horizonte, Brazil
 ³Institut für Allgemeine und Analytische Chemie, Montanuniversität Leoben Franz-Josef-Straße 18, A-8700 Leoben



Zur Erfassung der Bildungsbedingungen von Unterkruste sowie subkontinentalem oberen Erdmantel ist die Bearbeitung charnockitischer Gesteinsserien von großer Bedeutung. Um derartige Fragestellungen näher zu erforschen, bieten sich hochmetamorphe Baueinheiten alter Kratone an.

Die Unterkrustengesteine die Thema der vorliegenden Arbeit sind befinden sich im Süden des brasilianischen Bundesstaates Minas Gerais (21°S -4 5°W), etwa 200 km SW der Hauptstadt Belo Horizonte (Abb. 1).



Geologisch gehört das Untersuchungsgebiet dem Basement des São Francisco Kratons an, welcher als Teil eines präkambrischen Schildes innerhalb der Südamerikanischen Plattform aufgeschlossen ist (Abb. 2). Basement tritt im NE (Bundesstaat Bahia) und im S (Bundesstaat Minas Gerais) zu Tage und wird zum Großteil aus Metasedimenten, Metabasiten und charnockitischen Gesteinen aufgebaut. Diese Gesteinsserien weisen metamorphe Überprägungen auf, die im Bereich der oberer Amphibolit- bis Granulitfazies liegen. Diese Ereignisse wurden auf etwa 3 bis 1.8 Ga Jahre datiert. Darüber lagern mehrere 1000 m mächtige proterozoische bis altpaläozoische Sedimente. Mit Ende der Transamazonischen Orogenese (2600 - 1800 Ma Jahre) wurde der Sao Francisco Kraton konsolidiert (ALMEIDA, 1976).



Abb. 2 Geologische Karte des São Franzisco Kratons nach ALMEIDA (1976).

Die Hauptmasse des Arbeitsgebietes bilden charnockitische bis enderbitische Gneise in denen linsenförmige Körper von Ultramafititen und Basiten auftreten. Die Gesteinsserien werden von jüngeren basischen Gängen durchschlagen, die in NS und ESE-WNW Orientierung auftreten. Zusätzlich tritt ein weitgehend undeformierter postorogener Granit auf, der über mehrere km aufgeschlossen ist.

Die charnockitischen Gneise weisen eine granitische bis granodioritische Zusammensetzung auf und zeigen im Dünnschliff neben Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas als Hauptbestandteile zum Teil noch erhaltene Klino- und Orthopyroxene, die jedoch mit zunehmender retrograden Überprägung in Amphibol umgewandelt werden. Feinverteilter körniger Epidot weist auf eine retrograde Überprägung bis zur Grünschieferfazieshin. Ein sehr ähnliches Bild zeigen auch die enderbitischen Gneise, wobei sowohl Klino- als auch Orthopyroxene zumeist noch gut erhalten sind. Diese Gesteine treten als schmale Zonen innerhalb der charnockitischen Gneise auf, sie sind meist gebändert und migmatisch überprägt. Die ultramafischen Gesteine, welche häufig gemeinsam mit Basiten mehrere m bis km große Körper und Linsen in den Gneisen bilden, zeigen im Gelände zum Teil ein Layering von serpentinisierten Peridotiten und Pyroxeniten. Neben Olivin, Klinopyroxen und Orthopyroxen führen sie häufig grünen Al-Spinell. Es handelt sich überwiegend um Harzburgite, untergeordnet treten auch Olivin-Orthopyroxenite auf. Die Basite variieren von Gabbros bis zu Noriten, und sind zum Teil bereits stark retrograd amphibolitisiert.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, mit Hilfe von detailierten petrographischen Untersuchungen, Haupt- und Spurenelementanalysen mittels Röntgenfloureszenz, sowie Bestimmungen der SEE-Gehalte mit ICP-MS, die charnockitischen Gneise und deren Relativbeziehung zu den darin auftretenden Ultrabasiten und Basiten zu untersuchen, um Informationen über die Bildungsbedingungen und die Entstehung der Charnockite als Intrusionen in der Unterkruste zu erlangen.

Literatur

ALMEIDA, F. F. M. de (1976): The Upper Precambrian of South America. - Separata do Boletim IG. Instituto de Geociencias, USP.V.7: 45-80.

MINERAL CHEMISTRY OF METAMORPHIC TARAMITE FROM LOW-GRADE METABASITES IN THE GEMERICUM, WESTERN CARPATHIANS

by

S.W. Faryad^{1,2}, K. Ettinger¹, F. Walter¹ & R. Abart¹

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, A-8010 Graz ²Department of Geology and Mineralogy, Technical University Kosice, Slovakia

A Na-Ca amphibole of taramite composition was found in the Early Paleozoic greenschist belt in the Gemericum. The hosted rocks are primary basalts with pillow lava and porphyric structures. As relic igneous phases, metabasalts contain diopsidic augite and large phenocyrsts of plagioclase, replaced by albite with small amounts of taramite, epidote and garnet. The presence of taramite is restricted to a 2 km long zone, where the metabasalts form lenses in metabasites with greenschist facies assemblage. The taramite associates with albite, epidote, titanite, magnetite and rarely also with Ca-rich garnet, calcite, biotite, chlorite, quartz and actinolite. The taramite intergrows with biotite, rarely also with chlorite or calcite and follows the foliation of the rock.

It has Si = 6.0 - 6.4 a.f.u., $X_{Al} = 0.83 - 0.93$, $X_{Mg} = 0.30 - 0.45$ and $Na^{M4} = 0.51 - 0.80$ a.f.u. The A site is occupied by 0.6 - 1.0 a.f.u of Na + K. Large amphibole crystals are weakly zoned with increase of Mg, Si and decrease of Ca, Al and Na towards the rims. Some rim analyses have compositions of ferropargasite. Actinolite was found as accessory phase in contact with taramite. Departure from ideal end-member taramite is due mainly to tschermak's substitution, leading to Si totals of 6.0 - 6.4, $Al^{VI} = 0.55 - 1.1$ and Mg = 1.6 - 1.1 a.f.u. and to glaucophane substitution, resulting in and increase of Na between 0.5 and 0.9 a.f.u. at M4-site.

Powder diffraction analysis yielded unit-cell parameters a = 9.869(11) Å, b = 18.104(41) Å, c = 5.315(1) Å, $\beta = 104.70(3)^\circ$, $V = 919 \text{ Å}^3$ with total Fe = 2.76 a.f.u. As compared with taramite (mboziite) (Fe²⁺ + Fe³⁺ = 4.1 a.f.u., $V = 924 \text{ Å}^3$) from a syenite the volume of the amphibole decreases with lower Fe content.

Garnet, associated with taramite has average composition of $Gr_{76}And_{20}Sp_2AIm_2$. It is mostly rimmed by andradite-rich garnet with up to 78 mol% andradite content. Epidote has average $Al_2Fe = [Fe_{tot}/(-2+Al_{tot}+Fe_{tot})]$ ratio of 0.6, but some grains are rimmed by almost pure epidote with $Al_2Fe = 0.93$. The X_{Mg} content in biotite and chlorite are 0.47 and 0.46, respectively.

The surrounding metabasites contain albite, chlorite, epidote and rarely actinolite. Some actinolites that grew in the foliation are rich in Na and have transition to Na-Ca amphibole of winchite composition. Compared to actinolite-bearing rocks, the metabasalts with taramite have higher FeO_{tot.} contents. Phyllites which are mostly in tectonic contacts with the metabasites contain white micas (maximum Si content of 3.3 a.f.u.), chlorite, albite and quartz.

Magnetite-albite oxygen isotope thermometry yields metamorphic temperatures of $412 \pm 7^{\circ}$ C for the taramite paragenesis. The pressure is estimated at 0.7 - 0.9 GPa on thermodynamic calculations and from the position of these rocks within low grade metabasites and phyllites.
PETROLOGIE UND PLATINMINERALISATION IM MAFISCH/ULTRAMAFISCHEN LAS AGUILAS-KOMPLEX, SAN LUIS PROVINCE, ARGENTINIEN

von

A. Felfernig¹, A Mogessie¹, C.A. Hauzenberger¹, G. Hoinkes¹, J. Leutzenbauer², E.A. Bjerg³, J. Kostadinoff³, S. Delpino³ & L. Dimieri³

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, A-8010 Graz
 ²Institut für Geologie & Paläontologie, Universität Graz, A-8010 Graz
 ³Departemento de Geologia, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahia Blanca, Argentinia

Geologie

Der mafisch/ultramafische Las Aguilas Körper befindet sich gemeinsam mit benachbarten Komplexen (El Durazno, Virorco und El Fierro) in der Sierra Pampeanas, einem früh-mittelpaläozoischen kristallinen Basement, welches zum Andengrundgebirge gestellt wird (RAMOS, 1988). Im Bereich dieser Intrusion, die neben Ni-Cu-Sulfiden disseminiert mit Platingruppenmineralen vererzt ist, zeigen die Mineralparagenesen des umgebenden Basementgesteins granulitfazielle Bedingungen an. Das tektonische Umfeld ist von steil einfallenden Schichten (65°-90°) und ebenso steilen b-Achsen geprägt. Durch das Gebiet der Intrusion verläuft eine Mylonitzone NNE-SSW, die das letzte Deformationsereignis darstellt und auch die mafisch/ultramafischen Komplexe erfaßt.

Petrologie

Bohrkernuntersuchungen zeigen, daß der mafische Las Aguilas Körper hauptsächlich aus gabbroiden Gesteinen, Norite und Pyroxenite - Hornblendite mit eingeschalteten ultramafischen Kummulaten (Dunite, Harzburgite) aufgebaut wird. Norite führen Mineralparagenesen mit Enstatit + Anorthit + Phlogopit + BMS (Pyrrhotin + Pentlandit + Kupferkies) ± Apatit, Chromit, Ilmenit, Magnetit und Rutil. Enstatit ist randlich zu Anthophyllit und Hornblende alteriert. Pyroxenite-Hornblendite führen Enstatit + Amphibol (Tschermakit-Hornblende) + zum Teil massiv BMS und Chromit ± Anorthit, Phlogopit, Diopsid, Magnetit, Ilmenit und Rutil. Dunite bzw. Harzburgite führen massiv, randlich serpentinisierten Olivin, zonierten Chromit und BMS. Untergeordnet finden sich Enstatit, Amphibol und Ilmenit. Chondritnormalisierte Plots von Platingruppenelementen aus den ultramafischen Proben folgen dem Trend der "layered complexes" wie Bushveld und Stillwater. Orthopyroxen-Klinopyroxenthermometer von LINDSLEY (1983) ergeben Temperaturen von 700° - 800°C, die die Reequilibrierung der magmatischen Temperaturen nach der granulitfaziellen Metamorphose (HAUZENBERGER et.al., 1996) anzeigen.

Mineralisation

Die Hauptmasse der Platingruppenminerale besteht aus Palladium-Bismuttelluriden (Merenskyit-Michenerit-Melonit, Abb.1), die einerseits als rundliche Einschlüsse in Pyrrhotin und seltener in Kupferkies früh (magmatisch) kristallisiert und andererseits in Rissen, oft in Kontakt mit zoniertem Chromspinell und alterierten Silikaten (serpentinisierten Olivinen) remobilisiert vorkommen.

Sperrylit (PtAs₂) tritt sehr vereinzelt in unterschiedlichsten Tiefen und Paragenesen, meist jedoch in ultramafischen, sulfidund chromitreichen Proben auf. In einer noritischen Probe mit Enstatit, Anorthit und BMS wurde Sperrylit in Apatit eingeschlossen gefunden. Iridium-Rhodium-Sulfarsenide sind meist zoniert, mit iridiumreichem Kern, umgeben von rhodiumreichem Saum und einem Sulfarsenidrand, und befinden sich im Kontaktbereich zwischen Sulfiden und Silikaten. In solchen Kontakthereichen befinden sich ebenso idiomorphe Sulfarsenide mit variablen Zusammensetzungen (z. B. Cobaltit, Gersdorffit), die meist in Proben gemeinsam mit Pd-Bi-Te-Phasen zu finden sind.



Abb. 1 Variationen in der chemischen Zusammensetzung der Pd-Bi-Te-Phasen von Bohrkern 6/4

Häufig findet man in diesen Gesteinen weiters Molybdenit (MoS₂) und Graphit. Hessit (AgTe₂) tritt in optisch dreifach zonierten Körnern gemeinsam mit chemisch unterschiedlichen Pd-Bi-Te-Phasen auf. In einer dieser Proben wurde weiters Electrum (At.% Ag 27.34, Au 63.34, Rest: S, Fe, Ni, Te, Bi in Spuren) identifiziert.

Fluid Inclusions

In den vererzten mafisch/ultramafischen Bohrkernproben konnten Fluid Inclusions vor allem in Plagioklas und Apatit beobachtet und gemessen werden. Es handelt sich einerseits um primäre $CO_2 \pm N_2/CH_4$ Einschlüsse, die teilweise mit Negativkristallbildungen in Cluster angeordnet sind, und andererseits um sekundäre - pseudosekundäre Trails mit gleicher Zusammensetzung. In Pegmatiten, die im Kontakt mit dem vererzten Komplex stehen und diesen teilweise durchschlagen und in Metapeliten bzw. Granuliten am Kontakt zum Gabbro findet man hingegen neben den CO_2 - reichen Fluiden auch wässrige Einschlüsse.

Mögliche Genese

Die Intrusion eines mafischen Gabbrokörpers mit ultramafischen Kummulaten in ein amphibolitfazielles, kristallines Basement verursachte isobar granulitfazielle Metamorphose. Sulfide (BMS) und einige Pd-Bismuttelluride sind als primäre Phasen gemeinsam mit den Silikaten und Oxiden (z. B. Chromit) im Magmenkörper kristallisiert. Primäre Fluid Inclusions werden in Plagioklas und spätmagmatischen Mineralen, wie Apatit, eingeschlossen. Die nachfolgende Mylonitisierung erfaßt Basement und Gabbros und verursacht extrem steiles Einfallen von Schichtung, Schieferung und Faltenachsen, und die teilweise Reequilibrierung des gesamten Gebietes zu amphibolitfaziellen Bedingungen. Ein weiterer Effekt dieses hochtemperierten Events ist die fluidgesteuerte Remobilisierung von Metallatomen, deren Transport und Rekristallisation. Erzphasen, wie die Sulpharsenide, Sperrylit, Hessit oder Pd-Bismuttelluride können somit neu gebildet bzw. mittels z. B. Chlorkomplexen oder organischen Komplexen (durch Graphit ermöglicht) transportiert werden. CO_2 - reiche Fluid Inclusions stammen aus Entgasungsprozessen des Mantels und fallen in die erste, magmatische Mineralisation, während H₂O - reiche Fluide (aus Pegmatiten und dem umgebenden Basement) eine Rolle in der zweiten Mineralisationsphase gespielt haben.

Das Projekt P10623-TEC wurde finanziell vom Österreichischen Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF) und dem argentinischen Fonds CONICET unterstützt.

- HAUZENBERGER, C. A., MOGESSIE, A., HOINKES, G., FELFERNIG, A., BJERG, E. A. & KOSTADINOFF,
 J. (1996): Granulite facies metamorphism in the crystalline basement and ultramafic rocks in the Sierra
 Pampeanas Range, Province of San Luis, Argentina. Mitt. Österr. Min. Ges., 141, 110-111.
- LINDSLEY, D. H. (1983): Pyroxene Thermometry. American Mineralogist, 68, 477-493.
- RAMOS, V. A. (1988): Late Proterozoic Early Paleozoic History of South America a Collisional History. Episodes, 11, 168-174.

DIE Pb-Zn-LAGERSTÄTTE ARZBERG/STEIERMARK

von

M.M. Feichter¹, A Mogessie¹, O.A.R. Thalhammer² & L. Weber³

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz ²Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben ³Bundesministerium für Wirtschaftliche Angelegenheiten, Wien

Das Revier Arzberg-Haufenreith liegt ca. 25 km NE von Graz und ist Teil des Blei-Zink-Barytbezirks Grazer Paläozoikum. Das oberostalpine Grazer Paläozoikum umfaßt niedrigmetamorphe Gesteinseinheiten vom Silur bis ins Karbon. Es präsentiert sich heute als Fazies-, bzw. Mehrfazies-Deckenstapel, dessen Anlage altalpidisch im Zuge der unterkretazischen Kompressionstektonik erfolgte.

Das Auftreten der Pb-Zn-Ba Mineralisation ist auf die liegende Schöckeldecke beschränkt und voll in ihren tektonischen Baustil integriert. Die vererzungsrelevante Faziesdifferenzierung kann auf Obersilur bis Mitteldevon eingeengt werden.

Im Zeitraum O-Silur bis U-Devon kam es innerhalb des Ablagerungsraumes der heutigen Schöckeldecke durch anhaltende kontinentale Riftprozesse zu Beckeneinbrüchen und zur Ausbildung eines akzentuierten Meeresbodenreliefs. Parallel dazu wurde ein hydrothermales Konvektionssystem in Gang gesetzt. Lokale Rinnenstrukturen (3rd order basins) am Meeresboden fungierten als Erzfallen für die metallreichen Brines. Die bedeutendsten Metallanomalien bestehen in einer Anreicherung von Pb, Zn, Ba und Ag.

Anhaltspunkte für die synsedimentäre Genese der Vererzungen ist ihre Stratigraphie- und Faziesgebundenheit. Die Mineralisation zeigt Merkmale, die z.T. für Lagerstätten des SEDEX-Typs, z.T. für solche des VMS-Typs charakteristisch sind.

Dieses Projekt, dessen Schwerpunkt eine mineralogisch-petrographische und petrologische Untersuchung der Pb-Zn Lagerstätte Arzberg ist, stellt eine signifikante Ergänzung zu den bisherigen, vorwiegend geochemischen, bzw. explorationsbezogenen Arbeiten (WEBER, 1990) dar.

Stollenbegehungen in den noch zugänglichen Bereichen des Bergwerks zeigen, daß die sulfidvererzten Lagen bis Linsen max. wenige dm mächtig werden, in ihrer horizontalen Erstreckung nur wenige Meter lang aushalten und an gestaffelten Abschiebungsflächen im Meterbereich nach SE hin in zunehmend größere Tiefen versetzt sind.

Die liegenden Bereiche der Mineralisation sind pyrrhotindominiert. Sie werden zum Hangenden hin zunehmend sphaleritreicher und gehen dann vorzugsweise in reine Galenitvererzungen über. Darüber treten in pyritreichen Nebengesteinen geringmächtige, diskordante Quarz-Karbonatmobilisate mit Galenitführung auf. Die Erzträgergesteine sind mikroskopisch als Chlorit-Biotit-Serizitschiefer bis -phyllite mit wechselnder Karbonat- und Quarzführung zu klassifizieren. Auffallend sind die generell hohen Gehalte an Fe-Ti-Oxiden (Ilmenit, Rutil), die konzentriert in chloritdominierten Lagen auftreten und eine Beteiligung basischer Tuffe und Tuffite als Edukte wahrscheinlich machen. Vererzungsnahe Bereiche zeichnen sich außerdem durch deutliche Silizifizierungserscheinungen sowie lokal vermehrte Turmalinsprossung, mögliche Anhaltspunkte für eine hydrothermale Alteration durch Fluide, aus.

Erste Mikrosondenuntersuchungen konzentrierten sich auf Ag-führende Erzminerale und Turmalinchemismen. Die Fahlerze weisen sich als Ag-führende Tetraedrite (Freibergite) aus. Die Ag-Gehalte von 33 Fahlerzkörnern (84 Einzelmessungen) vier verschiedenerLokalitäten variieren zwischen 20.8 und 51.2 Gew.% mit einem Maximum zwischen 20 und 34 Gew.%. Die Cu-Gehalte (2.1 bis 23.0 Gew.%) zeigen die für Fahlerzchemismen typische negative Korrelation mit Ag. Arsen liegt fast durchwegs unterhalb der Nachweisgrenze, immer aber unter 0.7 Gew.%. Die Fe-Werte variieren zwischen 4.2 und 7.8 Gew.%., die Zn-Führung liegt permanent unter 0.5 Gew.%.

Der zweite Silberträger der Paragenese ist Pyrargyrit Ag₃SbS₃, das reine Sb-Endglied der Gruppe der Rotgültigerze. Die Ag-Gehalte schwanken zwischen 55 und 61 Gew.%, As liegt durchwegs unter 0.5 Gew.%, Cu erreicht Werte bis max. 0.8 Gew.%. Sphalerite führen - dem niedrigen Metamorphosegrad entsprechend - moderate Fe-Gehalte von 5.19 bis 6.35 Gew.%. Die Mn-Führung in den Zinkblenden ist vernachlässigbar gering. Silber- und Sb-Führung im Galenitgitter liegen unterhalb der Nachweisgrenze.

Die größtenteils deutlich zonierten Turmaline treten in zwei verschiedenen Varietäten auf, welche sich auch im Chemismus voneinander abheben. Einerseits beobachtet man in eng mit Massiverzen assoziierten Chloritschiefern verstärkte Turmalinsprossung (X_{Mg} 0.03 - 0.48, TiO₂ 0.44 - 0.91 Gew.%), andererseits liegen Turmalin-Einzelkristalle als isolierte Einschlüsse in Massiverzen vor (X_{Mg} 0.20 - 0.28, TiO₂ 0.07 - 1.35 Gew.%). Die Kernbereiche beider Typen sind deutlich Fe-dominiert (?hydrothermale Entstehung). Einen sprunghaften Mg-Anstieg zum Rand hin beobachtet man in den Turmalinen der Chloritschiefer (?metamorphe Anwachssäume).

Im weiteren Verlauf des Projekts soll versucht werden, über die Chemismen der Erz- und Erzträgerminerale, Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen in Quarzen der Erzparagenese sowie über stabile Isotopen, die physikochemischen Bedingungen der Lagerstättenbildung zu klären.

Dieses Projekt P 12180-TEC wird dankenswerterweise vom Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF) finanziert.

- WEBER, L. (1980): Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Grazer Paläozoikums und ihr geologischer Rahmen.- Archiv für Lagerstättenforschung Geol. B.-A., 12, 289 Seiten.
- WEBER, L. (Hrsg) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industrieminerale und Enegierohstoffe Österreichs.-Archiv für Lagerstättenforschung Geol. B.-A., 19, 607 Seiten.

PERMISCH METAMORPHE KRISTALLINGERÖLLE AUS DER HÖHEREN GOSAU DER WEYERER BÖGEN (OBERÖSTERREICH)

von

W. Frank, R. Schuster & P. Faupl

MinPet 98

Institut für Geologie, Universität Wien Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Geologischer Überblick

In den oberösterreichischen Kalkalpen ist im Bereich der Weyerer Bögen ein Gosauvorkommen mit einer N-S Erstreckung von ca. 20 km erhalten. Die Gosauschichtfolge dieses Gebietes, die diskordant über gefalteten vorgosauischen Schichtgliedern der Reichraminger Decke abgelagert wurde, läßt sich in drei Abschnitte gliedern (FAUPL, 1983; FAUPL & WAGREICH, 1996). Der tiefere Abschnitt mit einer stratigraphischen Reichweite vom oberen Turon bis Santon besteht aus limno-fluviatilen bis flachmarinen Gesteinsserien. Das klastische Material wurde aus dem Norden geschüttet und zeigen ein zirkon- und chromitbetontes Schwermineralspektrum. Der Mittlere Abschnitt, welcher im Liegenden und Hangenden durch Diskordanzen begrenzt ist, besteht aus Ablagerungen des Beckenhanges, wie resedimentierten Karbonatbreccien (Spitzenbachschichten) und bathvalen bunten Mergeln mit slump structures (Nierentaler Schichten). Beide Schichtglieder sind ins Campan zu stellen. Der hangendste Teil der Gosau wird durch die Brunnbachschichten repräsentiert, einer bis zu 1000 m mächtigen Turbiditserie des Maastrichts bis Paläozäns (OBERHAUSER, 1963; PLÖCHINGER, 1987). Der Mittlere und obere Abschnitt werden als Flyschgosau bezeichnet. Diese wurde aus dem Süden geschüttet und zeigt ein granatdomniertes Schwermineralspektrum, in dem charakteristischer Weise auch Chloritoid vorhanden ist.

Untersuchtes Probenmaterial

Das klastische Material der Brunnbachschichten besteht aus einem Gemisch von siliziklastischen, karbonatischen und bioklastischen Komponenten. Als siliziklastische Komponenten sind sehr selten, bis zu mehrere Zentimeter große Glimmerschiefergerölle anzutreffen. Hellglimmer aus vier derartigen Geröllen wurden von FAUPL & THÖNI (1981) mit der K/Ar Methode datiert. Die Alterswerte aller Proben liegen zwischen 240 ± 11 Ma und 252 ± 12 Ma und wurden als eoalpin verjüngte, variszische Abkühlalter der Glimmer interpretiert. Die Neuuntersuchung desselben Probenmaterials mit der ⁴⁰Ar/³⁹Ar Methode sollte klären ob diese Interpretation zutrifft, oder ob ein thermisches Ereignis in permischer Zeit in den Gesteinen feststellbar ist. Die Probe 303/8 zeigt ein feinkörniges, lepidoblastisches Hellglimmergefüge mit wenig reliktisch erhaltenem, feinkörnigen Biotit und in die Schieferung (S1) eingereglte Erzblättchen. Dieses Gefüge wird statisch von gröberem Hellglimmer und Chlorit, sowie Albitkristallen überwachsen. Die Blasten sind undeformiert und wachsen bevorzugt in der Schieferungsrichtung. Bis zu 5 mm große, intern ungeregelte Pseudomorphosen aus Chlorit und Hellglimmer dürften aus Biotit hervorgegangen sein. Die drei weiteren Gesteine sind deutlich quarz- und plagioklasreicher. Sie zeigen einen mehr oder weniger ausgeprägten Lagenbau (S1) aus quarz- und plagioklasreichen sowie hellglimmer- und chloritreichen Lagen. In Probe 303/9 sind bis zu 1mm große, größtenteils zu Chlorit abgebaute Granate erkennbar. Im Chlorit der Proben 339/5 und 347/3 sind zum Teil noch einzelne Biotitlamellen erhalten, die belegen, daß Chlorit zumindest teilweise aus Biotit hervorgegangen ist. 339/5 enthält graphitisches Pigment und eine überprägende Schieferung (S2) die etwa senkrecht auf S1 steht und in der Albitwachstum zu beobachten ist. Die Albitblasten in 347/5 überwachsen das Gefüge, sind aber später noch gegeneinander rotiert. Manchmal sind sie einfach verzwillingt.

Daten

Der gröberkörnige Muskovit der Probe 347/3 ergab ein Plateau Alter von 245 \pm 2 Ma aus 85 % der Gasmenge und ein im Fehler gleiches Total Gas Alter (Abb. 1a). 303/8 wurde zwei mal gemessen und lieferte buckelförmige Spektren mit Total Gas Altern von 232 \pm 2 Ma und 231 \pm 2 Ma, wobei die höchsten Alterswerte um 245 Ma liegen. Die Probe 303/9 ergab zwei sattelförmige Altersspektren mit 259 \pm 3 Ma und 263 \pm 2 Ma. Die höchsten Steps geben ca. 275 Ma, die niedrigsten ca. 230 Ma. Das höchste Alter lieferte die Probe 339/5, deren maximale Werte der sattelförmigen Verteilung liegen bei ca. 310 Ma während die Niedertemperatursteps bis zu 250 Ma abfallen. Das Total Gas Alter ist 301 \pm 2 Ma (Abb. 1b). In keiner Probe wurden Steps mit alpinen Alterswerten gemessen.



Abb.1

⁴⁰ Ar/³⁹ Ar. a) Gröberkörniger Muskovit der Probe 347/3 ergibt ein permisches Plateaualter.
b) Muskovit der Probe 339/5 zeigt eine sattelförmige Verteilung mit maximalen Altern der einzelnen Steps um 310 Ma. Die Niedertemperatursteps fallen bis zu 250 Ma ab.

Diskussion

Die Texturen aller vier Gesteinsproben zeigen strukturelle und mineralogische Relikte, die auf eine zweiphasige Entwicklung der Gesteine hinweisen. Die ältere beobachtete Paragenese ist Muskovit \pm Granat \pm Biotit \pm Chlorit + Plagioklas + Quarz + opakes Erz und entspricht der mittleren bis höheren Grünschieferfazies. Die Altersspektren der Probe 339/5, sind durch die spätere Überprägung nur leicht gestört und geben etliche Steps mit ca. 310 Ma. Diese typisch variszischen Abkühlalter sprechen für ein variszisches Alter der älteren Prägung.

Die überprägende Metamorphose hat in allen Gesteinen unter statischen Bedingungen, bzw. unter geringem Stress stattgefunden. Sie führte zur weitgehenden Chloritisierung von Granat und Biotit und lag im Stabilitätsfeld der Paragenese Muskovit + Chlorit + Albit + Quarz. Der Grad der Überprägung entspricht der unteren- bis mittleren Grünschieferfazies. Nach den neu gemessenen Daten muß das überprägende Ereigniss im Perm stattgefunden haben. Es führte in den Proben 303/8 und 347/3 zur völligen Neueinstellung des Ar Systems auf ca. 245 Ma, während in den Proben 303/9 und 339/5 eine unterschiedlich starke Teilverjüngung zu verzeichnen ist. Das kann auf Korngrößeneffekte oder auf eine etwas unterschiedlich temperierte Überprägung der einzelnen Proben im Bereich zwischen 370 - 430°C zurückzuführen sein. Derzeit können keine Angaben über die korrespondierenden Drucke gemacht werden.

Die polymikten Tiefwasserbreccien der Brunnbachschichten zeigen, daß zur Zeit ihrer Ablagerung im Maastricht (65 - 71 Ma), im Süden ein differenziertes Abtragungsgebiet vorhanden war. Dieses bestand zum Teil aus Kristallin, welches eine variszische und eine permische Prägung erfahren hat, alpidisch aber nicht beeinflußt ist. Kristalline Einheiten mit derartigen Charakteristika sind als höhere Stockwerke der permisch mittel- bis hochgradig metamorphen Kristallineinheiten des südlichen ostalpinen Kristallins zu erwarten (SCHUSTER & THÖNI, 1996; SCHUSTER et al., 1998).

- FAUPL, P. (1983): Die Flyschgosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). Jb. Geol. B.-A., 126/2, 219-244.
- FAUPL, P. & THÖNI, M. (1981): Radiometrische Daten von Kristallinklastika aus der Flyschgosau der Weyerer Bögen. - Jber. 1980 Hochschulschwerpunkt S15, 129-138, Graz.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1996): Basin analysis of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Turonian-Eocene, Estern Alps). - In: WESSELY, G. & LIEBL, W.(eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basin of Central and Eastern Europe, EAGE, Spec. Pub., 5, 127-135.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikro-paläontologischer Sicht. Jb. Geol. B.-A., 106, 1-88.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Zur Klärung der geologischen Situation am Südende der Weyerer Bögen (Steiermark).
 Jb. Geol. B.-A., 130, 93-108.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & ABART, R. (1998): Permo-triassic high temperature/low pressure metamorphism in Austroalpine basement units. - this volume.
- SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996): Permian Garnet: Indications for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. Mitt. Öster. Mineral. Ges., 141, 219-221.

STRUKTURUNTERSUCHUNG UND KRISTALLCHEMIE DES NEUEN MINERALS $Mg(H_2O)_6[Sb(OH)_6]_2$ SOWIE EINIGER ISOTYPER SYNTHETISCHER ANTIMONATE $Me^{II}(H_2O, NH_3)_6[Sb(OH)_6]_2(Me^{II} = Mg, Co, Cu)$

von

A. Friedrich, M. Wildner & E. Tillmanns

MinPet 98

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

Nachdem PAULING (1933) $Mg(H_2O)_6[Sb(OH)_6]_2$ als korrekte Strukturformel für ein erstmals von HEFFTER (1852) synthetisiertes Magnesium-Antimonat postuliert hatte, veröffentlichte BEINTEMA (1936) einen ersten Strukturvorschlag für diese Verbindung in der Raumgruppe $P\overline{3}$ Im mit a = 16.079 und c = 9.841 Å. Vor wenigen Jahren konnte S. MEYER auch natürlich vorkommende Kristalledieser chemischen Zusammensetzung im ehemaligen Bergbaugebiet von Brandholz-Goldkronach (NO-Bayern), am Westrand des Fichtelgebirges, auffinden. Im Brandholz-Goldkronacher Revier treten hydrothermale Gold-Quarz-Gänge mit Vererzungen von Arsenkies, Pyrit und Antimonit auf. Die Kristalle von Mg(H₂O)₆[Sb(OH)₆]₂ wurden als Folge der Verwitterung von Antimonit in der Oxidationszone der Lagerstätte neben anderen Verwitterungsprodukten (Antimonockern und -blüten) gebildet. Die Übereinstimmung dieses neuen Minerals mit der synthetischen Verbindung wurde mittels Einkristall- und Pulverröntgenbeugungsmethoden, Elektronenstrahlmikrosondenanalysen sowie thermogravimetrischen und infrarotspektroskopischen Untersuchungen überprüft. Natürliches Mg(H₂O)₆[Sb(OH)₆]₂ wurde daraufhin als neues Mineral unter dem Namensvorschlag "Brandholzit" an die IMA-Kommission für Neue Minerale und Mineralnamen eingereicht. Außerdem erfolgte die Darstellung und Charakterisierung des entsprechenden synthetischen Magnesium-Antimonats sowie der strukturell eng verwandten Verbindungen Co(H₂O)₆[Sb(OH)₆]₂ und Cu(H₂O,NH₃)₆[Sb(OH)₆]₂.

Kristalle des **natürlichen** $Mg(H_2O)_6[Sb(OH)_6]_2$ erreichen einen Durchmesser von maximal 1.5 mm und zeigen einen tafeligen hexagonalen Habitus mit dominanten Formen {10-10} und {0001}. Sie sind farblos, durchsichtig, mit Glasglanz und weißem Strich. Ebenso wie bei den im folgenden beschriebenen Antimonaten ist keine Fluoreszenz zu beobachten, die Kristalle verhalten sich spröde, Spaltbarkeit fehlt und der Bruch ist muschelig. Die Vickershärte von 60 kg/mm² entspricht einer Mohshärte von 2 - 3. Die Röntgendichte beträgt 2.605 g/cm³.

Aus wellenlängenabhängigen Messungen mittels Spindeltischimmersionsmethoden ergibt sich ein einachsig negativer optischer Charakter mit $n_{co} = 1.570(2)$ und $n_{\epsilon} = 1.569(2)$ bei 589 nm. Thermogravimetrische Analysen bestätigten einen Wasseranteil von 39 Gew.%, der mit dem theoretischen Wert sehr gut übereinstimmt.

Für die Strukturuntersuchung wurden Einkristallröntgenbeugungsintensitäten an einem Nonius Kappa CCD-Vierkreisdiffraktometer gemessen. $Mg(H_2O)_6[Sb(OH)_6]_2$ kristallisiert isotyp zu dem von BONAZZI und MAZZI (1996) beschriebenen Mineral Bottinoit, Ni $(H_2O)_6[Sb(OH)_6]_2$, in der Raumgruppe P3 (statt P3 1m nach BEINTEMA, 1936). Wie Bottinoit weisen die untersuchten Magnesium- und Kobalt-Kristalle eine Verzwillingung nach der Ebene {1 0 T0} auf. Daraus folgt auch eine starke Pseudosymmetrie nach der Raumgruppe P3 1m (und P31m). Die Gitterparameter des natürlichen Magnesium-Antimonats betragen a =16.114(1), c = 9.863(1) Å und V = 2217.9(1) Å^3, Z = 6.

Die Strukturverfeinerung wurde mit dem Programm SHELXL97 auf F2 durchgeführt und konvergierte auf R1 = 2.96 %. Der Zwillingsanteil berechnete sich auf 15%.

Die Struktur wird von isolierten, regelmäßig ausgebildeten Sb(OH)₆- und Mg(H₂O)₆-Oktaedern aufgebaut, die allein durch Wasserstoffbrückenbindungen zusammengehalten werden. Der durschnittliche Sb–O-Bindungsabstand stimmt mit 1.978 Å sehr gut mit dem aus der Summation der Ionenradien (SHANNON, 1976) erwarteten Wert von 1.98 Å überein. Hingegen liegt der mittlere Mg–O-Bindungsabstand von 2.055 Å etwas unter den kristallchemischen Erwartungen (z.B. BAUR, 1981).

Die Oktaeder sind in Schichten parallel zur Basisebene angeordnet und bilden eine abwechselnde Stapelung zweier unterschiedlicher Schichttypen. Ein Typ besteht nur aus Sb(OH)₆-Oktaedern, im anderen sind Sb(OH)₆-Oktaeder von jeweils sechs Mg(H₂O)₆-Oktaedern umgeben. Es werden somit {[Sb(OH)₆]₉)⁹⁻-Schichten und {[Sb(OH)₆]₃[Mg(H₂O)₆]₆)⁹⁺-Schichten unterschieden.

Das Fehlen einer ausgesprochenen Spaltbarkeit parallel zur Basis, welche man aufgrund des schichtigen Aufbaus vermuten würde, kann durch das Wasserstoffbrückenbindungssystem erklärt werden: Neben den zwischen benachbarten Oktaederschichten verlaufenden Brückenbindungen sind auch die Oktaeder innerhalb einer Schicht nur durch Wasserstoffbrücken verbunden. Die Hydroxylgruppen der reinen Antimonschicht bilden H-Brücken nur innerhalb dieser Schicht aus und gewährleisten damit deren Zusammenhalt. Die Sauerstoffdonatoren der zwischen den Schichten verlaufenden Wasserstoffbrückenbindungen gehören alle der gemischten Mg-Sb-Schicht an. Dort sind genug Wassermoleküle der $Mg(H_2O)_6$ -Oktaeder vorhanden, welche sowohl alle Brückenbindungen in der Schicht, als auch zusätzliche zwischen den Schichten bewirken. Die Sauerstoffatome der Sb(OH)₆-Oktaeder wirken als Donatoren für die weiteren Wasserstoffbrückenbindungen zwischen den unterschiedlichen Schichten.

Synthetisches $Mg(H_2O)_6[Sb(OH)_6]_2$ konnte in hexagonal tafelig ausgebildeten Kristallen bis zu 1.8 mm erhalten werden. Typisch sind auch rosettenförmige Aggregate. Weder die physikalischen Eigenschaften noch der strukturelle Aufbau weisen signifikante Unterschiede zum natürlichen Material auf. Die Gitterparameter betragen a = 16.113(1), c = 9.866(1)Å und V = 2218.3(1) Å³. Der Zwillingsanteil wurde auf 48% verfeinert und der Residualwert konvergierte auf R1 = 2.53 %. Aufgrund einer schlechteren Qualität der Meßdaten konnten die Positionen der Wasserstoffatome nur unsicher bestimmt werden. Die mittleren Sb-O- und Mg-O-Bindungsabstände sind mit 1.983 Å bzw. 2.058 Å sehr ähnlich zu jenen des natürlichen Kristalls. Von der Verbindung $Co(H_2O)_6[Sb(OH)_6]_2$ konnten nur wenige hexagonale {0001}-Plättchen bis maximal 0.4x0.06 mm synthetisiert werden. Sie weisen eine blasse orange-rosa Farbe auf und bilden neben rosettenförmigen Aggregaten oft Parallelverwachsungen nach (0001). Der optische Charakter ist einachsig positiv mit $n_{\omega} = 1.589(2)$ und $n_e = 1.592(2)$. VHN = 65 kg/mm², $D_x = 2.767$ g/cm³. Der Wasserverlust wurde aufgrund der geringen Probenmenge nicht bestimmt. Die Struktur ist (pseudo)isotyp zum Magnesium-Antimonat mit a = 16.105(1), c = 9.851(1) Å und V = 2212.8(1) Å³. Die Verfeinerung konvergierte allerdings "nur" auf R1 = 4.88 % und es verblieben hohe Restelektronendichten in der Nähe der Schweratome, die eine verläßliche Bestimmung der H-Positionen verhinderten. Der Zwillingsanteil wurde auf 35% verfeinert. Den strukturell gravierendsten Unterschied zum Mg-Antimonat stellt eine Verdrehung einiger auf speziellen Punktlagen befindlicher Sb(OH)⁶-Oktaeder um ihre dreizähligen Achsen um bis zu 50° dar. Die durschnittliche <Sb-O>-Bindungslänge von 1.979 Å stimmt wiederum gut mit der Summe der Ionenradien überein, der <Co-O>- Abstand liegt mit 2.081 Å jedoch deutlich unter dem statistisch erwarteten Wert (WILDNER, 1992).

Das synthetische $Cu(H_2O, NH_3)_{6}[Sb(OH)_{6}]_{7}$ kristallisiert bevorzugt mit hexagonal prismatischem Habitus bis 0.5 mm Durchmesser und weist aufgrund der eingebauten Kupferaminkomplexe eine intensiv dunkelblaue Farbe auf. Der Strich ist hellblau, VHN = 70 kg/mm², D_x = 2.607 g/cm³ und der thermogravimetrisch gemessene Gewichtsverlust entspricht dem idealen von 35 %. Auch $Cu(H_2O, NH_3)_6[Sb(OH)_6]_2$ kristallisiert in der Raumgruppe P3 und wird von isolierten Sb(OH)_6und $Cu(H_2O, NH_3)_6$ -Oktaedern aufgebaut. Im Gegensatz zu den zuvor behandelten Strukturen ist die Elementarzelle um 2/3 kleiner, die Gitterparameter sind a = 9.416(1), c = 10.223(1) Å und V = 785.0(1) Å³, Z = 2. Dies könnte durch eine bis zu einem gewissen Grad statistische Anordnung der Schweratome und folglich durch eine unregelmäßge Verteilung der H₂O-, NH₃- und OH-Gruppen verursacht sein. Möglicherweise liefert auch ein dynamischer oder statistisch verteilter statischer Jahn-Teller-Effekt des Cu²⁺-Atoms einen Beitrag. In den Röntgenbeugungsbildern sind einige Unordnungsphänomene zu erkennen. Die Reflexe weisen eine unscharfe längliche Form entlang der Schichtlinien auf. Weiters treten nur wenige starke Reflexe, aber viele mit sehr geringer Intensität auf. Optisch sind Sanduhrstrukturen und Domänenbildungen an den Kristallen, sowie dementsprechende anomale Auslöschungen zu erkennen. Diese Beobachtungen wurden auch schon von BEINTEMA (1937) angestellt. Nach seinem Modell ist die Ursache dieser Phänomene in einer Verwachsung von Domänen zu finden. Die Strukturuntersuchungen befinden sich noch in Arbeit. Bisher konnte nur eine gemittelte Struktur gerechnet werden.

Literatur

- BAUR, W.H. (1981): Interatomic distance predictions for computer simulation of crystal structures. Structure and bonding in crystals, Vol. II, Academic Press.
- BEINTEMA, J. (1936): On the crystal-structure of magnesium- and nickel antimonate. Proc. Royal Acad. Amsterdam, 39, 241-252.
- BEINTEMA, J. (1937): Die Struktur einiger kristallisierter Antimonate. Rec. Trav. Chim., 56, 931-967.
- BONAZZI, P., MAZZI, F. (1996): Bottinoite, Ni(H₂O)₆[Sb(OH)₆]₂: Crystal structure, twinning, and hydrogen bond model. - American Mineralogist, 81, 1494-1500.

HEFFTER, L. (1852) - Pogg. Ann. 86, 418

PAULING, L. (1933): The formulas of antimonic acid and the antimonates. - J. Am. Chem. Soc. 55, 1895-1900. WILDNER, M. (1992): On the geometry of Co(II)O6 polyhedra in inorganic compounds. - Z. Kristallogr. 202, 51-70.

ZUM NATÜRLICHEN AUFTRETEN VON ARSEN IN DEN OSTALPEN

von

R. Göd & G. Heiss

MinPet 98

Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal, Wien

Ausgehend von den Ergebnissen des geochemischen Atlasses der Republik Österreich (THAL-MANN et al., 1989) wurden die großtektonischen Einheiten der Ostalpen, Oberostalpin, Mittelostalpin, Unterostalpin und Penninikum in bezug auf ihre Arsengehalte in den Bachsedimenten gegenübergestellt. Die arithmetischen Mittel/Medianwerte der jeweiligen Arsenkonzentrationen verhalten sich - unter Nichtberücksichtigung der unter der Nachweisgrenze von 2 ppm liegenden Proben - wie 12/6 zu 21/8 zu 15/8 zu 9/6 ppm. Im besonderen stechen die unterostalpine Grobgneisserie sowie die mittelostalpinen Thurntaler Quarzphyllite mit einem arithmetischen Mittel/Medianwert von 21/10 und 122/60 ppm hervor.

Anhand von Detailuntersuchungen ausgewählter Arsenanomalien (GÖD, 1994, 1996; GÖD & HEISS, 1996) wurde der Versuch unternommen, eine numerische Korrelation zwischen den Arsengehalten der Bachsedimente zu jenen der diese begleitenden Böden herzustellen. Es läßt sich abschätzen, daß die Arsengehalte der Böden *mindestens um den Faktor 2* höher als jene der korrelierenden Bachsedimente liegen.

Betrachtet man alle Arsengehalte von Bachsedimenten > 25 ppm, was aufgrund des Vohergesagten einer Bodenkonzentration und damit dem sogenannten "action level" von >/ = 50 ppm entspricht, so ergeben sich für die "Zentralzone" im Sinne des geochemischen Atlasses insgesamt 1746 Proben. Unter Zugrundelegen der Probenahmedichte für den "Atlas" von 1.4 km²/Probe ergibt sich im *Minimum eine Fläche von rund 2500 km²*, für die der "action level" für Arsen überschritten ist.

Literatur

- GÖD, R. (1994): Geogene Arsengehalte außergewöhnlichen Ausmaßes in Böden, Nördliche Saualpe ein Beitrag zur Diskussion um Grenzwerte von Spurenelementen in Böden. - Berg-und Hüttenmänn. Monatsh., 139, 442-449
- GÖD, R.,(1996a): Unusually high natural arsenic contents in soils from the Saualpe, Eastern Alps, Austria. 14th European Conf. Soc.Environ. Geochem.Health; Imperial Coll., London; abstr.

GÖD, R. & HEISS, G. (1996b): Die Arsenanomalie Feistritz/Wechsel, Niederösterreich. - Jb. Geol. B.-A., 139; 437-444

THALMANN, F., SCHERMANN; O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich, 1:1000000. - Geol. B.-A., Wien



DIE Pb-Zn-F-(Cu-Fe)-MINERALISATIONEN DER STANGALM-TRIAS, NATIONALPARK NOCKBERGE, KÄRNTEN

von

M.A. Götzinger & M.A. Leute

MinPet 98

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

Im Rahmen des Projektes "Mineral- und Rohstoffvorkommen im Nationalpark Nockberge, Kärnten" werden die in diesem geologisch sehr mannigfaltigen Raum befindlichen Pb-Zn-F-(Cu-Fe)-Mineralisationen der Stangalm-Trias (zentralalpines Mesøzoikum im "Mittelostalpin") in einer mineralogisch-lagerstättenkundlichen Untersuchung behandelt. Die vererzten Karbonatgesteine gehören der Mitteltrias (Anis-Ladin; PISTOTNIK, 1996) an. Entsprechend ihrer Mineralführung und Form der Mineralisationen können derzeit drei Verer-

zungstypen unterschieden werden:

- lagenweise feinkörnig-disseminierte Pb-Zn-Fe-Erze mit Imprägnationen und Mobilisaten (z.B. E "Peitleralm");
- 2) kluftgebundene Pb-Zn-Vererzungen (z.B. Predigerstuhl-Zunderwand);
- 3) kluftgebundene Zn-F-(Pb-Cu)-Vererzungen (z.B. Erlacher Bock, Kaning-Scharte).

1) Die lagenweise feinkörnig-disseminierten Pb-Zn-Fe-Erze E der "Peitleralm"/SW Kote 2127 m führen Galenit, Sphalerit und Pyrit (+ Limonit), wobei eine gewisse räumliche Trennung Pb + Zn - Fe gegeben ist (auch zwei getrennte Einbauten mit je einer kleinen Halde). Pyrit (Korngröße ≤ 0.5 mm) ist regellos im grauen Dolomit (wahrscheinlich Anis) verteilt, wobei einzelne Sedimentlagen durch detritäre Muskovite getrennt sind. Galenit und Sphalerit (Korngröße ≤ 1 mm) sind bereichsweise ebenfalls im grauen Dolomit regellos-wolkig verteilt; auffällig sind jedoch etwas gröber körnige (Korngröße bis 3 mm) Imprägnationen und Mobilisate in Klüften (im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich) des grauen Dolomits. Der Sphalerit ist durch wenige Gew.% Fe braun gefärbt ($5.3 \pm 0.6/n = 11$, im feinkörnigen Sphalerit; $4,5 \pm 0.3/n = 11$, im ZnS-Mobilisat; energiedispersive Analyse/EDX, Link ZAF-4 Analytik). Ein geringer Cd-Gehalt (an der Nachweisgrenze der EDX-Analytik) ist charakteristisch. Schon aufgrund des Ortsbildes liegt offenbar eine kleinräumige intraformationale Vererzung mit primär sedimentärer Anlage vor. 2) Die kluftgebundenen Pb-Zn-Vererzungen (z.B. Predigerstuhl-Zunderwand) sind in einzelnen schlecht zugänglichen Stollen besonders im Bereich Zunderwand aufgeschlossen. Es handelt sich um kleine Erznester und -putzen (vorwiegend Galenit) in grauem Karbonatgestein (Anis-Ladin), wobei durch die Abbautätigkeit nur noch geringe Reste der Vererzung vorhanden sind. Sphalerit tritt mengenmäßig zurück; auffällig sind jedoch eine Reihe von Sekundärmineralen (besonders strahlig-derber Hemimorphit) in zersetzten Sphaleriterzen (pers. Mitt. H. PRASNIK). Es existieren praktisch keine Halden, da der Abbau nur kleinräumig war.

3) Die kluftgebundenen Zn-F-(Pb-Cu)-Vererzungen (z.B. Erlacher Bock, Kaning-Scharte) treten in grauen Dolomiten (Anis-Ladin) auf. Die bis 10 cm mächtigen und mehrere Dezimeter langen Klüfte führen im Bereich Erlacher Bock grobspätigen Dolomit und Calcit. Häufig sind hellbrauner Sphalerit und hell- bis dunkelvioletter Fluorit anzutreffen. ZnS enthält kaum Fremdelemente (REM-EDX: $Fe \le 0.1$ Gew.%; siehe auch NIEDERMAYR & BRAND-STÄTTER, 1992). Beide Minerale enthalten Flüssigkeitseinschlüsse (FI; Sphalerit seltener, Fluorit meist nur sekundäre), die jedoch auf frischen Bruchflächen keinerlei Residuate aufweisen (vgl. GÖTZINGER, 1994). Es dürften daher in den FI niedrige Salinitäten vorliegen. Auf frischen Bruchflächen des eher seltenen Galenits konnten jedoch geringe Mengen eines CaCl₂-Kristallisates mittels REM-EDX gefunden werden.

Die Fluorite sind charakteristischerweise sehr arm an Selten-Erd-Elementen (SEE). Im schon klassischen Tb/Ca gegen Tb/La-Diagramm (MÖLLER et al., 1976) fallen diese Fluorite gerade noch in das "sedimentäre Feld", an der Grenze zum "hydrothermalen Bereich" Das SEE-Verteilungsmuster (chondritnormiert) ist dem der Fluorite aus der Laussa, Stmk. (Nördliche Kalkalpen) und der Gnadenalm, Sbg. (Metamorphes Mesozoikum der Schladminger Trias) sehr ähnlich (GÖTZINGER & WEINKE, 1984; KOSS, 1998).

Weiters treten stark untergeordnet Tennantit (schwach As-führend; vgl. NIEDERMAYR & BRAND-STÄTTER, 1992) und Bournonit auf, zusammen mit entsprechenden Sekundärmineralen.

Im Bereich Kaning-Scharte treten in grauen Dolomiten an einem Forstweg kluftgebundene Fluorit-Calcit-Mineralisationen auf, die untergeordnet auch Galenit führen. Wenige 100 m südlich bestand in Phylliten einer Kristallin-Schuppe, die eine Forstwegumfahrung erzwang, ein kleiner Schurf auf Galenit, Sphalerit und Pyrit. Zwischen diesen räumlich nur wenig getrennten, jedoch lithologisch ganz andersartigen Vorkommen bestehen wohl kaum minerogenetische Zusammenhänge.

Für Hinweise und gemeinsame Geländebegehungen danken wir den Herrn Dr. Gerhard Niedermayr (Wien), Josef Penker (Kaning) und Helmut Prasnik (St. Magdalen).

- GÖTZINGER, M.A. (1994): Einschluss-Untersuchungen mittels Rasterelektronenmikroskopie und EDX-Analytik.- Mitt. Österr. Miner. Ges. 139, 159-168.
- GÖTZINGER, M.A. & WEINKE, H.H. (1984): Spurenelementgehalte und Entstehung von Fluoritmineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis-Mitteltrias), Nördliche Kalkalpen, Österreich.- TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt. 33, 101-119.
- KOSS, St. (1998): Mineralogie, Geochemie und Genese von Fluorit-Vorkommen in Karbonatgesteinen.- Diss. formal- u. naturw. Fak., Univ. Wien 1998.
- MÖLLER, P., PAREKH, P.P. & SCHNEIDER, H.J. (1976): The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis.- Min. Dep. 11, 111-116.
- NIEDERMAYR, G. & BRANDSTÄTTER, F. (1992): Neue Mineralfunde aus Österreich XIL, 862. Aurichalcit, und Wulfenit vom Erlacher Bock, Kärnten.- Carinthia II, 182/102, 128-130.
- PISTOTNIK, J. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 183 Radenthein, Geol. B.-A. Wien 1996.

UMWELTMINERALOGIE UND GEOCHEMIE IM RAHMEN DES INTERNATIONALEN KOLA-PROJEKTES

von

D. Gregurek¹, C. Reimann² & E.F. Stumpfl¹

MinPet 98

¹Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben Peter-Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben ²Norges geologiske undersøkelke (NGU), Leiv Eirikssons vei 39, N-7040 Trondheim

Fünfzehn Schnee- und Bodenproben wurden in unmittelbarer Nähe (1.5 - 8 km) von Werken der Ni-Cu-Industrie auf der Halbinsel Kola, NW Rußland im Rahmen des internationalen Kola-Projektes ("Kola-Ecogeochemistry"; http://www.ngu.no/Kola, REIMANN et al., 1988) genommen. Die Schneeproben wurden am Ende der arktischen Wintersaison (April 1996) genommen und geochemisch sowie mineralogisch untersucht. Im Juli 1997 sind an den gleichen Probennahmepunkte fünfzehn Bodenproben und zusätzlich drei Podsolprofile entnommen worden. Die hier präsentierten Ergebnisse beziehen sind nur auf die Schneeproben.

Die Hauptemittenten sind die Aufbereitungs- und Röstanlage in Zapoljarnij mit den großen Pechenga-Lagerstätten (6.5 mt Erz/Jahr), das Ni-Hüttenwerk in Nikel und der Ni-Cu-Co-Hüttenund Raffineriekomplex in Monchegorsk. Die Technologie der Ni-Cu-Gewinnung hat sich seit der Erstproduktion von Ni-Cu-Stein in den 30iger Jahren nicht wesentlich geändert. Die Umweltbelastung der drei Industriewerke zählt zu den zehn weltgrößten Emittenten (GUNN et al., 1995) und betrug 1995, 300.000 t SO₂, 2000 t Ni, 1100 t Cu, 94 t V₂0₅ und 92 t Co (Report of the Murmansk Region Committee of Ecology and Nature Resources, 1995, in: REIMANN et al., 1996). Eine vollkommene Zerstörung der Vegetationsdecke im Umkreis von wenigen Kilometern (< 10 km) um die Industriezentren und Entstehung von "technogenen Wüsten" sind das Resultat, das auch auf Satelitenbildern sichtbar ist (HØGDA et al., 1995).

Die Schneeproben wurden vom Finnischen Geologischen Dienst (GTK) aufgeschmolzen und abfiltriert. Beide Fraktionen, das abfiltrierte Schmelzwasser (SW, < 0.45 μ m) und der Filterrückstand (FR, > 0.45 μ m) wurden getrennt auf mehr als 40 Elemente mit Hilfe der ICP-MS, ICP-AES und Ionenchromatographie analysiert. In der Filterrückstand-Fraktion wurden mit GFAAS zusätzlich Pd, Pt, Rh und Au gemessen. Filterrückstände wurden danach am Institut für Geowissenschaften, Leoben im Kunstharz eingebettet und anpoliert. Die polierten Anschliffe wurden mikroskopisch im Auflicht untersucht und mit der Elektronenstrahlmikrosonde qualitativ und quantitativ analysiert.

Die analytischen Daten für Spurenelemente (Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Br⁻, Ca, Cd, Cl⁻, Co, Cr, Cu, F, Fe, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Rb, S, Sb, Sc, Se, Si, Sr, Th, Tl, U, V, Y, Zn) zeigen in unmittelbare Nähe der Industriewerke (Zapoljarnij, Nikel und Monchegorsk) sehr hohe Konzentrationen (GREGUREK et al., 1998). Die Gehalte in den Schneeproben sind um das 10000-100000 fache angereichert (beide Fraktionen - SM und FR), im Vergleich zu "background" Gehalten in Finnland (eines der am geringst belasteten Gebiete Europas). Außerdem wurden in Schneeproben von Monchegorsk Konzentrationen bis zu 2700 ng/l Pd, 650 ng/l Pt und 180 ng/l Au nachgewiesen. Dies ist vermutlich auf die PGE- (Pd, Pt, Rh) und Au-reichen Noril`sk (Talnakh) Erze die im Hüttenkomplex von Monchegorsk verhüttet werden, zurückzuführen. Die einzelnen Edelmetalle korrelieren gut miteinander wie auch mit Te (Korrelationsfaktor $r^2 > 90$).

Mineralogischen Untersuchungen von feinkörnigem, partikulärem Material das während eines Winters im Schnee abgelagert wurde zeigen, daß geogene und anthropogene (technogene) Komponenten vorliegen. Die Korngöße der einzelnen Phasen variiert zwischen wenigen μ m bis zu >100 μ m.

In den Schneefiltraten (Rückständen) von Zapoljarnij kommen Magnetkies, Pentlandit, Kupferkies, Bornit, Magnetit, Chromit und Ilmenit vor, die weitgehend noch nicht durch den Röstprozeß beeinflußt wurden. Die Texturen und Mineralphasen sind ähnlich denen in den lokalen Pechenga-Erzen. Außerdem wurden zahlreiche Gangminerale wie Titanit, Pyroxen, Amphibol, Talk, Chlorit, Serpentin, Plagioklas und Quarz beobachtet. Diese Partikel (Sulfide, Oxyde und Silikate) repräsentieren entweder den Staub von Bergbauaktivitäten und/oder Material aus dem Röstprozess. Auch technogen veränderte Sulfide (meist monosulphide solid solution - "mss") und Oxyde (Magnetit, teilweise oder zur Gänze in Maghemit/Hematit umgewandelt) kommen vor.

In den Schneefiltraten von Nikel und Monchegorsk überwiegen technogene Partikel - Phasen die durch den Metalgewinnungsprozess verändert worden sind. Diese sind: a) globuläre Phasen mit sulfidischer Zusammensetzung (Verbindungen von Cu, Ni, Fe, Co mit S), häufig am Rande oxidiert (Magnetit/Wüstit), b) Schlackenpartikel, besonders häufig in den Schneefiltraten von Nikel, glasig oder auskristallisiert, mit den Hauptkomponenten SiO₂, FeO, CaO, MgO Al₂O₃, c) metallische Partikel (Ni-Cu-Fe-Co-Legierungen) - nur in den Proben von Monchegorsk und d) Koks und Graphit. Neben den technogenen sind besonders in Monchegorsk zahlreiche Silikate nachgewiesen worden (Granat, Epidot/Zoisit, Titanit, Pyroxen, Amphibol, Glimmer, Chlorit, Serpentin, Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz) die vermutlich aus geogenem Staub stammen.

Die vergleichende mineralogische Untersuchungen von Bodenproben zeigen die Dominanz von oxidischem und silikatischem feinkörnigem, partikulärem Material. Vereinzelt wurden auch die sulphidischen Partikel (Pyrrhotit, Pyrit, Kupferkies und Pentlandit) sowie globuläre Phasen gefunden; diese sind aber weitgehend durch die Verwitterung/Alteration in Fe-Oxide/Hydroxide (Hämatit/Goethit) umgewandelt worden. In Monchegorsk treten verbreitet metallische Partikel mit unterschiedlicher Zussamensetzung (Verbindungen von Si, Ti, Cr, Al, Ni, Fe, Co, Cu) auf. Die Partikel im Schnee repräsentieren das unalterierte, partikuläre Emissionsmaterial aus den umliegenden Industriezentren. Die Ergebnisse ermöglichen den Vergleich mit anderen Probenmedien wie etwa Boden sowie eine Korrelation mit verschiedenen Stadien der Prozeßtechnik und der im Prozeß eingesetzten Erze. Geochemische und mineralogische Untersuchungen von Bodenproben und Podsolprofilen, in Korrelation mit Ergebnissen von Schneeproben sollen zur Entwicklung eines geochemischen Modelles für den Transport von Schwermetallen vom Erz über Konzentrate, Röstgut, Hüttenprodukte und über Schnee in die Böden beitragen.

Wir danken den Österreichischen Forschungsfond (FWF) für die finanziellen Unterstüzung (Projekt 11983 CHE; E.F. Stumpfl), V. Pavlov für die Geländearbeiten, H. Niskavaara für die analytischen Daten, H. Mühlhans für die exzellenten Anschliffen und F. Melcher für anregende Diskussionen.

- GREGUREK, D., REIMANN, C. & STUMPFL E.F. (1998): Trace elements and precious metals in snow samples from the immediate vicinity of nickel processing plants, Kola Peninsula, NW Russia. - Environ. Pollut. (in press).
- GUNN, J.M., CONROY, N., LAUTENBACH, W.E., PEARSON, D.A.B., PURO, M.J., SHORTHOUSE, J.D. & WISEMAN, M.E. (1995): From restoration to sustainable ecosystem. In: GUNN, J.M. (eds) Restoration and Recovery of an Industrial Region. Progress in Restoring the Smelter-damaged Landscape near Sudbury, Canada. Springer Verlag, New York, pp 335-344.
- HØGDA, K.A., TØMMERVIK, H., SOLHEIM, I. & MARHAUG, O. (1995): NORUT Information Technology Ltd.
- REIMANN, C., NISKAVAARA, H., CARITAT, P.de., FINNE, T.E., ÄYRÄS, M. & CHEKUSHIN, V.A. (1996): Regional variation of snowpack chemistry in the vicinity of Nikel and Zapoljarnij, Russia, northern Finland and Norway. - Sci. Total Environ. 182, 147-158.
- REIMANN, C., ÄYRÄS, M., CHEKUSHIN, V.A., BOGATYREV, I., BOYD, R., CARITAT, P.de, DUTTER, R.,
 FINNE, T.E., HALLERAKER, J.H., JÆGER, Ø., KASHULINA, G., LEHTO, O., NISKAVAARA, H.,
 PAVLOV, V., RÄISÄNEN, M.L., STRAND, T. & VOLDEN, T. (1998): A geochemical atlas of the
 central parts of the Barents region. CKE-GTK-NGU Spec. Publ., 745 pp.

ALPINE METAMORPHOSE- UND STRUKTURENTWICKLUNG DER GNEISGRUPPE DER NW SAUALPE (ARBEITSGEBIET N KNAPPENBERG/KÄRNTEN)

von

G. Habler & M. Thöni

MinPet 98

Institut für Geologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Im Raum Hüttenberg E des Görtschitztaler Störungssystems wurde die Gneisgruppe N der Lokalität Plankogel bezüglich der eoalpinen Metamorphose- und Strukturentwicklung untersucht, um Verbreitung und Bedingungen der HP-Metamorphose v.a. in Metapeliten genauer zu definieren. Mehrere Proben von Disthenflasergneis, Zweiglimmerschiefer/-gneis, eingelagertem Pegmatitgneis und Cm-führendem Bt-Pl-Gneis der Gneisgruppe, sowie Eklogit und grobschuppigem Grt-Hg-Schiefer der Eklogitgruppe wurden mittels Elektronenstrahlmikrosonde untersucht und zur Geothermobarometrie herangezogen. Mehrere konventionelle Geothermobarometer, sowie die Computerprogramme TWEEQU (BERMAN 1991) und GEO-CALC (BROWN 1988) wurden zur P-T-Berechnung verwendet.

Metamorphose und Strukturprägung des HP-Ereignisses (Kn+2/Dn+2)

Mineralreaktionen aller Lithologien zeigen den P-Peak der Metamorphose während der synkinematischen Mineralblastese. Mg- und Ca-Anstieg in Grt, der auf Kosten von Bt und Pl sprosst, sowie Pl-Abbau und Pl-Rekristallisation mit geringerem An-Gehalt sprechen ebenso für erhöhte P-Bedingungen wie phengitische Hg-Blastese auf Kosten von Bt. Ky bildet feinkörnige Aggregate als Paramorphosen nach Sil und And, wird jedoch zu reinem Ms abgebaut. Die Ergebnisse der Geothermobarometrie erfordern eine Abtrennung von 3 Einheiten mit unterschiedlicher PT-Entwicklung während der P-betonten Metamorphose.

1.) Disthenflasergneis und Zweiglimmerschiefer aus dem unmittelbaren Übergangsbereich der Gneisgruppe zur **Plankogel-/Glimmerschiefergruppe** N des Plankogels ergaben 575 \pm 10°C bzw. 600 \pm 10°C bei 0.85 \pm 0.15 GPa. Ähnliche Ergebnisse führt SCHMEROLD (1988) für den Glimmerschieferkomplex an.

2.) Berechnungen an Disthenflasergneis, Zweiglimmerschiefer/-gneis und Pegmatitgneis ergaben 600±20°C/1.3±0.15 GPa. Die maximalen P-Bedingungen der Gneisgruppe liegen daher bei ähnlichen Temperaturen höher als in der hangenden Plankogel-/Glimmerschiefergruppe. Bt und Pl bleiben in dieser Einheit stabil und Grt II zeigt kontinuierliche Wachstumszonierung. Während sich die Mineralreaktionen in Disthenflasergneis und Crn-führendem Bt-Pl-Gneis auf Kornkontakte beschränken, erfolgt in Zweiglimmerschiefer/-gneis völlige synkinematische Umkristallisation.

3.) Geothermobarometrie an Eklogiten und grobschuppigen Grt-Hg-Schiefern ergab 690 \pm 20°C/1.9 \pm 0.15 GPa. Diese Lithologien wurden daher zur **Eklogitgruppe** zusammengefasst. Grt zeigt homogene Elementverteilung, während Bt und Pl völlig abgebaut werden. Hg weist hier deutlich höhere Cel-Gehalte auf als in der Gneisgruppe.

Alle Einheiten der Gneis- und Eklogitgruppe werden von der synmetamorphen Deformation unter Ausbildung fein-mittelkörniger Mylonite erfaßt. Sowohl ein compositional layering als auch die bevorzugte Orientierung rekristallisierter Minerale (Pl, Hg, Bt, Als) und gerichtete Blastese neugesprosster Minerale (Grt, Omp, Hg, Zo), die die HP-Paragenese bilden, zeigen die mylonitische Foliation. Eine Streckungslineation von Ky-Aggregaten, Hg, Pl und Zo in den Metapeliten entspricht der Streckung von Omp, Zo und Hg in den Eklogiten (NEUBAUER, 1991). Grobkörnige präkinematische Relikte werden v.a. zu ϕ -Klasten und nur untergeordnet zu σ -Klasten deformiert, während δ -Klasten völlig fehlen.

Die primäre Orientierung der Sn+2-Flächen ist aufgrund der folgenden Faltung nicht festzustellen. Die Orientierung der Streckungslineation streut von WNW-ESE bis NW-SE. Da großteils symmetrische Gefüge entwickelt sind und intensive Überprägungen durch jüngere Deformationen stattfanden, konnten keine Schersinnindikatoren beobachtet werden, die eindeutig zur Mylonitisierung zu zählen sind.

Synkinematische Kristallisation im Zuge der amphibolitfaziellen Faltung (Kn+3/Dn+3)

An allen metapelitischen Lithologien ist hypidioblastische Grt III-Blastese mit abnehmendem X_{mg} am Kornkontakt zu Hg, oder Grt II-Abbau zugunsten von Bt und Pl zu beobachten. Hg rekristallisiert mit geringeren Cel-Gehalten.

1.) Die Zweiglimmerschieferprobe aus dem Übergangsbereich der Gneis- zur Plankogel-/Glimmerschiefergruppe ergibt bezüglich des Fe-Mg-Austausches zwischen Grt und Hg 590 \pm 15°C bei angenommenen P-Bedingungen von 0.7 GPa.

2.) Die Lithologien der Gneisgruppe zeigen einen geringfügigen T-Anstieg auf $630 \pm 20^{\circ}$ C bei einem P-Abfall auf 1 ± 0.1 GPa. Noch im Ky-Stabilitätsfeld wird der Ky-Abbau zu Hg fortgesetzt, sodaß bei intensiver Kn+3-Mineralblastese Disthenflasergneise zu Grt-Zweiglimmergneisen umkristallisieren.

3.) Lithologien der Eklogitgruppe sind durch die Instabilität von phengitischem Hg charakterisiert, der zu Bt-Pl-Symplektit abgebaut wird.

Diese können in der Folge zu mittelkörnigen Bt- und Pl-Blasten rekristallisieren. Eine weitere Hg-Generation mit geringeren Cel-Gehalten kann neu sprossen. Grt II besitzt hypidioblastische Ränder mit abnehmendem Xmg. Anhand des Fe-Mg-Austausches zwischen Grt und Hg errechnete Temperaturen ergeben $610 \pm 20^{\circ}$ C für 0.8 - 1 GPa. Es sind keine texturellen oder mineralchemischen Argumente für einen T-Anstieg nach dem P-Peak gegeben. Die Intensität der Kn+3-Kristallisationen ist an die Intensität der Faltung Dn+3 gebunden. Die Faltenachsen Lfn+3a streichen WNW-ESE bis NW-SE und sind meist parallel zur Streckungslineation Lsn+2 orientiert. Nur in wenigen Aufschlußbereichen war eine E-W bis WSW-ENE-Orientierung der Faltenachsen zu beobachten, die zu einer Verbiegung und Rotation der Streckungslineation führt. Die Asymmetrie des Großfaltenbaus zeigt SSW-Vergenz. Eine weitere Generation von Faltenachsen (Lfn+3b) streicht NE-SW bis NNE-SSW und bildet

asymmetrische stets SE-vergente enge Falten mit ähnlichen Faltentypen wie Dn+3a. V.a. im unmittelbaren Kontaktbereich zu Eklogitmyloniten kann diese Faltung penetrativ ausgebildet sein. Sie korreliert ebenfalls mit der Kristallisation Kn+3. Möglicherweise steht diese Faltung bereits in Zusammenhang mit der beginnenden Dn+4-Deformation.

Kristallisation und Strukturprägung im Zuge der NW-SE- Extension (Kn+4/Dn+4)

Die letzten Kristallisationsprozesse sind in allen metapelitischen Lithologien v.a. entlang von Scherbändern zu beobachten. Grt wird zu Pl und Bt abgebaut, während Hg zugunsten von Bt instabil wird. Bt kann im Zuge dessen homogenisieren. Feinkörnige St- und Ky-Aggregate sprossen an Korngrenzen von Grt und Hg v.a. entlang von C'-Flächen. Der Beginn dieser Deformation erfolgt daher unter Bedingungen über 550°C im Ky-Stabilitätsfeld.

Diese Deformationsphase ist durch die Ausbildung von Scherbändern, sowie SCC'-Gefügen charakterisiert, die häufig orthogonal zum präexistierenden S-L-Gefüge angelegt sind. Die räumliche Orientierung der Scherbänder streut in Abhängigkeit der Lage der Sn+2-Flächen nach der Faltung. Meist werden Sn+2 und nur untergeordnet Sfn+3-Flächen als C-Flächen des SCC'-Gefüges reaktiviert. Mineral-Lineationen feinkörniger Glimmer auf C'-Flächen sind durchwegs WNW-ESE bis NW-SE orientiert und zeigen Bewegungen parallel der Dn+3a-Faltenachse. Lokal werden die C'-Flächen unter Chloritisierung und feinkörniger dynamischer Qtz-Rekristallisation reaktiviert. Top SE-gerichtete Bewegungen dieses extensionellen Ereignisses beginnen daher im hochduktilen Bereich (über 550°C) und dauern bis in den Sprödbereich an.

Die postmetamorphe Spröddeformation (Dn+5):

Ein Kluftflächenmaximum fällt steil nach SE und wird zu der Fortsetzung der NW-SE-gerichteten Extension bis in den Sprödbereich gezählt.

Ein weiteres Maximum der Kluftflächen streicht E-W bei vertikalem bis steil S-gerichtetem Einfallen. Möglicherweise steht diese Deformation mit einer Crenulation in Zusammenhang, die E-W-Achsen besitzt und eine steil S-Fallende Achsenebene ausbilden kann. Mit Sicherheit an das N-S-streichende Görtschitztaler Störungssystem gebunden sind spröde Falten mit horizontaler N-S-streichender Achse im unmittelbaren Kontaktbereich zu einer Störung, die die Gneisgruppe gegen die Plankogel-/Glimmerschieferserie versetzt.

Weiters werden Sn+2-Flächen und penetrative Sfn+3-Flächen im gesamten Arbeitsgebiet unter Ausbildung einer N-S-orientierten Harnischlineation reaktiviert.

Zusammenfassung und Interpretation:

Die Datierung von magmatischem Grt aus einem Pegmatitgneis, der von allen genannten Deformationen erfaßt wurde, ergab ein Sm-Nd-Alter von 249 ± 3 Ma und bestätigt somit, daß die synkinematische HP-Metamorphose (Kn+2/Dn+2) alpin ist (vgl. THÖNI & JAGOUTZ, 1993; THÖNI & MILLER, 1996). Die Deformations-/Kristallisationsphasen Kn+2/Dn+2 bis Kn+4/Dn+4 stellen Stadien eines zusammenhängenden tektonometamorphen Ereignisses dar. Jede dieser Phasen kann völlige Umkristallisation bzw. penetrative Strukturprägung bewirken. Während Kn+2/Dn+2 den P-Peak der Metamorphose repräsentiert, erfolgen Kn+3/Dn+3 und Kn+4/Dn+4 unter fallenden PT-Bedingungen. Diese Strukturprägungen stehen daher in Zusammenhang mit der Exhumierung der HP-metamorphen Gesteine sowie mit Relativbewegungen von Einheiten mit unterschiedlicher Kn+2-Metamorphoseentwicklung.

- BERMAN, R.G. (1991): Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. Canadian Mineralogist, 29, 833-855.
- BROWN, T.H., BERMAN, R.G. & PERKINS, E.H. (1988): GEO-CALC: software-package for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. - Computers and Geoscience, 14, 279-289
- NEUBAUER, F. (1991): Kinematic indicators in the Koralm and Saualm eclogites (Eastern Alps). Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1, 139-155.
- SCHMEROLD, R. (1988): Die Plankogel-Serie im ostalpinen Kristallin von Kor- und Saualpe (Kärnten-Steiermark-Österreich) als ophiolitische Sutur. - Dissertation Universität Tübingen.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Estern Alps: bearing on Alpine orogenesis. - SMPM, 73, 177-189.
- THÖNI, M. & MILLER C. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. - J. metamorphic Geol., 14, 453-466
- WEISSENBACH, N. (1965): Geologie und Petrographie der eklogitf hrenden hochkristallinen Serien im zentralen Teil der Saualpe, Kärnten. - Dissertation Bergakademie Clausthal.

DIE PRÄMESOZOISCHE NIEDERDRUCKMETAMORPHOSE IN DER POLYMETAMORPHEN GNEISGRUPPE DER NW SAUALPE (ARBEITSGEBIET N VON KNAPPENBERG/KÄRNTEN)

von

G. Habler & M. Thöni

MinPet 98

Institut für Geologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Frühere Bearbeitungen der polymetamorphen Serien der Kor- und Saualpe (WEISSENBACH, 1965; FRANK et. al., 1983; WIMMER-FREY, 1984) zeigten mehrfach die Möglichkeit der Abtrennung synkinematischer Hochdruck-Paragenesen von älteren, präkinematischen Relikten. Die zeitliche Einstufung der HP-Metamorphose zum eoalpinen tektonometamorphen Ereignis wurde mehrfach belegt (THÖNI & JAGOUTZ, 1992; THÖNI & JAGOUTZ, 1993; THÖNI & MILLER, 1996; HEEDE, 1997). Die zeitliche Einstufung und die PT-Bedingungen der -bezüglich der eoalpinen Mylonitisierung - präkinematischen Mineralbildungen stellen jedoch nach wie vor einen Diskussionspunkt dar. Im Zuge der vorliegenden Arbeit wurden v.a. metapelitische Lithologien sowie Pegmatitgneise als Einschaltungen in Zweiglimmerschiefer/gneis bezüglich ihrer präkinematischen Paragenesen mittels Geothermobarometrie und Geochronologie bearbeitet.

Die beste Erhaltung dieser reliktischen Paragenesen wurde an den Disthenflasergneisen, an Cmführenden Bt-Pl-Gneisen und an Pegmatitgneisen festgestellt. In Disthenflasergneis zählt die grobkörnige Grt I-Pl I-Bt I-Ms I-Paragenese sowie Formrelikte von And und Sil, die heute zu Ky-Aggregaten umkristallisiert vorliegen, zu dieser Kristallisationsphase. Crn-führende Bt-Pl-Gneise als Einschaltungen in Disthenflasergneis enthalten bis zu 5 mm große Crn-Blasten, die sowohl in der Matrix als auch in Grt I eingeschlossen auftreten. Grt I weist auch St-, Bt- und feinstkörnige Gr-Einschlüsse auf. Weiters zählen grobkörnige Pl-Blasten mit Kfs-Entmischungslamellen sowie grobkörnige Sil-Formrelikte zu dieser Paragenese. In Metapeliten schließen die grobkörnigen, häufig orientierungslos gesprossten Minerale dieser Kristallisationsphase bereits ein feinkörniges Deformationsgefüge ein. Pegmatitgneise als Einschaltungen in Zweiglimmerschiefern zeigen reliktisch eine primäre magmatische Paragenese mit Pl-Kfs-Qtz-Hg-Hauptmineralbestand, während in Pegmatitgneisen, die als Einschaltungen in Disthenflasergneis auftreten, Pl die dominierende Fsp-Phase und Bt die stabile Glimmerphase bildet. Grt-Kerne wurden aufgrund ihres Mineralchemismus ebenfalls als magmatische Bildung interpretiert.

PT-Bedingungen der präkinematischen Kristallisation:

An drei Disthenflasergneisproben wurden für die Grt I-Pl I-Bt-Ms I-Sil-Paragenese geothermobarometrische Berechnungen anhand des Programmes TWEEQU (BERMAN, 1991) mit den thermo-dynamischen Daten von BERMAN (1988), anhand mehrerer konventioneller Geothermo- und Geobarometer, sowie nach der Kalibrierung von HOISCH (1991) vorgenommen. Diese ergaben Bedingungen von $590 \pm 20^{\circ}$ C/0.38 \pm 0.1 GPa. And, der heute zu Paramorphosen von feinkörnigem Ky-Aggregat umkristallisiert vorliegt, wird dem prograden Pfad dieser Niederdruckmetamorphose zugeordnet. In den Crn-führenden Bt-Pl-Gneisen sprechen Kfs-Entmischungslamellen in grobkörnigem Pl für die primäre Bildung ternärer Feldspäte. Diese Mineralbildung, sowie die Instabilität von Hg zugunsten von grobkörniger Crn-Blastese erfordern jedoch signifikant höhere Temperaturbedingungen während dieser Kristallisation. Auch das Fehlen von And-Formrelikten im Gegensatz zu zahlreichen Sil-Formrelikten zeigt die deutliche Überschreitung der And-Stabilität. Da diese Beobachtungen auf zwei Aufschlüsse im Bearbeitungsgebiet beschränkt sind und Hinweise auf Hg-Zusammenbruch zugunsten von Kfs in den übrigen metapelitischen Lithologien fehlen, werden jedoch keine regionalen, sondern eher lokale HT-Bedingungen bei regionaler MT-Metamorphose im LP-Bereich angenommen.

Zeitliche Einstufung der präkinematischen Kristallisation:

Die zahlreichen, von der eoalpinen Mylonitisierung erfaßten pegmatoiden Mobilisate der Gneisgruppe wurden als lokale Aufschmelzungen aus dem unmittelbaren Nebengestein im Zuge einer ersten thermischen Überprägung interpretiert (WEISSENBACH, 1965; FRANK et al., 1983), die mit der And-Bildung in Disthenflasergneis in Zusammenhang stehen soll. Die Datierung von Grt-Kernen aus einem Pegmatitgneis, die als magmatische Bildungen interpretiert werden, ergab nach der Sm-Nd-Methode 249 ± 3 Ma. Die LP-Metamorphose der Metapelite ist entweder zeitlich mit der Pegmatitintrusion zu korrelieren oder dieser voranzustellen. Die Interpretation der pegmatoiden Mobilisate als lokale Aufschmelzungen des unmittelbaren Nebengesteins impliziert eine gleichzeitige regionale Verbreitung T-betonter Kristallisationen im Nebengestein (vgl. SCHUSTER et al., 1998, dieser Band).

Die Mylonitisierung, die die Pegmatite und deren metapelitisches Nebengestein gemeinsam erfaßte und für die Hauptstrukturprägung der Gneisgruppe verantwortlich ist, muß daher als eoalpines Ereignis angesehen werden. Die Mineralparagenesen, an denen die Bedingungen einer LP-Metamorphose errechnet wurden, stellen daher prämesozoische Relikte in der eoalpin HPmetamorph überprägten (THÖNI & JAGOUTZ, 1993) und penetrativ deformierten Kristallineinheit der Saualpe dar.

- BERMAN, R.G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. - Journal of Petrology, 29, 445-522.
- BERMAN, R.G. (1991): Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. Canadian Mineralogist, 29, 833-855.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. - Jber. 1982 Hochschulschwerpkt., S15, 263-293.
- HEEDE, H.-U. (1997): Isotopengeologische Untesuchungen an Gesteinen des ostalpinen Saualpenkristallins, Kärnten-Österreich. - Münster. Forsch. Geol. Paläont., 81, 1-168.
- HOISCH, T.D. (1991): Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioklas, and implications for the mixing properties of octahedrally coordinated cations in muscovite and biotite. - Contrib. Min. Pet., 108, 43-54.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & ABART, R. (1998): Permo-Triassic high temperature/low pressure metamorphism in Austroalpine basement units (Eastern Alps). - Mitt.Österr.Miner.Ges., 143, 383-386.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). - Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 347-368.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Estern Alps: bearing on Alpine orogenesis. SMPM, 73, 177-189.
- THÖNI, M. & MILLER C. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. - J. metamorphic Geol., 14, 453-466.
- WEISSENBACH, N. (1965): Geologie und Petrographie der eklogitführenden hochkristallinen Serien im zentralen Teil der Saualpe, Kärnten. -Diss. Bergakad. Clausthal.
- WIMMER-FREY, I. (1984): Gefüge- und Metamorphoseuntersuchungen am Plattengneis der zentralen Koralm, W-Steiermark. – Diss. Univ. Wien.

DIE ZERSTÖRUNGSFREIE BESTIMMUNG EINIGER ORGANISCHER SCHMUCKMATERIALIEN MIT HILFE DER RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE

von

V.M.F. Hammer

MinPet 98

Mineralogisch Petrographische Abteilung, Staatliches Edelsteininstitut Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1010 Wien

Ohne Zerstörung des Objekts und ohne großen präparativen Aufwand können heute wichtige gemmologische Fragestellungen mit Hilfe der RDA (Röntgendiffraktionsanalyse) geklärt werden (HAMMER, 1994).

Die kristallisierte aber auch die manchmal nur schlecht geordnete Matrix von organischen Schmuckmaterialien läßt eine eindeutige Zuordnung in eine bestimmte Materialgruppe zu und ist deshalb bei gemmologischen Fragestellungen eine zusätzliche zerstörungsfreie Bestimmungshilfe.

Im vorliegenden Fall ist es zwar nicht möglich Elfenbein von Knochen- oder Geweihmaterial zu unterscheiden, da es sich dabei mineralogisch gesehen um die gleiche Substanz handelt (Apatit), sehr wohl kann aber eindeutig zwischen diversen Beinarten einerseits und Hornsubstanz (Keratin), "Hornbill Ivory" (Keratin), Molluskenschalen (Calcit, Aragonit), sowie "Vegetabilischem Elfenbein" (Reservezellulose) auf der anderen Seite eindeutig unterschieden werden. Kunststoffe zeigen im Röntgendiffraktogramm ein mit Horn vergleichbares Bild, sind aber im Mikroskop eindeutig von diesem zu trennen.



Abb. 1.

RDA Siemens D5000, Großprobengoniometer, xyz-Tisch, Cu-Kα Strahlung, 1.0 sek, 0.02° Schrittweite, im Winkelbereich zwischen 5 - 55°. Folgende Objekte wurden untersucht: Horn eines Rindes (Hornkamm), Hornbill Ivory (Querschnitt eines Vogelschädels von Rhinoplex vigil), Vegetabilisches Elfenbein (Querschnitt eines Samens von Phytelephas macrocarpa), Knochen eines Rindes (polierte Platte), Elefantenelfenbein (Schnitzerei).

Literatur

HAMMER, V.M.F. (1994): Zerstörungsfreie gemmologische Bestimmungen mittels RDA. - Mitt.Österr.Miner.Ges.139,309-310.

NEUE DATEN ZUR GENESE DES BLAUQUARZES VOM GRABENBACH, GOLLING, SALZBURG

von

K. Hasenberger¹, E.Ch. Kirchner¹, M. Musso² & J.A. Asenbaum²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, A-5020 Salzburg ²Institut für Physik und Biophysik, Universität Salzburg, A-5020 Salzburg

Die Genese der Gesteine vom Grabenbach und der darin gangförmig auftretenden Quarze, vor allem jene des Blauquarzes, hat schon sehr früh 1878 (FUGGER) zu Untersuchungen und Beschreibungen dieser Paragenesen angeregt (DOHT, HLAWATSCH, MEIXNER, SCHAUBER-GER und KIRCHNER). Die nicht so häufig auftretende blaue Farbe der Quarze wird an diesem Fundort durch feinste Nädelchen von Mg-Riebeckit verursacht, die den Quarz unregelmäßig durchwachsen. Die letzte der bisherigen Untersuchungen, und Beobachtungen, in der auch die ältere Literatur zusammengefasst ist (KIRCHNER, 1980), weisen auf eine schwachgradige Metamorphose, während der es zu einer Reaktionszone zwischen pelitischem Sediment und einem basischen Vulkanit gekommen ist. Fluide aus salinarem Milieu waren im Überschuß vorhanden. Das gebildete Gestein ist stark durchbewegt, enthält neben den erwähnten Quarzen, die häufig farblos sind, Karbonate, Kaolinit, Talk und Glimmer. Mg- Riebeckit ist auch in den Karbonaten eingewachsen, dort sehr oft mit Aegirin vergesellschaftet.

Die Metamorphose, die diese Region erfasste, erzeugte an verschiedenen Stellen Gesteine mit später gewachsenen Na-reichen Silikaten. So findet man in der umgebenden Gipslagerstätte nicht nur Krokydolith sondernauch neu gesproßten Albit in einem Anhydrit/Dolomit. Neuerdings wurde eine weitere Fundstelle von Blauquarzmuttergestein entdeckt, an der bisher kein Blauquarz nachgewiesen werden konnte (Finder: A. Strasser).

Aus mikrothermometrischen Messungen erhoffte man sich weitere Hinweise auf die Bildungstemperaturen der Quarze. Die Morphologie der hier auftretenden hellen oder auch blauen Quarze sind häufig als Doppelender ausgebildet, sie haben zumeist ein sehr kurzes hexagonales Prisma mit einer hexagonalen Bipyramide, was auch für eine Entstehung in einem salinaren Milieu spricht.

Mikrothermometrie und Ramanspektroskopie

Die mikrothermometrischen Messungen der Einschlüsse wurden mit einem Linkam Heiz-Kühltisch THMSG600, montiert auf einem Olympus BH2 Polarisationsmikroskop, durchgeführt. Es wurde nach der von ROEDDER (1984): "Fluid Inclusions" und SHEPHERD et al. (1985) in "A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies" vorgeschlagenen etwas modifizierten Vorgangsweise gearbeitet. Die Raman-Spektren wurden mit dem 532 nm Strahl eines frequenzverdoppelten NdYAG Laser durch den Mikroskopeingang eines DILOR XY Raman Spektrometers gemessen. Eine mit flüssigem Stickstoff gekühlte CCD Kamera diente als Mehrkanal Detektorsystem.

An doppelt polierten Dünnschliffen von hellen idiomorphen Quarzen, Gesteinsquarz, sowie Blauquarz wurden sowohl mikrothermometrische, als auch ramanspektrometrische Untersuchungen durchgeführt. In den Quarzkristallen konnten vier verschiedene Einschlußtypen festgestellt werden. Die Einschlüsse sind von rundlicher oder unregelmäßiger Form, in Gruppen oder Bahnen angeordnet.

- 1. Einschlüsse mit wäßrigen Lösungen enthalten bis zu vier würfelförmige Tochterminerale.
- 2. Einschlüsse mit ein bis mehreren würfelförmigen Tochtermineralen und einer Gasphase von 10 bis 15 Volumsprozent.
- Einschlüsse mit einer großen dunklen Blase, die bis 60 Volumsprozent ausmacht. In einigen Fällen waren würfelförmige Tochterminerale zu sehen, die sich bei 240°C auflösten.
- 4. Einphasige leicht grünliche Einschlüsse, die bis -195°C nicht sichtbar froren und beim Erwärmen ab 150°C undicht wurden.

Die hier beschriebenen Einschlüsse waren auch im Blauquarz und Gesteinsquarz nachzuweisen, sie unterschieden sich nicht wesentlich voneinander.

Alle Einschlüsse wurden mittels Raman-Spektroskopie untersucht. Die Einschlüsse der Gruppen eins bis drei enthielten gesättigte Kohlenwasserstoffe (n-Alkane) (MORTIMER, 1987; DOLLISH et al. 1974), die Einschlüsse der Gruppe vier zeigten eine enorm hohe Hintergrundfluoreszenz, aber keine Spektren, was nach der bisherigen Kenntnis auf höhere Anteile von CH₄ deutet. Eutektika um -48°C weisen auf die Anwesenheit metastabiler MgCl₂ - Hydrate bzw. stabiler CaCl₂ - Hydrate hin, und das immer beobachtete Eutektikum bei -28°C wird nach DAVIS et al. (1990) als eine metastabile Reaktion zwischen Eis, Halit \pm Sylvin gedeutet. Da in der überwiegenden Zahl der Einschlüsse würfelförmige Kristalle enthalten sind, wird auf

ba in der über wiegenden Zahl der Einschlusse wurfenormige Kristalie einhalten sind, wird auf eine gesättigte Salzlösung für die Zeit der Genese der Quarze geschlossen, in der auch $MgCl_2 \pm CaCl_2 \pm KCl$ enthalten war. Die Tatsache, daß Einschlüsse mit einer großen Blase aus Kohlenwasserstoffen nicht homogenisierten, gibt Hinweise auf eine sehr heterogene Lösung. Bei homogen eingeschlossenen Wasser-Kohlenwasserstoffmischungen muß die Homogenisierung bei Drucken unter 1 kbar und unter 250°C liegen. Diese wäre als tatsächliche Bildungstemperatur anzusehen (GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1995). Die Einschlüsse der Gruppe 4 konnten mit dem Ramanspektrometer nicht bestimmt werden. Das Muttergestein der Blauquarze aus milchig trüben rekristallisierten Quarzkörnern war von langen eckigen Hohlformen durchzogen, zwischen den Körnern findet sich eine isotrope Substanz, die als gesättigter Kohlenwasserstoff identifiziert wurde. In den Hohlformen waren rundliche Aggregate von Kohlenwasserstoffen nachzuweisen.

Das umgebende Gestein der farblosen Quarzkristalle enthielt 10 - 15 μ große Flüssigkeitseinschlüsse in Gruppen, in denen kein Kohlenwasserstoffgehalt festzustellen war (Raman-Spektroskopie). Die Einschlüsse waren bei Raumtemperatur dreiphasig mit einem Gasanteil von 10 bis 20 Volumsprozent und einem würfelförmigen Tochtermineral. Aus der Lage des Eutektikums und der Homogenisierungstemperatur ergibt sich im System NaCl-H₂O eine Bildungstemperatur von 240 - 300°C bei einem Druck von 1 kbar (BROWN & HAGEMANN, 1995). Die bisherigen Meßergebnisse unterstreichen die Meinung, daß der Na-Gehalt für die Bildung der Natriumsilikate aus dem Salinar zu beziehen ist, aus dem auch die höheren Kohlenwasserstoffe herrühren.

- BROWN, P. E. & HAGEMANN, S. G. (1995): MacFlinCor: A computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. - Short Course of the Working Group (IMA) "Inclusions in Minerals" (Pontignano - Siena, 1. -4. September 1994), Virginia Tech 1995.
- DAVIS, D.W., LOWENSTEIN, T.K. & SPENCER, R.J (1990): Melting behaviour of fluid inclusions in laboratoy grown halite crystals in the systems NaCl - H₂O, NaCl - KCl - H₂O, NaCl - MgCl₂ - H₂O and NaCl - CaCl₂ - H₂O. - Geochimica et Cosmochimica Acta Vol. 54, pp. 591-601.
- DOLLISH, F.R., FATELEY, W.G. & BENTLEY. F.F. (1974): Characteristic Raman Frequencies of Organic Compounds. John Wiley & Sons Inc., New York 1974.
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM (Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma) Short Course 31.
- KIRCHNER, E., Ch. (1980): Natriumamphibole und Natriumpyroxene als Mineralneubildungen in Sedimenten und basischen Vulkaniten aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen. Verh.Geol. B.A. H.3, 249-279
- MORTIMER, Ch. E. (1987): Chemie. Georg Thieme Verlag Stuttgart New York.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, 12. 668p., Min. Soc. of Am., Blacksburgh, Virginia.
- SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H. & ALDERTON, D.H.M. (1985): A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. - Blackie, Glasgow and London.

GEOCHEMISTRY OF THE MAFIC-ULTRAMAFIC BODIES OF THE SIERRAS DE SAN LUIS, ARGENTINIA

by

Ch.A. Hauzenberger¹, A. Mogessie¹, G. Hoinkes¹, A. Felfernig¹, E.A. Bjerg² & J. Kostadinoff²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, A-8010 Graz ²Departemento de Geologia, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahia Blanca, Argentinia

The Sierras de San Luis, an uplifted mountain block of high grade metamorphic rocks located in the Sierras Pampeanas, Central-Argentina is one of many isolated mountain blocks surrounded by sediment filled basins that characterize the Sierras Pampeanas. The observed structures are related to the Tertiary Andean orogeny, where the different mountain ranges were uplifted by reverse faulting and local folding during late Cenozoic times (JORDAN et al., 1983). The Sierras de San Luis are made up of a metasedimentary crystalline basement which was intruded by a variety of magma types in several stages. Pre- or syntectonic granitic intrusions, syntectonic mafic-ultramafic intrusions and posttectonic granitic intrusions form the main mass of intrusive rocks in the basement. In the field the mafic-ultramafic intrusion is observed in the form of many lense-like outcrops intercalated in the basement. The lenses are found mainly in a 10 to 20 kilometer wide corridor stretching from east to west at La Trapiche and about 100 kilometer in length following the main strike of the area (Fig. 1). Typically the size of the bodies is between 500 meter to 5 kilometer in length and up to several hundred meter in width. In some areas metapelitic rocks may contain small mafic lenses with diameters of several decimeters. Mineralogically and geochemically they behave like the large bodies. Ultramafic parts of the gabbro complex, cumulates, are usually not observed at the surface, but have been found in several drill cores of the Las Aguilas mafic-ultramafic body. They consist of slightly serpentenized olivine, pyroxene, Crspinel, and sulfide rich rocks. The massive gabbro consists of amphibole, orthopyroxene, plagioclase, and clinopyroxene. Igneous features such as compositional banding and coarse to fine grained layers are not common. The rocks are usually very fresh and fine to medium grained. Locally, amphiboles may become coarse grained with crystals of a few centimeters.

Geophysical investigations have confirmed that underneath the surface these lenses are part of a large intrusive complex (BJERG et al., 1997). The intrusion is mainly gabbroic in composition and was intruded in a regional amphibolite facies crystalline basement in a middle to lower crustal position. The depth of intrusion is estimated to be about 15 to 21 km (5 - 7 kbar) based on geobarometry of the surrounding metapelites. Geothermometry of the basement rocks yields temperatures of 540°C to 630°C and locally 750°C to 800°C in areas close to the contacts of the gabbroic complex.



Fig. 1 Simplified tectonic map of the Sierras de San Luis with the location of the larger mafic-ultramafic bodies

The variation in SiO₂ is small in gabbroic rocks ranging from about 45 to 55 wt.%, only cumulates show a spread of about 20 to 50 wt.% SiO₂. The FeO content is about 5 to 15 wt.% in gabbroic samples and 10 to 30 wt.% in cumulates. The variation of FeO with MgO is relative ly small, only the amount of sulfide content enriches the samples significantly in Fe, independently from the MgO values. Al₂O₃ (5 - 23 wt.% in gabbros and 0.1 - 5 wt.% in cumulates), CaO (4 - 15 wt.% in gabbros and 0.1 - 6 wt.% in cumulates), TiO₂ (0.3 - 1.8 wt.% in gabbros and 0.1 - 0.2 wt.% in cumulates), and Na₂O (0.3 - 1.8 wt.% in gabbros and 0.1 - 0.3 wt.% in cumulates) are negatively correlated with MgO. These systematic trends in major elements are attributed to progressive differentiation by fractional crystallization. Cumulates, crystallizing at an early stage of the intrusion consist of mainly olivine and orthopyroxene and to a lesser extent of clinopyroxene, plagioclase.

The incompatible trace elements Zr, Y, Nb, Ta, Hf, V, Ba, Sr, and Sc show also a strong negative correlation with Mg. Cumulates among themselves do not show any correlation and have usually very low values of these elements. The compatible elements Co, Ni, and Cr are enriched typically in ultramafic parts of gabbroic intrusions such as cumulates and are positively correlated with MgO. Co and Ni are usually concentrated in sulfide minerals. Cr usually is found in Cr-spinel.

REE pattern from samples from the El Durazno, Las Aguilas, Manana, Virorco, El Fierro, La Verbena, Intihuasi, and San Francisco lenses are relatively flat with a La/Yb ratio between 0.93 and 5.15. The slight enrichment in light rare earth elements may be due to the occurrences of ortho- and clinopyroxene. Eu, which is compatible in feldspars, usually does not show distinct positive or negative anomalies, which is interpreted to be due to the removal or segregation of feldspars. The rare earth element pattern of drill core samples (cumulates) are typically lower than of gabbroic rocks. With the exception of a nearly pure orthopyroxene rock, all REE pattern are about one order of magnitude lower than gabbroic samples. REE pattern from drill core samples are relatively flat with a La/Yb ratio between 0.95 and 4.57. The flat chondrite normalized REE pattern supports the mineralogical and textural results that part of the Las Aguilas complex consists of ultramafic cumulates and associated mafic rocks. Taking all REE pattern of the different localities into account, a genetic relationship of the lenses can be assumed.

The Sr and Nd isotopic evolution lines of the samples of the Sierras de San Luis do not show any correlation, making it difficult to use the isotopic signature of the rocks for geochemical interpretations. The reason for the different trends may be either a inhomogeneous mantle source, mixing of different mantle magmas, or crustal contamination.



Fig. 2

The gabbroic intrusion follows a tholeitic trend. The open circle is a mafic dike crosscutting the basement and may be related to Teriary volcanism in this area As seen in Figure 2 all mafic-ultramafic samples follow a tholeitic trend. Only one basaltic dike found in San Francisco, which is probably related to the Tertiary volcanism, falls into the calcalkaline field.

The Sierras de San Luis appears to have formed as a result of a period of normal subduction followed by a marked continent - continent collision representing deep levels of a continental margin. A belt of differentiated mafic and ultramafic bodies consisting of complexes of norite, hornblende norite, hornblende gabbro, orthopyroxenite, harzburgite, dunite, and associated metabasalts was developed during this orogeny. Variation in isotope compositions indicate that the gabbroic intrusion was evidently not homogeneous in composition. An inhomogeneous mantle source or mixing of several mantle derived magmas in combination with crustal contamination and fractional crystallization were the main factors controlling the evolution of these intrusive bodies.

Acknowledgements

The financial support of the FWF (P10623-TEC), Austria and CONICET, Argentina is greatfully acknowledged

References

BJERG, E. A., DELPINO, S., DIMIERI, L., KOSTADINOFF, J., MOGESSIE, A., HOINKES, G., HAUZEN-BERGER, C. A. & FELFERNIG, A. (1997): Estructura y Mineralizacion del Area Las Aguilas - Viror-co, San Luis, Argentina. VIII Congreso Geologico Chileno, Actas, Antofagasta, Chile, II, 857 - 861.
JORDAN, T. E., ISACKS, B. L., RAMOS, V. A. & ALLMENDINGER, R. W. (1983b): Mountain Building in the Central Andes. Episodes, 3, 20 - 26.

THE UM SAMIUKI VOLCANOGENIC Zn-Cu-Pb-Ag PROSPECT, SOUTH EASTERN DESERT, EGYPT: A POSSIBLE NEW OCCURENCE OF CERVELLEITE (Ag₄TeS)

by

H.M. Helmy

Min Pet 98

Geology Department, Faculty of Science, Minia University, Minia, Egypt

A cervelleite-like mineral has been recorded in the Precambrian Ag-rich volcanogenic Zn-Cu-Pb deposits of Um Samiuki, Eastern Desert, Egypt. The optical properties, mineral associations and chemical composition of the mineral are described. The associated hypogene minerals comprise sphalerite, pyrite, chalcopyrite, galena, bornite, tetrahedrite-tennantite minerals, hessite and electrum, while supergene minerals comprise covellite and mckinstryite.

The cervelleite-like mineral has been observed in two textural positions; a) as small (15 - 40 mm) subhedral crystals close to hessite and galena crystal margins or as inclusions in sphalerite; and b) as thin, 20 mm rims surrounding hessite. Compositionally, two cervelleite-like mineral varieties are recognized; Cu-rich (up to 6.0 wt.% Cu) and Cu-poor (< 0.25 wt.%). Ag shows well defined reciprocal variation with Cu. The chemical composition of the mineral (calculated formula approaching Ag₄TeS) depends on the mineral association and bulk chemistry.

The mode of occurrence of the cervelleite-like mineral suggests a hypogene origin. The mineral needs a very high Ag activity and the minimum f_{Te2} values required to stabilize silver tellurides. The detection of cervelleite as a natural mineral necessitates re-estimation of the lower limit of Te₂ fugacity required for the stabilization of telluride minerals for a given range of S₂ activity.
IR-SPEKTROSKOPISCHE UNTERSUCHUNGEN DES OH-GEHALTES ALPINER KLUFTQUARZE AUS ÖSTERREICHISCHEN VORKOMMEN

von

B. Hertweck¹, A. Beran¹ & G. Niedermayr²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie & Kristallographie Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien ²Mineralogisch-Petrographisches Abteilung Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1014 Wien

Die Entstehung von alpinen Klüften ist ein mehrphasiger und lang andauernder Prozeß. Das Kristallwachstum der Kluftquarze wird daher von verschiedenartigen Wachstumsphänomenen und der Bildung von Wasserstoff-Punktdefekten in unterschiedlichen Positionen begleitet. Diese an die Quarzstruktur gebundenen Wasserstoffatome sind sowohl qualitativ als auch quantitativ mit IR-spektroskopischen Meflmethoden zu erschließen. Die IR-Spektren der großen, klaren alpinen Kluftquarze sind durch zahlreiche, eng beieinander liegende Absorptionsbanden gekennzeichnet, die von OH-Streckschwingungen herrühren, und schon bei Raumtemperatur relativ scharf und gut aufgelöst erscheinen.

Quarze in alpinen Klüften des Penninikums und des ostalpinen Altkristallins werden in der vorliegenden Arbeit nach morphologischen Gesichtspunkten, auf Domänenstrukturen und in Bezug auf ihre OH-Gehalte untersucht. Mittels IR-spektroskopischer Untersuchungen sollen die Quarze entsprechend ihren OH-Spektren charakterisiert werden und Aussagen über Spektrentypen, Höhe und gegebenenfalls Zonierung der Wassergehalte ermöglicht werden. Angesichts auffälliger, jedoch variierender Spektrenmuster ergibt sich die Frage, ob der strukturelle Einbau von OH-Gruppen nach bestimmten Ordnungsprinzipien erfolgt. Daher werden Zusammenhänge zwischen den OH-Werten auf der einen Seite und Lokalität, Verzwillingung und Habitus auf der anderen Seite gesucht.

An den Quarzkristallen selbst, sowie an geätzten Kristallschnitten senkrecht zur c-Achse und in gleich orientierten Dünnschliffen wurden Habitus, Domänenstrukturen bzw. Generationsabfolgen und andere Wachstumsphänomene der alpinen Quarze untersucht. Phänomenologisch kann an den meisten Kristallen eine erste Quarzgeneration, die selten unverzwillingt, sondern üblicherweise nach dem Dauphinéer Gesetz verzwillingt ist, von einer zweiten Quarzgeneration unterschieden werden. Diese zweite Generation zeigt Verzwillingung nach dem Brasilianer Gesetz. In einigen Fällen stellt Lamellenbau eine weitere, sehr späte Wachstumsstruktur dar, die meist nach dem Brasilianer Gesetz verzwillingte Quarze überprägt. Nach NIEDERMAYR (1993) verläuft die genannte Abfolge nie umgekehrt und gilt sowohl für Quarze in Klüften des Penninikums als auch des Altkristallins.

Der überwiegende Teil der Proben besitzt einen steilrhomboedrischen, Übergangs-, oder normalrhomboedrischen Habitus. Quarze mit steilrhomboedrischem Habitus treten in Klüften der Ostalpen in höher metamorph geprägten Gesteinen auf. Quarze in normalrhomboedrischem Habitus finden sich dagegen in Klüften etwas niedriger metamorph geprägter Gesteinsserien (vergl. auch KANDUTSCH, 1993). Normalrhomboedrisch entwickelte Zepterquarze, als jüngere Generation meist auf Quarz in steilrhomboedrischem Habitus aufsitzend, scheinen diese Temperaturabhängigkeit zu bestätigen. Trotz dieser im Gelände einfach nachzuvollziehenden Gesetzmäßigkeit ist nach Ergebnissen von MULLIS (1991) in den Westalpen kein Unterschied in den Bildungsbedingungen dieser beiden Quarz-Habitusvarianten zu erkennen; das scheinen auch die IR-spektroskopisch ermittelten Daten der vorliegenden Untersuchung zu bestätigen, die keine Unterschiede in den IR-Spektren und den analytisch erhaltenen OH-Gehalten der Kluftquarze der Ostalpen ergeben haben.

Mittels FTIR-Spektroskopie wurden Spektren im Bereich der OH-Streckschwingungen gemessen. Die IR-Spektren der untersuchten Quarze zeigen bis zu sechs charakteristische Absorptionsbanden bei 3315, 3380, 3430, 3480, 3510 und 3595 cm⁻¹. Das Absorptionsverhalten der Bergkristalle und Rauchquarze wird im Bereich der OH-Streckschwingungen durch vier Spektrentypen charakterisiert, die sich in der Anzahl der Absorptionsbanden und/oder in deren relativen Bandenintensitäten unterscheiden. Der bei den Quarzen aus österreichischen Vorkommen besonders häufig vertretene Spektrentyp wurde bei außeralpinen Proben nicht gefunden. Ein Zusammenhang zwischen Spektrentyp und Wachstumsphänomenen/Lokalität (inneralpin)/ OH-Gehalt ist nicht vorhanden.

In mikrospektroskopischen Detailmessungen wurden mit dem FTIR-Mikroskop Querschnitte durch Kristallplatten, die senkrecht zur c-Achse geschnitten sind, gemessen. Die Spektrentypen der gemessenen Quarze ändern sich innerhalb eines Kristalls kaum. Änderungen des OH-Gehaltes sind jedoch häufig mit Veränderung der relativen Intensität der Absorptionsbande bei 3480 cm⁻¹ verbunden. In Bezug auf den Einbau von Wasserstoff ist in allen gemessenen Quarzen ein stark zoniertes und zugleich auffällig symmetrisches Wachstum zu beobachten. Das Auftreten einer Brasilianer Verzwillingung fällt häufig mit einer deutlichen Änderung des OH-Gehaltes zusammen. Wachtumsphänomene wie der Lamellenbau, der für besonders hohen Spurenelement-Einbau bekannt ist (BAMBAUER, 1961; MULLIS, 1983), oder wie dunkle Farbfelder im Rauchquarz - Wasserstoff-Punktdefekte behindern nach BRUNNER et al. (1961) die Ausbildung von Rauchquarz-Farbzentren - fallen jedoch nicht mit einer Änderung im OH-Gehalt zusammen. Auf Grundlage des Beer schen Gesetzes wurde der Gehalt an strukturell eingebauten OH-Gruppen der alpinen Quarze bestimmt. Der Berechnung liegt ein Extinktionskoeffizient von 80000 cm⁻² per Mol H₂O/l zugrunde (BRUNNER et al., 1961; KATS et al., 1962). Die analytisch ermittelten H₂O-Werte schwanken in einem weiten Bereich von 0.5 - 20 ppm, mit einem Häufigkeitsmaximum bei 1-2 ppm. Diese Werte sind deutlich niedriger als vergleichbare Werte, die aus dem Penninikum der Schweizer Alpen bekannt sind (BAMBAUER et al., 1962). Die untersuchten Rauchquarze weisen keine signifikant geringeren OH-Gehalte auf als die Bergkristalle. Wesentlich höher liegen dagegen die Werte von Amethyst und Citrin. Nahezu alle alpinen Quarze weisen eine ausgeprägte Zonierung des OH-Gehaltes auf, wobei sich zwischen Kern- und Randbereich häufig Unterschiede bis zu einem Faktor 2.5 ergeben. Bei Faktor 1.2 liegt die durchschnittliche Zonierung, wobei die Quarze aus allen alpinen Vorkommen im Kernbereich häufiger einen höheren OH-Gehalt als im Randbereich aufweisen.

Im Gegensatz zu den Untersuchungen von NIEDERMAYR & BERAN (1992) kann in Bezug auf OH-Gehalt und -Zonierung kein Unterschied zwischen den penninischen und den altkristallinen Quarzen festgestellt werden. Eine regionale vom Metamorphosegrad der Nebengesteine abhängige Differenzierung des OH-Einbaus, wie dies aus den Schweizer Alpen bekannt ist (BAMBAUER et al., 1962), kann nicht abgeleitet werden.

Literatur

- BAMBAUER, H.U. (1961): Spurenelementgehalte und (-Farbzentren in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41, 335-369.
- BAMBAUER, H.U., BRUNNER, G.O. & LAVES, F. (1962): Wasserstoffgehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42, 221-236.
- BRUNNER, G. O., WONDRATSCHEK, H. & LAVES, F. (1961): Ultrarotuntersuchungen über den Einbau von H in natürlichem Quarz. Z. Elektrochem. 65, 735-750.
- KANDUTSCH, G. (1993). Die Einteilung Alpiner Zerrkluftquarze und deren Anwendung als Geothermometer im Tauernfenster. - Wiss. Mitt. Nationalpark Hohe Tauern 1, 28-33.
- KATS, A., HAVEN, Y. & STEVELS, J. M. (1962): Hydroxyl groups in a-Quartz. Phys. Chem. Glasses 3, 69-75.
- MULLIS, J. (1983): Einschlüsse in Quarzkristallen der Schweizer Alpen und ihre mineralogisch-geologische Bedeutung. - Bull. Soc. Nat. 72, 5-19.
- MULLIS, J. (1991): Bergkristall. Schweizer Strahler 9, 127-161.
- NIEDERMAYR, G. (1993). Alpine Kluftmineralisationen im Nationalpark Hohe Tauern und ihre Beziehung zur alpidischen Metamorphose. - Wiss. Mitt. Nationalpark Hohe Tauern 1, 149-168.
- NIEDERMAYR, G. & BERAN, A. (1992): Quarze in alpinen Klüften des Pennins und des ostalpinen Altkristallins. - Mitt. Österr. Min. Ges. 137, 177-178.

CENOZOIC RIFT MAGMATISM IN THE VALLEY OF LAKES BASIN, CENTRAL MONGOLIA

by

V. Höck¹, G. Furtmüller¹, O. Montag¹ & W. Frank²

MinPet 98

¹Institut für Geologie & Paläontologie, Universität Salzburg Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg ²Institut für Geologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Cenozoic, partly also Mesozoic, basaltic volcanism is concentrated in a relatively small approximately S-N striking corridor in Central Mongolia between 98° and 104°E (KEPEZHINSKAS, 1979). It extends from China up to Siberia. The Valley of Lakes Basin is positioned within this corridor and is well known for its basalt layers in Paleogene and Neogene sediments.

We distinguished three coherent basaltic layers of variable thickness: The oldest basalt (I) erupted between 31 and 32 Ma (early Oligocene). Mineralogically the basalt consists of a dense groundmass and microphenocrysts of zoned Fo-rich olivine, diopsidic clinopyroxene and various feldspars. Basalt (II) is restricted to the very north and northwest of the mapped area and shows an age of 27 to maximal 29 Ma. Mineralogically it is identical with basalt I. Both can be classified as basalts, trachybasalts and some even as tephrite/basanite. In their trace element distribution they show typical intraplate patterns. Basalt (III) is also found mainly in the north with an age of 12 - 13 Ma (middle Miocene). This flow is mineralogically and geochemically different from the former. The amount of olivine is smaller and there are predominantely alkalifeldspars and ternary feldspars present. It can be classified as (basaltic) trachyandesite. The trace element distribution is also compatible with an intraplate environment, but there are some differences to the basalts (I) and (II). Elements such as Ba, Nb, Y, Sc and Cr are depleted in trachyandesites compared with former basalts.

Geochemically the basalts resemble OIBs with high Nb/U ratios and low Pb for basalts (I) and (II). Basalt (III) has a significantly lower Nb/U ratio thus indicating some contribution by the continental crust. The eruption centers of basalt (I) are closely associated with an Oligocene fault (Del fault) and those for basalt (III) most likely with the Bayan Hongor fault (Miocene). Both faults, active in the Tertiary, are subparallel to the recently active Ikh Bogd fault towards the south and demonstrate the longlasting rifting process in the Valley of Lakes.

References

KEPEZHINSKAS V V.(1979): Cenozoic Alkaline Basaltoids of Mongolia and related deep inclusions. Joint Sov.-Mong. Sci.-Res. Geol. Exped. Transact., 25: 311p.

QUANTITATIVE ANALYSIS OF METAMORPHIC TOURMALINE

by

G. Hoinkes & X. Teiml

MinPet 98

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Compositional zoning of tourmaline from several units of the Austroalpine basement (Eastern Alps, Europe) with differing metamorphic history was analysed in order to check the capability of tourmaline to record the metamorphic evolution. The samples were collected from polymetamorphic units which underwent at least two (a Variscan and an eo-Alpine) medium to high grade metamorphic events and from monometamorphic eo-Alpine complexes which were metamorphosed to medium grade only.

The compositional evolution of tourmaline from the polymetamorphic complexes is represented in a sequence of three to four distinct growth zones with a continuous change in composition between the innermost growth zone and the detrital core. X_{Ca} and X_{Mg} increase, X-site vacancies and Al decrease from the inner to the outer growth zones. The compositional polarity of tourmalines in the inner growth zones corresponds to the exchange vector $Na_{.1}Mg_{.1}$ ^X +Al. Towards the outer ones compositional polarity becomes less prominent, or disappears completely.

Samples from the monometamorphic complexes only exhibit one or two distinct rim zones that are separated from the detrital core by a sharp boundary in colour and a discontinuous change in composition. Towards the outer growth zones X_{Ca} and X_{Mg} increase and Al and X-site vacancies decrease. Compositional polarity mainly reflects the exchange vector $Al_2Ti_{-1}Mg_{-1}$ and decreases in the direction from the detrital core to the rim. Since the polarity of the two poles diminishes towards the rim or disappears at all, an equilibration at amphibolite facies stabilities in the mono- and polymetamorphic units is consistent with conventionally derived PT data. The lack of an abrupt chemical discontinuity between detrital core and the innermost rim in polymetamorphic tourmalines could indicate a reequilibrated pre-Variscan detritus, rimmed by Variscan inner and eo-Alpine metamorphic outer overgrowths.

ÜBER DEN CHEMISMUS EINIGER MINERALE DER OSUMILITH-GRUPPE

von

Ch.E. Hollerer

MinPet 98

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Nach FLEISCHER und MANDARINO (1995) umfaßt die Osumilithgruppe derzeit Armenit(?), Brannockit, Chayesit, Darapiosit, Eifelit, Emeleusit, Merrihueit, Milarit, Osumilith, Osumilith-(Mg), Poudretteit, Roedderit, Sogdianit, Sugilit und Yagiit. Ein neuer Vertreter dieser Mineralgruppe ist Dusmatovit (GAINES et al., 1997).

In der älteren Literatur wurde diese Gruppe als Milarit-Gruppe bezeichnet (z.B. FORBES et al., 1972), da diese Minerale isostrukturell mit Milarit sind. Derzeit wird sowohl die Bezeichnung Osumilithgruppe als auch Milaritgruppe verwendet.

Die allgemeine Strukturformel für die Minerale der Osumilithgruppe lautet:

 $[6]_{A_2} [9]_{B_2} [12]_C [18]_D [[4]_T 2_3 [4]_T 1_{12} O_{30}]$

mit folgenden Besetzungsmöglichkeiten der Kationenpositionen (HAWTHORNE et al., 1991): $A = Al, Fe^{3+}, Sn^{4+}, Mg, Zr, Fe^{2+}, Ca, Na, Y, REE; B = Na, H_2O, \Box, Ca ?, K ?;$ $C = K, Na, Ba, \Box, Ca ?; D = \Box, ?; T1 = Si, Al; T2 = Li, Be, B, Mg, Al, Si, Mn^{2+}, Zn.$

Eine Unterteilung innerhalb der Osumilith-Gruppe in die Al-arme Merrihueit/Roedderit-Subgruppe (Si/Al > 7) und in die Al-reiche Osumilith/Yagiit-Subgruppe (Si/Al < 7) wird von BUNCH & FUCHS (1969) vorgeschlagen.

Eine weitere Gliederung über den Al-Gehalt wird von FORBES et al. (1972) vorgenommen: Roedderit ist praktisch Al-frei, Milarit mit 1-3 Al-, Osumilith mit 5 Al- und Armenit mit 6 Al in der Formeleinheit.

Von dem Basaltvorkommen Pauliberg bei Landsee, Burgenland, wurden zwei Proben untersucht, die nach ihrem Chemismus teilweise Chayesit ergaben. Als Vergleichsproben wurden Roedderit aus den basaltischen Schlacken vom Emmelberg bei Üdersdorf, Eifel, Deutschland, sowie Osumilith aus dem Rhyolith des Monte Arci, Sardinien, mit Literaturdaten verglichen. Die Analysedaten zeigen dabei eine gute Übereinstimmung, sodaß angenommen werden kann, daß die Messungen der Proben vom Pauliberg innerhalb der Fehlergrenzen richtig sind.

Proben

- (P1): Pauliberg bei Landsee, südwestlich von Kobersdorf im Burgenland, Österreich.
- (E): Emmelberg bei Üdersdorf, Eifel, Deutschland, Nr. 4134.
- (A): Monte Arci, Sardinien, Italien, Inv.Nr. 77.614, Sammlung des Referates für Mineralogie, Steiermärkisches Landesmuseum Joanneum Graz.

	(Gew.%) Pauliberg Emmelberg Monte Au						
	(P 1)	Prohe t	(P1) Probe 2		(F)		
	Punkt 1	Punkt 2	Punkt 1	Punkt 2		()	
SiO ₂	70,70	69,68	68,61	68,09	72,02	59,89	
TiO ₂			-	-	0,10		
$Al_2 \tilde{O}_3$	0,47	0,35	0,27	0,25	0,32	22,61	
FeO	14,51	20,50	17,89	18,04	0,24	10,05	
MnO	0,20	0,52	0,52	0,59	0,74	1,16	
MgO	9,09	5,84	8,19	8,27	19,04	1,85	
CaO				0,05			
Na ₂ O	0,40	0,24	0,37	0,45 3,23		0,59	
K ₂ O	4,03	3,66	4,12	4,24	4,26	3,34	
Σ	99,40	100,79	99,97	99,98	99,95	99,49	
$\frac{\text{ohne Alkalien durch Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+} - \text{Ausgleich (VELDE et al., 1989)}{12.00}$							
Si	12.00	12 00	12 00	12 00	12.00	10 29	
Si Al	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	10,29 1.71	
Si Al E	12,00	12,00 12,00	12,00	12,00 12,00	12,00 12,00 12,00	10,29 1,71 12,00	
Si A <u>l</u> E Si	12,00 12,00 	12,00 12,00 0,30	12,00 12,00 0,08	12,00 12,00 0,01	12,00 12,00 0,02	10,29 1,71 12,00	
Si Al E Si Fi	12,00 12,00 0,38	12,00 12,00 0,30	12,00 12,00 0,08	12,00 12,00 0,01	12,00 12,00 0,02 0,01	10,29 1,71 12,00	
Si Al E Si Fi Al	12,00 12,00 0,38 0,10	12,00 12,00 0,30 0,07	12,00 12,00 0,08 0,05	12,00 12,00 0,01 0,05	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06	10,29 1,71 12,00 2,87	
Si Al E Si Gi Al Fe ²⁺	12,00 12,00 0,38 0,10 2,01	12,00 12,00 0,30 0,07 2,59	12,00 12,00 0,08 0,05 1,91	12,00 <u>12,00</u> 0,01 0,05 1,86	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06 0,03	10,29 1,71 12,00 2,87 1,44	
Si Al E Si Fi Al Fe²+ Fe³+	12,00 12,00 0,38 0,10 2,01 0,11	12,00 12,00 0,30 0,07 2,59 0,43	12,00 12,00 0,08 0,05 1,91 0,73	12,00 12,00 0,01 0,05 1,86 0,81	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06 0,03	10,29 1,71 12,00 2,87 1,44	
Si Al E Si Fi Al Fe²+ Fe³+ Mn	12,00 12,00 0,38 0,10 2,01 0,11 0,03	12,00 12,00 0,30 0,07 2,59 0,43 0,08	12,00 12,00 0,08 0,05 1,91 0,73 0,08	12,00 12,00 0,01 0,05 1,86 0,81 0,09	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06 0,03 0,10	10,29 1,71 12,00 2,87 1,44 0,17	
Si Al Si Fi Al Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn Mg	12,00 12,00 0,38 0,10 2,01 0,11 0,03 2,37	12,00 12,00 0,30 0,07 2,59 0,43 0,08 1,53	12,00 12,00 0,08 0,05 1,91 0,73 0,08 2,15	12,00 12,00 0,01 0,05 1,86 0,81 0,09 2,18	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06 0,03 0,10 4,74	10,29 1,71 12,00 2,87 1,44 0,17 0,47	
Si AI Σ Si Γ i Al Fe^{2+} Fe^{3+} Mn Mg Σ	12,00 12,00 0,38 0,10 2,01 0,11 0,03 2,37 5,00	12,00 12,00 0,30 0,07 2,59 0,43 0,08 1,53 5,00	12,00 12,00 0,08 0,05 1,91 0,73 0,08 2,15 5,00	12,00 12,00 0,01 0,05 1,86 0,81 0,09 2,18 5,00	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06 0,03 0,10 4,74 4,96	10,29 1,71 12,00 2,87 1,44 0,17 0,47 4,95	
Si Al <u>E</u> Si Ti Al Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn <u>Mg</u> <u>E</u> Ca	12,00 12,00 0,38 0,10 2,01 0,11 0,03 2,37 5,00	12,00 12,00 0,30 0,07 2,59 0,43 0,08 1,53 5,00	12,00 12,00 0,08 0,05 1,91 0,73 0,08 2,15 5,00	12,00 12,00 0,01 0,05 1,86 0,81 0,09 2,18 5,00 0,01	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06 0,03 0,10 4,74 4,96	10,29 1,71 12,00 2,87 1,44 0,17 0,47 4,95	
Si Al <u>Σ</u> Si Γi Al Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn Mg <u>Σ</u> Ca Na	12,00 12,00 0,38 0,10 2,01 0,11 0,03 2,37 5,00 0,13	12,00 12,00 0,30 0,07 2,59 0,43 0,08 1,53 5,00 0,08	12,00 12,00 0,08 0,05 1,91 0,73 0,08 2,15 5,00 0,13	12,00 12,00 0,01 0,05 1,86 0,81 0,09 2,18 5,00 0,01 0,15	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06 0,03 0,10 4,74 4,96 1,05	10,29 1,71 12,00 2,87 1,44 0,17 0,47 4,95 0,20	
Si Al <u>Σ</u> Si Fi Al Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn Mg <u>Σ</u> Ca Na K	12,00 12,00 0,38 0,10 2,01 0,11 0,03 2,37 5,00 0,13 0,90	12,00 12,00 0,30 0,07 2,59 0,43 0,08 1,53 5,00 0,08 0,82	12,00 12,00 0,08 0,05 1,91 0,73 0,08 2,15 5,00 0,13 0,93	12,00 12,00 0,01 0,05 1,86 0,81 0,09 2,18 5,00 0,01 0,15 0,95	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06 0,03 0,10 4,74 4,96 1,05 0,91	10,29 1,71 12,00 2,87 1,44 0,17 0,47 4,95 0,20 0,74	
Si A <u>1</u> Si Fi A1 Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn Mg Σ Ca Na K Σ	12,00 12,00 0,38 0,10 2,01 0,11 0,03 2,37 5,00 0,13 0,90 1,03	12,00 12,00 0,30 0,07 2,59 0,43 0,08 1,53 5,00 0,08 0,82 0,90	12,00 12,00 0,08 0,05 1,91 0,73 0,08 2,15 5,00 0,13 0,93 1,06	12,00 12,00 0,01 0,05 1,86 0,81 0,09 2,18 5,00 0,01 0,15 0,95 1,11	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06 0,03 0,10 4,74 4,96 1,05 0,91 1,96	10,29 1,71 12,00 2,87 1,44 0,17 0,47 4,95 0,20 0,74 0,94	
Si A <u>1</u> Si Fi A1 Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn <u>Mg</u> Ca Na K Σ	12,00 12,00 0,38 0,10 2,01 0,11 0,03 2,37 5,00 0,13 0,90 1,03	12,00 12,00 0,30 0,07 2,59 0,43 0,08 1,53 5,00 0,08 0,82 0,90 Sur	12,00 12,00 0,08 0,05 1,91 0,73 0,08 2,15 5,00 0,13 0,93 1,06 nme der Ka	12,00 12,00 0,01 0,05 1,86 0,81 0,09 2,18 5,00 0,01 0,15 0,95 1,11 tionen	12,00 12,00 0,02 0,01 0,06 0,03 0,10 4,74 4,96 1,05 0,91 1,96	10,29 1,71 12,00 2,87 1,44 0,17 0,47 4,95 0,20 0,74 0,94	

Tab. 1

JEOL Rasterelektronenmikroskop JSM-6310 mit Microspec-Kristallspektrometer, WD-Analysen, Meßbedingungen: 15 kV Beschleunigungsspannung und 2.0 nA Probenstrom, gemessen auf Al. Standards: Na: Jadeit Clear Creek/Cal.; Mg, Fe, Ca: Granat; Al, Si, K: Adular; Mn: Tephroit (Antarktis); Ti: Titanit. (P1) Probe 1: Der Kristall ist chemisch inhomogen. Nach VELDE et al. (1989), Fig. 2, entspricht Punkt 1 mit Na/(Na + K) = 0.13 und mit $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + Mg + Mn) = 0.47$ Chayesit (Tab. 1). Analysenpunkt 2 besitzt mit den Werten (K + Na) = 0.90 und $Fe^{3+}_{calc.} = 0.43$ zwar deutliche Unterschiede zu den bisher publizierten Analysen, wobei der geringe Gehalt an Na und die Alkaliensumme nahe 1 gut mit dem Chayesit von Cancarix, Spanien, übereinstimmen (WAGNER & VELDE, 1986), dessen $Fe^{3+}_{calc.}$ - Wert aber 0.63 beträgt.

Außerdem ist diese Mineralphase vom Pauliberg durch die erstmals berichtete Vormacht der Summe von Fe²⁺ und Fe³⁺ gegenüber Mg (Fe_{tot}/(Fe_{tot} + Mg + Mn) = 0.65) gekennzeichnet, ein Fall, der in der Nomenklatur von Chayesit nicht berücksichtigt ist.

Die chemische Zusammensetzung dieser Probe (Punkt 1 und 2) unterscheidet sich im wesentlich höheren FeO-Gehalt bei einem viel geringeren MgO-Wert von den von ETTINGER et al. (1996) publizierten Analysen von Chayesit vom Pauliberg. Die Kristalle besitzen außen eine wenige mm dicke, poröse, undurchsichtige, kräftig rot gefärbte Schicht, welche vermutlich durch Oxidation verursacht wurde. Als Untergrund konnten hypidiomorphe Kalifeldspäte neben Ilmenit, Quarz und Tridymit beobachtet werden.

(P1) Probe 2: Ähnlich wie Punkt 2 von Probe 1 zeigen die Analysenpunkte 1 und 2 einen hohen FeO-Wert, wobei das Verhältnis $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + Mg + Mn) 0.54$ beträgt. Der Kristall zeigt wie Probe 1 an der Oberfläche eine dünne, rot gefärbte Schicht, als Untergrund konnte Kalifeldspat festgestellt werden.

(E): Der wenige zehntel Millimeter große Roedderitkristall ist chemisch weitgehend homogen. Sein Chemismus entspricht nahezu dem von Probe A, Ettringer Bellerberg, Eifel, bei HENTSCHEL et al. (1980) und stellt somit beinahe einen idealen Roedderit, $(Na,K)_2(Mg,Fe^{2+})_5Si_{12}O_{30}$, dar.

(A): Die chemische Analyse des Osumilithkristalls liegt im Bereich der Analysendaten von OLSEN & BUNCH (1970).

Literatur

- BUNCH, Th.E. & FUCHS, L.H. (1969): Yagiite, a new sodium-magnesium analogue of osumilite. Am. Mineral., 54, 14-18.
- ETTINGER, K., POSTL, W., TAUCHER, J. & WALTER, F. (1996): Minerale der Osumilith-Gruppe (Roedderit/Merrihueit, Chayesit und Osumilith) aus dem steirisch-burgenländischen Vulkangebiet, Österreich.-Mitt. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, 60/61, 77-86.
- FLEISCHER, M. & MANDARINO, J.A. (1995): Glossary of Mineral Species. Tucson: The Mineralogical Record Inc., 262 S.
- FORBES, W.C., BAUR, W.H. & KHAN, A.A. (1972): Crystal chemistry of milarite-type minerals. Am. Mineral., 57, 463-472.
- GAINES, R.V., SKINNER, H. CATHERINE W., FOORD, EUGENE E., MASON, B. & ROSENZWEIG, A. (1997): Milarite Group. Dana's New Mineralogy, 1270-1280.
- HAWTHORNE, F.C., KIMATA, M., CERNY, P., BALL, N., ROSSMAN, G.R. & GRICE, J.D. (1991): The crystal chemistry of the milarite-group minerals. Am. Mineral., 76, 1836-1856.
- HENTSCHEL, G., ABRAHAM, K. & SCHREYER W. (1980): First Terrestrial Occurence of Roedderite in Volcanic Ejecta of the Eifel, Germany. Contrib. Mineral. Petrol., 73, 127-130.
- OLSEN, E. & BUNCH, T.E. (1970): Compositions of natural osumilites. Am. Mineral., 55, 875-879.
- VELDE, D., MEDENBACH, O., WAGNER, Ch. & SCHREYER, W. (1989): Chayesite, K(Mg,Fe²⁺)₄Fe³⁺[Si₁₂O₃₀]:
 A new rock-forming silicate mineral of the osumilite group from the Moon Canyon (Utah) lamproite. Am. Mineral., 74, 1368-1373.
- WAGNER, Ch. & VELDE, D. (1986): The mineralogy of K-richterite- bearing lamproites. Am. Mineral., 71, 17-37.

DICHTEUNTERSCHIEDE IN FLÜSSIGKEITSEINSCHLÜSSEN AUS EINFACH-UND POLYMETAMORPHEN GESTEINEN DES OSTALPINEN KRISTALLINS

von

R. Kaindl¹, R. Abart¹, G. Hoinkes¹ & P. Knoll²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, A-8010 Graz ²Institut für Experimentalphysik, Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Das Ostalpine Kristallin (OAK) ist ein Deckensystem, das aus einfach- und polymetamorphen Metasedimenten, Amphiboliten, Orthogneisen und untergeordnet Marmoren, Eklogiten und Migmatiten besteht. Flüssigkeitseinschlüsse in metamorphen Indexmineralen wurden in zwei Arealen des OAK untersucht, nämlich im größtenteils einfach metamorphen Schneeberger Zug (SZ) westlich bzw. im Radentheiner Kristallin (RK) östlich des Tauernfensters. In beiden Gebieten dominieren Granatglimmerschiefer und Hornblendeschiefer. Die amphibolitfaziellen Paragenesen beider Gebiete sind während der alpidischen Metamorphose entstanden. Nur in den tiefsten Teilen des SZ kommen Relikte einer älteren Paragenese vor.

In den einphasig metamorphen Abschnitten des SZ finden sich in der Quarzmatrix primäre und sekundäre CO_2 - CH_4 - N_2 Einschlüsse ($X_{CH4} = 0.03$, $X_{N2} = 0.02$) mit variablen Dichten von 0.8 bis 1.17 g/cm³. Nur in den tiefsten, polymetamorphen Abschnitten treten primäre, gering salinare H₂O-NaCl Einschlüsse (2 - 5 Gew.% NaCl_{eq}) in Granatkernen auf, die einer präalpidischen Paragenese angehören. Hohe Homogenisationstemperaturen dieser Einschlüsse Th_{H2O} (L + V \Rightarrow L = 325° - 372°C) lassen auf geringe Dichten schließen (0.6 - 0.7 g/cm³). Wässrige Einschlüsse in "jungen" Matrixquarzen sind durch höhere Salinitäten (> 10 Gew.% NaCl_{eq}) und Dichten (> 0.8 g/cm³) gekennzeichnet. Dies zeigt unterschiedliche Druck- und Temperaturbedingungen während der Einschlüßbildung im Rahmen der präalpidischen und alpidischen Metamorphoseereignisse an.

In den einphasigen Schiefern des RK enthalten Granatporphyroblasten primäre CO_2-N_2 Einschlüsse während in Kyanit und in der Quarzmatrix primäre $H_2O-CO_2-N_2$ Einschlüsse auftreten. Die Homogenisationstemperatur der karbonischen Phase Th_{CO2} liegt für die Einschlüsse in Granat zwischen 23° und 28°C. Einschlüsse im Kyanit variieren von 0° bis 27°C während Einschlüsse in der Quarzmatrix die größte Variation von -30° bis +30°C aufweisen. Dieser Umstand und das Fehlen von $H_2O-CO_2-N_2$ Einschlüssen in Granat führt uns zu der Annahme, daß die originalen Fluiddichten und Zusammensetzungen am besten in Granat erhalten wurden. Die Zusammensetzung der CO_2-N_2 Gasphase ist relativ konstant unabhängig vom Wirtsmineral, chemischen System der Einschlüsse und der Fluiddichte. Wir folgern daraus, daß die wässrige Phase in den metamorphen Indexmineralen, mit Ausnahme von Granat, nach der Einschlußbildung mobil war.

Diese Arbeit wird unterstützt vom Fonds zur Förd. der wissensch. Forschung in Österreich, Projekt Nr. P11583-GEO.

GEOCHRONOLOGY OF PRE-VARISCIAN CRUSTAL REMNANTS AND THEIR GRANITOID HOST ROCKS, SOUTH BOHEMIAN PLUTON, AUSTRIA

by

U.S. Klötzli¹ & F. Koller²

MinPet 98

¹Institut für Geologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien ²Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Petrological investigations have proven the existence of (lower-) crustal remnants incorporated into the Variscan granitoids of the South Bohemian pluton. Aim of the presented study was the precise dating of the remnant charnockitic and the Variscan granitic parageneses of the px-bearing Weinsberg granite varieties of the vicinity of Sarleinsbach (Mühlviertel, Austria).

On different granite samples with varying amounts of remnant minerals zircon typology studies, U/Pb and Pb/Pb zircon dating of both parageneses were undertaken. To further characterise the remnant charnockitic paragenesis Pb isotopic investigation of megacrystic Kfsp and whole rock were also made. The following results have been established:

Zircon typology studies have positively revealed differences in zircon appearance in both parageneses. Zircons of the charnockitic mineral assemblage show a mean typology of subtype J4, typical for high temperature magmatic rocks whereas zircons belonging to the granitic paragenesis reveal a mean typology of L3-L5, typical for granitic rocks with a S-type granite affinity.

Using the above described typological criteria it was possible distinguish characteristic zircons of either group and thus to individually date the two mineral assemblages. With both single zircon evaporation Pb/Pb dating and conventional single zircon U/Pb dating the formation of the charnockitic paragenesis could be dated at 529 ± 22 and 521 ± 9 Ma (all indicated errors are 2 SE), respectively (Middle to Late Cambrian).

From textural evidence and the typical zircon typology it is argued that the J4 zircons were formed during charnockite formation and thus do not constitute an inherited zircon population from a pre-charnockite precursor. The determined lowermost Palaeozoic age is therefore interpreted as the possible formation age of the charnockitic rocks found as remnants in the Variscan magmatites.

The formation of the Variscan granitic paragenesis is dated at 355 ± 9 and 345 ± 6 Ma, respectively (Early Carboniferous). Although the age results for both methods are identical within error the obvious discrepancy of the age data is not yet resolved. Rb/Sr investigations of the same rocks point to a Rb/Sr errorchron "age" of 330 ± 28 Ma (unpubl. data from S. Scharbert). This fact demonstrates the problems arising in dating complex magmatic systems which involve partial melting and mixing of different sources. Additionally some late stage thermal disturbance leading to a partial rejuvenation of the isotopic systematics probably has to be accounted for. This could well be due to the intrusion of younger fine grained granites of type Mauthausen in the surroundings of Sarleinsbach. These granites have not been dated yet.

Inherited zircon cores with an average age of 630 Ma show the same age range as is found for inherited cores in zircons from the Rastenberg granodiorite (Waldviertel, Austria). This points to the fact that either a common source has contributed to both granitic rock suites or that an inferred Cadomian magmatic event around 630 Ma was more widespread than previously thought.

Common Pb investigations in zircon and Kfsp have shown the presence of an old, relatively lowradiogenic common Pb component in the investigated rocks. A calculated secondary isochron age from zircons lies at 527 ± 83 Ma, identical to the determined formation age of the charnockitic precursors of the Variscan granites. Cores from megacrystic Kfsp exhibit a similar common Pb isotopic composition. Rims of the Kfsp crystals show more radiogenic common Pb composition, well comparable to the common Pb composition of Kfsp from "normal" Weinsberg granite Kfsp samples. The low-radiogenic common Pb found in the px-bearing granites of Sarleinsbach demonstrate that at least some parts (cores !?) of the megacrystic Kfsp have grown during the formation of the charnockitic mineral assemblage in the Early Palaeozoic in an U-depleted lower crustal environment. These Kfsp cores were not completely resorbed or equilibrated during the partial melting event subsequently leading to the formation of the granitic magma during the Carboniferous. Similar conclusions have been drawn for large Kfsp crystals from the Rastenberg granodiorite and on the grounds of trace element distributions in large Kfsp.

SODIC CORDIERITES: COMPARISON OF NATURAL DATA AND INCORPORATION EXPERIMENTS

by

E. Knop & P.W. Mirwald

MinPet 98

Institut für Mineralogie & Petrographie Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Introduction

Cordierite ($[Mg,Fe]_2Al_4Si_5O_{18}.n[Na,H_2O,CO_2, etc.]$ is an interesting mineral phase in metapelitic granulites, amphibolites and hornfelses as well as in igneous rocks and is considered a mineral phase useful for thermobarometric determinations. Sodium and fluid species like H₂O and CO₂ are located in the channels of the cordierite structure, which are build up by six-folded Si₄Al₂O₁₈rings. Analyses of natural cordierites from different geological environments display decreasing Na values with increasing formation temperatures (Fig. 1). Previous pilot-experiments with Mgcordierite, albite and NaOH, respectively, have shown a linear decrease of the Na content with increasing temperature at very small pressure dependence (MIRWALD, 1986). Currently, an experimental study is in progress concerned with incorporation of sodium into Mg-cordierite at elevated pressures and temperatures, in order to test its possible use as a geothermometer.

Field data

Cordierite occurs in different geological environments. Pre-eminentely, cordierite is a product of metamorphism ranging in its P-T-conditions from 550 to some 950°C and up to some 1.1 GPa, however, cordierite occurs also in magmatites.

A) High-temperature, low-pressure conditions are often realized in thermally metamorphosed sediments of the hornfels facies. B) Most frequently, cordierite occurs in regionally metamorphosed metapelites, comprising a wide temperature range from 550 up to 800°C at medium pressures, with an emphasis on amphibolitic conditions. C) Cordierite is also a characteristic mineral in granulitic terrains with P-T-conditions from 700 to 950°C at pressures ranging from 0.4 to 0.9 GPa. D) Cordierite-anthophyllite associations are found in high-grade metamorphic terrains, variously attributed to complex metamorphic and metasomatic processes. E) Cordierite-bearing migmatites should be distinguished from the other groups, because of the fact, that cordierite may have been in direct contact with partial melt at temperatures above 700°C and relatively high P_{H2O} . F) Cordierite-bearing acid aluminous igneous rocks are not uncommon and cordierites are considered to be either xenolitic or a genuine magmatic phase.

In Fig. 1, a number of cordierite analyses from the literature has been plotted with different symbols corresponding to there different types of origin. It is obvious, that the highest Na values are found in hornfelsic or magmatic cordierites, low Na content is common in granulites. Regional metamorphic cordierites usually exhibit intermediate Na values.

Experimental work

Recently a number of new experiments in the temperature range of 500 - 850°C between 0.3 and 0.8 GPa have been performed. The experiments were conducted in end-loaded piston cylinder apparati. Modified NaCl assemblies (MIRWALD et al., 1975) and new CaF₂-cells developed for T > 800°C were employed. As standard starting materials, we used 20 mg synthetic Mg-cordierite together with albite-glass (2 mg) and H₂O (9 mg) welded into Au capsules. Further, a few experiments were performed with CO₂-component in addition. As CO₂ source served oxalitic acid dyhydrate and silver oxalate, respectively. The initial CO₂ to H₂O ratii were 1 1 and 9 : 1, respectively. All products were analysed by microprobe and XRD.

The experiments base on the investigation of the system Mg-cordierite + albite + H_2O (± CO_2). The assumed incorporation mechanism is NaAlSi₋₁. In order to check a possible influence through a missing silica buffer, we performed a douple capsule experiment: One capsule contained the standard material, the other in addition quartz. We found no difference in the Na values. From this we deduce that our experimental system provides a good model for this incorporation study.

The results from incorporation experiments obtained under the condition of $P_{total} = P_{H2O}$ suggest a nearly linear decrease of the Na content between 500 and 700°C (Fig. 2). The same kind of experiments exerted between 700 and 850°C showed a significantely higher Na content. However, the data still maintain a negatively sloped correlation. This finding seems related to the formation of eutectic (partial) melt > 700°C (at some 0.5 GPa). Separate experiments, relying on quenching and differencial pressure methods, confirmed an eutectic on the join cordierite-albite at these P-T-conditions. Sodium incorporation experiments in presence of CO_2 ($H_2O : CO_2 = 1$) yielded lower Na contents (see Fig. 2). At 800°C sodium is below the detection limit. Runs with the higher CO_2 to H_2O ratio of 9 1 yielded even lower Na contents than those with the 1 1 ratio.

Discussion

The experiments confirm the principal finding by MIRWALD (1986), the data reveal, however, a considerable higher complexity than inferred from the pilot-experiments. So, in contrast to previous interpretations by KNOP (1996) the new data suggest a dependence of the Na incorporation from the type of the sodium donator (albite-glass + H_2O or 1n NaOH-sol.). The present results lead to the conclusion, that the use of a solid sodium phase (here: albite) yields results close to natural conditions. Pressure and Si-Al order of cordierite seem to be less important for the behavior of Na incorporation. The experiments gave no confirmation or disproof of the assumed exchange reaction NaAlSi₋₁.

The process of Na incorporation is not only influenced by the temperature, but also by the Na⁺ activity. This may reduce in some way the applicability of the geothermometer in case the fluid regime of the paragenesis is not known. On the other side, this offers the possibility to elucidate this problem.



Fig. 1

Analyses of natural cordierites from different geological environments. Mean N a contents are plotted versus authors estimations of formation temperatures of the whole rock. Line with uncertainty bar represents the results of the pilot-study by MIRWALD (1986). (Data sources: see page 319).

Comparing experimental data (Fig. 2) and field data (Fig. 1), a number of similar features with regard to sodium incorporation in cordierite may be recognized:

- At low temperatures (< 700°C) our cordierites from runs at $P_{total} = P_{H2O}$ show the similar linear temperature dependence as displayed by cordierites from regionally metamorphosed rocks. - Our results from CO₂-bearing runs ($P_{total} > P_{H2O}$) which yielded low Na contents seem possibly comparable to low sodium cordierites described from granulites.

- The experiments at T > 700°C at $P_{total} = P_{H2O}$ combined with significantely higher Na contents indicate partial melting. We interpret this by a - compared with the subsolidus experiments - relatively higher Na⁺ activity due to the presence of melt. We infer from this principal similarities with conditions in partial molten metapelites.

Data sources (Fig. 1)

1 Anatexite, Naantali, SW-Finland (Meier, 1992) 2 Metapelite, Kiranur, S India (Geiger, pers. comm.) 3 Metapelite, Chiaravalle, Calabria, Italy (Geiger, pers. comm.) 4 Metapelite, Colombo, Sri Lanka (Geiger, pers. comm.) 5 Anatexite, Finish Lapland (Geiger, pers. comm.) 6 Metapelite, Manifouwadge, Ontario, Canada (Geiger, pers. comm.) 7 Granite, Ivanov, Ukraine (Geiger, pers. comm.) 8 Granulite, Finish Lapland (Geiger, pers. comm.) 9 Granulite, Sila grande, Calabria, Italy (Le Breton, 1983) 10 Granulite, Ajitpura, Rajastan, India (Geiger, pers. comm.) 11 Rhvolithe, Central Victoria, Australia (Clemens & Wall, 1984) 12 Migmatite, Sauwald, S Bohemian Massif, Austria (Knop et al., 1995) 13 Gneiss, Aiitpura, Rajasthan, India (Sharma & MacRae, 1981) 14 Low amphibolite. Central Brittany. France (Schulz et al., 1997) 15 Migmatite, Pulur Massif, NE Turkey (Topuz et al., 1996) 16 Granulite, E Himalava, China (Liu & Zhong, 1997) 17 Xenolith. Ortler. S Tvrol. Italv (Mair. 1998) 18 Monzogranite, Tuscany, Italy (Cavaretta pers. comm.) 19 Granulites, Finish Lapland (Hörmann et al., 1980) 20 Granite. Velav anatectic dome. Massif Central. France (Montel et al., 1992) 21 Gneiss, Sonapahar, Assam, India (Lal et al., 1978) 22 Gneiss, Sioux Lookout, English river Gneiss belt, N Ontario, Canada (Harris, 1976) 23 Metapelite, Nain Complexe, Labrador, Canada (Berg, 1977) 24 Gneiss, McCullough range, Nevada, USA (Young et al., 1989) 25 Migmatites, Scottish Caledonia, Great Britain (Ashworth & Chinner, 1978) 26 Migmatite, Fosdik Mountains, Mary Byrd Land, Antarctika (Smith, 1996) 27 Contact metamorphosed metapelites, Kos, Greece (Kalt et al., 1998) 28 Epidote-amphibolites, mean of 180 samples (Lepezin, pers. comm.) 29 Amphibolites, mean of 190 samples (Lepezin, pers. comm.) 30 Granulites, mean of 150 samples (Lepezin, pers. comm.) 31 Granites, mean of 12 samples (Lepezin, pers. comm.) 32 Hornfelses, low-grade, mean of 13 samples (Lepezin, pers. comm.) 33 Hornfelses, medium-grade, mean of 18 samples (Lepezin, pers. comm.) 34 Hornfelses, high-grade, mean of 25 samples (Lepezin, pers. comm.)

In principal, contactmetamorphic cordierites should offer a good occasion to test our data, due to the steep temperature gradient given. The results by KALT et al. (1998) (Fig. 1, date 27) and LEPEZIN (pers. comm.) (Fig. 1, data 32-34) confirm the temperature dependence discussed.
Igneous cordierites often display abnormal high Na values (Fig. 1, data 18, 20 & 31), but also normal contents (Fig. 1, data 7 & 11). However, it is well known (e. g. ČERNÝ et al., 1998) that the sodium content in cordierites of this provenance is often related to considerable amounts of lithium and beryllium. A way to check such disturbancies is the determination of the lattice constants (cf. MIRWALD, 1998).



Fig. 2

Results from Na incorporation experiments with albite-glass as a Na donator. Data are median values, the uncertainty range is indicated by the cross. The thin line represents the results of MIRWALD (1986) with an T uncertainty of \pm 30K. Thick lines give the estimated correlation between Na content and temperature, accompanying dotted lines show the range of uncertainty.

References

- ASHWORTH, J. R. & CHINNER, G. A. (1978): Coexisting garnet and cordierite in migmatites from the Scottish Caledonides. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 65, 3, 79-394.
- BERG, J.H. (1977): Regional geobarometry in the contact aureoles of the anorthositic Nain Complex, Labrador. -Journal of Petrology, 18, 399-430.
- ČERNÝ, P., CHAPMAN, R., SCHREYER, W., OTTOLINI, L. & MCCAMMON, C. A. (1998): Lihium in sekaninaite from the type locality, Dolní Bory, Czech Republik. - Canadian Mineralogist, 35, 167-173.
- CLEMENS, J. D. &WALL, V. J. (1984): Origin and evolution of the Violet Town vulcanics. Contributions to Mineralogy and Petrology, 88, 354-71.
- HARRIS, N. B. W. (1976): The significance of garnet and cordierite from the Sioux Lookout region of the English River Gneiss Belt, Northern Ontario. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 55, 91-104.

- HÖRMANN, P. K., RAITH, M., RAASE, P., ACKERMAND, D. & SEIFERT, F. (1980): The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoki - Inarijärvi area. - Geologinen Tutkimuslaitos: Bulletin, Geological Survey of Finland, 308, 1-100.
- KALT, A., ALTHERR, R. & LUDWIG, T. (1998): Contact Metamorphism in Pelitic Rocks on the Island of Kos (Greece, Eastern Aegean Sea): a Test for the Na-in-Cordierite Thermometer. - Journal of Petrology, 39, 663-688.
- KNOP, E. (1996): Experimentelle Kalibrierung des Na-in-Cordierit-Thermometers. Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 141, 127.
- KNOP, E., BÜTTNER, S., HAUNSCHMID, B., FINGER, F. & MIRWALD, P. W. (1995): P-T conditions of variscan metamorphism and migmatization in the Sauwald, Southern Bohemian Massif. - Terra nova Abstract supplement (Terra abstracts), 7,1, 316.
- LAL, R. K., ACKERMAND, D., SEIFERT, F. & HALDAR, S. K. (1978): Chemographic relationships in sapphirine-bearing rocks from Sonpahar, Assam, India. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 67, 169-87.
- LE BRETON, N. (1983) Reflexions a propos de quelque Geothermometres des Roches metapelitiques. Application aux gneiss pelitiques de Grande Sila. (Calabre centrale, Italie). - Unpublished PhD Thesis, Univ. Orleans, Orleans, 223 pp.
- LIU, Y. & ZHONG, D. (1997): Petrology of high-pressure granulites from the eastern Himalayan syntaxis. Journal of Metamorphic Geology, 15, 454-466.
- MAIR, V (1998): Petrologie, Geologie und Tektonik des Königspitzplutons und seiner Rahmengesteine (Nationalpark Stilfserjoch, Italien). - Unpublished PhD Thesis, Univ. Innsbruck.
- MEIER, G. (1992): Genese metapelitischer Migmatite. Bildung von Leukosomen am Beispiel der Migmatite von Naantali, SW-Finland. - Unpublished PhD Thesis, Univ. of Hannover, 200pp.
- MIRWALD, P. W. (1986) Ist Cordierit ein Geothermometer. Fortschritte der Mineralogie, 64 Bh 1, 119.
- MIRWALD, P. W. (1998): Zum Mischverhalten von Mg-Fe-Cordierit. Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 143, this issue.
- MIRWALD, P. W., GETTING, I. C. & KENNEDY, G. C. (1975): Low-Friction Cell for Piston-Cylinder High-Pressure Apparatus. - Journal of Geophysical Research, 80, 1519-1525.
- MONTEL, J. M., MARINGNAC, C., BARBEY, P. & PICHAVANT, M. (1992): Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-P, high-T Velay anatectic dome (French Massif Central). - Journal of Metamorphic Geology, 10, 1-15.
- SCHULZ, B., AUDREN, C., TRIBOULET, C. & GERYA, T. (1997): Regional versus contact metamorphism in the vicinity of late-Variscan granites, Central Brittany, France. In press.
- SHARMA, R.S. & MACRAE, N. D. (1981) Paragenetic relations in gedrite-cordierite-staurolithe-biotite-sillimanite-kyanite gneisses at Ajitpura, Rajasthan, India. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 78, 48-60.
- SMITH, C.H. (1996): H₂O-CO₂ Contents of Cordierite in Migmatites of the Fosdick Mountains, Marie Byrd Land. - Terra Antartica, 3, 11-22.
- TOPUZ, G., SATIR, M., ALTHERR, R. & SADIKLAR, M. B. (1996): Thermobarometrische und Geochronologische Untersuchungen zur Metamorphosegeschichte granat- und cordieritführender Gneise des Pulur Massivs, NE Türkei. - European Journal of Mineralogy Beiheft, 8/1, 285.
- YOUNG, E. D., ANDERSON, J. L., CLARK, H. S. & THOMAS, W. M. (1989): Petrology of biotite-cordieritegarnet gneiss of the McCullough Range, Nevada; I: Evidence for Proterozoic low-pressure fluid-absent granulite-grade metamorphism in the southern Cordillera. - Journal of Petrology, 30, 39-60.

MIOZÄNE VULKANITE DES STEIRISCHEN BECKENS: GEOCHEMISCHE HINWEISE AUF SUBDUKTION UND MANTELMETASOMATOSE

von

G. Krumpel, Th. Ntaflos & W. Richter

MinPet 98

Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Die miozänen Vulkanite des Steirischen Beckens sind die westlichen Ausläufer des Karpathischen Vulkangürtels und ihre Entstehung ist deshalb unmittelbar mit dem geotektonischem Geschehen des intrakarpathischen Raumes in Zusammenhang zu bringen.

Wir haben ausgesuchte Bohrkerne der Bohrungen Mitterlabil, Bad Gleichenberg, Walkersdorf und Paldau, weiters Handstücke aus den Steinbrüchen Weitendorf und Gossendorf, sowie die Gesteine des Schaufelgrabens, petrologisch und geochemisch untersucht.

Die Bohrkerne aus Mitterlabil werden als Andesite bis Dazite klassifiziert. Die Gesteine der Bohrung Gleichenberg, Paldau, Walkersdorf sind Shoshonite ($K_2O/Na_2O = 1.5$; $K_2O = 4.59$) und Latite ($K_2O/Na_2O = 1.5$; $K_2O = 4.86$). Die Gesteine des Steinbruches Weitendorf stellen high-K basaltische Andesite dar, bei den Gesteinen des Schaufelgrabens handelt es sich um Rhyolithe.

Die Textur aller untersuchten Vulkanite ist als porphyrisch zu bezeichnen. Die Einsprenglinge der Latite und Shoshonite sind Plagioklas, Klinopyroxen und Biotit, weiters Formrelikte nach Olivin und Orthopyroxen. Die Dazite und Andesite führen Quarz, Plagioklas, Amphibol und Biotit; die Rhyolithe unterscheiden sich von den Andesiten und Daziten durch das Fehlen von Amphibol. Die Einsprenglinge der high-K basaltischen Andesite entsprechen denen der Latite und Shoshonite, allerdings fehlt Biotit. Mikrosondenanalysen zeigen bei den zonierten Klinopyroxenen aus Weitendorf und Bad Gleichenberg eine ähnliche Zusammensetzung im Kernbereich von $Fs_{15.8}En_{44.8}Wo_{39.4}$. Weiters konnte bei beiden Klinopyroxenen ein randliches Ansteigen des Mg-Gehaltes nachgewiesen werden. Diese Änderung erfolgt bei den Klinopyroxenen aus Weitendorf stärker und reicht bis zu einer Zusammensetzung des Saumes von $Fs_{8.2}En_{48.7}Wo_{43.1}$.

Die Plagioklase zeigen in allen untersuchten Proben oszillierenden Zonarbau. Die Gehalte an den Komponenten variieren zwischen An_{83.8} Ab_{15.0} Or_{1.2} und An_{59.0} Ab_{36.6} Or_{4.4}. Die Shoshonite von Bad Gleichenberg haben den höchsten An-Gehalt aufzuweisen.

Das Elementverteilungsmustermuster des Spiderdiagrammes (normiert gegen primitiven Mantel) zeigt eine negative Nb-Ta Anomalie, sowie eine starke Anreicherung an inkompatiblen, mobilen Elementen, wobei das Muster für alle Gesteinsklassen gleich ist. Dieses Muster deutet auf eine Subduktion als wichtigen petrogenetischen Prozess. Geochemische Charakteristika, wie die Anreicherung an LILE, die hohen LILE/HFSE Verhältnisse (Rb/Nb, Ba/La, K₂O/Nb) und ein vom Manteltrend stark abweichendes Th/Ta-Verhältnis, resultieren entweder aus der Subduktion ozeanischer Kruste, welche sedimentäre Komponenten beinhaltete, aus kontinentaler Kontamination während des Aufstiegs der Schmelze, oder aus beiden Prozessen. Die gegenüber den HREE stark angereicherten LREE sprechen ebenfalls für eine Anreicherung der Magmenquelle(n). Der gleichförmige Verlauf der REE im Chondrit-normierten Diagramm deutet auf eine gemeinsame Quelle der Gesteine. Dafür sprechen auch die sehr ähnlichen Elementverteilungsmuster im Spiderdiagramm (normiert auf primitiven Mantel) und der lineare Verlauf der inkompatiblen Elemente Th und Ta.

PETROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN DEN MIGMATITEN DES KÜRNBERGER WALDES (OBERÖSTERREICH)

von

D. Kurzbauer & K. Petrakakis

MinPet 98

Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Der Kürnberger Wald liegt im westlichen Teil des österreichischen Moldanubikums. Im Norden trennt den Kürnberger Wald eine Störung, die den Donaudurchbruch zur Folge hatte, von der Lichtenberger Scholle ab. Randlich wird sie durch die Störungen des Großrodel- und Haselbachgrabens begrenzt.

Die Gesteine des Kürnberger Waldes setzen sich aus verschiedenen Gneisen, migmatischen Gneisen und Metapeliten zusammen. Gelegentlich werden diese Gesteine von Spessartitgängen durchschlagen. Weiters sind Grt-führende Kalksilikatschollen zu beobachten. Besonders interessant sind die in der Literatur als "Kinzigite", also partiell anatektische Paragneise, bezeichneten Gesteine. Die Petrologie all dieser Gesteine wurde hinsichtlich der Genese und Metamorphose, sowie ihrer Beziehung zu den typischen moldanubischen Serien, bisher noch nicht untersucht.

Die Migmatite sind meist schlierig ausgebildet. Vereinzelt sind Schollen von Paläosom im Neosom zu beobachten. Im Aufschluß lassen sich Melanosom und Leukosom im Neosom klar unterscheiden. Die Schmelze verblieb weitgehend im Gesteinsverband, was vermutlich auf statische Aufschmelzungs- und Kristallisationsbedingungen zurückzuführen ist. Die Gneise, bzw. migmatischen Gneise bestehen im wesentlichen aus Qtz, Pl, Kfs, Bt und Ms, wobei der Biotit-Gehalt eine starke Variation in Abhängigkeit von der Melanosombildung aufweist.

Die Migmatite, bzw. "Kinzigite", führen neben Qtz, Pl, Kfs und Bt noch Grt, Sil, Crd, Spl (grüner Hercynit), Zrn, Xtm, Rt und Graphit sowie sekundären Ms und Chl.

In den Kernen der Granate sind häufig Relikte von Biotit, Quarz und Plagioklas enthalten. Diese stellen eine ältere Paragenese mit Granat dar. Weiters finden sich gepanzerte Disthen- und Sapphirin-Relikte. Diese Paragenese deutet auf hohe Druckbedingungen hin. Im Gegensatz dazu weisen die vielen vermicular ausgebildeten Symplektite zwischen Biotit und Plagioklas auf Liquidus-Beziehungen hin. Diese Texturen können durch Dekompression erklärt werden. Da kein Staurolith auftritt, muß eine Mindesttemperatur von 700°C angenommen werden.

Darüber hinaus wird eine späte retrograde Metamorphose durch eine Sericitisierung der beobachteten Phasen belegt.

Aussagen über Ursprung und Genese dieser Gesteine und insbesondere der "Kinzigite" sowie über die Entwicklung der Metamorphose werden diskutiert.

Cu₁₀(AsO₄)₄(SO₄)(OH)₆.8H₂O, EIN NEUES MINERAL AUS LEOGANG, SALZBURG

von

C.L. Lengauer¹, G. Giester¹ & E. Kirchner²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie & Kristallographie, Universität Wien Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien ²Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Die "Lagerstätte Leogang" befindet sich am Nordrand der westlichen Grauwackenzone im Schwarzleotal südlich der Ortschaft Hütten, 5 km westlich von Leogang (Salzburg). Die vererzten Bereiche sind an jungpaläozoische Karbonate gebunden, die als Südfaziesdolomite bezeichnet werden (HADITSCH & MOSTLER, 1970). Neben Fahlerz und Gersdorffit als wichtigste Erzphasen können seltene und einzigartige Vertreter einer komplexen, polymetallischen Cu-Ni(Co)-Pb-Ag-Hg Erzparagenese beobachtet werden (PAAR & CHEN, 1985; PAAR et al., 1989). Sowohl der geologische Rahmen als auch die Art und Genese der Vererzung weisen deutliche Parallelen zum weiter westlich liegenden Erzrevier Schwaz - Brixlegg (Tirol) auf (LENGAUER, 1989).

Seit dem Ende des 18. Jahrhunderts sind die Bergbaureviere im Schwarzleotal ebenfalls für ihre außergewöhnlichen Fundstücke von Covellin, Aragonit, Strontianit und Coelestin bekannt (SCHROLL, 1797; BUCHRUCKER 1891). In weiterer Folge wurde von den Halden und Grubengebäuden der Reviere Schwarzleo (Danielstollen), Vogelhalte - Inschlagalm und Nöckelberg das Auftreten zahlreicher Kupferarsenate und -sulfate als Sekundärbildungen beschrieben (POEVERLEIN & HOCHLEITNER, 1987).

Das Typmaterial des neuen Minerals wurde bereits 1959 von A. Strasser (Salzburg) im Bereich des Magnesitabbaus auf der Inschlagalm, und ca. 25 Jahre später von R. Mrazek (Salzburg) auf einer Halde des Danielstollens gefunden. In beiden Fällen kam es wegen seiner makroskopischen Ähnlichkeit zu einer fälschlichen Identifikation als Tyrolit. Röntgenographische, optische und chemische Untersuchungen ermöglichten jedoch eine Unterscheidung gegenüber Tyrolit und den in Farbe, Habitus und Auftreten ebenfalls sehr ähnlichen Kupfersekundärmineralien Parnauit (WISE 1978) und Chalkophyllit (BERRY & STEACY, 1947). Ein weiters vergleichbares, aber unbenanntes Mineral aus dem Schwarzwald wurde von WALENTA (1972) beschrieben.

Das neue Kupfer-Arsenat-Sulfat mit der Strukturformel Cu₁₀(AsO₄)₄(SO₄)(OH)₆.8H₂O (Z = 4) kristallisiert in C 2/c mit den Zellparametern a = 21.778(6) Å, b = 12.317(3) Å, c = 10.716(3) Å, β = 92.81(1)° und V = 2871(1) Å³.

Es tritt als grüne Blättchen (< 100 μ m) zusammen mit Olivenit und Malachit in Hohlräumen einer Fahlerz führenden Dolomitbreccie auf. Eine Aufstellung der wichtigsten chemischen und physikalischen Charakteristika des neuen Minerals sowie einigen bekannten Cu-Sekundärbildungen ist in Tabelle 1 angeführt.

Mineral	Kationen	d _{max}	Optik	2 <i>V</i>	d _x	Symmetrie
Neues Mineral	Cu, As, S, (Si)	10.8	2(-)	18	3.55	mon. C2/c
NN ¹⁾ Parnauit ²⁾	Cu, As, S, Si? Cu, As, S	10.7 14.3	2(-) 2(-)	? 60	? 3.22	? orth. P2 ₁ 22
Tyrolit Clinotyrolit Chalcophyllit	Cu, Ca, As, C Cu, Ca, As, S Cu, Al, As, S	28.0 13.7 9.5	2(-) 2(-) 1(-)	36 65	3.61 3.21 2.69	orth. Pmma? mon. P2/a? trig. R-3
Strashimirit Euchroit Olivenit	Cu, As Cu, As Cu, As	18.7 7.3 5.9	2(-) 2(+) 2(+)	70 29 90	3.76 3.47 4.45	mon. P2 ₁ /m ? orth. P2 ₁ 2 ₁ 2 ₁ orth. Pnnm
Devillin Brochantit Langit Posnjakit	Cu, Ca, S Cu, S Cu, S Cu, S Cu, S	10.2 7.8 7.1 7.0	2(-) 2(-) 2(-) 2(39 77 66 57	3.06 3.98 3.37 3.35	mon. P21/c mon. P21/a mon. Pc mon. Pc

Tab. 1

Physikalische und chemische Eigenschaften von $Cu_{10}(AsO_4)_4(SO_4)(OH)_6.8H_2O$ und vergleichbaren Cu-Sekundärmineralien

¹⁾ Walenta (1972), ²⁾ alle Mineraldaten aus Dana's New Mineralogy, 8th Ed. (1997).

Die primären Struktureinheiten von $Cu_{10}(AsO_4)_4(SO_4)(OH)_6.8H_2O$ können als verzerrte, tetragonale CuO_5 -Pyramiden, AsO_4 - und SO_4 -Tetraeder beschrieben werden. Die CuO_5 -Polyeder weisen eine [4+1] Jahn-Teller Verzerrung auf und sind über gemeinsame Kanten und Ecken miteinander verbunden. Durch weitere Eckenverknüpfungen über die AsO_4 -Tetraeder entstehen komplexe Schichten parallel (100). Diese Schichten werden lediglich über die SO_4 -Tetraeder und ein System von H-Brückenbindungen der Wassermoleküle verbunden, wodurch die ausgezeichnete Spaltbarkeit // (100) erklärt werden kann.

Literatur

BERRY, L.G. & STEACY, R.H. (1947): Euchroite and chalcophyllite. Amer.Mineral., 32, 196.

- BUCHRUCKER, L. (1891) 'Die Mineralien der Erzlagerstätten von Leogang im Kronlande Salzburg. Z.Kristallogr., 19, 113-166.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1970): Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg). Archiv Lagerstättenf. Ostalpen, 11, 161-209.
- LENGAUER, C.L. (1989): Geologie und Erzmineralogie der Lagerstätte Leogang (Salzburg). Dissertation, Univ.Salzburg, Salzburg.
- PAAR, W.H. & CHEN, T.T. (1985): Zur Mineralogie von Cu-Ni(Co)-Pb-Ag-Hg-Erzen im Revier Schwarzleo bei Leogang, Salzburg, Österreich. Mitt.Österr.Geol.Ges., 78, 125-148.
- PAAR, W.H., CHEN, T.T., ROBERTS, A.C., CRIDDLE, A.J. & STANLEY, C.J. (1989): Donharrisite, nickelmercury sulfide, a new mineral species from Leogang, Salzburg Province, Austria. Canad.Mineral., 27, 257-262.
- POEVERLEIN, R. & HOCHLEITNER, R. (1987): Die Sekundärmineralien von Leogang. Lapis, 12, 25-32.
- SCHROLL, K.M. (1797): Grundriß einer Salzburgischen Mineralogie, oder kurzgefaßte systematische Anzeige der bis jetzt bekannten Mineralien des Fürstenthums und Erzstifts Salzburgs. Jb.Bg.Hüttenkunde, 1, 95-196.
- WALENTA, K. (1972): Die Sekundärmineralien der Co-Ni-Ag-Bi-U-Erzgänge im Gebiet von Wittichen im Schwarzwald.Der Aufschluss, 23, 279-329.
- WISE, W.S. (1978): Parnauite and goudeyite, two new copper arsenate minerals from the Majuba Hill Mine, Pershing County, Nevada. Amer.Mineral., 63, 704-708.

MINERALOGISCHE CHARAKTERISIERUNG DER RADENTHEINER SCHMUCKGRANATE, KÄRNTEN

von

M.A. Leute & M.A. Götzinger

MinPet 98

Institut für Mineralogie & Kristallographie, Universität Wien Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Im Bereich Laufenberg, NW Radenthein/Kämten, wurde von 1880 bis etwa 1910 Granat im Stollenbau für Schmucksteinzwecke abgebaut. Die Granate (Almandine) wurden im Lucknergraben unterhalb der Friesnig Höfe bergmännisch gewonnen, zusammen mit Zillertaler Almandinen nach Böhmen transportiert, dort mit böhmischem Pyrop verschliffen und als "Böhmischer Granat" in alle Welt verkauft. Daher ist es schwierig, bei altem, bäuerlichem Trachtenschmuck das "Konglomerat" aus Granaten unterschiedlicher Herkunft zu trennen. Da nur sehr wenig über die Mineralogie der Radentheiner Schmuckgranate bekannt ist, wurde das entsprechende Gebiet beprobt, um eine Charakterisierung dieser Granate hinsichtlich ihrer Mineralogie (inklusive Einschlüsse) und der chemischen Zusammensetzung durchzuführen. Dafür wurde auch von Kämtner Sammlern schleifbares Material zur Verfügung gestellt.

Das Gebiet um Laufenberg ist Teil des ostalpinen Altkristallins, welches in die Millstätter-, Radentheiner- und Bundschuh-Priedröf-Serie unterteilt wird. Nach SCHIMANA (1986) ist die Radentheiner Serie durch eine amphibolitfazielle Metamorphose gekennzeichnet, die durch Rb/Sr-Kleinbereichsisochronen als alpidisch eingestuft wurde.

Nach unserer Kenntnis stammt die Großzahl der (rißfreien) Schmuckgranate aus der Radentheiner Serie und hier besonders aus den "Radentheiniten" (Granat-Disthen-Glimmerschiefer). Granate aus diesen Gesteinen wurden von ANGEL & LASKOVIC (1968) naßchemisch analysiert, wobei methodenbedingt Summenanalysen vorliegen, bei denen sowohl Mineraleinschlüsse als auch Elementverteilungen (z.B. Zonarbau) nicht berücksichtigt werden konnten. SCHIMANA (1986) gibt eine optische und chemische Charakterisierung der Granate aus der Radentheiner Serie, die aufgrund anderer Fragestellung nur einem Typus zugeordnet wurden. Mittels Rasterelektronenmikroskopie (REM) mit energiedispersiver Analyse (EDX; JEOL JSM 6400, 20 kV, Link ZAF-4 Analytik) wurden die chemische Zusammensetzung und die unterschiedlichen Mineraleinschlüsse gemessen. Daraus ergaben sich mehrere recht gut unterscheidbare Granat-Typen (Abb. 1).

	Rutil	Ilmenit	Zirkon	Apatit	Turmalin	Monazit	Allanit-(Ce)
"RADENT	HEINIT"		•			•	
LGZN2		1				0	
LGZN3			۲		۲	0	
LGZN4		1	0		0	Ō	
LGZN5			0	•		Ō	
LGZN7							
LGZN8	•		0	0	0		
LBK1	•	0	۲	i			
LBK2		Ō	۲	0	0		
LBK3		Ō	۲	0	۲	0	
LBK4		Ō		Ō		Ō	
RMBG1		Ō	0		,,,, ,,,,,,,,,,, ,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,		1
RMBG2	•	Ō	Ō	- i -	ō		
RMBG3		Ō	0	Ō	Ō	0	
LBP3		Ô			0		
LBP4		O	-	0	Ö		
LBP5		0	6	4	Ō	0	i
LBP6		0	۲		0		
CHLORIT	-GLIMMEF	RSCHIEFER	L				
UF1		:		0	:	·_ O	1
UF2		0		0	۵		,
UF3			0	0	۲	0	i
QUARZ-M	USKOVIT-	PARAGNEI	S				
LGZNI	<u> </u>			<u> </u>		<u> </u>	
LGZN6	0		\$			-	0
LGZS1	0		6		0	· <u>O</u>	۰
LBP1			0	0		0	0
LBP2	<u></u>					0	0
LBP7	0			<u> </u>		0	0
LBP8	0			0			
[,			
Legende:	= vicl	🏶 = m	äßig) = wenig		·	;
	-	<i>.m</i> .					
i	Т			ii			1

Abb. 1 Mineraleinschlüsse in den Radentheiner Schmuckgranaten

Die Hauptmenge der Granate, die im Bereich Laufenberg abgebaut ("Granatstollen") und verschliffen wurden, stammen aus einer Grenzzone Chlorit-Glimmerschiefer und "Radentheinit", welcher ca. 30 cm mächtige Lagen bildet. An dieser Grenzzone wurden nahezu lupenreine Granatkristalle bis 3 cm Kantenlänge gefunden. Im Jahre 1957 wurde oberhalb des Stollens eine Straße angelegt, wobei hier ebenfalls schleifbare Granate aus Chlorit-Glimmerschiefern gewonnen wurden. Darüber hinaus können bis heute aus dem Bach beim "Zödl" (Lucknergraben) Granate (auch aus "Radentheiniten") gewaschen werden.

Charakterisierung der Granate

Ein gemeinsames Merkmal aller Granate der Radentheiner Serie ist eine (schwache) Zunahme der Pyrop-Komponente (bei unterschiedlichen Absolutgehalten) vom Kern zum Rand hin. Demgegenüber sinkt die Spessartin-Komponente (ebenso der FeO-Gehalt) nach außen hin ab. Dieses Elementverteilungsbild deutet auf das Rayleigh Fraktionierungsmodell hin, welches von HOLLISTER (1966) beschrieben wird. Der CaO-Gehalt ist je nach Granat-Typ unterschiedlich und spiegelt wahrscheinlich das Trägergestein wider.

Als ganz wesentliches Charakteristikum haben sich die Anzahl, Form und Größe [in μ m] von Mineraleinschlüssen in den Granaten herausgestellt. In vielen Granaten, besonders im Randbereich, kommen Monazitkristalle [20 - 140] vor, die neben Ce auch La, Nd und Th enthalten. Turmaline [10-50] sind als unorientierte, solitäre und idiomorphe Kristalle in den Granaten verteilt, es handelt sich um Dravit-Schörl-Mischkristalle.

Granat aus "Radentheinit"

Der Chemismus dieser Granate ist unabhängig vom Fundpunkt nahezu immer gleich. Mit MgO-Gehalten zwischen 4 und 6 Gew.% ist die Pyrop-Komponente relativ hoch. Der MnO-Gehalt liegt im Kernbereich bei 3 Gew.% und sinkt gegen den Rand hin unter 0.2 Gew.%, womit ein deutlicher Zonarbau dokumentiert wird. Meist unter 1.5 Gew.% liegen die CaO-Gehalte. Die Farbe schwankt zwischen altrosa und leichtem dunkelrot.

Das Einschlußbild der "Radentheinit"-Granate ist typisch: Dominant ist Rutil [30 - 100], der idiomorphe Kristalle bildet. Verwachsungen mit Zirkon [5 - 30] und Ilmenit [10 - 50] wurden beobachtet. Auffällig ist bei vermehrten Rutil-Einschlüssen der geringe Anteil von Ilmenit. Nur mäßig sind Zirkon und Turmalin vertreten. Apatit [20 - 120] und Monazit sind selten, aber in fast jedem Granat nachweisbar.

Granat aus Chlorit-Glimmerschiefer

Unterhalb der Friesnig-Höfe ist auch an der Straße ein leicht verwitternder Chlorit-Glimmerschiefer aufgeschlossen, der idiomorphe Granatkristalle bis 2 cm Durchmesser enthält. Diese Granate sind rotbraun und wegen Rißbildung nur teilweise schleifwürdig. In der chemischen Zusammensetzung sind sie den "Radenteinit"-Granaten ähnlich, weisen jedoch keinen Zonarbau auf. Die MnO-Gehalte liegen zwischen 0.5 und 1.5 Gew.% und sind damit die niedrigsten aller untersuchten Granate.

Rutil-Einschlüsse [70 - 100] sind häufig, Ilmenit ist jedoch selten vertreten und nur in Verbindung mit Rutil. Im Randbereich finden sich Fe-(Mg)-Chlorite, im Kernbereich Mg-(Fe)-Klinochlore. Weiters sind im Randbereich kleine Apatite [20 - 40] und Zirkone [10] (gegen das Trägergestein hin) sowie Monazite zu beobachten. Mäßige Mengen von Turmalin (Mischkristalle Dravit-Schörl) liegen regellos im Granat verteilt.

Granate aus Quarz-Muskovit-Paragneisen

Weitere Granat-Vorkommen finden sich SW der Friesnig-Höfe in (verwitterten) Quarz-Muskovit-Paragneisen. Die Granate erreichen Durchmesser bis 3 cm, gut verschleifbar sind jedoch nur Kristalle bis etwa 8 mm. Diese sind transparent und zeigen eine charakteristische tief dunkelrote Farbe (bordeauxrot). Deshalb werden sie auch lokal von einem engagierten Sammler gewonnen und verschliffen. In ihrer chemischen Zusammensetzung variieren diese Granate je nach Fundort; die Pyrop-Komponente ist jedoch meist niedrig (MgO-Gehalte meist unter 2 Gew.%), hingegen ist die Grossular-Komponente höher als bei allen anderen untersuchten Granaten (CaO-Gehalte zwischen 5 und 9 Gew.%).

Als charakteristische Einschlüsse treten hauptsächlich Ilmenit [100 - 150] und Turmalin (zu gleichen Teilen) auf, weiters Allanit-(Ce) [20 - 150] und im Randbereich Pyrit (wo er auch im Trägergestein vorkommt). Einzelne Allanite werden ihrerseits von einem Epidot-Saum umgeben. Zirkon [10], Apatit [20] und Monazit [80] sind nur mäßig bis wenig vertreten.

Zusammenfassend wird festgehalten, daß die Granate der Radentheiner Serie bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer Einschlußminerale den entsprechenden Gesteinen dieses geologischen Raumes gut zugeordnet werden können. Die bisherigen Befunde sollen durch Reflexions- und Infrarot-Messungen ergänzt werden. Diesbezügliche Unterscheidungsmerkmale zu verschiedenen Ötztaler und Zillertaler Schmuckgranaten werden in weiterer Folge erarbeitet.

Sehr zu herzlichem Dank verpflichtet sind wir den Herren Erich Kofler (Sonnleiten) und Sepp Penker (Kaning) für die bereitwillige Überlassung von Schmuckgranaten.

Literatur

- ANGEL, F. & LASKOVIC, F. (1968): Über einige Gesteine und deren Kornsorten aus der Umgebung der Radentheiner Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe (Kärnten).- Radex-Rundschau 1, 3-18.
- HOLLISTER, L.S. (1966): Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh Fractionation Model.- Science 154, 1647-1651.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich).- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 33, 221-232.

OD-CHARAKTER DER HEMIMORPHITSTRUKTUR BEI 20 K: STRUKTURUNTERSUCHUNG MIT TOF-NEUTRONEN

von

E.Libowitzky

MinPet 98

Institut für Mineralogie & Kristallographie, Universität Wien Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Das Gruppensilikat Hemimorphit, $Zn_4[Si_2O_7](OH)_2.H_2O$, welches als sekundäre Mineralbildung auf Zinklagerstätten häufig auftritt, kristallisiert bei Raumtemperatur in der Raumgruppe Imm2 mit den Gitterparametern a ≈ 8.37 , b ≈ 10.73 , c ≈ 5.12 Å. SiO₄ und ZnO₄ Tetraeder bauen die polare Gerüststruktur auf, wobei dynamisch ungeordnete, durch H-Brücken gebundene OH und H₂O Gruppen die engeren und weiteren Positionen der entstehenden strukturellen Kanälen (parallel zu c) besetzen. Bei 98 K findet eine reversible Phasenumwandlung zweiter Ordnung statt, die durch einen Knick im Verlauf von temperaturabhängigen Doppelbrechungskurven angezeigt wird, während sich IR-Spektren mit wechselnder Temperatur kontinuierlich verschieben (LIBOWITZKY & ROSSMAN, 1997).

Eine Strukturuntersuchung mit "Time-of-Flight" (TOF) Neutronen bei 20 K zeigt, daß die Ordnung der Protonen unter gleichzeitiger Stärkung der H-Brücken zu einer Überstruktur mit verdoppelten b und c Gitterparametem führt, d.h. a = 8.354, b = 21.519, c = 10.240 Å (LIBOWITZKY et al., 1998). Während die Verdoppelung von *c* durch die Ordnung von OH und H₂O Gruppen entlang der Kanäle leicht erklärbar ist (wobei das stabile Gerüst der Struktur nahezu unverändert bleibt), muß für die Verdoppelung von b die spezielle räumliche Anordnung der Kanäle untereinander herangezogen werden. Die Metrik des Gittters und die generellen Auslöschungsbedingungen der Neutronenreflexe führen zur orthorhombischen Raumgruppe Abm2. Zusätzliche Auslöschungsbedingungen, d.h. nur 0kl Reflexe mit k + 1 = 4n und h00 Reflexe mit h = 2n, deuten an, daß von jedem strukturellen Kanal (mit geordneter Protonenanordnung) ein benachbarter, identischer Kanal durch den Gittervektor [0.5, 0.25, 0.25] oder [0.5, 0.25, -0.25] erreichbar ist.

Für die folgenden Überlegungen werden die zwei Vektoren mit "+" und "-" vereinfacht dargestellt. Ähnlich zu anderen Ordnungs-Unordnungsstrukturen ("order-disorder structures" = "OD structures") wie sie bei Stapelvarianten von Kugelpackungen oder Schichtstrukturen auftreten (MERLINO, 1997), werden im Folgenden die möglichen räumlichen Anordnungen der Kanäle diskutiert und so ein Modell in Übereinstimmung mit dem Beugungsbild gefunden. (A) Die Kanäle könnten räumlich ungeordnet vorliegen, d.h. durch die Vektorfolge ++-+---+--+++ (Beispiel) verbunden sein. Auch wenn diese Anordnung durch geringe Wechselwirkungen zwischen den Kanälen (Abstand zwischen den nächsten benachbarten Kanälen ≈ 6.8 Å) naheliegt, so läßt sie sich doch nicht in Übereinstimmung mit den beobachteten Überstrukturreflexen bringen. Die räumliche Unordnung der Kanäle würde trotz perfekt geordnetem Kanalinhalt (mit verdoppeltem Translationsvektor c) zur kleineren Zelle und zur Raumgruppe Imm2 der Raumtemperaturstruktur führen.

(B) Die Kanäle könnten räumlich perfekt geordnet sein, d.h. durch die Vektorfolge ++++++++ oder verbunden sein. Keine der beiden Anordnungen läßt sich jedoch in einer orthorhombischen Raumgruppe beschreiben; die Raumgruppensymmetrie wäre nach Zelltransformation monoklin Cc oder Ic. Wesentlich ist, daß jedes der beiden geordneten Arrangements alleine nur die Hälfte der Überstrukturreflexe hervorrufen könnte. Das bedeutet, daß zumindest ein Zwilling (+++++----) zur Erklärung aller Reflexe herangezogen werden müßte. Diese Annahme konnte jedoch nicht durch eine erfolgreiche Zwillings-Strukturverfeinerung bestätigt werden.

(C) Das plausibelste Modell zeichnet eine partiell geordnetes räumliches Arrangement der strukturellen Kanäle. Ungeordnete Domänen stören nicht das Beugungsbild der Überstrukturreflexe (sie tragen bloss nicht zu deren Intensitäten bei), hingegen genügen wenige geordnete Domänen, um schwache Überstrukturreflexe auftreten zu lassen. Dieses Bild ist in guter Übereinstimmung mit der beobachteten Raumgruppe Abm2, welche seltsamerweise geordnete und scheinbar ungeordnete Punktlagen der Kanäle in einer einzigen Elementarzelle vereint. Dieser OD-Charakter der Struktur mit ungeordneten und geordneten (\pm verzwillingten) Domänen erscheint auch durch die gute Verfeinerung (R = 0.058) bestätigt.

Abschließend soll bemerkt werden, daß unterschiedliche Polytype, wie sie sonst in OD-Strukturen öfters auftreten (MERLINO, 1997), in Hemimorphit nicht beobachtet wurden. Auch wenn andere geordnete Vektorabfolgen wie +-+-+- oder ++-++- denkbar wären, so scheint doch die geringe Wechselwirkung zwischen den Kanälen (siehe A) diese weiterreichende Ordnung zu verhindern.

Mein Dank gilt A.J. Schultz und D.M. Young (IPNS, Argonne, IL) für experimentelle Unterstützung und T. Armbruster für aufschlußreiche Hinweise zu OD-Strukturen.

Literatur

- LIBOWITZKY, E. & ROSSMAN, G.R. (1997): IR spectroscopy of hemimorphite between 82 and 373 K and optical evidence for a low-temperature phase transition. - Eur. J. Mineral., 9, 793-802.
- LIBOWITZKY, E., SCHULTZ, A.J. & YOUNG, D.M. (1998): The low-temperature structure and phase transition of hemimorphite, Zn₄Si₂O₇(OH)₂.H2O. - Z. Krist., 213, in press.
- MERLINO, S., ed. (1997): Modular Aspects of Minerals. EMU notes in mineralogy, Vol. 1. Eötvös University Press, Budapest.

FRÜHALPIDISCHE METAMORPHOSE- UND ABKÜHLGESCHICHTE DER EKLOGITE IM OSTALPINEN KRISTALLIN SÜDLICH VOM TAUERNFENSTER (SCHOBERGRUPPE)

von

M. Linner¹, W. Richter¹ & M. Thöni²

MinPet 98

¹Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien ²Institut für Geologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Die Eklogite der südwestlichen Schobergruppe belegen eine hochgradige frühalpidische Metamorphose. Phengite sind häufig Teil der Eklogitparagenese und mit Omphazit und Granat im Gleichgewicht. Durch Phengitbarometrie (MASSONNE, 1991, 1992) wird ein Druck von 1.6 bis 1.8 GPa angezeigt. Im Vergleich dazu sind die Minimaldrucke, abgeleitet aus dem Jadeitgehalt der Ompazite, um rund 0.5 GPa niedriger. Die Temperatur der eklogitfaziellen Metamorphose ist durch Grt-Cpx Thermometrie auf $625 \pm 20^{\circ}$ C bestimmt.

Die Überprägung der Eklogite im Zuge der Exhumierung ist sehr intensiv. Mit den Metabasiten wechsellagernde Ortho- und Paragneise zeigen einen Temperaturhöhepunkt zwischen 640 und 670°C bei 0.9 bis 1.2 GPa an. Im Unterschied dazu liefern die Paragneise und Glimmerschiefer im Liegenden der Eklogitamphibolite Prijakte-Schleinitz keine Hinweise auf Hochdruckmetamorphose. Sie erscheinen polymetamorph und für die letzte Entwicklungsphase sind thermobarometrisch 450 bis 600°C und 0.4 bis 0.5 GPa anzunehmen.

Die radiogenen Isotopensysteme zeigen frühalpidische Metamorphose- und Abkühlalter. Der Höhepunkt der eklogitfaziellen Metamorphose ist dabei spätestens um 100 Ma anzunehmen. Die Rb-Sr Phengitalter geben 95 Ma als Minimum für die Hochdruckmetamorphose. Eine Sm-Nd Datierung eines Eklogites (Grt-WR) ergab schlecht definierte 115 ± 33 Ma. Die Exhumierung der Eklogite erfolgte in der Oberkreide (95 - 67 Ma) und läßt sich an Hand der Glimmerdaten in einzelne Phasen gliedern. Die ältesten Phengite (95 Ma) sind Teil der Eklogitparagenese und in die penetrative Schieferung der Eklogite eingeregelt. Durch eine weitere duktile Deformation um etwa 75 Ma rekristallisieren die Phengite der Eklogite und Orthogneise teilweise, sie spiegeln das Alter dieser Deformationsphase wider. Unmittelbar anschließend, ebenfalls noch in der Oberkreide schließt das Rb-Sr System im Biotit. Die Biotitalter interferieren mit der Bildung einer Mylonitzone, die im Liegenden der Eklogitamphibolite Prijakte-Schleinitz auftritt. Diese Deformation war im Temperaturbereich um 300°C noch aktiv. Ein Biotitalter aus der Mylonitzone selbst gibt deren Alter mit 71 \pm 1 Ma an. Ein Einfluß jüngerer Deformationen auf die Biotitalter ist nicht gegeben. Damit liegt die Temperatur während solcher Deformationen unter 300°C. Die Mineralalter lieferten auch keinen Hinweis auf präalpidische Metamorphosen im Schoberkristallin. Einzig grobkörnige Muskovite aus Pegmatitgneisen weisen mit Altern > 200 Ma auf möglicherweise permische Pegmatitbildung hin.

In der tektonischen Position sind die Eklogite im Schoberkristallin mit den Eklogiten der Koralpe/Saualpe (THÖNI & JAGOUTZ, 1992; THÖNI & MILLER, 1996) und dem südlichen Ötztalkristallin (HOINKES et al., 1991) vergleichbar. Zusammen lassen diese Vorkommen eine frühalpidische Hochdruckzone im Ostalpinen Kristallin nahe dem Periadriatischen Lineament erkennen. Während das Alter der Hochdruckmetamorphose und die Abkühlgeschichte der drei genannten Gebiete sehr ähnlich sind, läßt die Metamorphose steigende P-T Bedingungen von W nach E erkennen.

Literatur

- HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991): Petrologic constraints for Eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement.- Mineralogy and Petrology, 43, 237-254.
- MASSONNE, H.-J. (1991): Druck-Temperatur-Entwicklung Phengitführender Eklogite.-Mitt. Österr. Miner. Ges., 136, 55-77.
- MASSONNE, H.-J. (1992): Thermochemical determination of water activities relevant to eclogitic rocks.- In: KHARAKA, Y. K. & MAEST, A. S. (eds.) Water-Rock Interaction, Balkema (Rotterdam), 1523-1526.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, SE Austria.- Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 347-368
- THÖNI, M. & MILLER, CH. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and PT constraints on the thermal and tectonic history.- J. metamorphic Geology, 14, 453-466.

800 ANTARCTIC MICROMETEORITES TO DECRYPT OUR ORIGINS

by

Michel Maurette

MinPet 98

Solid State Astrophysics C.S.N.S.M., Batiment 104, 91405 Orsay-Campus, France

The Antarctic ice sheet can be assimilated to a gigantic and inexhaustible space collector of micrometeorites with sizes ranging from 0.3 μ m up to 500 μ m. I shall summarize the efforts made since 1984 to control all steps in micrometeorite studies, from their recovery in ultraclean blue ices, to their analyses with instruments which are frequently exploited near the limits of their possibilities.

Next a detailed comparison of the chemical, mineralogical and isotopic compositions of micrometeorites and meteorites will be made. Such studies opened new investigations of important problems, such as the origin of the solar system about 4.6 Ga ago, and the origin of life on Earth, about 500 millions later.

THERMODYNAMISCHE ZUSTANDSGLEICHUNGEN VON MINERALEN: PRÄZISIONSBESTIMMUNG DURCH EINKRISTALL-XRD

von

R. Miletich¹ & R.J. Angel²

MinPet 98

¹Laboratorium für Kristallographie, ETHZ Zürich, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zürich ²Bayerisches Geoinstitut, Universität Bayreuth, D-95445 Bayreuth

Die Bestimmung von Gitterparameter bzw. des Volumens der Einheitszelle kristalliner Phasen ist neben der Auswertung von Intensitäten bezüglich der atomaren Struktur die am meist gebrauchte Information in der Anwendung der Röntgendiffraktion (XRD). Die experimentelle Bestimmung der die thermodynamischen Zustandsgleichungen beschreibenden Parameter, die Evaluierung des makroskopischen kritischen Strains bei strukturellen Phasenübergängen, wie auch die präzise Messung des Druckes unter quasi-hydrostatischen Bedingungen sind Anwendungen in der mineralogischen Forschung, in denen höchste Präzision in der Bestimmung der Zellparameter erforderlich ist. Während sich im Bereich der Hoch/Tieftemperatur-XRD der Einsatz von Pulver- wie Einkristallmethoden etabliert hat, werden Ergebnisse vergleichbarer Qualität im Bereich der Hochdruckanwendung ausschließlich durch Messungen an Einkristallen erzielt.

Technologische Entwicklungen sowohl im Bereich der Druckzellen (ALLAN et al., 1996) wie auch in der Adaption des Vierkreis-Diffraktometers für Hochdruckmessungen (ANGEL et al., 1997; MILETICH et al., 1997) erlauben es Zellvolumina bzw. molare Volumina mit einem relativen Fehler von $\pm 0.01\%$ routinemäßig zu bestimmen. Eine solche Präzisionsbestimmung im Volumen findet unmittelbare Anwendung in der experimentellen Bestimmung von Kompressibilitäten bzw. für bekannte Substanzen als Einsatz von Druckmarkern. Mittels der neu kalibrierten Daten für Quarz (ANGEL et al., 1997) können hydrostatische Drücke in Diamantstempelzellen mit einem absoluten Fehler von $\pm 0.05 - 0.07$ kbar bestimmt werden.

Für die thermodynamische Betrachtung mineralogisch-petrologischer Prozesse unter hohen Drücken werden aufgrund der unbedeutend geringen thermischen Expansion im Vergleich zur druckabhängigen Volumensreduktion in erster Näherung isothermale Zustandsgleichungen herangezogen. Beruhend auf der Theorie begrenzter Deformation in Festkörpern (siehe z.B. ANGEL & ROSS, 1996; POIRIR, 1991; 1998) finden vorallem die semi-empirischen *Birch-Murnaghan* Gleichungen zunehmend breite Anwendung in der Beschreibung der Kompressibilität von Mineralen. Neben dem *isothermalen Kompressionsmodul*, $K_{T,0} = -V(dP/dV)_T$, ist vorallem der die Druckabhängigkeit der Volumensabnahme beschreibende Parameter K' = dK/dP ein für die Extrapolation in die experimentell unerreichbaren Druckbereiche kritischer Parameter, der bislang häufig als Konstante angenommen wurde. Die kleinen Meßfehler innerhalb der mittels Einkristall-XRD bestimmten P-V Datensätze zeigen nun, daß in vielen Fällen die druckabhängige Volumensreduktion nur durch Werte von K' \neq 4 beschrieben werden kann, und die Streuung der Werte für diesen Parameter zwischen 1.9 und 8.5 liegt.

Primär strukturelle Gesichtspunkte erscheinen für die Variationsbreite dieses Kompressibilitätsparameters verantwortlich zu sein und werden erörtetert. Die Präzision in der Bestimmung des Kompressionsmoduls $K_{T,0}$ auf $\pm 0.2 \cdot 0.5$ GPa entspricht annäherungsweise bereits jener Größenordung die durch Messung der elastischen Konstanten mittels Ultraschall-Resonanz Verfahren (z.B.: RPR) oder Brillouin-Streuung erzielt werden können. Die Genauigkeit in der Bestimmung von K´mit einem absoluten Fehler von $\pm 0.1 - 0.2$ ist derzeit exklusiv durch XRD Messungen an Einkristallen möglich. Die neuesten mittels Einkristall-Röntgenbeugungsverfahren ermittelter Kompressibilitätsdaten verschiedener Minerale und synthetischer Silikate und Oxide werden vorgestellt und diskutiert.

Literatur

- ALLAN D.R., MILETICH R. & ANGEL R.J. (1996): A diamond-anvil cell for single-crystal X-ray diffraction studies to pressures in excess of 10 GPa. Rev. - Sci. Instrum., 67, 840-842
- ANGEL R.J., ALLAN, D.R., MILETICH, R. & FINGER, L.W. (1997): The use of quartz as an internal pressure standard in high-pressure crystallography. J. Appl. Cryst. 30, 461-466
- ANGEL R.J. & ROSS N.L. (1996): Compression mechanisms and equation of state. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 354, 1-11
- MILETICH, R., ANGEL, R.J., FINGER, L.W. & ALLAN, D.R. (1997): High precision equation of state and the pressure scale. Material Research Society, Fall '97 Meeting, Abstr.
- POIRIER, J.P. (1991): Introduction to the physics of the Earth's Interior. Cambridge University Press, Cambridge
- POIRIER, J.P. (1998): Equation of State. NATO-ASI "Microscopic Properties and Processes in Minerals", NA-TO-ASI Series (in press).

ZUM MISCHKRISTALLVERHALTEN VON MG- UND FE-CORDIERIT

von

P.W. Mirwald

MinPet 98

Institut für Mineralogie & Petrographie Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Einleitung

Cordierit ist ein charakteristisches Mineral hochgradiger Metapelite, tritt aber auch als Mineralphase in aluminösen Magmatiten auf. Als technisches Produkt findet er im Bereich der Hochtemperaturkeramik zahlreiche Anwendungen. Im Gegensatz zu seiner einfachen Zusammensetzung als technisches Material, $2MgO.2Al_2O_3.5SiO_2$, weisen natürliche Cordierite eine beträchtliche Zahl von Neben- und Spurenkomponenten auf (z.B. POVONDRA et al, 1992). Als näherungsweise Strukturformel, welche die parallel der c-Achse angeordneten Ringelemente von den ringverknüpfenden Tetraedern unterscheidet und die wichtigsten chemischen Komponenten berücksichtigt, ergibt sich:

 $(Mg,Fe,Mn,Li)^{(VI)}_2(Si,Al,Be,Fe^{3+})^{(IV)}_3(Si,Al,Be,Fe^{3+})^{(IV)}_6O_{18}$.n[Na,K,H₂O,CO₂, Edelgase, CH-Komponenten etc.]^(channel). Ein großer Teil dieser Komponenten wird über Substitutionsreaktionen in die Struktur eingebracht, deren Koppelungsmechanismen nur teilweise geklärt sind (z.B. CERNY et al., 1997).

Die zunehmende Aufklärung der Mineralchemie und der jeweils dazugehörigen Gitterparameter von Cordieriten unterschiedlichster Genese erlaubt die Frage nach dem Mischverhalten der verschiedenen Komponenten aufzugreifen, da dieses von großer Bedeutung für die thermodynamische Behandlung dieser Phase ist.

Daten

Es wurden Literaturdaten (siehe Datenquellen 1-14 im Literaturverzeichnis) aufgenommen und das chemische Mischkristallverhalten in Abhängigkeit von Gitterparametern untersucht.

Ergebnisse

1) Die verfügbaren Analysen von natürlichen Cordieriten überdecken den Zusammensetzungsbereich zwischen $X_{Fe} = 0.03$ bis $X_{Fe} = 0.96$. Reine Endglieder sind nur als synthetische Produkte verfügbar und zeigen nur teilweise Übereinstimmung mit den Gitterkonstanten natürlicher Cordierite.

Die Zusammenstellung der Daten (Abb.1) ergibt zwei verschiedene Mischungsverhalten:


Abb. 1

Darstellung des Molenbruch X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg) von Cordieriten in Abhängigkeit vom Elementarzellenvolumen. Volle Kreise: ideales Mischungsverhalten; Offene Quadrate: nichtideales Mischungsverhalten (nichtideale Cordierite, die auf der Linie idealer Mischbarkeit liegen, weisen sehr hohe Na-Gehalte auf). Offene Kreise: synthetische Mg- bzw.Fe- Cordierite. Datenquellen s. Literaturverzeichnis.

i) ideales Mischverhalten der Molvolumina (nicht der Gitterparameter!) von Cordieriten, die vorwiegend aus metamorpher Paragenesen stammen.

ii) nichtideales Mischungsverhalten mit positivem oder negativem Exzessvolumen (bis zu 1 % des Molvolumens) von Cordieriten komplexer chemischer Zusammensetzung.

Bezüglich der Dimensionen der Elementarzelle bei idealer Mischbarkeit ergibt sich, daß die c-Gitterkonstante sich linear verhalten, während die a- und b-Gitterkonstanten im Bereich $X_{Fe} > 0.70$ ein negative bzw. positive Abweichung (ca. 0.1 % der Parameterlänge) ergeben. Dies resultiert in einem bogenförmigen Verlauf der Delta-Werte (MIYASHIRO, 1957) von 0.23 °2 Θ für $X_{Fe} = 0$, 0.28 °2 Θ bei $X_{Fe} = 0.6$ bis zu 0.24 °2 Θ für $X_{Fe} = 1$

Für nichtideal mischende Cordierite ist zu beobachten, daß die Delta-Werte über den weiten Bereich von 0.25 bis 0.05 °2 Θ streichen, wobei keine Systematik zu erkennen ist, außer, daß die niederen Delta-Werte von Cordieriten mit auffällig hohen Berylliumgehalten (vergl. CERNY & POVONDRA, 1966) stammen.



Abb. 2

Darstellung der Na-Gehalte von Cordieriten vs. Molenbruch X_{Fe} . Strichlierte Linie: Obergrenze der Na-Gehalte ideal mischender Cordierite. Details siehe Text. Zeichenerklärung siehe Abb. 1.

2) Abb. 2 zeigt, daß die Na-Gehalte von Cordieriten mit idealem Mg-Fe-Mischungsverhalten i.a. nicht den Wert von 0.09 Na (apfu) übersteigen, wobei die oberen Na-Gehalte in manchen Fällen mit anatektischen Erscheinungen im Gestein in Zusammenhang zu stehen scheinen. Dies deckt sich mit experimentellen Befunden von KNOP & MIRWALD (1998). Die Cordierite mit nichtidealem Mischungsverhalten weisen Na-Werte auf, die über das gesamte Konzentrationsspektrum reichen. Maximale Na-Werte liegen bei 0.45 apfu und müssen im Zusammenhang mit der Substitutionsreaktion Na^(ch) + Be^(IV) = Al^(IV) (CERNY & POVONDRA, 1966) gesehen werden.

Die Korrelation zwischen dem Exzessvolumen der untersuchten Mg-Fe-Cordierite und den entsprechenden Na-Gehalten ist in Abb. 3 dargestellt.

Die ideal mischenden Cordierite, deren maximale Na-Gehalte bei 0.1 apfu liegen, zeigen erwartungsgemäß um 0 ± 2 Å³ schwankende Werte. Die restlichen Werte, die von nichtideal mischenden Cordieriten stammen, ergeben eine extensive Datenwolke mit Exzessvolumina zwischen +15 und -15 Å³ ($\approx 1\%$ des Molvolumens).

Auffallend hierbei ist eine Tendenz der Na-Gehalte: ausgehend von niedrigen Na-Gehalten mit hohem positiven Exzessvolumen nimmt mit zunehmenden Na-Gehalten das Exzessvolumen ab und wird negativ. Hohe Na-Gehalte gehen mit ausgeprägtem negativen Exzessvolumen einher, wobei hier großenteils ein deutlicher Zusammenhang mit Be-Gehalten besteht.



Abb. 3

Darstellung des Exzessvolumens ideal und nichtideal mischender Cordierite in Abhängigkeit vom Na-Gehalt. Volle Kreise: ideal mischende Cordierite; Quadrate: nichtideal mischende Cordierite, wobei Quadrate mit eingeschriebenem Dreieck Analysen mit zusätzlichen Be-Gehalten repräsentieren; Quadrate mit eingeschriebenem Kreis repräsentieren Cordierite aus granulitischen und sauren vulkanischen Paragenesen. Strichlierter Pfeil: Volumenstrend der experimentellen Na-Cordierite von WOLFSDORFF & SCHREYER (1992).

Eine gewisse besondere Stellung nehmen Cordierite mit negativem Exzessvolumina bei niedrigen Na-Gehalten ein. Ihre chemischen Analysedaten lassen keine spezifischen Eigenheiten erkennen. Auffällig ist, daß diese Cordierite großenteils granulitmetamorphen und sauren vulkanischen Paragenesen entstammen.

Diskussion

- Mg-Fe-Cordierite zeigen ideales und nichtideales Mischungsverhalten in Abhängigkeit vom Kristallchemismus. Der bogenförmige Verlauf der Delta-Werte zwischen 0.23 - 0.28 - 0.24 °2Θ bei ideal mischenden Mg-Fe-Cordieriten deutet darauf hin, daß weniger der Al-Si-Ordnungszustand, sondern vielmehr das Fe-Mg-Mischungsverhältnis sich auf die Orthorhombizität der Struktur auswirkt.

Nicht-ideales Mischungsverhalten ist an komplexe Zusammensetzung, inbesonders z.B. an Be-Gehalte, gebunden. Dies wird auch von den weit streuenden Delta-Werten (0.25 - 0.05 °2 Θ) deutlich reflektiert.

- Der Einfluß der Na-Komponente als solches ist, wie die ideal mischenden Cordierite ausweisen, welche i.a. Gehalte < 0.1 Na apfu aufweisen, nur von untergeordneter Bedeutung auf das Molvolumen. Experimentelle Untersuchungen zum Na-Einbau in Mg-Cordierit (WOLFSDORFF & SCHREYER, 1992) ergaben für die hexagonalen Reaktionsprodukte einen Trend der Mischungsvolumina (siehe Pfeil in Abb.3), der im deutlichen Kontrast zu den Befunden an natürlichen nichtideal mischenden Na-(+Be)-Cordieriten steht.

- Cordierite, deren Na-Gehalte sich von kleinen Werten bei positiven Exzessvolumina zu großen Werten bei negativen Exzessvolumina hinentwickeln, scheinen vorwiegend kontakunetamorpher und/oder pegmatitischer Herkunft zu sein. Insbesonders bei hohen Na-Gehalten läßt sich ein Zusammengehen mit Be und Li nachweisen (CERNY & POPVONDRA, 1966; ARMBRUSTER & IROUSCHEK, 1983; CERNY et al 1997). Experimentelle Befunde zum Berylliumeinbau (BORCHERT et al., 1970, POVONDRA & LANGER, 1971) und zum Lithiumeinbau (KIRCHNER, 1984), stützen diese Beobachtung.

- Cordierite mit mäßigen Na-Gehalt (< 0.1 Na apfu) und deutlich negativem Exzessvolumen sind anhand der verfügbaren chemischen Daten nicht zu interpretieren. Die genetischen Angaben der Bearbeiter deuten jedoch darauf hin, daß niedrige H₂O-Gehalte und/oder niedrige H₂O-Aktivität während der Cordieritbildung ein möglicher Grund für die geringen Molvolumina sind.

Literatur

- BORCHERT, W. GUGL, E. & PETZENHAUSER, l. (1970): Untersuchungen im System Beryll-Indialith. N.Jb.Miner.Mh. 385-388.
- CERNY, P. CHAPMANN, R., SCHREYER, W., OTTOLIN, L., BOTTALAZZI, P. & MCCAMMONN, C.A. (1997): Lithium in sekaninaitite from the type locality, Dolni Bory, Czech Republic. Can. Mineralogist, 35, 1657-173.
- KIRCHNER, D. (1984): Experimenteller Lithium-Einbau in Mg-Cordierit. Unveröff. Diplomarbeit, Ruhr-Universität Bochum.
- KNOP, E. & MIRWALD, P.W. (1998): Sodic cordierites: comparison of natural data and incorporation experiments. -. Mitt. Österr. Miner. Ges., 143, 316-321

MIYASHIRO, A. (1957): Cordierite-indialite relations. Amer.J.Sci., 255, 43-62.1957

- POVENDRA, P. & LANGER, K. (1971): Synthesis and some properties of Sodium-Beryllium-bearing cordierites, Na_xMg₂(Al_{4-x}Be_xSi₅O₁₈). N.Jb.Mineral.Abh. 116, 1, 1-19.
- WOLFSDORFF, P. & SCHREYER, W. (1992): Synthesis of sodian cordierites in the system Na₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂. N.Jb.Miner.Mh., 2, 80-96.

- ARMBRUSTER, TH. & IROUSCHEK, A.(1983): Cordierites from the Lepontine Alps: Na+Be Al substitution, gas content, cell parammeters and optics. Contrib.Mineral.Petrol. 82, 389-396.
- ARMBRUSTER, TH. (1985): Fe-rich cordierites from acid volcanic rocks, an optical and X-ray single crystal study. Contrib.Mineral.Petrol., 91, 180-187.
- ARMBRUSTER, TH. (1986): The role of Na in the structure of low-cordierite: A single crystal X-ray study. Amer.Mineral 71, 746-757.
- 4) CERNY, P. & POVONDRA, P. (1966): Beryllium cordierite from Vezna (Na,K) + Be → Al. N.Jb.Min.Mh. 1966, 36-44.
- 5)DEER, W., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1986): Rock-Forming minerals. Vol 1B, 2nd ed., 629 pp. Longman, Scientific and Technical, Harlow, Essex.
- 6) GORDILLO, C. E., SCHREYER, W., WERDING.G. & ABRAHAM, K. (1985): Lithium in NaBe-Cordierites from El Penon, Sierra de Cordoba, Argentina. Contrib.Mineral.Petrol. 90, 93-101.
- 7) LEAKE, B.E. (1960): Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierite. Amer. Mineral. 45, 282-298.
- 8) LOTOVA, E.V., PAVLYUCHENKO, V.S. & LEPEZIN, G.G: (1988): Correlation of parameters of unit cell of cordierites with the chemical composition and index of distorsion (russ.). Academia Nauk SSSR, Geologia i Geofisika, 12, 101-110.
- HOLDAWAY, M.J. & LEE, S.M. (1977): Fe-Mg-cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contrib. Mineral. Petrol. 63, 175-198.
- POVONDRA, P., CECH, F. & BURKE, E.A. (1984): Sodian-beryllium cordierites from Gammelmorkärr, Kemiö Islanf, Finland, and ist decomposition products. NJb.Mineral. Mh., 3 125-136.
- POVONDRA, P., STANKOVA, J. & STANEK, J. (1992): CO2-bearing cordierite of moldanubian leptynite rock series from Horni Bory, Czech Republic. 1992 Acta Univ. Carolinae- Geologica No.3-4-, 331-349.
- 12) SCHREYER, W. (1965): Zur Stabilität des Ferrocordierits. Beitr.Mineral.Petrol 11, 297-322.
- 13) SELKREGG, K.R. & BLOSS, F.D. (1980): Cordierites: compositional control of Δ, cell parameters, and optical properties. Amer.Min. 65, 522-533
- 14) WALLACE, J.H. & WENK, H.R. (1980): Structure variation in low cordierites. Amer. Mineralogist, 65, 96-111.

ELEKTRISCHE EIGENSCHAFTEN UND STRUKTURELLE VARIATIONEN IN CORDIERIT ZWISCHEN 200 UND 800°C

von

P.W. Mirwald¹ & E. Schmidbauer²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie & Petrographie Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck ²Institut für Angewandte Geophysik Universität München, Theresienstraße 41, D-80333 München

Einleitung

Cordierite ($[Mg,Fe]_2Al_4Si_5O_{18}$.n $[Na,H_2O,CO_2, etc]$ ist eine wichtige und interessante Mineralphase in granulitischen Metapeliten und aluminösen sauren Magmatiten. Breite Anwendung findet er als hochfeuerfestes Keramikmaterial. In struktureller Hinsicht wird Cordierit von (Si,Al)₆O₁₈ Ringelelementen charakterisiert, die in der kristallographischen c-Richtung gestapelt, Kanalelemente formen. Diese werden ihrerseits von SiO₄ bzw. AlO₄-Tetraedern seitlich so verknüpft, daß sich daraus eine gerüstsilikatische Struktur ergibt. Während zweiwertige Kationen in oktaedrischer Koordination in dieser Gerüststruktur eingebunden sind, finden sich einwertige Kationen - vorwiegend Na - in den Ringzentren positioniert. Diese Kationen haben eine blockierende Funktion für H₂O, CO₂, Edelgase etc., die als schwach an die Struktur gebundene Fluidkomponenten die hohlraumartigen Erweiterungen in den Kanälen zwischen den Sechserringen einnehmen. Diese strukturellen Kanalelemente bedingen, daß viele physikalischen Eigenschaften von deutlicher Anisotropie gekennzeichnet sind, wie z.B. elektrische Eigenschaften, welche Gegenstand dieser Untersuchung sind.

Ähnlich den meisten Silikaten ist Cordierit ein elektrischer Isolator bei Raumtemperatur. Er entwickelt jedoch zu höheren Temperaturen halbleitende Eigenschaften. In einer früheren Hochtemperaturuntersuchung (SCHMIDBAUER & MIRWALD, 1993) sind Wechselstrom-Leitfähigkeitsmessungen an einem Fe-armen Einkristall (White Well, Australien) mittels Impedanzspektroskopie im Temperaturbereich zwischen 200 und 830 °C durchgeführt worden.

In Fortsetzung dieser Untersuchungen wurden nun Kapazitätsmessungen an diesem Material ausgeführt. Diese Untersuchungen wurden auch mit dem zusätzlichen Ziel unternommen durch eventuell auftretendes diskontinuierliches Verhalten dieses Parameters Hinweise auf strukturelle Veränderungen bei Cordierit zu erhalten. Anlaß hierzu gaben frühere Hochdruck-Hochtemperatur-Untersuchungen an Cordierit (MIRWALD, 1981a,b).

Experimentelles

Ein klarer, weißlich-farbloser Cordierit-Einkristall von der Lokalität White Well, Australien mit den Abmessungen 4 x 4 x 4 mm³ wurde für diese Hochtemperatur-Untersuchungen verwendet. Zur Absicherung des makroskopischen Befunds wurde das Material unter dem Mikroskop, IRspektroskopisch, mittels Elektronenstrahlmikrosonde sowie mittels Röntgenfluoreszenzspektroskopie überprüft.Die Wechselstrommessungen wurden mit Hilfe der sog. 4-Punkt-Methode im Frequenzbereich zwischen 25 10⁶ Hz mit einem Testsignal von 1 Volt durchgeführt. Die Hochtemperaturmessungen an der elektrisch sorgfältig abgeschirmten Probe wurden in einem Rohrofen ausgeführt, der kontinuierlich mit hochreinem Stickstoffgas (99.999 % N₂) gespült wurde. Weitere experimentelle Details geben SCHMIDBAUER & MIRWALD (1993).

Daten und Diskussion

1) Der bemerkenswerteste Befund der vorangegangen Studie von SCHMIDBAUER & MIR-WALD (1993) war die ausgeprägte Anisotropie der Leitungseigenschaften zwischen der kristallographischen [001]- und [100]-Richtung, die mit drei verschiedenen Leitungsprozessen verbunden sind, deren Aktivierungsenergien im Bereich von 0.8 eV liegen.



Abb. 1

Kapazitätsdaten von White Well-Cordierit in der kristallographischen c-Richtung [100] bei drei verschiedenen Frequenzen (10 kHz, 100 kHz und 1 MHz) über den Temperaturbereich 200 bis 800°C. Vertikale Pfeile markieren zwei Diskontinuitäten im Temperaturverlauf der Kapazität.

2) Die nun ausgeführten Kapazitätsmessungen bestätigen die ausgeprägte Anisotropie zwischen der [001]- und [100]-Richtung. Während in der [001]-Richtung zwischen 200 und 800°C ein ungewöhnlich großer Anstieg in der Kapazität um zwei Größenordnungen zu beobachten ist, vergrößert sich die Kapazität in der [100]-Richtung lediglich um den Faktor drei.

Dieser Befund läßt annehmen, daß in der [001]-Richtung die dielektrische Konstante ε der entscheidende Faktor für die Zunahme der Kapazität ist und, daß möglicherweise bei sehr hohen Temperaturen ferroelektrisches Verhalten auftritt.

3) Ein weiterer wichtiger Befund ist, daß die Kapazitätsmessungen sowohl in [100], aber insbesonders in [001] diskontinuierliches Verhalten bei 250 und 550°C erkennen lassen. In Abb. 1 sind die Kapazitätsdaten in [001] für die Frequenzen 10 kHz, 100 kHz und 1 MHz dargestellt, wobei die beiden Diskontinuitäten in den Messungen bei 100 kHz am ausgeprägtesten sind. Die aufgefundenen Diskontinuitäten im Kapazitätsverhalten lassen sich mit Ergebnissen vergleichen, die bei Untersuchungen des Kompressions- und thermischen Expansionsverhalten (MIRWALD, 1981a, 1981b) gewonnen worden sind. Abb. 2 zeigt das thermische Ausdehnungsverhalten der Gitterparameter von synthetischen Mg-Cordierit. Bei 275 und 550°C sind deutliche Änderungen im thermischen Ausdehnungsverhalten zu erkennen, die mit diskontinuierlichen Veränderungen in der Cordieritstruktur interpretiert werden.



Abb. 2

Gitterkonstanten und Elementarzellvolumen von synthetischem, wasserfreien Mg-Cordierit zwischen 25 und 800 °C mit Diskontinuitäten (Markierungspfeile) bei 275 und 550°C (MIRWALD, 1981b). Gitterparameter bei Raumtemperatur: a = 17.064(3) Å, b = 9.721(2) Å, c = 9.340(3) Å

- MIRWALD, P.W. (1981a): Phasenübergänge im Cordierit bei hohen Drucken und Temperaturen. Fortschr. Mineral., 59, Beih. 1: 129-130.
- MIRWALD, P.W. (1981b): Thermal expansion of anhydrous Mg-cordierite between 25 and 950°C. Phys. Chem. Minerals, 7: 268-270.
- SCHMIDBAUER, E. & MIRWALD, P.W. (1993): Electrical conductivity of cordierite. Mineralogy and Petrology, 48: 201-214.

RAABSER SERIE: PETROLOGIE UND GEOCHEMIE DER AMPHIBOLITE UND ORTHOGNEISE

von

T.Y. Nasr & W. Richter

MinPet 98

Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Inhalt dieser Arbeit ist die systematische petrographische und geochemische Untersuchung der Amphibolite und Orthogneise der Raabser Serie mit dem Ziel, sowohl die möglichen magmatischen Protolithe dieser Gesteine und ihre Bildungsbedingungen als auch die Metamorphoseüberprägung zu ermitteln. Die Ergebnisse werden unter den folgenden Punkten zusammengefaßt:

1. Amphibolite

Die Amphibolitvorkommen lassen sich anhand ihrer unterschiedlichen petrographischen Merkmale in drei Gruppen einteilen: a) Amphibolitkörper um die Stadt Lindau, b) Amphibolitlinsen und Amphiboliteinschaltungen im Paragneis und im Augitgneis und c) ein kleiner Amphibolitkörper westlich von der Lokalität Buchenstein.

Aufgrund von Analysen der Haupt- und Spurenelemente sowie der REE können die Ausgangsgesteine dieser Amphibolite als tholeiitische bis kalkalkalische Basalte eingestuft werden. Die Interpretation der geochemischen Daten zeigt, daß die Protolithe der Amphibolite der Raabser Serie einem Subduktionsereignis zuzuordnen werden können. Die MORB-normierten Spiderdiagramme im Zusammenhang mit anderen geotektonischen Diskriminierungsverfahren lassen beim überwiegenden Teil der Proben (Körper von Lindau) auf einen möglichen Magmatismus im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes (active continental margin) schließen. Die Amphibolitlinsen in den Paragneisen und der Amphibolitkörper westlich der Lokalität Buchenstein weisen Merkmale eines Inselbogenmagmatismus auf. Die Vermutung, die Amphibolite der Raabser Serie seien Relikte einer paläozoischen ozeanischen Kruste zwischen den Einheiten des Moldanubikums und dem cadomischen Vorland, konnte in dieser Untersuchung nicht bestätigt werden. Die Mehrheit der untersuchten Amphibolite zeigen eine deutliche Abweichung von der charakteristischen MORB-Geochemie und weisen deutliche krustalen Kontaminationsmerkmale auf. Nur manche Amphibolitlinsen im Augitgneis zeigen geochemisch ein MORB-ähnliches Verhalten, was auf ein "back arc basin" hinweisen könnte. Es ist auch nicht auszuschließen, daß die Amphibolitprotolithe der Raabser Serie durch verschiedene magmatische Phasen in verschiedenen tektonischen Milieus entstanden sind und dann durch tektonische Vorgänge im Variszikum in eine gemeinsame stratigraphische Position gebracht wurden.

2. Orthogneise

Die im Zuge dieser Arbeit festgestellten petrographischen und geochemischen Ähnlichkeiten zwischen Kollmitzer Gneis, Gföhler Gneis und den granitischen Granuliten unterstützen die Auffassung, daß alle diese Gesteine ähnliche magmatischen Edukte haben und durch die selben Metamorphosebedingungen geprägt worden sind. Das Ergebnis der geochemischen Untersuchung läßt einen granitischen Protolith vom S-Typ vermuten, der wahrscheinlich im Zuge eines "syncollision-magmatism" in der oberen Kruste entstanden ist.

Die Gesteine des Moldanubikums erhielten ihre mineralogische und texturelle Prägung durch die variszische Regionalmetamorphose wahrscheinlich im Rahmen einer kontinentalen Kollision. Geothermobarometrie, basierend auf verschiedene Paragenesen von *Granat, Biotit, Plagioklas, Quarz, Sillimanit und Ilmenit*, ergibt Werte von ca. 730°C und 8 kb und damit granulitfazielle Bedingungen für die Hauptmetamorphose. Dieses Ergebnis stimmt mit den von verschiedenen Autoren ermittelten P-T Werten für die granulitfazielle Metamorphose des Moldanubikums überein.

Die geochemische Charakterisierung der **Augitgneise** zeigt eine gute Übereinstimmung mit den dioritischen Granuliten und den Orthogneisen des Moldanubikums. Als Protolith für die Augitgneise der Raabser Serie kann ein quarzdioritischer Magmatit angenommen werden. Die ORGnormierten Spiderdiagramme sowie andere Diskriminierungsdiagramme lassen an eine mögliche Entstehung in einer Supra-Subduktionszone denken.

Geothermobarometrie an Granat, Klinopyroxen, Plagioklas, Quarz und Ilmenit belegt hohe P-T-Bedingungen von ca. 960°C und 15 kb. Dieses Ergebnis belegt einmal mehr die Existenz einer Hochdruckphase neben der granulitfaziellen Hauptprägung in den Gesteinen des Moldanubikums. Der hohe Druck von ca. 15 kb, der einer Krustenmächtigkeit von rund 50 km entspricht, könnte als eine Krustenverdopplung interpretiert werden, die im Zuge der kontinentalen Kollision und der damit verbundenen Unterschiebung eines kontinentalen Segmentes entstanden ist. Die Folge dieser tektonischen Situation war eine Hochdruckmetamorphose der nahe der Wurzel liegenden Gesteine (Protolithe der dioritischen Gneise und der dioritischen Granulite) und eine granulitfazielle Metamorphose des oberen Teils des unterschobenen kontinentalen Segments (Protolithe des granitischen Gneises und der granitischen Granulite). Durch die intensiven tektonischen Bewegungen während der Moldanubischen Überschiebung könnten die Augitgneise in eine enge stratigraphische Position mit den granitischen Gneisen und Granuliten verfrachtet worden sein.

MINERALOGISCHE FORSCHUNG IM NATIONALPARK "HOHE TAUERN"

von

G. Niedermayr

MinPet 98

Mineralogisch-Petrographische Abteilung Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1010 Wien

Die mineralogische Forschung im Nationalpark "Hohe Tauern" liefert einen wichtigen Beitrag zur Klärung der Bildungsbedingungen des alpinen Gebirges.

Die Untersuchungen an der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung konzentrieren sich derzeit auf folgende Fragestellungen:

- Mineralparagenetische Forschung, die ihren Ausgangspunkt bei der Mineraldokumentation nimmt und als Grundlage möglichst umfangreiche und das gesamte Gebiet der Hohen Tauem umfassende Datensätze benötigt.
- 2) Dokumentation von Mineralsequenzen in Alpinen Klüften.
- 3) Feststellung von Tracht und Habitus sowie anderer Wachstumsphänomene alpiner Quarze.

Mineralabfolgen in Alpinen Klüften

Ein charakteristisches Phänomen in den Gesteinsserien, die den Nationalpark "Hohe Tauern" unterlagern, sind Alpine Klüfte. Diese stehen in Zusammenhang mit der Auffaltung des alpinen Gebirges.

Grundlage für eine genetische Interpretation der in Alpinen Klüften beobachtbaren Mineralabfolgen muß eine möglichst genaue Erfassung dieser Mineralsequenzen in den Hohlraumsystemen sein, da diese vom Druck/Temperatur-Verlauf der retrograden Metamorphose unmittelbar beeinflußt sind. Die daraus abgeleitete Ausscheidungsfolge alpiner Kluftmineralien beruht auf einem umfangreichen Datensatz von an bisher mehreren hundert Klüften ausgewerteten Mineralsequenzen.

Legt man den in Alpinen Klüften beobachtbaren Mineralabfolgen die aus Labordaten und Naturbeobachtungen abgeleiteten Stabilitätsfelder einzelner Indikatormineralien zugrunde, so läßt sich im Druck/Temperatur-Diagramm ablesen, daß die in den Hohen Tauern beobachtbaren Mineralsequenzen der Alpinen Klüfte einem "medium pressure type metamorphism" im Sinne Miashiro's entsprechen, wobei die Mineralabfolge aber retrograd verläuft - entsprechend fallender Temperatur und abnehmendem Druck in der Kluftlösung. Diese Beobachtung geht mit durch petrologische Forschungen ermitteltem Datenmaterial konform. Die Mineralabfolgen in den Klüften spiegeln damit ausgezeichnet die Hebungsgeschichte des alpinen Schichtstapels wieder (NIEDERMAYR, 1993a).

Alpine Quarze

Insbesondere Untersuchungen in den Schweizer Alpen haben gezeigt, daß auch Tracht und Habitus sowie Wachstumsphänomene alpiner Kluftquarze wertvolle Aufschlüsse zur Interpretation der Entstehung der entsprechenden Kluftmineralisationen liefern können.

Das Studium des Innenbaues alpiner Quarze zeigt uns, daß deren Bildung häufig sehr unstetig, oft in unzähligen Wachstumsschüben, bei sich kontinuierlich ändernden Bildungsbedingungen, erfolgt ist. Die verschiedenen Wachstumsstadien eines Quarzindividuums spiegeln sich in der gesetzmäßigen Abfolge der Wachstumsphänomene wider. Dauphinéer Verzwillingung dominiert die frühen Wachstumsstadien und ist bei Quarzen vieler Alpiner Klüfte auch das einzige Zwillingsgesetz; diese Quarzindividuen sind durch Makromosaikbau (Suturen) gekennzeichnet. In einem jüngeren Stadium treten sowohl Dauphinéer als auch Brasilianer Verzwillingung auf. Brasilianer Verzwillingung ist dann gar nicht so selten ausschließlich in den jüngsten Kristallpartien, hier zum Teil auch nur bereichsweise, zu beobachten. Als dünner Film kann eine äußerste Zone mit Brasilianer Verzwillingung suturenreiche Quarze gewissermaßen versiegeln. Nach dem Brasilianer Gesetz verzwillingte Quarze zeigen keine Suturen. Das Fehlen von Suturen ist somit kein Hinweis auf das Vorliegen von Lamellenbau!

Aus dem Studium der Morphologie und der Domänenstrukturierung alpiner Quarze kann folgender Schluß gezogen werden (NIEDERMAYR, 1993b):

- 1) Habitus und Morphologie alpiner Quarze sind nur unter Einschränkungen als "Geothermometer" verwendbar.
- 2) Die Quarzkristallisation ist in vielen Fällen diskontinuierlich und über längerem Zeitraum erfolgt.
- 3) Bei der Interpretation von Fluideinschlußuntersuchungen muß die Domänenstrukturierung des Quarzes berücksichtigt werden.
- Vergleichsuntersuchungen in anderen Faltengebirgen (Kaledoniden, Himalaya) belegen, daß diese Gesetzmäßigkeiten nicht nur auf die West- und Ostalpen beschränkt sind !

Das Studium alpiner Kluftmineralisationen gibt uns wertvolle Aufschlüsse über die Entstehung dieser Bildungen und über das Werden unseres alpinen Gebirges, und damit auch der Hohen Tauern. Derartige Kluftmineralisationen sind somit in ihrer Gesamtheit von besonderem wissenschaftlichem Wert. In konsequenter Interpretation der Mineraldokumentation als eine notwendige Form des Mineralienschutzes ist diese dem Artenschutz gegenüberzustellen und entspricht damit auch den Richtlinien der Nationalpark-Kommission der IUCN.

Literatur

NIEDERMAYR, G. (1993a): Alpine Kluftmineralisationen im Nationalpark Hohe Tauern und ihre Beziehung zur alpidischen Metamorphose. - Wissenschaftl. Mitt. Nationalpark Hohe Tauern 1: 149-168.
NIEDERMAYR, G. (1993b): Alpine Quarze. - Matrixx 2: 57-71.

ZUR PROBLEMATIK DER "ANHYDRITRÖHRCHEN" IN ALPINEN KLUFTQUARZEN

von

G. Niedermayr

MinPet 98

Mineralogisch-Petrographische Abteilung Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1010 Wien

Ein spezielles Einschlußphänomen alpiner Kluftquarze stellen die in der Literatur immer wieder als Anhydritröhren bezeichneten, charakteristisch ausgebildeten Hohlnadeln dar, obwohl Anhydrit als Einschlußmineral in solchen Gebilden praktisch nie gesichert nachweisbar ist. Nicht selten laufen solche Nadeln an der Oberfläche der Quarze aus, doch sind auch die meist allseitig von Quarz umschlossenen "Kristallnadeln" üblicherweise hohl. Die Annahme, daß es sich dabei ehemals um Anhydrit handelte, der später aufgelöst worden ist, geht offenbar auf Mitteilungen von KENNGOTT (1866) zurück, der angibt, Anhydrit als Festkörpereinschluß in Quarzen aus den Schweizer Alpen nachgewiesen zu haben. Bei ähnlichen Bildungen aus den Kluftmineralparagenesen des Binntales, Kt. Wallis/Schweiz, vermutet GRAESER (1965) dagegen Skapolith; aber auch in diesem Fall war ein gesicherter Nachweis nicht zu erbringen.

Auch in den Ostalpen sind solche Hohlformen gerade in letzter Zeit häufiger beobachtet worden (so etwa aus dem Seebachtal bei Mallnitz, vom Ritterkopf in der Rauris, aus dem Weißenbachtal bei Böckstein/Salzburg, und vom Gradischkogel/Steiermark). Anhydrit war in keinen der Fälle festzustellen.

Anhydrit ist in alpinen Kluftparagenesen eine seltene Bildung und er wird hier gelegentlich auch von Gips begleitet bzw. verdrängt (Nellystollen im Maltatal/Kärnten, Haitzingalm Kraftwerksstollen bei Böckstein/Salzburg). In Klüften einer offenbar salinar beeinflußten Karbonatgesteinsfolge des Simplontunnels, Schweiz, wurden aber bereits vor fast 100 Jahren modellartig ausgebildete Anhydritkristalle gesammelt, die offenbar ein Mobilisat einer älteren, stratiform angelegten Anhydritgeneration darstellen und auch jünger als der Quarz dieser Klüfte sind; sie werden allerdings von Karbonat gefolgt.

Die Löslichkeit von Anhydrit nimmt mit fallender Temperatur der Kluftlösung zunächst ab; Anhydrit könnte solcherart aus der Lösung auskristallisieren und vom gleichzeitig gebildeten oder jüngeren Quarz (oder anderen Mineralphasen) konserviert werden. Bei Unterschreiten einer bestimmten Temperatur (ca. 250°C) steigt die Löslichkeit allerdings wieder stark an. Das Löslichkeitsverhalten von Anhydrit ist dabei abhängig von der Salinität der Lösung und vom Druck. In den an den Quarzoberflächen auslaufenden Hohlkanälen konnten bisher praktisch nur Feldspäte, Chlorit und Glimmer festgestellt werden. Da es sich um offene Systeme handelt, geben diese Phasen aber keinen Hinweis auf das Vorläufermineral. In allseits von Quarz umschlossenen "Kristallnadeln" aus den Pyrenäen/Spanien und aus dem nepalesischen Himalaya konnte allerdings Kaolinit als Festkörperphase röntgenographisch und mittels EDS-Analyse nachgewiesen werden.

Am Material vom Ritterkopf in der Rauris war zu beobachten, daß die hier im Quarz ungewöhnlich dicht eingelagerten Hohlkanäle in den jüngeren, auf Bergkristall aufsitzenden Calcit nicht eindringen, die Lösungsphase somit mit einiger Wahrscheinlichkeit schon vor der Kristallisation des Karbonats beendet war.

Schon mehrfach wurde vermutet, daß es sich bei den so charakteristischen Hohlformen um Skapolith gehandelt haben könnte. Als früh gebildete und meist nicht stabile Phase in Klüften amphibolitischer Gesteine ist in den Ostalpen mehrfach Skapolith beschrieben worden. Unter Einwirkung von hydrothermalen Lösungen, Diaphthorese und Verwitterung wandelt sich Skapolith in Muskovit, Talk, Chlorit, Zoisit, Epidot und/oder Albit bzw. auch Kaolinit um. Diese Mineralphasen sind in solchen Hohlformen mit rechteckigem bis quadratischem Querschnitt wiederholt beobachtet worden. Vieles spricht daher dafür, daß es sich beim Vorläufermineral derartiger Hohlkanäle, die gelegentlich in Form ziemlich langer, dünner "Nadeln" vorliegen, eher um Skapolith als um Anhydrit gehandelt hat.

Literatur

GRAESER, St. (1965): Die Mineralfundstellen im Dolomit des Binnatales. - Schweiz.Mineralog.Petrogr.Mitt. 45: 597-795.

KENNGOTT, A. (1866): Die Minerale der Schweiz. - Leipzig: Verl. Wilhelm Engelmann, 460 S.

SIND DIE PLATEUABASALTE DES FRANZ JOSEF LANDES UND DES KONG KARLS LANDES TEILE EINER GRÖSSEREN GEMEINSAMEN ERUPTIVPROVINZ ?

von

Th. Ntaflos & W. Richter

MinPet 98

Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Franz Josef Land (FJL), eine Gruppe von 187 kleinen Inseln, liegt in der Russischen Arktis, nordwestlich der sibirischen Halbinsel Novaja Semlja im Bereich des Barentsee-Shelfs. Die Inselgruppe Kong Karls Land (KKL) liegt 400 km westlich von Franz Josef Land und setzt sich aus vier Inseln zusammen. Beide Inselgruppen bestehen aus kontinentalen Plateaubasalten (CFB), deren Mächtigkeit zwischen 5 und 250 Metern variiert. In den mächtigsten Sequenzen sind Lava Flows zu erkennen, die durch kontinentale Sedimente getrennt sind. Diese Sedimente erreichen eine Mächtigkeit von bis zu einem Meter.

Die CFB von Franz Josef Land sind tholeiitische Basalte und basaltische Andesite. Der MgO Gehalt variiert in den tholeiitischen Basalten zwischen 9.1 und 4.0 Gew.% und in den basaltischen Andesiten zwischen 4.9 und 2.8 Gew.%. Hohe (basaltische Andesite) und niedrige (tholeiitische Basalte) TiO₂ - Gehalte deuten auf einen bimodalen Magmatismus hin, ähnlich dem in Parana und den Karoo CFB-Provinzen. Auch die Variationsdiagramme von CaO, Al₂O₃, FeO, Na₂O, K₂O vs MgO bestätigen den bimodalen Charakter des Magmatismus. Stratigraphische Profile der drei Inseln Nansen, Bell und der Rudolfs Insel zeigen, dass die schwächer fraktionierten Lava Flows an der Basis des jeweiligen Profils liegen.

In den Kong Karls Land - CFB treten allerdings nur tholeiitische Basalte auf. Sie unterscheiden sich von den tholeiitischen Basalten des Franz Josef Landes durch einen niedrigeren SiO₂- und einen höheren TiO₂- P₂O₅- und K₂O-Gehalt. Auch sind sie auffallend olivinreich, im Gegensatz zu den tholeiitischen Basalten aus dem FJL, die - mit Ausnahme von MgO-reichen Proben (MgO-Gehalt zwischen 8.0 und 9.1 Gew.%) - beinahe olivinfrei sind.

In den basaltischen Andesiten wächst das CaO/Al_2O_3 Verhältnis mit steigendem Sc-Gehalt von 0.4 auf 0.7, wogegen in den tholeiitischen Basalten beider Inselgruppen dieses Verhältnis mit einem Wert von 0.8 konstant bleibt. Dieses Unterscheidungsmerkmal zeigt, dass die basaltischen Andesite im Vergleich zu den tholeiitischen Basalten eine intensivere Klinopyroxenfraktionierung erfahren haben.

Die KKL tholeiitischen Basalte zeigen höhere LILE, HFSE und LREE Konzentrationen als die FJL tholeiitischen Basalte, jedoch sind die LILE/HFSE Verhältnisse in beiden Inselgruppen sehr ähnlich (z.B. Ba/Nb ca. 10).

Im Spiderdiagramm (normiert gegen primitiven Mantel) treten weder auf KKL noch auf FJL Nb- und Ta- Anomalien auf. Das Verhältnis Th/Ta ist ca 2.3 und ist somit ähnlich wie auf FJL und im primitiven Erdmantel. Eine Krustenkontamination ist dadurch auszuschließen.

Nach diesem Vergleich der tholeitischen Basalte ist anzunehmen, daß sehr wahrscheinlich beide aus derselben oder ähnlichen Magmenkammer(n) stammen. Allerdings sind die höheren Konzentrationen an LREE, TiO₂ und Nb auf Aufschmelzprozesse der Magmenkammer, mit geringeren Schmelzraten im Bereich des KKL, zurückzuführen. Weiters sprechen die Isotopenverhältinsse ε_{Nd} und ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr sowie das Th/Ce Verhältnis der tholeiitischen Basalte von OIB-ähnlichen Signaturen ohne sichtliche Beeinflussung der kontinentalen Lithosphäre.

METASOMATISCHE PROZESSE IM SUBKONTINENTALEN ERDMANTEL UNTERHALB SÜD-PATAGONIENS, ARGENTINIEN

von

Th. Ntaflos¹, E.A. Bjerg², G. Kurat³ & C.H. Labudia²

MinPet 98

¹Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien ²CONICET - Universidad Nacional del Sur, Depart. de Geologia, Bahía Blanca, Argentina ³Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum, A-1014 Wien

Erdmantel xenolithe in Alkali - Basalten von Governador Gregores, Santa Cruz, Süd-Patagonien, Argentinien, dokumentieren eine intensive metasomatische Aktivität im subkontinentalen Erdmantel dieser Region. Wehrlite, bestehen aus Olivin (Fo₈₆), Klinopyroxen (X_{mg} = 0.91), reliktischem Orthopyroxen (X_{mg} = 0.92), Phlogopit und/oder Pargasit und führen verbreitet Schmelzen. Diese Gesteine registrieren klar zwei zeitlich getrennte metasomatische Ereignisse:

Die erste Metasomatose erfolgte durch eine K-, Na-, Ti-, Ca und (OH)-reichen fluiden Phase und führte zur Bildung von Phlogopit und Pargasit.

Kurz vor dem Transport an die Erdoberfläche wurden diese Wehrlite von einer karbonatitischen fluiden Phase oder Schmelze durchspült. Reaktionen dieser fluiden Phase mit Klinopyroxen und Pargasit führten zur Bildung von Schmelzen. Diese füllen den intergranularen Raum und bilden Taschen mit bis zu 1 cm Durchmesser. Diese Schmelz - Taschen bestehen aus Olivin (Fo_{91}) , Klinopyroxen $(X_{mg} \text{ von } 0.93 \text{ bis } 0.94)$, Spinell, Glas (basaltisch - trachyandesitischer Zusammensetzung), CO₂ (Blasen) und/oder Calcit. Die neu gebildeten Olivine und Klinopyroxene sind Mg -reicher als die Olivine und Klinopyroxene des Wehrlits. Diese Mg-Anreicherung kann auf eine Reaktion des Wehrlits mit einer dolomitreichen fluiden Phasen oder Schmelze zurückgeführt werden. Mögliche Reaktionen, die zur Bildung der Schmelze führten und mit unseren Beobachtungen übereinstimmen sind:

(1)	$3 \operatorname{CaMg(CO_3)}_2 + \operatorname{CaMgSi}_2O_6$	\Rightarrow	$4 \operatorname{CaCO}_3 + 2 \operatorname{Mg}_2 \operatorname{SiO4} + \operatorname{CO}_2$	und
(2)	$2 \text{ MgSiO}_3 + \text{CaMg(CO}_3)_2$	⇒	$2 Mg_2 SiO_4 + CaMg Si_2O_6 + 2 CO_2$	

Die Schmelzen in den Taschen führen zahlreiche Blasenräume mit einem Durchmesser von bis zu 100 μ m. Durch die Anwesenheit von CO₂-reichen Flüssigkeitseinschlüssen im Olivin der Wehrlite läßt sich vermuten, daß diese Hohlräume mit CO₂ gefüllt waren.

Besonders auffallend ist, daß einige der neu gebildeten Klinopyroxene eine Zweiphasigkeit aufweisen. Sie besitzen einen alten homogenen, aber resorbierten Kern mit einem TiO_2 Gehalt von 0.30 Gew.% und einen gut ausgebildeten Saum mit einem TiO_2 Gehalt bis zu 1.20 Gew.%. Für das Klinopyroxen - Wachstum scheint die Reaktion (2) verantwortlich zu sein. Der Ti-Reichtum des Klinopyroxen - Saumes läßt sich durch die geringe Löslichkeit des Ti in den karbonatitischen Schmelzen erklären (GREEN & WALLACE, 1988).

Wir haben Schmelztaschen separiert und mittels INAA analysiert. Das La_N/Yb_N -Verhältnis von 6.2 zeigt eine starke Anreicherung der leichten SEE (40 - fach chondritisch) gegenüber den schweren SEE (3.5 - fach chondritisch).

Als mögliche Quelle der Schmelzen kann nur eine primitive dolomitische fluide Phase oder Schmelze aus dem Erdmantel in Frage kommen. Eine Reaktion des Wirtgesteines (Alkalibasalt) mit dem Xenolith kann aus zwei Gründen ausgeschlossen werden:

Die Schmelzen führen weder Titanomagnetit, noch Ilmenit, noch Plagioklas, Phasen, die im Alkalibasalt sehr verbreitet sind und die Häufigkeit der schweren SEE (3.5 - fach chondritisch) ist für eine basaltische Quelle zu gering.

Die Gleichgewichtstemperatur (Opx-Kpx Austauschreaktion) liegt im Bereich von 970°C und das Vorhandensein von Calcit anstelle von Dolomit als stabile Karbonat - Phase weist auf einen Druck von weniger als 21 Kbar hin.

Literatur

GREEN D. H. & WALLACE M.E. (1988): Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. Nature 336: 459-462

MINERALOGIE UND BILDUNGSBEDINGUNGEN VON GLASERZ DER TAUERNGOLDGÄNGE

von

W.H. Paar¹ & D. Topa²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, A-5020 Salzburg ²Institut für Geologie & Paläontologie, Universität Salzburg, A-5020 Salzburg

Als Glaserze werden nach CANAVAL (1899) und POSEPNY (1880) i.a. besonders edelmetallreiche Mineralgemenge mit Gehalten zwischen 78 - 3775 ppm Au+Ag verstanden. Sie waren die besonders gesuchten Gold- und Silbererze des alpinen Edelmetallbergbaues und können heute als nahezu abgebaut gelten. SIEGL (1951) hat in einer erzmikroskopischen Studie die mineralogische Zusammensetzung des Glaserzes vom Radhausberg (Gasteinertal) beschrieben. Demnach handelt es sich um eine Verwachsung von ged. Gold, Tetradymit, Galenit und Blei-Bismut-Sulfosalzen. Diese wurden aufgrund auflichtmikroskopischer Eigenschaften und anhand von Debye-Scherrer-Aufnahmen als Cosalit, Pb₂Bi₂S₅, und Galenobismutit, PbBi₂S₄, erkannt.

In einem mehrjährigen, teilweise vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung geförderten Projekt (P 5146, P 10444 HIS) zur Mineralogie und Lagerstättenkunde der strukturkontrollierten Tauerngoldgänge, wurden auch Glaserze verschiedener Lokationen auflichtmikroskopisch und mittels der Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht. Das Material hiezu stammte überwiegend aus eigenen Aufsammlungen in den Bergbaugebieten.

Die Teilergebnisse einer sehr detaillierten Analytik sind in Abb. 1 zusammengefaßt. Es zeigt sich, daß das Glaserz der alpinen Goldquarzgänge durch eine komplexe Bismut-Sulfosalz-Mineralisation charakterisiert ist, die als charakteristischer Begleiter des Freigoldes auftritt. Im einzelnen handelt es sich um Vertreter der Lillianit-homologen Reihe (Lillianit-Gustavit s.s., Vikingit, Eskimoit, Heyrovskyit, Treasurit, Ourayit, Schirmerit u.a.), Cosalit, Galenobismutit, Pavonit-Homologe, Izoklakeit u.a. Diese werden oft von Matildit und Galenit-Matildit s.s. begleitet.

Wie die analytische Untersuchung von Glaserz einzelner Lokationen dokumentiert, sind häufig mehrere Sulfosalze miteinander assoziiert (Abb. 2, 3), und es bedarf einer exakten "Kartierung" mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde, die mineralogische und damit chemische Variabilität dieser Mineralgruppe zu definieren.

Andere Komponenten des Glaserzes, die in ihrer Gesamtheit nicht in jedem Einzelvorkommen nachgewiesen werden und auch in ihrer Häufigkeit variieren, sind Cobaltin (Radhausberg), Gersdorffit, Siegenit, Millerit (alle Brennkogel), Hessit, Tsumoit (Goldberggruppe), Joseit, Te-Canfieldit (Rotgülden), Fahlerz (Freibergit) und weitere Sb-Sulfosalze. Eine Zusammenstellung ist PAAR (1994, 1997) zu entnehmen.



Abb.1

Chemismus von Sulfosalzen im $(Ag,Cu)_2S - Pb_2S_2 - (Bi,Sb)_2S_3$ Diagramm. Die Abkürzungen bedeuten: C Cosalit, L Lillianit, G Gustavit, H Heyrovskyit; h (Heyrovskyit), v (Vikingit) und g (Gustavit) sind Vergleichsanalysen aus MOELO et al. (1987). Die mit den vollen Symbolen bezeichneten Lokationen betreffen an den Zentralgneis gebundene Mineralisationen, mit den leeren Zeichen jene in (jurassischen Metasedimenten.

Die an Silber insgesamt höhere Substitution jener Sulfosalze in Glaserzen von Edelmetall-Vererzungen, die an Metasedimente, z.B. Marmore gebunden sind (Rotgüldentypus; (HORNER et al., 1997)), erklärt sich aus einer wesentlich höheren Silberkonzentration in den mineralisierenden Fluiden.

Die Bildungsbedingungen der Glaserze sind noch unzureichend bekannt. Mikrothermometrische Daten liegen derzeit nur aus dem Bereich der Goldzeche vor (ROBL & PAAR, 1994). Hier wurden für typisches Glaserz (ged. Gold, teilweise Sb-substituierter Gustavit, Galenit, Matildit etc.) Totalhomogenisations-Temperaturen von 275 - 310°C ermittelt und der Druck mit 0.7 - 0.9 Kbar abgeschätzt. Die Salinität beträgt 4 - 6 Gew.% NaCl Äquivalente. Die Kristallisation der Glaserz-Paragenese erfolgte in den meisten der bisher untersuchten Goldvererzungen nach der Abscheidung der höher temperierten arsenopyritdominierten, aber vor der Bildung der meist mit karbonatischer Gangart assoziierten tiefer temperierten Pb-Zn-Cu-(Ag) Assoziation.



Abb. 2

Komplexe Assoziation von Bi-Sulfosalzen und Galenit (ga). Die von MAKOVICKY & KARUP-MÖLLER (1977) eingeführte Schreibweise für Vertreter der LHS ("lillianite homologous series") steht hier für folgende Mineralbenennungen: 4L71,76 Gustavit, 5.5L51,55 Vikingit. CO: Cosalit.- Siglitz-Bockhart-Revier. BSE-Aufnahme.





Paragenese von Gustavit (4L99) mit verschiedenen Sulfosalzen (SS) und Matildit (ma). Die chemisch sehr heterogen zusammenge-setzten Kristalle von SS werden als eine lamellare Verwachsung von Pavonit- und Lillianit-Homologen sowie Eskimoit interpretiert. Siglitz-Bockhart-Revier. BSE-Aufnahme.

Literatur

- CANAVAL, R. (1897): Das Glaserz der kärntischen Edelmetallbergbaue des 16. Jahrhunderts.- Carinthia II, 87., 22-33.
 HORNER, H., NEUBAUER, F. & PAAR, W.H. et.al. (1997): Structure, mineralogy and Pb-isotopic composition of the As-Au-Ag-deposit Rotgülden, Eastern Alps (Austria): Significance for formation of epigenetic ore deposits within metamorphic domes.- Mineralium Deposita. 32, 555-568.
- MAKOVICKY, E. & KARUP-MÜLLER, S. (1977): Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series.- N.Jb.Miner.Abh., 130/3, 264-287.
- MOELO, Y., MARCOUX, E., MAKOVICKY, E., KARUP-MÜLLER, S. & LEGENDRE, O. (1987): Homologues de la lillianite (gustavite, vikingite, heyrovskyite riche en Ag et Bi...) de l'indice á W-As-(Pb,Bi,Ag) de La Roche-Balue (Loire Atlantique, France).- Bull.Minèral. 110, 43-64.
- PAAR, W.H. (1994): Erze und Lagerstätten.- In "Hohe Tauern Mineral & Erz".- Broschüre zur Wanderausstellung des NHM Wien, 89-102.
- PAAR, W.H., et.al. (Autorenkollektiv: 28 Autoren) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industrieminerale und Energierohstoffe Österreichs.- Herausgeber: WEBER, L.; Arch. Für Lagerstättenforschung. Geol. BA 19, 607 + 28S. (393 Abb., geologische Karten und Profile, 37 Tab. + 2farbigen Übersichtskarten 1:50000).
- POSEPNY, F. (1880): Die Goldbergbaue in den Hohen Tauern mit besonderer Berücksichtigung des Rauriser Goldberges.- Arch.f.prakt.Geol., 1, 1-256, Wien.
- ROBL, K. & PAAR, W.H. (1994): Fluid Inclusion-Untersuchungen an Golderzen der Goldzeche, Sonnblickgruppe (Hohe Tauern, Kärnten).- Mitt.Österr.Miner.Ges. 139, 151-158.
- SIEGL, W. (1951): Erzmikroskopische Studie des Glaserzes vom Radhausberg bei Gastein.- TMPM, 3/2, 375-387.

CONTACT METAMORPHISM AND FLUID FLOW IN THE EASTERN MONZONI THERMAL AUREOLE

by

E. Povoden, M. Horacek & R. Abart

MinPet 98

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Introduction

The Monzoni intrusive complex in the western central Dolomites intruded previously unmetamorphosed Permo-Triassic sediments during Mid Triassic time. The country rocks comprise a stratigraphic sequence of Upper Permian to Mid Triassic limestones alternating with dolomitic, marly, and siliciclastic members. We use petrologic and stable isotope evidence from four distinct lithologies of the country rock sequence to identify the factors that controlled fluid evolution during contact metamorphism. The selected lithologies are a siliciclastic interval of the Campil Member of the Werfen Formation with subordinate marly layers, a pure dolomite oolite and a marl-limestone interbedded sequence of the Cencenighe Member in the uppermost Werfen Formation and the nodular limestone-chert sequence of the Mid Triassic Buchenstein Formation.

Contact metamorphism

In the dolomite oolite contact metamorphism lead to the formation of tremolite in the outer contact aureole. Forsterite formation at a distance of 300 m from the intrusive contact occurred by the reaction: 1 tremolite + 11 dolomite \Rightarrow 8 forsterite + 13 calcite + 1 H₂O + 1 CO₂. Calcite - dolomite thermometry (INDERST, 1987) yields 450°C and thus indicates X_{CO2} > 0.1 for these rocks. At about 250 m fom the contact dolomite disappears supposedly due to its prograde breakdown to calcite + periclase or calcite + brucite.

In the marly layers of the Cencenighe and Campil Members and in the Buchenstein Beds the first low-temperature metamorphic minerals are clinozoisite and tremolite at 850 m from the intrusive contact. The first appearance of garnet by the reaction - 2 clinozoisite + 5 calcite + 3 quartz \Rightarrow 3 garnet + 1 H₂O + 5 CO₂ - is very well defined at 650 m from the contact. This limits the fluid composition to $X_{CO2} < 0.04$ at temperatures $\leq 400^{\circ}$ C. The typical high temperature paragenesis in the marly layers consists of garnet - diopside - wollastonite - calcite. In pure limestone layers the only effect of contact metamorphism is a significant grain coarsening. In limestone layers with silicate phase impurities grain coarsening is hampered and calcite remains fine grained up to the intrusive contact.

Stable isotope systematics

The oxygen isotope compositions of the carbonates within the contact aureole are generally shifted towards lower values with respect to the unmetamorphosed equivalents. The extent of the oxygen isotope shifts is largely controlled by lithology. Pure carbonates, both calcitic and dolomitic, show only a moderate ¹⁸O depletion from $\delta^{18}O$ (SMOW) = 26 % in the unmetamorphosed to about 22 % in the contact metamorphic samples. Impure carbonates and marly layers of the Werfen Formation show significant oxygen isotope depletion from $\delta^{18}O = 25$ % down to as low as 14 %. The concomitant $\delta^{13}C$ shift is from $\delta^{13}C$ (PDB) =+3 % in the unmetamorpheosed samples to about -2 % in the contact metamorphosed equivalents. The extent of $\delta^{13}C$ shifts correlates with metamorphic temperature and with the extent of decarbonation reactions, indicating isotopic fractionation by Rayleigh distillation. Lithologic control on ¹³C depletion through decarbonation is observed on a cm-scale in layered limestone-marl samples.

In the Buchenstein Beds δ^{13} C shifts are insignificant, whereas δ^{18} O (SMOW) is shifted over more than 15 % from values of about 27 % in the unmetamorphosed reference samples down to less than 12 % within the contact aureole. This is in line with the observation of the small extent of decarbonation reaction in the Buchenstein Beds.

Discussion

Both the petrologic and the stable isotope systematics indicate that pure carbonaceous lithologies did not interact with significant amounts of external fluid. In the case of non reactive rock types such as pure calcite marbles this may be interpreted as evidence for the maintainance of low porosities and low permeabilities during contact metamorphism. Low fluid to rock ratios are, however, also characterstitic for reactive rocks such as the dolomite oolite from the Cencenighe Member which would be prone to the production of reaction enhanced permeability (ABART, 1998). In this case the massive internal fluid production in the course of the decarbonation associated with the prograde breakdown of dolomite repelled external fluid even if permeability was available.

In contrast, lithologies with abundant silicate phase impurities were permeable to external, isotopically light fluid and fluid composition was externally controlled. In this case internal volatile production appears to have been insufficient to prevent the intruduction of external fluid. The role of the silicate phase impurities in the carbonate matrix was to supress grain boundary migration and grain coarsening which appears to have maintained relatively high permeability during contact metamorphism. The aureole scale permaebility structure during metamorphism was rather hetereogeneous and it appears to have been largely lithologically controlled.

References

- ABART, R. (1998): Devolatilization in a siliceous dolomite, petrologic and stable isotope systematics. in Water-Rock Interaction, G. AREHART, J.R. HULSTON (Eds), Balkema, Rotterdam 1998, 405-408.
- INDERST, B. (1987): Mischkristalle und fluide Phase (H₂O CO₂) bei Hochtemperatur Dekarbonatisierungsreaktionen in zwei Thermoaureolen. - Diss. Univ. München, 1987.

DURCH MANGAN UND ZINK BEDINGTE PARAGENESEDIFFERENZIERUNG IN MINERALREICHEN GLIMMERSCHIEFERN DES ÖSTLICHEN TAUERNFENSTERS

von

A. Proyer & E. Dachs

MinPet 98

Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

An der Basis der Silbereckserie (Hochalmkern) im östlichen Tauernfenster treten des öfteren mineralreiche Glimmerschiefer auf. Die hier besprochenen Proben stammen von der Lieserkar-Scharte am Malteiner Sonnblick. Diese sehr hellen Gesteine mit zum Teil deutlich ausgeprägter metamorpher Differenzierung in Glimmer- und Quarz-reiche Lagen und Knauern zeigen im Dünnschliff auflerordentlich gut erhaltene, retrograd kaum beeinflußte Paragenesen.

Bereits im Gelände und Handstück erkennbar ist eine unterschiedliche Parageneseausbildung in 2 Typen, wobei der Typ A eine sehr vereinzelt auftretende Granatblastese (bis mehrere mm groß), der Typ B eine Durchsetzung mit dunklen Chloritoid-Sprenkeln aufweist.

Konkret setzen sich die Paragenesen wie folgt zusammen:

Typ A): Granat + Kyanit + Staurolith + Chlorit + Muskovit + Quarz + Hämatit + Allanit Typ B): Chloritoid + Kyanit + Muskovit + Quarz + Hämatit; akzessorisch Epidot

Mikrosondenanalysen ergeben, daß fast alle Phasen chemisch homogen sind. Nur der Granat zeigt einen glockenförmigen, kontinuierlichen Zonarbau mit zum Rand hin abnehmenden Mn-Gehalten und gegenläufigem Fe. In einigen Proben sind Muskovite und auch Chlorit stellenweise chemisch etwas heterogen zusammengesetzt: Bei beiden zeigt sich eine meist randliche oder fleckige BSE-Aufhellung (Zunahme des Fe-Gehaltes), was als Hinweis auf teilweise retrograde Überprägung gewertet wurde. Diese Überprägung ist aber insgesamt nicht sehr bedeutend. Chloritoid zeigt randlich selten retrograden Chlorit bzw. Kaolinit.

Mineral- und Gesamtgesteinsanalysen lassen vermuten, daß sowohl Granat als auch Staurolith durch ungewöhnlich hohe Gehalte an Nebenelementen stabilisiert sind:

Der Granat in den Typ A- Glimmerschiefern enthält randlich 37 % und im Kern 50 % Spessartinkomponente. Die Gehalte im Gestein liegen bei 0.25 - 0.6 % (Typ B: 0.03 %).

Der Staurolith in den Typ A-Glimmerschiefern enthält ziemlich konstant 15 % Zink-Staurolith. Die Gehalte im Gestein liegen bei 373 bzw 112 ppm (Typ B: 76 bzw 62 ppm).

Die Lage der Gesamtgesteinschemismen im AFM-Diagramm zeigt außerdem, daß die Proben von Typ A systematisch niedrigeres Al/(Fe + Mg) haben und in den Bereich zwischen Chloritoid und Granat/Chlorit fallen, während die Proben vom Typ B natürlich in den Bereich zwischen Chloritoid und Kyanit fallen. Es zeigt sich daher, daß in den Typ A Glimmerschiefern nicht nur Mn und Zn, sondern alle zweiwertigen Kationen gegenüber Al angereichert sind. Dazu kommt das auf den Typ A beschränkte Auftreten von REE-Epidot (Allanit). Ob diese Unterschiede primär sedimentär bedingt oder später entstanden sind, ist nicht bekannt.

Wesentliche Informationen über die Entwicklung dieser Paragenesen geben texturelle Beobachtungen: Während die opaken Erze, also der Hämatit in der Matrix relativ grob kristallisiert vorliegt, kann man im Kyanit (Typ A und B) und in seltenen Fällen auch im Chlorit (Typ A) noch sehr feine, zum Teil straff lagig parallel orientierte Hämatitkörnchen beobachten. Im Chloritoid (Typ B) ist die feinste anzutreffende Erzführung bereits mittelkörnig und im Granat (Typ A) und Staurolith sowie in den äußeren Bereichen der bereits erwähnten Minerale ist schließlich nur mehr so wie in der Matrix grob kristallisierter Hämatit anzutreffen.

Der in den Typ A-Glimmerschiefern auftretende, oft bis mm-große idiomorph kristallisierte Allanit zeigt ebenfalls Kernzonen mit feinkörnigem, lagenparallelem Erz.

Eine weitere wichtige texturelle Beobachtung ist das Auftreten von Chloritoid als Einschluß im Granatzentrum, während Staurolith und Kyanit maximal randlich noch in den Granat einwachsen (Chlorit nie).

Von diesen Beobachtungen ausgehend wurde folgendes Entwicklungsszenario für die Glimmerschiefer entworfen:

Das früheste rekonstruierbare Stadium ist eine Paragenese

Chl + Ky + Mus + Qz + Ht (feinkörnig) ± All

Danach bildet sich in einer kontinuierlichen Reaktion Chloritoid, und sowohl Chlorit wie Chloritoid werden in der Folge Mg-reicher. Während diese Reaktion in den Glimmerschiefern des Typ B bis zur Aufzehrung von Chlorit weiterläuft, kommt es in Gesteinen, die einen erhöhten Gehalt an Mn aufweisen zur vorzeitigen Stabilisierung von Granat. Dieser braucht im Zuge der fortschreitenden, aufgrund des Mn kontinuierlichen Reaktion den Chloritoid auf, während Chlorit und Kyanit noch vorhanden sind und nun eine zweite Wachstumsphase durchlaufen (randliche Einschlüsse von grobkörnigem Hämatit)

 $Ctd \Rightarrow Grt + Ky + Chl$

(R 1)

Granat entsteht also zunächst als zusätzliche Phase in einem auf Mn erweiterten chemischen System, zehrt aber bei seinerm Wachstum soviel Fe auf, daß Chloritoid schließlich ganz verschwindet. Der Granat kann nun sowohl als Mn- als auch als Fe-Pufferphase interpretiert werden. Zink ist in den Staurolith-freien Proben vor allem in Muskovit und Chlorit enthalten (0.1 bis maximal 0.2 Gew.%), nicht aber im Chloritoid. Die Staurolithbildung hat daher nichts mit dem Chloritoidabbau zu tun sondern nur mit den primär erhöhten Gehalten im Gestein. Sie erfolgt durch die Reaktion

 $Grt + Ky + Chl \Rightarrow Sta$ (R 2)

Eine Abschätzung der Bildungsbedingungen am Metamorphosehöhepunkt erfolgte mit dem Programmpaket PET (DACHS 1998). Die Bildungsbedingungen liegen demnach um 590°C und 10 kbar: Werte, die in etwa auch den Ergebnissen von KRUHL (1993) entsprechen.

Literatur

DACHS, E. (1998 in press): PET: Petrological elementary tools for Mathematica. - Computers and Geosciences, in press.
 KRUHL, J.H. (1993): The P-T-d development at the basement-cover boundary in the north-eastern Tauern Window (Eastern Alps): Alpine continental collision. - J.metamorphic Geol. 11, 31-47

GEOCHEMISCHE CHARAKTERISTIKA VON ULTRAMAFISCHEN GESTEINEN DER OSTALPEN

von

J. Puhl¹, F. Melcher¹ & T.C. Meisel²

MinPet 98

¹Institut für Geowissenschaften Montanuniversität Leoben, Peter Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben ²Institut für Allgemeine und Analytische Chemie Montanuniversität Leoben, Peter Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben

Ultramafische Gesteine einer Peridotit-Serpentinit Assoziation sind häufig in Orogengürteln zu finden. Deformation und Metamorphose sind die Ursache für Kontroversen über ihre Herkunft. Viele dieser Vorkommen repräsentieren Relikte eines subozeanischen bzw. subkontinentalen Erdmantels. Die Ultramafitite in den Ostalpen gehören verschiedenen geologischen Einheiten an und besitzen unterschiedliche tektonische, magmatische und metamorphe Entwicklungsgeschichten. Zum großen Teil fehlen an diesen Gesteinen moderne petrologische und geochemische Untersuchungen. Die Proben für diese Studien stammen aus zwei unterschiedlichen tektonischen Einheiten der Ostalpen:

(1) Die Serien des Penninikums des Tauernfensters und dessen unterostalpine Umrahmung, die tektonisch und faziell den Grenzbereich zwischen Penninikum und Ostalpin darstellt.

(2) Das ostalpine Deckensystem, das während der alpidischen Orogenese über penninische Einheiten überschoben wurde.

Es wurden Proben von zehn verschiedenen Gebieten genommen. Dazu zählen die penninischen, wahrscheinlich altpaläozoischen Ultramfit-Komplexe des Stubach-, Habach- und Felbertals in Salzburg und das Ochsner-Rotkopf Massiv im Zillertal in Tirol.

Dem mesozoischen Anteil des Unterostalpins gehört das Vorkommen am Reckner und die in der Matreier Zone gelegene Blauspitze in Tirol sowie das in Südtirol gelegene Wurmtaler Joch an. Die Ultramafitkörper des Hochgrößen, von Kraubath und Pernegg in der Steiermark werden dem Mittelostalpinen Kristallin zugerechnet. Die Ultramafitite und assoziierten Metabasite dieser Lokalitäten werden als Reste einer (?) altpaläozoischen ozeanischen Kruste interpretiert. Geländebeobachtungen und Laboruntersuchungen zeigen, daß sich die untersuchten ultramafischen Gesteine in der tektonischen Beanspruchung und im Grad der metamorphen Überprägung deutlich unterscheiden. Die als mesozoisch eingestuften Vorkommen Reckner und Blauspitze waren nur geringer Deformation ausgesetzt und zeigen makroskopisch oft ein noch deutlich magmatisches Gefüge. In den Massiven des Ochsner-Rotkopf und des Stubachtals sowie in Kraubath erkennt man zwar stärkere Deformationsintensitäten, dennoch blieb der magmatische Lagenbau häufig erhalten, während die übrigen paläozoischen Körper deutliche Deformationsstrukturen aufweisen.

Erste geochemische Untersuchungen lassen deutliche Unterschiede zwischen den mesozoischen und paläozoischen Komplexen erkennen. Die Cpx-normativen lherzolitischen Proben von Blauspitze und Reckner zeigen erhöhte Gehalte der magmaphilen Elemente Al und Ti. Die Al₂O₃-Gehalte mit 2.6 - 4.6 Gew.% liegen im Bereich von PUM-Werten (Al₂O₃ 3.97 - 4.44 Gew.%; JAGOUTZ et al. 1979) und die TiO₂-Gehalte betragen 0.09 - 0.22 Gew.%.

Daraus kann man schließen, daß nur wenig partielle Schmelze entfernt wurde und es sich um einen noch weitgehend unveränderten relativ fertilen Mantel handelt. Dies bestätigen auch die SEE-Muster von Reckner und Blauspitze-Proben, die nur eine geringe Verarmung an leichten SEE aufweisen (0.1 fach Chondriten) und gleiche Form besitzen.

Die Serpentinite vom Wurmtaler Joch, die geobgisch derselben Position angehören, sind deutlich tektonisiert und besitzen niedrigere Al_2O_3 -und Ti O_2 -Gehalte von 1.2-3.2 Gew.% und 0.02-0.11 Gew.%.

Die Proben des Stubachtals und Ochsner-Gebietes ergeben bei einer Berechnung des CIPW-normativen Mineralbestands, im Unterschied zu den Gesteinen von Habach- und Felbertal, neben Harzburgit auch klinopyroxenbetonte Chemismen wie Wehrlite und Olivinwebsterite als Eduktgesteine in denen der Al_2O_3 -Gehalt bis 2.8 Gew.% reicht. Die CaO-Gehalte betragen bis 18 Gew.%, entsprechend 67 % normativem Diopsid.

Bei den mittelostalpinen Ultramafititen handelt es sich normativ um Harzburgite, Dunite sowie um Orthopyroxenite, die in Kraubath und Pernegg festgestellt wurden. Mit einem Al_2O_3 -Gehalt von zumeist unter 1.0 Gew.% und einem TiO₂-Gehalt von unter 0.02 Gew.% sind diese Proben deutlich an fertilen, basaltischen Komponenten verarmt.

Sämtliche Proben besitzen einen einem Mantel-Ultramafit entsprechenden hohen x_{mg} -Wert von ca. 0.90 (vgl. HARTMANN & WEDEPOHL 1992).

Die meisten der untersuchten ultramafischen Gesteine sind komplett serpentinisiert. Die Metamorphoseprodukte stellen neben den Serpentinmineralen, Diopsid, Olivin, Tremolit, Chlorit, Talk, Brucit und Magnetit dar.

Vom primären Mineralbestand der Peridotite ist in den Proben von Blauspitze und Reckner Klinopyroxen erhalten geblieben, der bis 7.0 Gew.% Al_2O_3 und 1.5-2.0 Gew.% Na_2O -aufweist. Magmatische Reliktphasen treten in Kraubath und Pernegg in Form von Chromit, Orthopyroxen und Olivin, am Hochgrößen und am Reckner in Form von Chromit auf. Die Olivine besitzen im Gegensatz zu metamorphen Bildungen niedrige x_{mg} -Werte von ca. 0.85-0.90 und erhöhte NiO-Gehalte von 0.25-0.40 Gew.%. Orthopyroxen weist eine Enstatitkomponente von 90-94% auf. Die Chromite aus den Reckner-Proben besitzen intermediäre #Cr-Zahlen (molares Cr#, 100*Cr/(Cr+Al)) von 40-50, während die der mittelostalpinen Lokalitäten Höchgrößen, Kraubath und Pernegg durchwegs Cr-reicher sind mit #Cr 0.73-0.95. Die Chromite von Pernegg und Kraubath haben niedrigere molare #Mg-Werte von 20-50 (molares Mg#, 100*Mg/(Mg+Fe²⁺)) verglichen mit jenen vom Hochgrößen (#Mg bis 67).

Die Chromite sind randlich zu Ferritchromit bzw. Chrom-Magnetit alteriert, besitzen aber als Einschlußphasen primäre Platin-Gruppen-Minerale, die gesondert untersucht werden. Die Os-Isotopie von Chromiten weisen auf einen ozeanischen Erdmantel mit paläozoischer oder mesozoischer Aufschmelzungsgeschichte hin (MEISEL et al. 1997).

Wir danken dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die Finanzierung des Projektes FWF-12323-CHE "Relics of the Earth 's Mantle in the Eastern Alps: geochemical, petrological and geotectonic evolution".

Literatur

HARTMANN, G. & WEDEPOHL, H. K. (1992): The composition of peridotite tectonites from the Ivrea Complex, northern Italy: Residues from melt extraction. Geochim. - Cosmochim. Acta 57, 1761-1782.
JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUS, G., SPETTEL, B., LORENZ, V. & WÄNKE, H. (1979): The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. - Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10, 2031-2050.

MEISEL, T., MELCHER, F., TOMASCAK, P., DINGELDEY, CH. & KOLLER, F. (1997): Re-Os isotopes in orogenic peridotite massifs in the Eastern alps, Austria. - Chem. Geology 143, 217-229.

CLASSIFICATION AND CHEMICAL VARIATION OF GARNETS IN METAPELITES FROM THE ÖTZTAL-STUBAI-COMPLEX

by

A. Recheis

MinPet 98

Institut für Mineralogie & Petrographie Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Garnets of metapelites in the Ötztal-Stubai-Altkristallin (ÖAK) can be divided into two main groups: single-phase garnets and two-phase garnets.

Single-phase garnets are characterized by a continuous increase/decrease of the elements Fe-Mg-Mn-Ca. The most common type is the Typel (cf.VELTMAN, 1986) the so-called "bell shaped type" which can be subdivided into three variations:

Typel MnCa:	an increase of Mn and Ca with a decrease of Fe from rim to core
	(Mn- and Ca-bell shaped)
Type1Mn:	an increase of Mn from rim to core with a decrease of Fe,
	Ca reaches a constant high level (Mn-bell shaped)
Type1Ca:	an increase of Ca from rim to core with a decrease of Fe,
	Mn has a very low level (Ca-bell shaped)

Possible explanations of the development of this type are growth zonation and diffusion zoning (e.g. SPEAR, 1993). Typel garnets appear in most parts of the ÖAK. Therefore an explanation of the appearance of Typel garnets in context with pressure, temperature and location is not possible.

Two-phase garnets are characterized by an abrupt change from almandine-rich cores to grossular-rich rims. Usually this type is explained by polymetamorphism (e.g. TRACY, 1982). If an inclusion-rich core can be seen under the microscope, this is an indication of the possible existance of two phases. This type of garnet is located in the Schneebergerzug and in the Altkristallin north of the Schneebergerzug. A connection between this type and the polymetamorphism in this area is highly probable.



Fig. 1 Map of the ÖAK (cf. PURTSCHELLER, 1969). The appearance of the garnet-types. A "+" : for the Mn-enrichment of the rims. "Pseudo-two-phase garnets" appear in the same region. They also have an inclusion-rich core and an inclusion free rim, but they do not have two chemical phases.

In the middle parts of the ÖAK, the so-called Sillimanitzone, some garnets have a zonation which is similar to that of two-phase garnets but not with such a sharp border between rim and inclusion-rich core. They have grossular-rich cores and almandin-rich rims. There are a few garnets (TypeS) which cannot be assigned to the types mentioned above.

Another important aspect is the enrichment of the rims of garnets with Mn. This Mn-enrichment appears in the whole ÖAK but in the region of the highest alpidic metamorphism (the region around the Schneebergerzug) it can disappear. The highest enrichment can be found in the Andalusitzone. It seems that the enrichment depends on the size of garnets, the bigger they are the smaller is the enriched rim.

References

- PURTSCHELLER, F (1969): Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. - TMPM 13, 35-54.
- SPEAR, F.S. (1993): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths.- Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- TRACY, R.J. (1982): Compositual zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Reviews in Mineralogy Vol.10 Characterization of metamorphism through mineral equilibria (ed. Ferry J.M.).- Min.Soc.Am., 355-397.
- VELTMAN, C.B. (1986): Zur Polymetamorphose metapelitischer Gesteine des Ötztal Stubaier Altkristallins.-Dissertation, Universität Innsbruck.

SINGLE ZIRCON PB/PB AGE CONSTRAINTS ON MAXIMUM SEDIMENTATION AGES FOR QUARZPHYLLITE COMPLEXES FROM THE EASTERN AND SOUTHERN ALPS

by

G. Rizzo¹, U.S. Klötzli¹ & R. Spiess²

MinPet 98

¹Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Univ. di Padova ²Institut für Geologie, Universität Wien

The widespread Austro-Alpine and South Alpine quartzphyllite complexes are normally interpreted as the infilling of an Early Ordovician (ca. 500 Ma) to Early Carboniferous (ca. 320 Ma) basin. This basin may have initially formed as a back-arc basin on a Late Cadomian metamorphic crust during the Ordovician.

These complexes consist of a rather monotonous series of mainly meta-pelitic rocks with interbedded thick mafic vulcanites, subordinate acidic vulcanites as well as thin carbonate layers. All complexes were overprinted by at least a pre-Permian low-pressure greenschist facies metamorphism. Alpine overprinting, where present, is of variable intensity. Scarce fossil records, mostly conodonts and acritarchs, have given rise to a partly resolved stratigraphy of incomplete known sections. Ages are from Ordovician to Early Carboniferous are reported. However except for some ages reported for the volcanic sequences (Ordovician to Silurian), no unequivocal absolute age data for the time of formation is provided for most of these complexes. K/Ar and Rb/Sr ages on mica date the post-Variscan cooling.

In order to establish more exact time constraints on possible maximum sedimentation ages, the following approach was used: The youngest truly magmatic age found for a given detrital zircon suite defines a maximum sedimentation age for the sampled sediment layer. If the zircon is not of true detrital origin but stems from a syn-sedimentary volcanic rock (ash flow, tuff), the age probably directly reflects the sedimentation age. On the other hand older zircon ages are interpreted as representing a minimum age of the eroded rocks. These ages thereby provide valuable additional information about the age structure of the hinterland. They also allow the tentative correlation of the otherwise unrelatable quartzphyllite complexes. In a preliminary study detrital zircon populations from 5 different quartzphyllite complexes from the Eastern and Southern Alps were investigated by SEM and subsequently dated using the single zircon evaporation technique. For a sample from the Thurntal quartzphyllite of Eastern Tyrol a minimum magmatic age of 598±190 Ma (uppermost Precambrian) was found. For a probably stratigraphic higher sample unpublished ages for andesitic volcanics are in the range of 500 - 520 Ma (Late Cambrian - Early Ordovician). There is at the moment no additional evidence for Ordovician or younger sedimentation and/or magmatic ages for this quartzphyllite complex.

For a sample from the Gailtal quartzphyllite the maximum sedimentation age found is 341 ± 24 Ma (Visean). This is in strong contrast to published biostratigraphic ages which are all either Silurian or Devonian. A preliminary interpretation of our data is that the sedimentation of the Gailtal quartzphyllite must have occurred well into the Variscan orogenic cycle with the accompanied erosion of Variscan granitoids: therefore, the magmatic rocks formed during the Variscan should have already reached the surface in the Visean, probably implying a rapid exhumation short after their formation.

For samples from the Goldeck quartzphyllite, no definitive maximum age for the sedimentation can be provided. Badly defined youngest magmatic ages found are in the range of 270 - 280 Ma (279 ± 190 , and 272 ± 650 , Early Permian), i.e. in the age range of post-Variscan cooling. The significance of these ages is not yet clear, but they could be attributed to an inferred Permian thermal overprinting. However petrographic evidence excludes a metamorphic grade high enough for zircon recrystallisation or growth.

For the quartzphyllite complex of Vetriolo (Southern Alps) only Early Proterozoic ages > 1800 (1806 ± 11 and 1952 ± 52 Ma, respectively) were observed, which can not directly be interpreted as maximum sedimentation ages. A possible interpretation is, that sedimentation of the Vetriolo complex had a contribution from the erosion of an old basement which probably was not reworked during the Cadomian. This is a marked difference to the investigated Austro-Alpine complexes, were the presently available hinterland ages are always considerably younger and normally do comprise Cadomian rocks.

Maximum sedimentation ages for the quartzphyllite complex of Recoaro (Southern Alps) are in the range of 473 ± 21 Ma (Middle Ordovician). This is within error identical to some U/Pb zircon ages derived from the volcanics of the Comelico complex (MELI & KLOTZLI, unpublished data), probably justifying a correlation of the Recoaro and Comelico complexes.

HIGH-TI PICRITES FROM PUTORANA REGION OF THE SIBERIAN FLOOD BASALT PROVINCE

by

I.D. Ryabchikov¹ & Th. Ntaflos²

MinPet 98

¹Institute for Geology of Ore Deposits, Russian Academy of Sciences, Moscow ²Institut für Petrologie, Universität Wien

The Putorana plateau east of the Norilsk mining district is built of basalt flows and represents the location of the most intense activity of Siberian trap magmatism. Usually the complexes of continental flood basalts (CFB) include highly magnesian volcanics reflecting high temperatures of magma generating mantle plume. Such picritic basalts have been described for the Norilsk district (WOODEN et al., 1993), but not for Putorana plateau.

We collected specimens of picritic basalts from the lower part of Ayan unit of Siberian traps at the right shore of Ayan river approximately 60 km down from Ayan lake. These rocks are composed of large phenocrysts of olivine (ranging from Fo₈₉ to Fo₇₇ in their cores and having less magnesian rims) surrounded by matrix of clinopyroxene, ilmenite and titanomagnetite with the interstices filled by alkali feldspar, plagioclase and sometimes by residual glass. In contrast to the picrites of Norilsk district and overlying CFBs, these picritic rocks are characterised by high Ti contents (between 2.5 and 5.5 % TiO₂), high concentrations of potassium and other incompatible elements.

In order to access the composition of magma giving rise to these rocks we investigated microinclusions of melt trapped by olivine phenocrysts. In addition to melt inclusions olivines also contain small crystalline inclusions of chrom-rich spinel and fluid inclusions filled by dense carbon dioxide (liquid carbon dioxide plus gas at room temperature). This implies that the phenocrysts started to crystallize in a deep seated magma chamber, and that the volatiles played certain role in the genesis of these rocks (titanoan phlogopite was found as a daughter mineral in some of the melt inclusions).

Typically unheated melt inclusions contain clinopyroxene and ilmenite as daughter minerals and also residual siliceous glass. In many cases in addition to silicate melt these inclusions also trapped small grains of chromite and spheres of sulphide liquid.

All glasses produced by the quenching of homogenised melts in heated inclusions are characterised by high TiO_2 contents (between 5 and 7.5 wt %) and by variable concentrations of MgO and FeO. Some glasses contain between 12 and 14 % of FeO which are also typical for bulk rock analyses of picritic rocks. These compositions are likely to represent the prevailing melts giving rise to picritic magmas.

We attempted to model the compositions of mantle-derived magmas parental to the investigated picritic basalts using the approach described by RYABCHIKOV (1997) and considering homogenized melts in microinclusions as the derivative silicate liquids formed by fractional crystallization of olivine from certain primodial melts. All the investigated compositions cannot be produced by the dynamic partial melting of pyrolitic starting material, but for the majority of melt inclusions initial melts may be derived by partial melting of harzburgites. For the most Fe-rich homogenized glasses the estimated pressures of the generation of primary melts fall into the range of 40 - 50 kbars and temperatures are close to 1700° C. These calculations were conducted assuming volatile-free conditions, and, therefore real P and T may be somewhat lower. The MgO contents in the estimated initial melts are close to 23 wt.% and TiO_2 concentrations are in the range of 3 -4 wt.%. These estimated compositions are similar to the bulk compositions of the most magnesian investigated rocks. The source rock for such melts may be harzburgite with 0.2 - $0.3 \% \text{TiO}_2$ and $0.1 \% \text{K}_2\text{O}$. These could be common rocks of lithospheric mantle enriched in incompatible elements due to the addition of small amount of low fraction melts injected from the underlying asthenosphere.

Melts from microinclusions with 8 - 10 % FeO may result from partial melting with the subsequent fractional crystallization of olivine at approximately 25 kbar provided the mantle source for them is also represented by Ti-enriched harzburgite. Some of the analysed glasses are charcterised by low concentrations of both FeO (5 - 6 %) and MgO (6 - 8 %). In spite of their high Mg-numbers such melts cannot be produced by partial melting of neither harzburgites nor lherzolites. Such melts could be equilibrated with the monomineralic magnesian olivine, and they were possibly formed due to the percolation of melts through the olivine cumulates at the lower part of magma chamber where the initial crystallisation of the investigated magmas took place. Such melts obviously contribute only small part to the composite magmas which give rise to the investigated picritic basalts.

Conclusions

1. Like the other CFB provinces (Parana, Greenland) Siberian traps include low-Ti (flood basalts, picrites of Norilsk district) and high-Ti (subalkaline picritic basalts of Putorana region) volcanic rocks.

2. The investigation of melt inclusions reveal that the initial magmas of subalkaline picrites were formed by the mixing of the variety of high-Ti melts with the prevailing component represented by highly magnesian liquids produced due to the partial melting of mantle peridotites at pressures close to 40 kbar.

3. The source material for such melts was probably harzburgites abundant in subcontinental lithosphere enriched in Ti and other incompatible elements due to the injection of small fraction melts from the deeper levels of the mantle.

References

RYABCHIKOV, I.D. (1997): Composition of the Earth's upper mantle. - Geochemistry International, 35, 405 - 414.
 WOODEN et al. (1993): Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. - Geochim. Cosmochim. Acta, 57, 3677-3704.
EXPERIMENTS ON THE PRESSURE STABILITY OF MG-CORDIERITE AT CONTROLLED $CO_2 - H_2O - Na^+$ - CONDITIONS BETWEEN 600 AND 800°C

by

M. Scheikl & P.W. Mirwald

MinPet 98

Institut für Mineralogie & Petrographie Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Introduction

Cordierite $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$.n(Na⁺,H₂O,CO₂, Ar, etc.) is a common mineral in highgrade metapelitic rocks and aluminous magmatites. Its petrological significance is based on a number of pressure and temperature sensitive reactions which cordierite is involved in. The influence of Na⁺, H₂O, CO₂ etc. has been studied in several investigations (cf. SCHREYER, 1985; VRY et al., 1990). The pressure stability of Na-Cordierite has been investigated in two pilot studies so far (MIRWALD & LE BRETON, 1985; MIRWALD & KNOP, 1995). This work presents preliminary results of an experimental inverstigation on the pressure stability of Mg-Cordierite at constant fluid composition, containing CO₂, H₂O and Na⁺.

Experimental Methods

The cordierite-starting-material was synthesized by melting and crystallisation of an oxide mixture. The brakedown reaction assemblages have been obtained from the brakedown products of cordierite. The experiments with sodium were performed with a fluid-composition of CO_2 : H_2O

 $Na^+ = 1$ 1 0.125. The experiments without sodium were performed at a fluid-composition of CO_2 : $H_2O = 1$ 1. The ratio of total fluid: Mg-Cordierite was 4 1.

The experiments with sodium-containing fluid were performed as double capsule experiments with one capsule containing albite glass and the other with sodium oxalate as sodium donator. The total dissociation of sodium oxalate ensured a defined amount of sodium in the sample (0.5 atoms Na⁺ pfu Mg cordierite). As CO_2 source silver oxalate and sodium oxalate have been used. The experiments were performed in a piston cylinder apparatus with sodium chloride cells and gold capsules.

The samples were quenched from 650°C - 800°C below 300°C within 15 seconds and within 40 seconds below 100°C. Optical microscopy, X-ray powder diffractometry, electron microprobe analysis and scanning electron mikroscopy served for the characterization of the run-products.

Results

The upper pressure stability boundary of Mg-Cordierite without sodium at a CO_2 : H₂O ratio of 1 1 is shown in fig. 1. The dP/dT-slope of the stability boundary is -0.67 MPa/K. The stability boundary with sodium is reduced by some 0.35 GPa between 650°C and 800°C. The dP/dT-slope is close to zero, thus indicating an almost temperature independend course. Both, albite glass and sodium oxalate containing samples, yielded the same results. Talc, alumosilicate, quartz, (clino)enstatite and corundum could be identified as breakdown products of Mg-cordierite without sodium. The presence of carbonates has not been confirmed. The reaction products of the experiments with sodium showed typical X-ray reflections of the sodium bearing talc-like mineral saponite (SCHREYER et al, 1980). The occourence of this phase may indicate that the exchange vector Na + Al^[4] \Rightarrow Si^[4] is active in the sheetsilicates. Albite has been identified as a crystalline phase in all experiments in which albite glass was employed.



Fig. 1 P-T stabilities of Mg-Cordierite at different fluid-compositions.

The comparison with the results of the pilot study of MIRWALD & LE BRETON (1985) in which NaOH was used as sodium source, shows that our stability boundary is located at a pressure which is 0.1 GPa lower. This could be explained by the specific behavior of NaOH, which possibly influences the ratio of CO_2 H₂O and/or the activity of Na⁺ in an unknown manner. Our stability boundary without sodium lies about 0.05 GPa higher than that one of MIRWALD & LE BRETON (1985). This small difference may be due to slightly differing fluid-composition in the experiments.

References

- VRY J.K., BROWN P.E. & VALLEY, J.W. (1990): Cordierite volatile content and the role of CO₂ in high grade metamorphism. - American Mineralogist 75: 71-88
- MIRWALD, P.W & LE BRETON, N. (1985): Influence of Si/Al order and variable vapour phase composition on the brakedown reactions of cordierite. - Terra cognita 5: 332
- MIRWALD, P.W. & KNOP, E. (1995:) Der Einflufl der Kanalkomponenten H₂O, CO₂ und Na⁺ auf die obere Stabilität von Mg-Cordierit. Eine experimentelle Pilotstudie und ihre Bedeutung für das Granat-Cordierit-Geobarometer. - Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck 20: 153-164
- NEWTON, R.C. & WOOD, B.J. (1979): Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite as a hydrous phase. - Contribtions to Mineralogy and Petrology 68: 391-405
- SCHREYER, W., ABRAHAM, K. & KULKE, H. (1980): Natural sodium phlogopite coexisting with potassium phlogopite and sodian aluminian talc in a metamorphic evaporite sequence from Derrag, Tell Atlas, Algeria. - Contributions to Mineralogy and Petrology 74: 223-233
- SCHREYER, W. (1985): Experimental studies on cation substitutions and fluid incorporation in cordierite. -.Bulletin de Minéralogie 108: 273-291

TIMING AND CONDITIONS OF METAMORPHIC EVENTS ALONG A PROFILE FROM THE BASE OF THE NORTHERN CALCAREOUS ALPS TO THE AUSTROALPINE BASEMENT UNITS (LOWER AUSTRIA- STYRIA)

by

K. Schmidt, W. Frank & R. Berka

MinPet 98

Institut für Geologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

This study deals with the effects and intensity of Alpine metamorphism on Permo-Mesozoic rocks in the Northern Calcareous Alps (NCA), the Greywacke Zone (GRWZ) and the Austroalpine basement units.

In the following, the results of illite crystallinity (IC) and geochronological investigations are reported. The IC data have been calibrated with the Interlaboratory Crystallinity Index Standards of WARR & RICE (1994). Fine fractions and detrital mica have been dated with the 40 Ar/ 39 Ar stepwise heating technique. Metamorphic minerals of the crystalline units were investigated by the 40 Ar/ 39 Ar stepwise heating technique and/or the Rb/Sr technique.

In the NCA the Werfen Beds, which represent the basal layers of the Schneeberg and the Mürzalpen nappes have been sampled. The IC-values of the Schneeberg nappe are still diagenetic whereas samples from the Mürzalpen nappe show transitional upper anchizone conditions. The presently available 40 Ar/ 39 Ar age data indicate metamorphic formation ages of about 120 - 150 Ma.

GRWZ: The samples of the Permo-Mesozoic Silbersbergschiefer, which form a major portion of the Silbersbergnappe (NIEVOLL, 1984; NEUBAUER et al., 1994), yielded IC-values that indicate upper anchizone to epizone Alpine metamorphic conditions. The index mineral stilpnomelane occurs occasionally. Dating these fine fractions resulted in consistent 40 Ar/³⁹Ar plateau ages between 110 - 115 Ma. The 40 Ar/³⁹Ar plateau age of detrital mica immediately below the Vöstenhof-crystalline is 375 ± 4 Ma.

This age is identical with several 40 Ar/ 39 Ar ages of white mica of the Vöstenhof-crystalline itself, which cluster between 375 - 380 Ma. For the Alpine event, therefore maximum temperatures below the closing temperature of ca. 420°C for white mica can be estimated, since the low temperature steps shows no influence of an overprint.

The **Tattermannschiefer**, which are lithologically similar to the Silbersbergschiefer, represent another equivalent of the Alpine Verrucano. In a profile close to Preiner Gscheid, the occurrence of the index minerals stilpnomelane and paragonite corresponds well with the epizone IC values. K/Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages cluster around 90 Ma, significantly younger than the ⁴⁰Ar/³⁹Ar data of the Silbersbergschiefer.

The **Drahtekogel Deckscholle**, which is situated as a klippe on the Lower Austroalpine (LAA) unit is the continuation of the Troiseck Floning Unit and represents a frontal portion of the Austroalpine crystalline basement. ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral-ages show an initial metamorphic imprint in Variscan time (Ms 320 - 360 Ma, Hb 360 Ma) and maybe a thermal overprint in the Permian. The Alpine metamorphic event was accompanied by extensive fluid flow, evidence for which is seen in the common alteration of mineral assemblages and sericitisation of feldspar. Furthermore, indications of major fluid flow have also been inferred from the strongly disturbed Rb/Sr isotopic system of the metapelitic country rocks.

The occurrence of chloritoid and the beginning of isotopic rejuvenation of muscovite/biotite support temperatures of c. 350°C for Alpine metamorphism.

The LAA Semmering unit is represented by quartz phyllites, phyllonitic mica schists, granitic gneisses (Grobgneis) and a Permo-Mesozoic cover series. The Kapellener Schiefer are black phyllites/schists of Carnian age, which have been correlated with the Lunzer Sandstein (BARNICK, 1966).

IC in the Kapellener Schiefer gave lower anchizone values, despite the fact that the presence of biotite in thin section clearly indicates a mid greenschist facies metamorphism. The broad IC values are ascribed to the high contents of graphite and Fe-oxides restricting illite/muscovite crystallisation and the overlapping of (001) illite and biotite peaks. The appearance of biotite in the sequence fits well with the uniform greenschist facies Alpine imprint in the crystalline basement, of about 350 - 400°C.

The age of Alpine metamorphism in the Semmering unit is well defined by numerous age data from several lithologies: Fine fractions of the Kapellener Schiefer and the Keuperphyllite yielded late Cretaceous 40 Ar/ 39 Ar plateau ages of 82 ± 3 Ma and 83.5 ± 1.2 Ma respectively. White mica from middle Triassic marbles are 81.1 ± 1.0 Ma in age whereas a sericite schist yielded 79 ± 1 Ma. Additional age data in the same time span have been reported from adjoining LAA units by DALLMEYER et al (1998), HANDLER (1994), and MÜLLER (1994).

For the **Strallegg complex** (BERKA et al., 1998) upper greenschist to amphibolite facies Alpine conditions within the stability field of kyanite can be deduced from the occurrence of staurolite near Mürzzuschlag (Traibach schists) and the Hartberg area (PEINDL, 1990). This estimate corresponds well with results of MOINE et al. (1989), who reported conditions of 500 - 550°C at 8 - 9 kbar for the formation of the talc deposit at Rabenwald. The age of the thermal event was determined by Rb/Sr dating of the Traibach schists (biotite 109 ± 2 Ma, white mica 103 ± 3 Ma and biotite 126 ± 2 Ma) and from an ${}^{40}Ar/{}^{39}Ar$ muscovite plateau age of 94 ± 2 Ma from the Sopron area.

Discussion

Due to the fact that detrital white mica of the Silbersbergserie yielded identical ⁴⁰Ar/³⁹Ar plateau ages as the Vöstenhof crystalline, we conclude that the Vöstenhof complex was at least in part the sediment source for the Silbersbergserie. This relationship is similar to the Kaintaleck and Kalwang basement-cover relationship of HANDLER et al. (1997) and NEUBAUER (1994). Due to wide spread tectonism the early Variscan crystalline slices occur in different positions with respect to the transgressive unit. From north to south, a gradual, but not continuous increase of the metamorphic grade has been observed. In the northern portion it increases fom diagenesis in the uppermost Schneeberg nappe to lower greenschist facies in the Semmering unit, wheras in the southern part an increase from the Semmering unit to the higher basement units has been determined. Alpine metamorphism reached amphibolite facies in the Strallegg complex and locally eclogite facies conditions in the Sieggraben, Schäffern and Kirchschlag Deckscholle.

The Drahtekogel Deckscholle and the Semmering and Wechsel units got their Alpine metamorphic imprint during the same time span, at ca. 80 - 85 Ma. In the Permo-Scythian of the overlying, low grade metamorphic units in the north, the timing of the thermal imprint gets older (Tattermannschiefer 90 Ma, Silbersbergschiefer 110 - 115 Ma, NCA 120 - 150 Ma). The 40 Ar/ 39 Ar ages of these low grade metamorphic units represent the time of their metamorphism and growth of white mica. Following the profile towards the south the metamorphic ages in the tectonically higher crystalline units also increase. The Strallegg complex yielded 100 - 120 Ma in its northern frontal portion (BERKA et al., 1998).

References

- BARNICK, H. (1966): Die Kapellener Schiefer im unterostalpinen Semmeringmesozoikum.- Mitt.Geol.Ges., 59/2, 121-138.
- BERKA, R., SCHMIDT, K., SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1998): Hercynian and Permian metamorphism in the eastern part of the Austroalpine basement units (Eastern Alps).- Mitt. Österr. Mineral. Ges., 143, 242-245
- DALLMEYER, R. D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of thrusting within a thickskinned tectonic wedge : evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb-Sr ages from the Austroalpine nappe complex of the Eastern Alps.- Journal of Geology, 106, 71-86.
- HANDLER, R., 1994: ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria.- unveröff. Diss. Naturwiss. Fak., Karl-Franzens-Universität in Graz, 143pp.
- HANDLER, R., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1997): ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources.- Geol. Rundschau, 86, 69-80.
- MOINE, B., FORTUNE, J.P., MOREAU, P. & VIGUIER, R.F. (1989): Comparative mineralogy, geochemistry and conditions of formation of two metasomtic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria).- Economic Geology, 84, 1398-1416.
- MÜLLER, W. (1994): Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechsel Gebietes (Niederösterreich).- unveröff. Diplom. Arb. Formalu. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 267 S., Wien.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps).- Mitt. Österr. Geol. Ges., 86, 61-74.
- NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen St, bming und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103 Kindberg).- Mitt. Österr. Geol. Ges., 77, 63-71.
- PEINDL, P. (1990): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins (Steiermark).- Diss Karl Franzens Univ. Graz, 252pp, Graz.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese.- VIII, Deuticke, Wien, 256pp.
- WARR, L.N. & RICE, H. (1994): Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data.- J. metamorphic Geol., 12, 141-152.

OXIDLANGFASER/MULLITMATRIX-VERBUNDSTOFFE FÜR FLUGTRIEBWERKE

von

H. Schneider

MinPet 98

Institut für Werkstoff-Forschung, Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Porz-Wahnheide, Linder Höhe, D-51147 Köln

Keramische Faserverbundwerkstoffe für Komponenten und Bauteile in Flugtriebwerken sind langzeitigen Hochtemperaturbelastungen in oxidierender und reduzierender Atmosphäre ausgesetzt. Gefordert werden zu dem Schadenstoleranz, Thermoschockbeständigkeit, niedrige Wärmeleitfähigkeit und chemische Beständigkeit.

Oxidlangfaser/Mullitmatrix-Verbundwerkstoffe erfüllen diese extremen Voraussetzungen. Vorgestellt werden 2 Werkstofftypen: Faserlaminatwerkstoffe und poröse Faserverbunde, die mit Heißpreßverfahren bzw. durch druckloses Sintern hergestellt werden. Das erste Verfahren verwendet SiO₂-gecoatete Al₂O₃-Partikel, das zweite vorcalcinierte Mullit-

precursoren als Matrixausgangsstoffe. Wichtig ist in beiden Fällen eine niedrige Mullitisierungstemperatur, um eine Schädigung der nanokristallinen aluminiumsilikatischen Fasern durch Kornwachstum und Reaktion zwischen Faser und Matrix zu vermeiden.

Die Verbundwerkstoffe sind kostengünstig herzustellen, da keine Faser/Matrixgrenzschichten notwendig sind. Sie weisen gute bis sehr gute Festigkeit und Versagenstoleranz bei Raumtemperatur und bei hoher Temperatur auf und sind durch exzellente Thermoschockbeständigkeit gekennzeichnet. Die günstigen thermomechanischen Eigenschaften korrelieren mit charakteristischen Mikrogefügen der Verbundwerkstoffe.

PERMO-TRIASSIC TEMPERATURE/LOW PPRESSURE METAMORPHISM IN AUSTROALPINE BASEMENT UNITS (EASTERN ALPS)

by

R. Schuster¹, S. Scharbert² & R. Abart³

MinPet 98

¹Institut für Geologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien ²Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien ³Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Introduction

Until recently there was a consent that the Austroalpine basement units experienced their major metamorphic imprints during the Hercynian orogeny at about 370 to 300 Ma and/or the Alpine orogeny between 130 and 35 Ma. Not much was known about the time between these two collisional events when the Pangea supercontinent rifted, the continental crust thinned and the Tethys ocean transgressed to the west.

The following features are known about the general evolution of the Alps after the Hercynian orogeny: During Upper Carboniferous to Lower Permian time dextral wrench movements caused transcurrent faulting, graben formation and local transpression. This was accompanied by mostly terrestrial sedimentation and intense magmatism in vast areas of Europe. MORBtype gabbroic intrusions (e.g. THÖNI & JAGOUTZ, 1992), high temperature / low pressure metamorphism (HT/LP) (DIELLA et al., 1992), marine sedimentation and extensional structures indicate that an extensional regime developed in the southern part of Europe and the northern part of the Adriatic microplate (BERTOTTI et al., 1993) after the Middle Permian.

There is also evidence for a Permo-Triassic extension in the Austroalpine realm. Hints for such a scenario are the huge piles of sediments of the Northern Calcareous Alps, a HT/LP metamorphic imprint of still uncertain age in some of the Austroalpine basement units (e.g. Saualpe-Koralpe WEISSENBACH, 1975) and a magmatic activity (SCHUSTER & THÖNI, 1996). However, a comprehensive compilation of the data is missing. Since the last year systematic investigations have been done to unravel the timing and the characteristics of this HT/LP imprint within the Austroalpine basement units.

Results

A Permian lower greenschist facies imprint is suggested for the Wechsel and eventually for parts of the Semmering Unit (MÜLLER, 1994; BERKA et al., 1998). The Wechsel Unit it is characterized by Permian assemblages of paragonitic mica + chlorite + albite + quartz. Late Permian 40 Ar/ 39 Ar ages (c. 240 Ma) are also reported from the Innsbruck and Katschberg Quartzphyllite, but the geological significance of these data is uncertain (ROCKENSCHAUB & KOLENPRAT, 1998; GENSER & KUNZ, 1996). Pebbles with a thermal overprint at about 245 Ma can be found within the upper Gosau Group of the Weyerer Bögen (FRANK et al., 1998). Assemblages of muscovite + chlorite + albite + quartz and the resetting of the K-Ar isotopic system indicates temperatures of 400 ± 30°C for the Permian overprint.

In the Wölz Complex of the Niedere Tauern Permian garnets $(269 \pm 4 \text{ Ma})$ with inclusions of margarite prove a greenschist facies LP/HT metamorphic imprint with temperatures of more than 450°C. Contemporaneous pegmatites (c. 270 Ma) are a common feature (SCHUSTER & THÖNI, 1996).

For the southern part of the basement amphibolite facies grade, (former) andalusite bearing assemblages, andalusite-quartz veins and pegmatites are characteristic. However, the occurrence of Permian pegmatites, granitic gneisses and some Sm-Nd data of metapelite garnet ranging between 240 - 275 Ma suggest that the formation of the andalusite bearing parageneses was coeval. Well preserved assemblages can be found in the southernmost Gailtal crystalline basement near Jenning. Andalusite developed by the reaction chlorite + garnet + muscovite \Rightarrow andalusite + biotite at about 500°C and 3 kbar. The andalusite is overgrowing Hercynian staurolite and garnet. In the Strieden Unit (Kreuzeckgruppe) higher conditions of more than 550°C are indicated by the prograde breakdown of the Hercynian staurolite by the reaction staurolite + muscovite \Rightarrow andalusite + biotite + garnet. 40 Ar/ 39 Ar-cooling ages of muscovite and biotite, as well as Rb-Sr isochrons of biotite scatter between 220 and 200 Ma.

Further to the east a similar evolution reaches higher temperatures within the sillimanite stability field. In case of the Alpine metamorphic overprint the minerals of the low pressure stage are influenced in different ways. In most cases the alumosilicates are transformed into kyanite (Saualpe-Koralpe Complex), but in some localities and alusite and sillimanite are preserved within pseudomorphs of chloritoid \pm staurolite \pm kyanite (Strallegg Complex). For the Disthenflasergneiss of the Saualpe HABLER & THÖNI (1998) determined 590 \pm 20°C at 3.8 \pm 0.1 kbar. In the Strallegg Complex (BERKA et al., 1998) conditions of 580°C at 3 kbar are supposed for the 'Traibach schists' near Krieglach, whereas 600°C at about 3.5 kbar are determined for the Sopron area (Hungary). In the southernmost part of the unit migmatites related to granites of Permian age (SCHARBERT, 1990) occur.

Discussion

The Permian HT/LP metamorphism can be found over a distance of more than 500 km from Sopron in the east to Lake Como (Switzerland) in the west. It is characterized by a geothermal gradient of more than 40°C/km, over different metamorphic grades from lower greenschist facies to high amphibolite facies. Related magmatic rocks are gabbros, granites and pegmatites. These rocks are common but volumetrically subordinate with respect to the metapelites. The peak of the metamorphism was reached at about 270 Ma. Preliminary data suppose a slow cooling until 200 Ma.

There are three geotectonic environments where HT/LP metamorphism occurs:

(1) contact metamorphism,

- (2) relaxation of isotherms within thickened crust and
- (3) thinning of the lithospheric mantle.

In case of the characteristics of the Permian metamorphism, especially because of the constant geothermal gradient contact metamorphism can be ruled out. Further the geothermal gradient is much higher than the relaxed geotherm after the Hercynian orogeny. Based on data from the retrograde part of the Hercynian pressure-temperature path (TROPPER & HOINKES, 1996; DIELLA et al., 1992) this relaxed geotherm is about 35°C/km. It fits well with theoretical estimates for the maximum gradient which can be reached by thermal relaxation of thick-ened crust (ENGLAND & HOUSEMAN, 1984). Therefore an additional heat source is needed to create the Permian geothermal gradient of more than 40°C/km. Thinning of the lithosphere is the most probable mechanism for the Permo-Triassic HT/LP event. Stretching of approximately 20 % is necessary to create the observed thermal structure. The lithospheric thinning can be explained by processes related to the opening of the Neotethyan ocean.

References

- BERKA, R., SCHMIDT, K., SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1998): Hercynian and Permian metamorphism in the eastern part of the Austroalpine basement units. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., 143, 242-245.
- BERTOTTI, G., PICOTTI, V., BERNOULLI, D. & CASTELLARIN, A. (1993): From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. - Sed. Geol., 86, 53-76.
- DIELLA, V., SPALLA, M.I. & TUNESI, A. (1992): Contrasting thermomechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orbic Alps (Central Alps, Italy). - J. metamorphic Geol., 10, 203-219.
- ENGLAND, P. & HOUSEMAN, A.B. (1984): Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism 1. Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust. - J. Petrol., 25/4, 894-928.
- FRANK, W., SCHUSTER, R. & FAUPL P. (1998): Permisch metamorphe Kristallingerölle aus der oberen Gosau der Weyerer Bögen (Oberösterreich). – Mitt. Österr. Mineral. Ges., 143, 273-275.
- GENSER, J. & KURZ, W. (1996): Östliches Tauernfenster und ostalpines Kristallin. Exkursionsführer TSK6, 1-36, Salzburg.
- HABLER, G. & THÖNI, M. (1998): New petrological and structural data from theeclogite bearing polymetamorphic estern Austroalpine basement nappes (NW' Saualpe, Austria). - Freiberger Forschungshefte, C471, 86-88, Freiberg.
- MÜLLER, W. (1994): Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechsel-Gebietes (Niederösterreich). – unpub. Dipl. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 267pp, Wien.
- ROCKENSCHAUB & KOLENPRAT (1998): Polyphase Entwicklung der Innsbrucker Quarzphyllit Zone und des Patscherkofel Kristallins (Ostalpen): Variszische, permische und alpine Metamorphose. - Freiberger Forschungshefte, C471, 179-180, Freiberg.
- SCHARBERT, S. (1990): Rb-Sr Daten aus dem Raabalpenkristallin. In: PEINDL, P., NEUBAUER, F. MOY-SCHEWITZ, G., REINDL, H. & WALLBRECHER, E. (1990): Die geologische Entwicklung des südlichen Raabalpen- und Wechselkristallins. - Excursion guide TSK III Exkursion "Raabalpen- und Wechselkristallin" 24. April 1990. Geol Inst. Univ.Graz, 22-25.
- SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996): Permian Garnet: Indications for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. Mitt. Österr. Mineral. Ges., 141, 219-221.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenetic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locallity (Carinthia/Styria, southern Austria). - Geochemica et Acta, 56, 347-368.
- TROPPER, P. & HOINKES, G. (1996): Geothermobarometry of Al₂SiO₅-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal basement. - Mineral. Petrol., 58, 145-170.
- WEISSENBACH, N. (1975): Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins in der Saualpe. Clausth. geol. Abh., Sbd. 1, 61-114.

DIE GRANAT-KORUNDPARAGENESE VON LÖLLING, SAUALPE, KÄRNTEN

von

R. Seemann¹ & F. Koller²

MinPet 98

¹Mineralogisch-Petrographische Abteilung
Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1014 Wien
²Institut für MineralogiePetrologie, Universität Wien
Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Schon im 18. Jahrhundert sind mit großer Wahrscheinlichkeit Granate von der Saualpe bekannt gewesen (BRÜCKMANN, 1757). Ursprünglich wurde aber als Fundort meist Stubalpe und Steiermark angegeben (NIEDERMAYR & BRANDSTÄTTER, 1997). Erst SEELAND (1878) hat den Fundort Lölling in Kärnten genannt. Wiederentdeckt wurde die Lokalität 1959 im Zuge geologischer Kartierungen von F. Thiedig. Erste Beschreibungen erfolgten von THIEDIG (1962) und MEIXNER (1967).

Das Altkristallin der Saualpe bildet den geologischen Rahmen Dieser Grundgebirgskörper besteht aus mehrere km-mächtigen Gesteinsfolgen mit vom Liegenden ins Hangende, bzw. nach S und W abnehmender Metamorphose. Das Granatvorkommen selbst liegt über der erzführenden Hüttenberger Marmorserie, in einer der oberen, mesozonal beeinflußten Decken, der Plankogelserie. Diese besteht vorwiegend aus grobknotigen Staurolith-Granat-Glimmerschiefern, Marmorlinsen und Lagen von Amphibolit- und Serpentinitkörpern als Leithorizont (nach THIEDIG, 1962 und CLAR, 1983,1988).

Südlich von Lö¹ling, im Pusy-Graben, beim ehemaligen Gehöft "Unterer Grabner", im Grenzbereich einer dieser Serpentinitkörper gegen Staurolith-Granat-Glimmerschiefer, erreichen die Almandinkristalle bis 12 cm Durchmesser. Im selben Verband, z.T. in kyanitreichen Partien, treten auch grauweiße trübe bis 5 cm große, gelegentlich idiomorphe Korundkristalle, bzw. Kristallaggregate auf. Nach THIEDIG (1962) handelt es sich um charakteristische randliche Reaktionsbildungen an Serpentinitlinsen. Die Bildung der Korunde ist vermutlich auf örtliche Desilifizierung in den Randgesteinen des Ultrabasits zurückzuführen.

Auch nördlich von Lölling, am Plankogel gibt es in Serpentinit-Randgesteinen vergleichbare Korund-Vorkommen, aber nur mit Korngößen bis 5 mm.

Die Begleitmineralien zur Granat-Korundparagenese: einschließlich der Nebengesteine (ergänzt nach THIEDIG, 1962 und MEIXNER, 1967): Silikatmarmore mit Calcit, Quarz, Plagioklas, Biotit, Turmalin, Hornblende, Granat u.a.. Serpentinite und Randgesteine: Anthophyllit, Antigorit, Leuchtenbergit-Pennin, Tremolit, Chrysotil, Magnesit, Dolomit. Staurolith-Granatglimmerschiefer: Hellglimmer, Quarz, Kyanit, Granat, Biotit, Staurolith, Chlorit und Plagioklas. Die Reaktionszonen mit den Großgranaten und Großkorunden enthalten ebenfalls große, meist reliktartige Staurolithe sowie Diaspor, Margarit, Klinozoisit, Amphibol, Albit, Biotit und Chlorit. Als Einschlüsse in Granat, Korund und Staurolith treten auf: Ilmenit, Magnetit, Graphit, Apatit, Spinell. Die Verteilung ist aber unterschiedlich: so scheint z.B. der Graphit nur in Korund und Staurolith und der Spinell nur in Granat vertreten zu sein. Als sulfidische Erzphasen sind bis jetzt Chalkopyrit, Pyrit und Bornit nachgewiesen.

Der Staurolith erweist sich in den meisten Fällen als älteste Mineralbildung. Die großen Granate zeigen ein späteres Wachstum an, es folgen Korund sowie auch Diaspor, Margarit und Klinozoisit.

Die Metamorphoseentwicklung der Granat-Korundgesteine ist repräsentiert im Zonarbau der Granate (Abb.1). Bei den untersuchten Kristallen war durchwegs Zweiphasigkeit festzustellen. Der Rand, als Anteil der äußeren Phase, ist angereichert an Pyrop und weist einen markant geringeren Almandin- wie auch Grossularanteil auf. Am Saum der inneren Phase ist Almandin stark angereichert. Das Zentrum ist gekennzeichnet durch relativ hohe Grossular und Spessartinanteile, mit entsprechender Verarmung an Almandin und Pyrop.

Die randliche Umsetzung des weitgehend reinen und einheitlich aufgebauten Korunds in Diaspor und Klinozoisit könnte auf retrograde Metamorphosebedingungen in der allerletzten Phase zurückzuführen sein.



Abb. 1

Typisches Mikrosondenprofil durch die untersuchten Granaten mit einem mehrphasigen Zonarbau, alle Angaben in Mol. % der berechenbaren Endglieder.

Da nahezu alle Gesteins- und Mineralproben aus dem Hangschutt stammen und die tatsächliche Abfolgen zwischen Nebengesteinen und Reaktionszonen weitgehend unbekannt sind, muß für die notwendige Detailkartierung noch sehr aufwendige Aufschlußarbeit geleistet werden

Literatur

- BRÜCKMANN, U.F.B. (1757): Abhandlung von den Edelsteinen, nebst einer Beschreibung des so genannten Salzthalischen Steins.- Braunschweig: Fürstl.Waysenhausbuchhandlung, 143 S.
- CLAR, E. (1983): Petrographisch geologische Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg.- Geozentrum Hüttenberg/K. Mitt. 1, 1-21
- CLAR, E. (1988): Bergbaugeologische Erläuterungen zu den Montanhistorischen Wanderwegen am alten Eisensteinbergbau Hüttenberg.- Eigenverlag, Hüttenberg; 24 S.
- MEIXNER,H. (1967): Der Granat und seine Begleiter vom unteren Grabner bei Lölling, Kärnten; in: Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XXII.- Carinthia II, 157/77: 88-104
- NIEDERMAYR, G. & BRANDSTÄTTER, F. (1997): Die Dose aus Granat von der Saualpe in der Edelsteinsammlung des Naturhistorischen Museums in Wien.- Carinthia II, Jg.187/107, 573-581

SEELAND, F. (1878): Die neue Granatfundstelle in Lölling.- Carinthia 68, 270-272.

THIEDIG, F. (1962): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). III. Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul.- Carinthia II, 152/72: 21-45.

DIE VERFEINERUNG DER KRISTALLSTRUKTUR VON LANSFORDIT, Mg(CO₃).5H₂O AUS DEM STEINBRUCH GULSEN BEI KRAUBATH, STEIERMARK

von

F. Walter¹, K. Ettinger¹, K. Mereiter² & J. Taucher³

MinPet 98

 ¹Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz
²Institut für Mineralogie, Kristallographie & Strukturchemie Technische Universität Wien, Getreidemarkt 9, A-1060 Wien
³Referat für Mineralogie, Steiermärkisches Landesmuseum Joanneum Raubergasse 10, A-8010 Graz

Lansfordit wurde erstmals von GENTH (1888) aus der Anthrazit-Grube zu Lansford bei Tamaqua in Schuylkill County, Pennsylvania, USA, beschrieben. Die vorgeschlagene Formel für Lansfordit mit $3MgCO_2.Mg(OH)_2+21H_2O$ wurde später von LEITMEIER (1910) zu $Mg(CO_3).5H_2O$, monoklin, korrigiert. Dabei beschreibt er das Auftreten von Lansfordit in den Absätzen des Mineralwassers von Rohitsch-Sauerbrunn. Ein weiteres wasserhältiges Mg-Karbonat mit der Zusammensetzung $Mg(CO_3).3H_2O$ wurde von GENTH & PENFIELD (1890) mit Nesquehonit benannt, der auch als Entwässerungsprodukt nach Lansfordit auftritt. LEITMEIER (1910) nennt als Bildungstemperaturen für Lansfordit 0°C bis ca. 6°C, über 10°C ist nur mehr Nesquehonit stabil. HILL et al. (1982) beschreiben die Synthese von Lansfordit aus gesättigten Mg-Bikarbonatlösungen unter 10°C sowie dessen langsame Entwässerung zu Nesquehonit bei Zimmertemperatur.

Aus dem Serpentingebiet von Kraubath sind Lansfordit und Nesquehonit schon lange bekannt. So beschreibt MEIXNER (1950 und 1953) beide Minerale in Form von weißen, mehrere mm starken Krusten auf Ulmen und Firsten alter Stollen, die am Mitterberg im Sommergraben, südöstlich von Kraubath, auf Chromit vorgetrieben wurden. Lansfordit bildet dabei gedrungene prismatische Kriställchen, die teilweise in faserigen Nesquehonit umgewandelt wurden.

Aus dem Steinbruch Gulsen bei Kraubath beschreiben TAUCHER & HOLLERER (1996) farblos bis weiße Kristalle auf Kluftflächen von Serpentin. Die 1 - 3 mm großen Kristalle sind morphologisch gut begrenzt und zeigen im BSE-Bild (Abb.1) homogene Bereiche mit deutlichen Spaltrissen (weiß) und rhythmisch-zonare Partien (Grautöne), welche die homogenen Bereiche von außen her verdrängen. Pulverdiffraktometeraufnahmen dieser Kristalle ergaben ein Gemenge aus Giorgiosit, $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2.5H_2O$ (?), Nesquehonit und Lansfordit. Im BSE-Bild können Minerale über die mittlere Ordnungszahl ihrer Zusammensetzung, umgesetzt in Graustufen, unterschieden werden. Die Interpretation in TAUCHER & HOLLERER (1996) lautete: Die weiße Phase ist das Mineral mit der höchsten mittleren Ordnungszahl (Giorgiosit) und die rhythmisch-zonaren Partien (grau) sind ein Gemenge von Nesquehonit und Lansfordit.

Abb. 1

BSE-Bild von Lansfordit, teilweise umgewandelt in Nesquehonit und Giorgiosit.



Im Gegensatz dazu stehen Ergebnisse dieser Arbeit: Die im BSE-Bild (Abb. 1) weiß erscheinende Phase war vor der REM-Untersuchung unter dem Polarisationsmikroskop als farblos durchsichtiges, homogen auslöschendes Mineral erkennbar, Röntgenpulveraufnahmen ergaben dafür Lansfordit. Im Rasterelektronenmikroskop ist eine fortschreitende Entwässerungsreaktion von Lansfordit, gekoppelt mit zunehmender Rissbildung, während der Messungen zu beobachten. Die Mg-Gehalte nehmen stetig zu, sodaß mit dieser Methode der Chemismus für Lansfordit nicht korrekt ermittelt werden kann. So sind auch die Analysenergebnisse in TAUCHER & HOLLERER (1996) für die weiße Phase des BSE-Bildes im Zentrum des Kristalls auf eine Entwässerung des Lansfordits (MgO ca. 40 Gew.% statt 23.11 für theoretischen Lansfordit) zurückzuführen.

Weiters ist auch die Morphologie von Nesquehonit und Giorgiosit, beide mit faserigem Habitus, deutlich unterschiedlich zur blockigen Ausbildung der Lansforditkristalle (vgl. HILL et al., 1982 bzw. FRIEDEL, 1975).

Zur weiteren Bestätigung obiger Ergebnisse wurde mit glasklaren Bruchstücken der Lansforditkristalle, die vor ihrer teilweisen Umwandlung zu Nesquehonit und Giorgiosit homogene Einkristalle waren (Abb. 1), eine Kristallstrukturuntersuchung durchgeführt. Ein 0.33 x 0.22 x 0.2 mm großes, klares Bruchstück wurde am Siemens SMART CCD-System der TU Wien mit Mo K α -Strahlung ($\lambda = 0.71073$ Å) gemessen. Die Parameter der monoklinen Zelle sind: a = 7.348(1) Å, b = 7.626(1) Å, c = 12.473(2) Å, $\beta = 101.75(1)^{\circ}$ 13810 Reflexe mit 2 $\vartheta < 60.15^{\circ}$ wurden mit ϖ -Scan Frames ($\Delta \varpi = 0.3^{\circ}$) gemessen und für LP und Absorption korrigiert. Über die systematischen Auslöschungen konnte P2₁/c als Raumgruppe und 2150 unabhängige Reflexe mit $R_{(int)} = 0.048$, R(sigma) = 0.026 ermittelt werden.

Die Kristallstruktur des synthetischen Lansfordits wurde von LIU et al. (1990) bestimmt, dessen Atomparameter als Startwerte dieser Verfeinerung mit dem Programm SHELXL-97 (SHELDRICK, 1997) dienten. Die Verfeinerung der Positionen für Mg, C, O und H ergab, bei R1=0.021 für 1662 Fo > 4sigma(Fo) und wR2 = 0.051 für alle Reflexe mit Goof = S = 0.978, nur geringfügige Unterschiede verglichen mit den Parametern für synthetischen Lansfordit. In der Kristallstruktur von Lansfordit (Z=4) sind zwei unterschiedliche Positionen für Mg, jedoch nur eine für den Kohlenstoff der Karbonatgruppe vorhanden. Die 3 Sauerstoffe der Karbonatgruppe sowie die 5 Sauerstoffe der Wassermoleküle liegen wie der Kohlenstoff auf allgemeinen Punktlagen. Dabei treten zwei charakteristische Bauelemente auf (Abb. 2):



1.) Das Magnesium in (0,0,0) ist oktaedrisch von 6 Wassermolekülen umgeben, die jeweils über Wasserstoff-Brückenbindungen mit dem zweiten Bauelement verknüpft sind. 2.) Das Magnesium in (1/2, 0, 1/2) ist mit 4 Wassermolekülen und 2CO3-Gruppen oktaedrisch koordiniert, wobei sich die beiden symmetrieabhängigen, endständigen CO₃-Gruppen fast koplanar diametral gegenüberstehen. Die beiden endständigen Sauerstoffe der CO₃-Gruppe besitzen eine annähernd tetraedrische Koordination (eine C-O Bindung und 3 Wasserstoffbrücken). Der dritte Sauerstoff hat eine 3-er Koordination durch eine zusätzliche Wasserstoffbrücke.



Die C–O Bindungslängen betragen 1.279(1), 1.281(1) und 1.292(1) Å, die O–C–O Winkel 120.35(6)°, 119.97(6)° und 119.68(6)° und liegen mit ihren Beträgen nahe den jeweiligen häufigsten Werten der in ZEMANN (1981) zusammengestellten Histogramme für die CO₃-Gruppe. Die mittleren Mg-O Abstände der beiden unterschiedlichen Positionen sind nahezu gleich mit 2.071Å (Mg.6H₂O) und 2.086Å (Mg(CO₃)₂.4H₂O), die Oktaederwinkel fast ideal.

Im Gegensatz zur Struktur von Lansfordit sind die Mg- und Karbonationen im Nesquehonit zu einem eindimensionalen Band entlang [010] verknüpft, welches auch die Faserachse der Kristallmorphologie darstellt. Außerdem ist wegen der Kantenverknüpfung des Mg-Oktaeders mit der Karbonatgruppe eine starke Verzerrung in den Winkeln der beiden Polyeder vorhanden (STEPHAN & MacGILLAVRY, 1972). Für Georgiosit wurde bisher noch keine Strukturbestimmung veröffentlicht.

Literatur

FRIEDEL, B. (1975): Synthetischer Giorgiosit.- N.Jb.Mineral.Mh., H.5, 196-208

- GENTH, F.A. (1888): Lansfordit, ein neues Mineral Z.Krist., 14, 255-256
- GENTH, F.A. & PENFIELD, S.L. (1890): XXXVII. Ueber Lansfordit, Nesquehonit (ein neues Mineral) und Pseudomorphosen von Nesquehonit nach Lansfordit. - Z. Krist., 17, 561-577.
- HILL, R.J., CANTERFORD, J.H. & MOYLE, F.J. (1982): New data for lansfordite. Min. Mag., 46, 453-457.
- LEITMEIER, H. (1910): IX. Die Absätze des Mineralwassers von Rohitsch-Sauerbrunn in Steiermark. Z.Krist., 47, 104-123.
- LIU, B.N., ZHOU, X.T., CUI, X.S. & TANG, J.G. (1990): Synthesis of lansfordite Mg(CO₃). 5H₂O and its crystal structure investigation. nsfordit. Science in China, 33, N.11, 1350-1356.
- MEIXNER, H. (1950): Neue Mineralvorkommen aus den Ostalpen. 8. Lansfordit und Nesquehonit aus dem Serpentingebiet von Kraubat, Obersteiermark. - Heidelberger Beitr.Min.Petr. 2, 204-205.
- MEIXNER, H. (1953): Die Minerale aus dem Dunitserpentinit von Kraubath (Steiermark).- Mitt.Abt.Min.Landesmuseum Joanneum, H.1, 21-23.
- SHELDRICK, G.M. (1997): SHELXL-97, a program for crystal structure refinement, University of Göttingen.
- STEPHAN, G.W. & MacGILLAVRY, C.H. (1972): The Crystal Structure of Nesquehonite, Mg (CO₃).3H₂O.- Acta Cryst., B28, 1031-1033.
- TAUCHER, J. & HOLLERER, C.E. (1996): Giorgiosit mit Lansfordit und Nesquehonit vom Steinbruch Gulsen bei Kraubath, Steiermark, Österreich.- Matrixx, 5, 13-19.

ZEMANN, J. (1981): Zur Stereochemie der Karbonate. - Fortschr.Miner., 59, 95-116.

RAMANSPEKTROSKOPISCHE ANWENDUNGEN IN DER EDELSTEINKUNDE

von

W. Winkler¹, E.Ch. Kirchner¹, M. Musso² & J.A. Asenbaum²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie, Universtät Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg ²Institut für Physik und Biophysik, Abteilung Experimentalphysik Universtät Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Die Raman-Spektroskopie hat in den letzten Jahren einen sprichwörtlichen Aufschwung in verschiedenen naturwissenschaftlichen Forschungsgebieten und eine rasche Entwicklung erlebt. Sie hat sich für biologische Untersuchungen, forensische Problemstellungen ebenso etabliert wie in der Chemie und in den Geowissenschaften. Als Teilbereich dessen wird die Raman-Spektroskopie auch in der Edelsteinkunde verwendet, insbesondere da mehr und mehr kompakte Geräte entwickelt werden, die speziell auch auf die Probleme der Edel- und Schmucksteinuntersuchungen (z.B. Fluoreszenzerscheinungen) durch geeignete Laserquellen abgestimmt sind (HÄNNI, 1996; FERRARO & NAKAMOTO, 1994).

Die hier gezeigten Spektren sollen die Anwendungsmöglichkeiten verdeutlichen und veranschaulichen. Die Proben bzw. geschliffenen Edel- und Schmucksteine werden entweder nur auf einen Glasträger gelegt oder mit einer Kittmasse darauf befestigt um eine optimale Lasereinstrahlung zu erzielen. So vorbereitet wird die Probe im Mikroskop justiert. Die Anregung der Proben erfolgt mit einem frequenzverdoppelten Nd:YAG-Laser bei 532 nm Wellenlänge, das Raman-Licht wird durch den Standard-Mikroskopeingang (Olympus) eines DILOR XY-Raman Spektrometers aufgenommen, das mit einer stickstoffgekühlten CCD-Kamera als Multichannel-Detektor ausgestattet ist.

Der große Vorteil bei diesen Untersuchungen liegt in der einfachen Probenvorbereitung, der Zerstörungsfreiheit der Messungen und der Möglichkeit, auch gefaßte Steine zu untersuchen. Meßprobleme können durch Fluoreszenzerscheinungen auftreten, die die entstehenden Raman-Linien so stark überdecken, daß keine Auswertung mehr möglich ist (z.B. organische Materialien). Dazu muß man auf andere Laserquellen zurückgreifen. Außerdem entstehen bei anisotropen Materialien oft unterschiedliche Peak-Intensitäten, wobei jedoch die Peak-Positionen gleichbleiben und eine Auswertung immer noch möglich ist. Eine Abgrenzung von Imitaten oder Unterschiebungen wird dadurch möglich (HÄNNI, 1996).





Auswahl an gemessenen Edel- und Schmucksteinen im Vergleich zu möglichen Nachahmungen (x-Achse: Wellenzahl in cm-1, y-Achse: Raman Intensität). * weist auf eine Überkreuzung der Spektren hin.

Die Beispiele, die in Abb. 1 angeführt sind, bieten eine kleine Auswahl an Spektren von Edelund Schmucksteinen. Gemessen wurden ein grüner und ein rosa Turmalin jeweils im Rohzustand aus Nepal, ein Bruchstück eines schwarzen Turmalines (Schörl) aus Nepal, ein geschliffener, graublauer Sternsaphir ebenfalls aus Nepal, ein Adular-Cabochon aus dem Zillertal und ein geschliffener Smaragd aus dem Habachtal. Die Färbungen der Turmaline kommen durch Cr oder V (grün), durch Mn, Li, Cs (rosa), oder durch Fe (schwarz) zustande. Die Farbe der Saphire durch Fe oder Ti (blau) und die der Smaragde durch Cr⁺ oder V (MATTHES, 1987; EPPLER, 1994).

Generell sind für die Identifizierung zwei Auswertemethoden hilfreich. Einerseits der Vergleich der einzelnen Spektren anhand der Kurvenform, d.h. jedes Material erzeugt einen typischen "fingerprint" durch seine Struktur anhand dessen es identifiziert werden kann. Andererseits können die einzelnen Peaks vermessen werden (mit geringer geräteabhängiger Ungenauigkeit bzw. daraus resultierender Verschiebung von Peaks). In diesem Fall sind die einzelnen Spektren zur Vergleichsmöglichkeit dargestellt.

Der rosa und der grüne Turmalin zeigen sehr ähnliche Spektren, der schwarze Turmalin weicht stark davon ab. GASHAROVA et al. (1997) beschreiben in ihren Untersuchungen an Turmalinen variable Peak-Lagen je nach chemischer Zusammensetzung. Die Daten der hier gemessenen nepalesischen Turmaline lassen sich durchaus mit den Daten von GASHAROVA et al., 1997 vergleichen, sind jedoch nicht eindeutig in deren Klassifizierung nach dem Chemismus einordenbar. Jedenfalls zeigen alle drei Typen charakteristische Spektren, die eine eindeutigen Identifizierung als Turmalin zulassen. EPPLER (1994) schreibt von als "synthetischen Turmalinen" bezeichneten Steinen, die eigentlich synthetische, turmalinfärbige Spinelle sind. Hier hat man mit der Raman-Spektroskopie eine schnelle und einfache Unterscheidungsmöglichkeit.

Der nepalesische Stemsaphir zeigt ein klares Korundspektrum (vgl. PORTO & KRISHNAN, 1967; HÄNNI, 1996) und kann deshalb von eventuellen Nachahmungen aus Rosenquarz bzw. Glas (EPPLER, 1994) bestens unterschieden werden.

Der Adular aus dem Zillertal zeigt ebenfalls ein deutlich auswertbares Spektrum. Nachahmungen aus behandeltem Amethyst, synthetischem Spinell oder Chalcedon (EPPLER, 1994) können identifiziert werden.

Der kräftig gefärbte, geschliffene Smaragd aus dem Habachtal mit seinem "fingerprint" macht ebenfalls eine Abgrenzung zu Dubletten (EPPLER, 1994 erwähnt Granat und grünes Glas oder hellen Beryll mit dunkelgrünem Kunstharz verkittet) möglich.

Die Resultate, die Raman-Untersuchungen generell liefern, sind sicher für die Gemmologie und Mineralogie zukünftig von großem Interesse. Einzelne Edelstein-Labors befassen sich schon intensiv mit dem Aufbau von Datenbanken, die für die Auswertung von unbekannten Materialien und deren Vergleich notwendig sind. Der Vorteil der Zerstörungsfreiheit, der Möglichkeit gefaßte und große Stücke zu untersuchen und die Zuordnung zu bestimmten Fundorten anhand der Einschlüsse ist ein wesentlicher Pluspunkt für die Raman-Spektroskopie.

Literatur

EPPLER, W.F. (1994): Praktische Gemmologie. 5. Auflage. - Rühle-Diebener-Verlag, Stuttgart.

- FERRARO, J.R. & NAKAMOTO, K. (1994): Introductory Raman Spectroscopy. Academic Press, Inc., Boston.
- GASHAROVA, B., MIHAILOVA B. & KONSTANTINOV, L. (1997): Raman spectra of various types of tourmaline. - Eur. J. Mineral., 9, 935-940.
- HÄNNI, H.A., KIEFERT, L., CHALAIN, J.-P. & WILCOCK, I.C. (1996): Ein Renishaw Raman Mikroskop im gemmologischen Labor: Erste Erfahrungen bei der Anwendung. Z. Dt. Gemmol. Ges., 45/2, 55-69.
- MATTHES, S. (1987): Mineralogie. Eine Einführung in die Spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 2. Aufl. - Springer, Berlin.
- PORTO, S.P.S. & KRISHNAN, R.S. (1967): Raman Effect of Corundum. The Journal of Chemical Physics. 47 (3), 1009-1012.

UNTERSUCHUNGEN AN FOSSILEN UND REZENTEN HARZEN MITTELS RAMAN-SPEKTROSKOPIE

von

W. Winkler¹, E.Ch. Kirchner¹, M. Musso² & J.A. Asenbaum²

MinPet 98

¹Institut für Mineralogie, Universtät Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg ²Institut für Physik und Biophysik, Abteilung Experimentalphysik Universtät Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Harze sind Mischungen aus Mono-, Sesqui, Di- und Triterpenoiden, die in speziellen Harzkanälen der Pflanzen produziert werden und entweder auflen an der Borke herabfließen, in sogenannten Harztaschen, oder als Riß- und Wundfüllungen unterhalb der Borke gesammelt werden. Das frische Harz mit seinen volatilen und nicht-volatilen Anteilen kann zum fossilen Harz werden, wenn die volatilen Anteile verdunsten und die nicht-volatilen Anteile den passenden Bedingungen zur Fossilisation ausgesetzt sind (GANZELEWSKI, 1996; KRUMBIEGEL & KRUMBIEGEL, 1994; LANGENHEIM, 1969, 1990).

Die Begriffe Bernstein, fossile Harze und Retinit werden in der Literatur speziell definiert, aber immer wieder als Synonyme verwendet. Der Begriff Bernstein an sich wird auch entweder generell für alle fossilen Harze verwendet, oder im engeren Sinn für die Bernsteine aus dem Baltischen Raum (GANZELEWSKI, 1996, KRUMBIEGEL & KRUMBIEGEL, 1994). Um nicht eine bestimmte Herkunft zu klassifizieren soll hier der Begriff fossile Harze für alle untersuchten Objekte stehen, die ein Alter von mehreren Millionen Jahren aufweisen. Alle jüngeren Harze mit einem Alter von einigen Jahrzehnten bis einigen tausend Jahren werden - meist unter Hinzuf ,gung der geographischen Herkunft - als Kopale bezeichnet (vgl. HEVERS, 1996), im Handel aber auch oft als Kopal-Bernsteine deklariert. Fossile Harze werden als pflanzliches Produkt zu den organischen Mineralien und damit als Liptobiolithe zusammengefaflt bzw. unter dem Oberbegriff Kaustolithe eingereiht (PACLT, 1953).

IR-Spektroskopie ist über viele Jahre schon erfolgreich für die Untersuchung von fossilen und rezenten Harzen verwendet worden (LANGENHEIM, 1969, 1990). Nun soll auch die Raman-Spektroskopie zu diesem Zweck eingesetzt werden, da sie den großen Vorteil der Zerstörungsfreiheit bietet (EDWARDS & FARWELL, 1996; EDWARDS & FALK, 1997; WINKLER et al., 1998).



Ausgewählte Ramanspektren fossiler und rezenter Harze (x-Achse: Wellenzahl in cm-1, y-Achse: Raman Intensität)

Proben von Höflein an der Donau, aus Merit Pila (Sarawak, Borneo), Marokko, Neuseeland, Kolumbien, Madagaskar und versuchsweise aus der Dominikanischen Republik sowie diverse rezente Baumharze wurden mit einem DILOR XY Raman Spektrometer unter Verwendung eines frequenzverdoppelten Nd: YAG-Lasers (532 nm) mit ca. 10 mW Leistung auf der Probe gemessen. Das Raman-Licht wird über den Standard-Mikroskop-Eingang dem Spektrometer zugeführt, als Detektor fungiert eine stickstoffgekühlte CCD-Kamera.

Proben, die höhere Fluoreszenz bei 532 nm zeigten (z.B. Baltischer, Mexikanischer und Dominikanischer Bernstein) wurden mit 647 nm (Kr⁺-Laser) bei ca. 20 mW Leistung auf der Probe bestrahlt. Das Raman-Licht gelangt durch ein konfokales Mikroskop in das DILOR OMARS 89 Raman-Spektrometer, das ebenfalls mit einer stickstoffgekühlten CCD-Kamera ausgestattet ist. Dabei konnten gute Meßergebnisse erzielt werden. Für Proben mit noch stärkerer Fluoreszenz ist der vorhandene Laser nicht mehr geeignet, es wäre dann ein Infrarot-Laser notwendig.

Die aussagekräftigen Meßbereiche liegen zwischen 200 und 2000 cm⁻¹ sowie zwischen 2500 und 3500 cm⁻¹. Im Bereich zwischen 2500 und 3500 cm⁻¹ fallen zwei Gruppen von Spektren auf. Eine Gruppe (Fichtenharze, diverse Pinusharze, fossiles Harz aus Marokko, Borneo und Höflein) weist einen Doppelpeak (Hauptpeak bei ca. 2940 cm⁻¹, Nebenpeak bei ca. 2880 cm⁻¹) auf, die zweite Gruppe (Dominikanischer Bernstein, Kauri-Harz aus Neuseeland, Kopal aus Kolumbien, Kauri-Harz und Kopal aus Madagaskar) einen mehrfach gegliederten Peak.

Im Meßbereich zwischen 200 und 2000 cm⁻¹ fallen zwei starke Peaks zwischen 1400 und 1700 cm⁻¹ neben vielen kleineren im unteren Bereich zwischen 200 und 1400 cm⁻¹ auf. Die rezenten Harze sowie das Fossile Harz aus Marokko zeigen einen Doppelpeak (bei ca. 1620 und ca. 1656 cm⁻¹) und einen zweiten starken Peak bei ca. 1450 cm⁻¹ mit einer relativ ausgeprägten Schulter.

Der Kopal aus Madagaskar und aus Kolumbien sowie Kauri aus Neuseeland und Madagaskar zeigen keinen Doppelpeak bei ca. 1620 und ca. 1656 cm⁻¹ sondern nur einen Einfachpeak zwischen ca. 1645 und 1652 cm⁻¹. Der Retinit aus Borneo zeigt ebenfalls einen Einfachpeak bei ca. 1665 cm⁻¹, aber keine stark ausgeprägten Intensitätsunterschiede zwischen ca. 1450 und ca. 1665 cm⁻¹ wie obige Proben. EDWARDS & FARWELL (1996) und EDWARDS & FALK (1997) deuten eine Intensitätssteigerung bei Peak 1450 cm⁻¹ in Relation zu 1646 cm⁻¹ in älteren Harzen als eine Alterungserscheinung. Beim Kolumbianischen Kopal kann der Peak bei ca. 1450 aber auch wesentlich höher sein als der bei ca. 1650 cm⁻¹ und umgekehrt. Er kann sogar als Doppelpeak bei ca. 1447 und ca. 1480 cm⁻¹ ausgebildet sein, was einen Widerspruch zu den obigen Beobachtungen darstellt und in weiteren Messungen erkundet werden muß.

Der Baltische, Mexikanische und Dominikanische Bernstein zeigen zwei sehr ausgeprägte Peaks bei ca. 1645 cm⁻¹ und 1400 cm⁻¹ mit ähnlichen Intensitäten. Beim Dominikanischen Bernstein fällt bei beiden Peaks eine kleine Schulter auf, beim Mexikanischen Bernstein weist nur der Peak bei ca. 1400 cm⁻¹ eine schwache Schulter auf. Bei diesen drei Proben zeigt auch der Meßbereich zwischen 200 und 1400 cm⁻¹ einen sehr deutlichen Unterschied im "fingerprint" und läßt somit eine Unterscheidung zu. Das Ziel aller dieser Untersuchungen soll sein, eine Möglichkeit zu finden, die Erzeugerpflanzen der fossilen Harze mittels Raman-Spektroskopie zu identifizieren, sowie einen Alterungsprozess der Harze anhand der unterschiedlichen Spektren nachzuvollziehen, wie es teilweise schon von LANGENHEIM (1969, 1990), EDWARDS & FARWELL (1996) und EDWARDS & FALK (1997) vorgeschlagen wurde.

Danksagung: Die Autoren danken P. Knoll, Universität Graz, Institut für Experimentalphysik, für die Meßzeit und freundliche Hilfe am DILOR OMARS 89-Raman Spektrometer.

Literatur

- EDWARDS, H.G.M. & FALK, M. J. (1997): Fourier Transform Raman Spectroscopic Study of Ancient Resins: a Feasibility Study of Application to Archaeological Artefacts. - J. Raman Spectrosc., 28, 211-218.
- EDWARDS, H.G.M. & FARWELL, D.W. (1996): Fourier transform-Raman spectroscopy of amber. Spectrochim. Acta, Part A, 52, 1119-1125.
- GANZELEWSKI, M. (1996): Aussehen und Eigenschaften von Bernstein. In: Bernstein Tränen der Götter (Hrsg.: GANZELEWSKI, M. & SLOTTA, R.), Deutsches Bergbau-Museum, Bochum, 19-26.
- HEVERS, J. (1996): Gewinnung und Verarbeitung von Harz und Kopal. In: Bernstein Tränen der Götter (Hrsg.: GANZELEWSKI, M. & SLOTTA, R.), Deutsches Bergbau-Museum, Bochum, 65-76.
- KRUMBIEGEL, G. & KRUMBIEGEL, B. (1994): Bernstein Fossile Harze aus aller Welt. Fossilien, Sonderband 7, Goldschneck Verlag, Weinstadt.
- LANGENHEIM, J.H. (1969): Amber: A Botanical Inquiry. Science, 163, 1157-1169.
- LANGENHEIM, J.H. (1990): Plant Resins. American Scientist, 78, 16-24.

PACLT, J. (1953): A System of Caustolites. - Tschermaks Mineral. Petr. Mitt., 3(4), 332-347.

WINKLER, W., MUSSO, M. KIRCHNER, E.CH. & ASENBAUM, A. (1998): Raman spectroscopic studies of various fossil and recent resin samples. - XVIth International Conference on Raman Spectroscopy, Kapstadt, Südafrika. (in Druck)