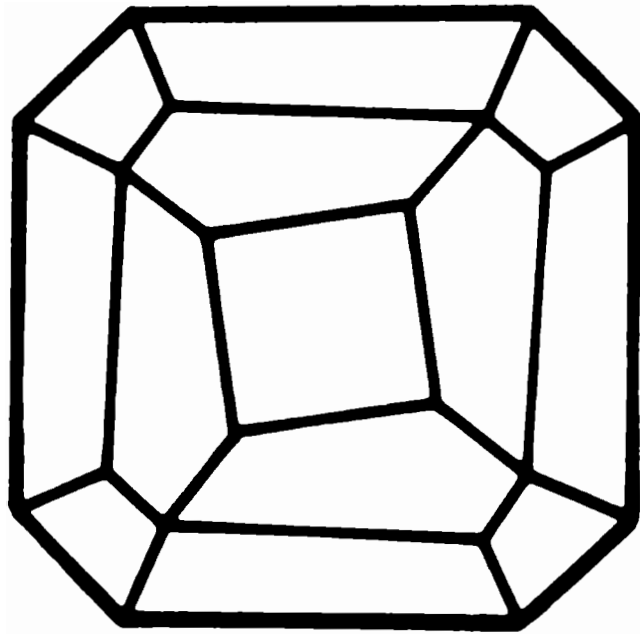


Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



Band 142

1997

Herausgegeben von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
für das Vereinsjahr 1996
Eigenverlag

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Band 142

1997

Vereinsjahr 1996

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

Impressum:

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

Redaktion:

Friedrich Koller, Institut für Petrologie, Universität Wien
Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien
Anton Beran, Institut für Mineralogie & Kristallographie, Universität Wien
Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien
Richard Tessadri, Institut für Mineralogie & Petrographie, Universität Innsbruck
Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Gestaltung und Layout:

F. Koller (Wien) & R.Tessadri, V.Mair, M.Tessadri-Wackerle (Innsbruck)

Für den Inhalt sind die Autoren selbst verantwortlich.

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

INHALT

4. Österreichisches Fluid Info Treffen, 23.–25. Oktober 1997 Institut für Mineralogie, Paris-Lodron-Universität Salzburg

Kaindl R., Abart R. & Hoinkes G.: Mikrothermometrie und Geobarometrie an einfach- und polymetamorphen Kristallingesteinen des ostalpinen Kristallins	S. 7
Knoll P., Pressl M. Abart R. & Kaindl R.A.: Quantitative Analysis of Fluid Inclusions with Raman Spectroscopy	S. 9
Koss S. & Götzinger M.A.: Einschlußuntersuchungen an Fluoriten des Weißbeks (Salzburg) und die Problematik von Spurenelementdaten bei einschlußreichen Mineralen	S. 11
Kozłowski A., Mikulski S.Z. & Metz P.: Fluid Inclusions in detritic Scheelite from lower Silesian Alluvia	S. 13
Kozłowski A., Mystkowska-Mazur M. & Metz P.: „Prenatal“ and „Posthumous“ Fluid Inclusions of Metasomatizing Solutions	S. 16
Rantitsch G.: Kohlenwasserstoffhaltige Flüssigkeitseinschlüsse im Drauzug (Ostalpen, Österreich) und ihre Bedeutung für die Genese der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg	S. 18
René M.: Fluid System of the Vřtkov II Uranium Deposit (Bor Pluton, Western Part of Bohemian Massif, Czech Republic)	S. 19

MinPet 96, 23. bis 28. September 1996, Schwaz/Tirol (Nachtrag)

Hochleitner R. & Fehr K.T.: Mineralien der Sabelliit - Theisit - Gruppe aus dem Bergbaurevier Schwaz-Brixlegg, Tirol, Österreich	S. 23
Koller F.: Die Ophiolite in den Ostalpen	S. 25

Originalarbeiten

Gregurek D. & Raith J.G.: Composition and spectral reflectance of Fahlores from Rampura Agucha, India and Klamm Alm, Austria	S. 31
--	-------

Vorträge

Kulke H.: Der Harz (Norddeutschland): Geologisch-lagerstättenkundlicher Überblick historischer Baumaterialien (Natursteine, Gipsmörtel, Schlackensteine, Blei)	S. 43
Morteani G. & Preinfalk C.: Geochemische Untersuchungen zum Differentiations- und Vererzungsgrad der Pegmatite in der östlichen Pegmatitprovinz von Brasilien: Das Beispiel des Pegmatitdistriktes von Araçuaí (Minas Gerais)	S. 85
Ridley J.: Syn-Metamorphic Gold Deposits in Amphibolite and Granulite Facies Rock	S. 101
Varela M.E.: Fluid and Melt Inclusions in Upper Mantle	S. 111

Diplomarbeiten und Dissertationen von österreichischen Universitäten (Auszüge)

Fimmel R.: Verwitterungsverhalten der alpinen Marmore von Laas und Sterzing	S. 121
Gregurek D.: Geothermobarometrische Untersuchungen an den Gesteinen der südlichen Koralpe	S. 123
Höller H.: The Rampura Agucha Zn-Pb-(Ag) deposit, Rajasthan, north-western India	S. 126
Maier A.: Schwermetallbindungsformen in Böden der Bergbaustandorte Walchen und Flatschach, Steiermark	S. 129
Aragaw T.A.: Petrology, geochemistry and geochronology of granitoids from the Axum Area (Northern Ethiopia)	S. 130

Nachruf Josef Ladurner 1908 – 1997	S. 131
------------------------------------	--------

Vereinsnachrichten	S. 135
--------------------	--------

Autorenhinweise	S. 141
-----------------	--------

**4. ÖSTERREICHISCHES FLUID INFO TREFFEN
23.–25. OKTOBER 1997
INSTITUT FÜR MINERALOGIE
PARIS-LODRON-UNIVERSITÄT SALZBURG**



**MIKROTHERMOMETRIE UND GEOBAROMETRIE AN EINFACH- UND
POLYMETAMORPHEN KRISTALLINGESTEINEN DES OSTALPINEN KRISTALLINS**

von

R. Kaindl, R. Abart & G. Hoinkes

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

Im Rahmen eines vom FWF geförderten Projektes (P11583 GEO) wird die Metamorphosegeschichte zweier lithologisch sehr ähnlicher Gebiete, nämlich des Schneeberger Zuges (SZ) im Westen und der Radentheiner Serie (RS) im Osten des Tauernfensters, betrachtet. Ziel der Untersuchungen ist, durch Kombination von Mikrothermometrie und Geothermobarometrie einen detaillierten P-T-Pfad zu bestimmen und daraus Rückschlüsse auf eine angenommene gemeinsame Genese beider Gebiete zu ziehen.

In beiden Arealen herrschen grobkörnige Granat-Glimmerschiefer, Amphibolite und Hornblende-Garbenschiefer mit teilweise sehr gut ausgebildeten Gleichgewichtstexturen vor. Flüssigkeitseinschlüsse sind in großer Zahl vor allem in Quarz, aber auch in den metamorphen Indexmineralen wie Granat und Kyanit zu finden. Einschlüsse in den beiden letztgenannten Mineralen werden aufgrund der größeren Beständigkeit gegenüber sekundären Alterationsprozessen als nahe am Metamorphosehöhepunkt gebildet angesehen.

Die Proben aus dem SZ stammen aus dem westlichsten Bereich, wo textuell eine Zweiphasigkeit des Granatwachstums erkennbar ist. Im Kernbereich von Granat treten spät-primäre, H₂O-NaCl-Einschlüsse auf, die sich durch hohe Homogenisationstemperaturen (L+V(L = 325°–372°C) und damit niedrige Dichten (0.6–0.7 g/cm³) auszeichnen. Sekundäre CO₂-CH₄-N₂ Einschlüsse (X_{CH₄} = 0.03, X_{CO₂} = 0.02) und NaCl-reiche wäßrige Einschlüsse, beide in Quarz, können der alpidischen Abkühlung zugerechnet werden.

In der Radentheiner Serie zeigen primäre H₂O-CO₂-NaCl-Einschlüsse in Kyanit und Granat ein X_{CO₂} von 0.4 am Metamorphosehöhepunkt an. CO₂-Schmelztemperaturen (S+L+V(L+V) von -57.2° bis -58.8°C weisen auf eine Verdünnung der CO₂-Phase mit CH₄ oder N₂.

Ein extrem niedrig dichter, CH₄-reicher, primärer Einschluß in Granat homogenisiert (L+V(L) bei ca. -160°C und zeigt das Vorhandensein einer CH₄/N₂-Phase während des Granatwachstums. Primäre Einschlüsse derselben Zusammensetzung finden sich auch in der umgebenden Quarzmatrix.

Thermobarometrie an Metapeliten und Paragonit-Hornblende-Schiefern des SZ liefern 550°-600°C und 8-10 kbar als Gleichgewichtsbedingungen bei der alpidischen Metamorphose (KONZETT & HOINKES, 1996). Das steht im Gegensatz zu den geringen Dichten und damit sehr flachen Isochoren der Einschlüsse in den Granatkernen. Diese Einschlüsse deuten auf ein Wachstum der Kerne bei sehr geringem Druck (1-2.5 kbar), möglicherweise bei einer seit kurzem diskutierten permischen, temperaturbetonten Metamorphose (SCHUSTER & THÖNI, 1996).

Ältere geothermobarometrische Daten der RS (SCHIMANA, 1986) liegen zwischen 550°-650°C und 5.5 - 8 kbar für den Höhepunkt der alpidischen Metamorphose. Die primären H₂O-CO₂-NaCl- und CH₄-reichen Einschlüsse in Kyanit und Granat liefern konsistente Drucke zwischen 6.7 und 8.5 kbar für den Temperaturhöhepunkt der alpidischen Metamorphose.

Die Frage einer eventuellen gemeinsamen Genese von SZ und RS kann durch Informationen aus Flüssigkeitseinschlüssen allein noch nicht beantwortet werden. Vergleicht man die Zusammensetzung der fluiden Phase beider Areale, zeigen sich doch erhebliche Unterschiede; die Dichte des Fluides ist dagegen in SZ und RS relativ gering. Ramanspektroskopie der Flüssigkeitseinschlüsse gekoppelt mit modernen thermobarometrischen Untersuchungen soll in weiterer Folge zur Klärung der noch offenen Fragen zu Fluidregime und Genese von SZ und RS beitragen.

Literatur

- KONZETT, J. & HOINKES, G. (1996): Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy. - *J. Met. Geol.*, 14, 85-101.
- SCHIMANA, R. (1986): Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebiet/Kärnten). - Ph.D.thesis, Universität Wien, 172 p.
- SCHUSTER, R & THÖNI, M. (1996): Permian garnets: indication for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. - *Mitt. Öst. Min. Ges.*, 141, 219-221.

QUANTITATIVE ANALYSIS OF FLUID INCLUSIONS WITH RAMAN SPECTROSCOPY

by

P. Knoll¹, M. Pressl¹, R. Abart² & R.A. Kaindl²

¹Institute of Experimental Physics, Karl-Franzens University
Universitätsplatz 5, A-8010 Graz, Austria

²Institute of Mineralogy-Crystallography and Petrology, Karl-Franzens University
Universitätsplatz 2, A-8010 Graz, Austria

Raman spectroscopy is the inelastic scattering of photons and can be taken as a fingerprint of molecules. Within a linear approximation the relative concentration $x = n_a/(n_a+n_b)$ of two Raman active species, a and b, in the same phase of a fluid inclusion may be obtained from measurements of the corresponding peak areas, A_a and A_b , of the Raman bands (PLACZEK 1934).

However, inclusions in minerals are known over a wide density range (0.003 to 0.025 mole/cm³) and even pure gases of one component are reported to show nonlinear Raman response with density (SEITZ 1996, WANG 1973). In order to compensate for such effects sophisticated calibration methods have been used which base on a direct comparison of an artificial mixture of the same components at a density comparable with the individual inclusion (SEITZ 1996; KERKHOF 1993). Such methods are demanding with regard to the preparation of mixtures at several densities and restrict the standard application of a quantitative micro-Raman analysis. Furthermore, it is impossible to produce all the artificial mixtures at exact the same conditions as found in natural inclusions; this causes a remaining systematic error.

We developed an algorithm that accounts for nonlinear Raman behavior within a consistent framework using only the measured Raman efficiency $S_a(\omega_a)$, the differential Raman scattering cross section of a molecule $\sigma_a(\omega_a)$, and the number of molecules per volume n_a . Values of the differential Raman scattering cross sections for the Q branch of N₂ and CH₄ at standard conditions (760 Torr, 298 K, 514.5 nm laser excitation) are:

$$\sigma_{N_2}(2331\text{cm}^{-1}) = 43 \times 10^{-32}\text{cm}^2\text{sr}^{-1},$$

$$\sigma_{CH_4}(2917\text{cm}^{-1}) = 3.2 \times 10^{-30}\text{cm}^2\text{sr}^{-1} \text{ (SCHRÖTTER 1979)}.$$

In a real experiment we do not see a single molecule but a certain volume with a large number of particles. As long as there is no interaction between the molecules the Raman efficiency (units of cm⁻¹sr⁻¹) increases linearly with the molecule density $S_a(\omega_a) = n_a\sigma_a(\omega_a)$. However, molecule-molecule interactions will disturb this simple behavior and we may write instead a power series in n_a, n_b, n_c, \dots . It is still a straight forward calculation by using an iterative algorithm to obtain the concentrations $n_{a,b,c,\dots}$ of the individual species as long as the absolute Raman efficiencies S_a are known. The coefficients of the polynomial in n_a, n_b have to be determined from an artificial gas mixture. The experimental values of the absolute Raman efficiencies $S_a(\omega_a)$ of a Raman band (ω_a) generally can be obtained by proper correcting the Raman spectrum (PRESSL 1996).

In geological and mineralogical sciences absolute Raman efficiencies can not be obtained as a standard procedure, even if one considers the complicated surrounding conditions (geometrical shape, refractive index, etc.) of fluid inclusions. Therefore, we have to consider that only relative efficiencies are known. This fact does not matter in the relative concentration $x = n_a / (n_a + n_b)$; but, the nonlinear Raman response is a function of the absolute particle concentrations. Additional information as e.g. Raman frequency shifts, line shapes, etc. is required in order to solve the nonlinear problem. However, a rather simple algorithm can be achieved if we consider the homogenization temperature T_h (observed in micro-thermometry) which relates the relative composition x to the total density ρ . For the binary subsystem the relations of the total density with relative composition for several homogenization temperatures $d(x, T_h)$ can be obtained from the thermodynamic properties.

Our proposed algorithm for nonlinear Raman response works as follows: First the relative compositions x_i are determined by Raman analysis with a first guess of the absolute concentrations n_i of the inclusion. (It is assumed that the Raman investigations are performed at a temperature above the homogenization temperature with the same density of the inclusion as at T_h . For most cases this will be true for room-temperature Raman analyses.) Secondly, the homogenization temperature is determined by micro-thermometric measurements. With the help of the relations $d(x_i, T_h)$ for the specific binary subsystems the density ρ of the inclusion is determined. Then the absolute concentrations $n_i = \rho x_i$ are obtained and enter into the next iteration step for the Raman analysis.

The relevant question for the application of this method on geological problems is how the accuracy can be improved. In order to estimate the error of the Raman analysis we consider the N_2 - CH_4 subsystem and take the nonlinear Raman response as obtained by SEITZ (1996) and WANG (1973). As long as the density of the inclusion is lower than around 0.005 mole/cm^3 the linear approximation will work with an error less than 20% and slightly better than our proposed nonlinear method. At higher densities the error of the linear interpretation raises significantly and is far above 100% at 0.02 mole/cm^3 . For this high density inclusion the error of our nonlinear method is down at 7% which is the statistical limit for an estimated Raman accuracy of 10%.

This work has been supported by the FWF project P11 583.

References

- KERKHOF, A.M.V.D. & KISCH, H.J. (1993): CH_4 -rich inclusions from quartz veins in the Valley-and-Ridge province and the anthracite fields of the Pennsylvania Appalachians - Reply. - *Amer. Min.*, 78, 220-224.
- PLACZEK, G. (1934): Rayleigh-Streuung und Ramaneffekt. - In: Marx, E. (eds), *Handbuch der Radiologie*, Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft, p. 205-374.
- PRESSL, M., MAYER, M., KNOLL, P., LO, S. HOHENESTER, U. & HOLZINGER-SCHWEIGER, E (1996): Magnetic Raman Scattering in Undoped and Doped Antiferromagnets. - *J. Raman Spec.*, 27, 343-349.
- SCHRÖTTER, H.W. & KLÖCKNER, H.W. (1979): Raman Scattering Cross-Sections in Gases and Liquids. - In: Weber, A. (eds), *Raman Spectroscopy of Gases and Liquids*, p. 123-166.
- SEITZ, J.C., PASTERIS, J.D. & CHOU, I.M. (1996): Raman spectroscopic characterization of gas mixtures. 2. Quantitative composition and pressure determination of the CO_2 - CH_4 system. - *Am. J. Sci.*, 296, 577-600.
- WANG, C.H. & WRIGHT, R.B. (1973): Effect of density on the Raman scattering of molecular fluids. I. A detailed study of the scattering polarization, intensity, frequency shift and spectral shape of gaseous N_2 . - *J. Chem. Phys.*, 59, 1706-1712.

**EINSCHLUSSUNTERSUCHUNGEN AN FLUORITEN DES WEISSECKS (SALZBURG)
UND DIE PROBLEMATIK VON SPURENELEMENTDATEN BEI
EINSCHLUSSREICHEN MINERALEN**

von

Stefan Koss & Michael A. Götzing

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

Die Fluoritvorkommen des Weißbeck-Riedingsee-Gebietes zählen in ihrer Farb- und Formenpracht wohl zu den ansprechendsten Österreichs. Um die Entstehung dieser und auch anderer Fluoritvorkommen (Vorderkrimml, Gnadenalm) in Karbonatgesteinen der unterostalpinen Radstädter Serie zu klären, wurden umfangreiche Spurenelementanalysen mittels INAA und ICP-MS durchgeführt und intensive Einschlußforschung betrieben (vgl. KOSS & GÖTZINGER 1996). Hierfür bietet sich die Methodenkombination Infrarot-Spektroskopie - Heiz-/Kühltisch-Methodik - REM mit EDX neben der Dünnschliffmikroskopie besonders an (GÖTZINGER 1990; GÖTZINGER 1994).

Es wurden ca. 140 IR-Spektren von Fluoriten vom Weißbeck, bzw. Riedingsee aufgenommen, wobei der Wellenzahlenbereich von 1100 bis 4500 cm^{-1} von Interesse ist, denn bei geringeren Wellenzahlen überlagern die Gitterschwingungen des Fluorits alle anderen charakteristischen Schwingungen. Die IR-Spektroskopie gibt u.a. Auskunft über den Wasserreichtum der Probe, wobei im Falle des Fluorits die Intensitäten der auftretenden Banden bei 1650 und 3400 cm^{-1} direkt mit Fluid Inclusions (FI) korreliert werden können. Bei Fluoriten, die reich an FI sind, müssen die Daten bestimmter Spurenelemente besonders kritisch betrachtet werden. Die Interpretation der Seltenerd-Element (SEE) -Daten sollte darunter nicht leiden, da bei den geringen Gehalten der Fluorite vom Weißbeck an SEE (La < 3ppm, Lu < 300 ppb) analytische Fehler wohl schon stärkere Auswirkungen haben.

Bei Fluoriten anderer Lokalitäten wurden im Zuge unserer Arbeiten oft Einschlüsse fester Mineralphasen gefunden, die enorme Verfälschungen der Spurenelementdaten zur Folge hatten. Bei sehr SEE-reichen Fluoriten von Spitzkopje wurden mittels REM-EDX silikatische SEE-U-Th-Mineralphasen im Fluorit entdeckt (Diplomarbeit KOSS, 1995). Die Methodenkombination IR - Heiz-/Kühltisch - REM-EDX ermöglicht auch die chemische Charakterisierung von Einschluß-Residuat und Festphasen und ist somit zur Abschätzung der Zuverlässigkeit der Spurenelementdaten ebenfalls geeignet.

Die Fluorite vom Weißbeck haben zweiphasige FI, von denen folgende Homogenisierungstemperaturen (T_H) und Schmelzpunkte (T_M) gemessen wurden (primäre FI):

Farblose Fluorite: T_H 145 bis 166°C, T_M von -3,8 bis -1,6°C

violette Fluorite: T_H 159 bis 166°C, T_M von -6,1 bis -1,6°C

blaue Fluorite: T_H 161 bis 183°C, T_M von -6,5 bis -2,5°C

Es sind Bildungstemperaturen von ca. 190°C und Salinitäten von 6 bis 9 Gew.% $\text{NaCl}_{\text{equiv}}$ bestimmt worden. Die geringen Salinitäten wurden schon durch die IR-Spektroskopie erkannt, da bei fast allen gemessenen Fluoriten das Absorptionsmaximum des molekularen Wassers genau bei 3400 cm^{-1} lag. Die Position dieser Bande gibt Hinweise auf die Salinitäten der eingebauten Lösungen. Nur bei manchen Proben lag das Banden-Maximum bei etwa 3370 cm^{-1} , wodurch angezeigt ist, daß (hydro)karbonatische Lösungen als FI vorliegen können. Dies ist konform mit der Tatsache, daß viele der Weißbeck-Fluorite auch feste Karbonat-Phasen eingeschlossen haben. Häufig treten weite, manchmal strukturierte Banden im Bereich 1420–1490 cm^{-1} auf, die eindeutig Karbonat-Schwingungen zuzuordnen sind. Dünnschliffuntersuchungen ergaben, daß die Fluorite vom Weißbeck Calcit- und auch Dolomiteinschlüsse aufweisen; ein Umstand, der genetische Aussagen ermöglicht (vgl. Dissertation KOSS, in Arbeit). Es liegt auf der Hand, daß solche Karbonat-Einschlüsse die ICP-MS- und auch INAA-Daten massiv beeinträchtigen können, und daß die Verfälschung durch FI diesbezüglich ein geringeres Problem darstellt, besonders da der Reichtum an FI durch IR-Spektroskopie abschätzbar ist.

Im Falle der Untersuchung der Weißbeck-Riedingsee-Fluorite werden diese Karbonat-Einschlüsse für genetische Interpretationen herangezogen. Analysen der karbonatischen Nebengesteine und weitere geochemische und mineralogische Untersuchungen geben Hinweise auf einen direkten Zusammenhang von karbonatischem Nebengestein und Fluorit-Mineralisationen. Als Ca-Quelle wird das Karbonat selbst in Betracht gezogen, wodurch die SEE-Verteilungen der Fluorite in Abhängigkeit von denen der Nebengesteine zu betrachten sind und von ihnen abgeleitet werden. Der Einbau des Umgebungsgesteines verfälscht die SEE-Daten der Fluorite somit nicht in einem solchen Maße, wie dies prinzipiell zu befürchten wäre. Die Alteration des karbonatischen Nebengesteines und damit die Fluorit-Bildung wird auf F-reiche Lösungen zurückgeführt, deren Ursprung beispielsweise in der Diaphthoritzzone des direkt unter den Karbonaten liegenden Twenger Kristallins zu vermuten ist. Es gibt Hinweise auf F-Mobilisation durch retrograde Metamorphose von Muskovit zu Chlorit (Thematik der Dissertation KOSS, Universität Wien).

Literatur

GÖTZINGER, M.A. (1990): N.Jb.Miner., Mh., S.1–12

GÖTZINGER, M.A. (1994): Mitt.Österr.Min.Ges. 139, S.159–168

KOSS, St. & GÖTZINGER, M.A. (1996): Mitt.Österr.Min.Ges. 141, S.128–129

KOSS, St. (1995): Diplomarbeit Universität Wien, Formal-und Naturwissenschaftliche Fakultät, 170 Seiten

FLUID INCLUSIONS IN DETRITIC SCHEELITE FROM LOWER SILESIAN ALLUVIA

by

A. Kozłowski¹, S.Z. Mikulski² & P. Metz³

¹Institute of Geochemistry, Mineralogy & Petrography, Faculty of Geology
Warsaw University, al. Zwirki i Wigury 93, PL 02-089 Warszawa, Poland

²Polish Geological Survey, 00-975 Warsaw, Rakowiecka 4, Poland

³Hinsiekweg 11a, D-31061 Alfeld/Leine, Germany

The studied area is situated in the northern margin of the Bohemian Massif in Central Sudetes and represents the eastern part of the European Variscan Belt. A recent exploration program carried out by Polish Geological Survey showed that scheelite prospects occur in several areas of Sudetes (MIKULSKI, 1997a). For location of primary scheelite, in addition to the ultraviolet (UV) luminescence observations, the detailed heavy minerals sampling of gravel sediment and thermobarometric studies were also made.

The considered area is built of the Variscan Klodzko-Złoty Stok Massif (KZM) and its eastern metamorphic cover, which belongs to Orlicko-Snieżnickie Crystallinum (OSC). The OSC unit is composed of Proterozoic and Lower Paleozoic metasedimentary rocks intercalated with variable amounts of metavolcanites affected by Cadomian and Hercynian metamorphism. Typical profile includes: mica schists, plagioclase paragneisses with intercalations of marbles, amphibolites, quartzites, graphitic schists and migmatitic gneisses with eclogite pods and orthogneisses as well. This metamorphic complex is intruded by small body of syntectonic Jawornik granitoids (JM) which is about 35 Ma older than KZM (using K-Ar dating - 298 Ma; DEPCIUCH, 1972). The KZM is built of metaluminous calc-alkaline rocks of calc-alkaline association with common mafic enclaves (WIERZCHOŁOWSKI, 1976). This intrusion, just recently is interpreted as „Andean-type“ plutonism within European Hercynides (LORENC, 1994). The roof of the KZM is covered by patchy distributed relicts of sedimentary cover, now represented by hornfelses and amphibolites. Metallogenic processes are developed along eastern and southeastern border of KZM especially strong in the „Złoty Stok“ As-Au deposit. In the vicinities of Droszków primary scheelite (+ gold) mineralization of contact-metasomatic and stockwork types were found (MIKULSKI, 1997b).

In the Klodzko region over 250 panned concentrates were collected from the tributary streams of the Biała Ladecka River (Fig. 1). In the field, a total of 201 samples of sand and gravel was collected, each from surface of about 1 m² and down to 0,5 m deep of the active channel. Sampling was systematically performed every 250 m along the courses and at the confluence sites. The sediment was sieved (2 mm sieve) and the undersize concentrated using a Siberian pan.

For the detailed mineralometric analysis heavy-minerals concentrate was split into six fractions: > 1, 1-0.8, 0.8-0.6, 0.6-0.4, 0.4-0.2, < 0.2 mm). The representative scheelite grains from each of 5 areas (Jaszkowa, Droszków, Orlowiec, Trzebieszowice and Lutynia) were used to determine the type of scheelite mineralization and compared with primary source mineralization.

Fluid inclusions were investigated in scheelite grains both from the *in situ* mineralization and in detritic samples. Inclusions were small, usually not exceeding 10 μm in length. In all samples only primary inclusions were considered for this study. They were frequently euhedral (negative crystals), what, when inclusions were isometric, caused serious problems during the investigations, because they were almost completely opaque due to complete internal reflection of light. Thus the study is based mostly on the inclusions of tabular habit. The routine heating and freezing methods for inclusion studies were applied. Both from massive and from grain samples double-polished preparations were prepared.

The scheelite grains contained aqueous solution inclusions as well as apparently pure carbon dioxide and mixed carbon dioxide-aqueous inclusions. This allowed to determine not only homogenization temperatures of the inclusions (250-300°C), but also pressures (0.8-0.9 kbar) and crystallization temperatures (330-370°C) for the *in situ* samples. Similar data were obtained for the detritic scheelite: homogenization temperatures 260-350°C, pressures 0.8-1.1 kbar and crystallization temperatures 350-460°C. Total salt concentrations in inclusion solutions ranged from 2 to 7 wt. %. The fluid inclusion data from the detritic scheelite split in two groups: those similar to the *in situ* scheelite and other differing distinctly. This made possible to indicate the parent areas for some alluvial scheelite accumulations.

Note: this study was financed by Polish Geological Institute and by the grant BSt. 563/4 of the Warsaw University.

References

- DEPCIUCH, T. (1972): Absolute age of (K-Ar) granitoids from the Klodzko-Zloty Stok area and the Niemcza zone, Geol. Quart., 16, no. 1, p. 103-111.
- LORENC, M. (1996): Role of basic magmas in the granitoid evolution (a comparative study of some Hercynian massifs), Geol. Sudetica, vol. 28, no. 1, p. 3-130.
- MIKULSKI, S.Z. (1997a): The tungsten mineralization in Sudetes (Poland), Unpublished report for Polish Geological Survey, 186 p.
- MIKULSKI, S. Z. (1997b): The scheelite and gold mineralization in the metamorphic covers of the Klodzko-Zloty Stok massif (Sudetes, Poland), Unpublished Ph.D. thesis, Warsaw, Polish Geological Survey, 221 p.
- WIERZCHOLOWSKI, B. (1976): Granitoids of the Klodzko-Zloty Stok massif and their contact influence on the country rocks (petrographic characteristics), Geol. Sudetica, vol. 11, no. 2, p. 7-144.

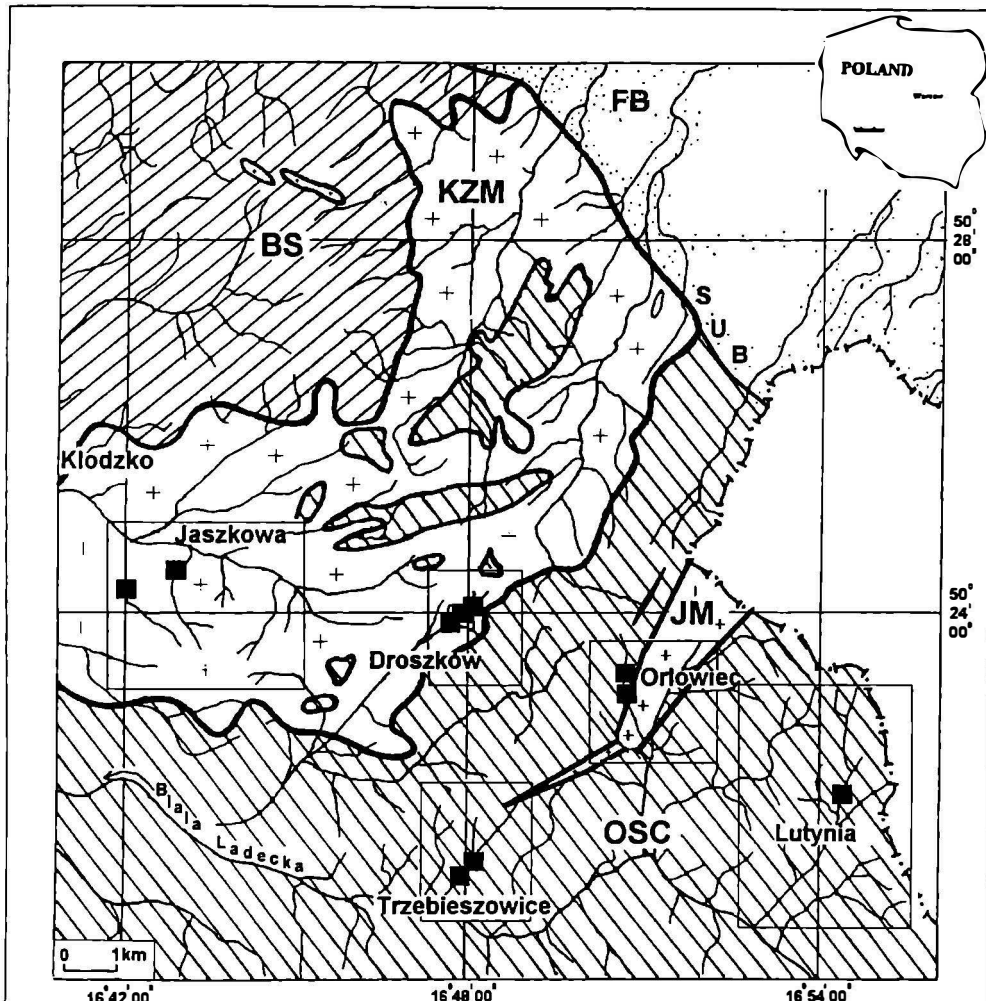



Fig. 1. Geological sketch of the study area with location of scheelite sample

- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Quaternary and Tertiary sediments of the Fore-Sudetic Block (FB) |  | Area of detailed panned concentrate probing |
|  | KZM - Kłodzko - Złoty Stok Massif | SUB | Sudetic Marginal Fault |
|  | JM - Jawornik Massif |  | scheelite sample used for thermobarometric studies |
|  | BS - Bardo Structure |  | stream or river |
|  | OSC - Orlicko-Snieżnickie Crystallinum |  | country border |

„PRENATAL“ AND „POSTHUMOUS“ FLUID INCLUSIONS OF METASOMATIZING SOLUTIONS

by

A. Kozłowski¹, M. Mystowska-Mazur¹ & P. Metz³

¹Institute of Geochemistry, Mineralogy & Petrography, Faculty of Geology
Warsaw University, al. Zwirki i Wigury 93, PL 02-089 Warszawa, Poland

²Hinsiekweg 1 la, D-31061 Alfeld/Leine, Germany

Metasomatic phenomena affect minerals, causing their partial or complete alteration or removal. On the other hand, some types of metasomatizing fluids remain certain minerals, e.g. quartz, partly or completely unaffected. Fluid inclusions offer a chance to investigate metasomatizing fluids from the very early stages of the process to its last signs. The recent study was performed in the Izera area.

Gneissic-schistose complex of the Izera area in Lower Silesia hosts metasomatic rocks of the origin, usually bound to the neighbouring Karkonosze granitoid of Variscan age (KARWOWSKI, 1977; KOZŁOWSKI 1978). The metasomatites comprise albitites and greisens. Moreover, small patches of so-called tourmaline- and fluorite quartzites associate with the above listed metasomatites. The „quartzites“ formed from fine-grained gneiss („leptinite“) by dissolution of all components but quartz from the parent rock. Presently the quartz grains „float“ in tourmaline or fluorite cement, which replaced the removed rock components. „Fluorite quartzite“ was cut by at least two generations of fluorite veinlets c. 1 - 5 mm thick.

Metasomatizing solutions were investigated by means of fluid inclusion methods (heating and freezing) in the minerals of the albitite, greisens and in the „fluorite quartzite“ cement. Fluorite bears three kinds of primary fluid inclusions: 1) two-phase aqueous, 2) two-phase carbon dioxide, 3) three-phase aqueous solution + carbon dioxide + gas bubble. The fluorite „cement“ contains type (1) inclusions that homogenized in liquid phase at 306 - 211°C, the filling is a solution of 4.1 - 9.9 wt.% NaCl, 0.0 - 3.5 wt.% KCl and 0.0 - 3.8 wt.% CaCl₂; type (2) inclusions in the „cement“ homogenized in gas phase at 30.8 - 31.0°C. Type (1) inclusions in the earlier veinlets yielded homogenization temperatures (T_h) 232 - 178°C and in the later ones -183 - 132°C, the solution compositions (in wt.%) 9.9 - 5.4 NaCl, 3.9 - 2.0 CaCl₂ and 5.7 - 3.9 NaCl, 0.0 CaCl₂, respectively; KCl was not found, T_h of the type (2) inclusions were in the veinlets 30.9 - 30.0°C in gas phase. The type (3) inclusions were either of heterogeneous or homogeneous trapping and they yielded data consistent with the data obtained from the first two types. Quartz grains bear secondary inclusions typical of fluorite, but also high-temperature inclusions (T_h 380 - 370°C, filling of essentially sodium chloride solution) that are characteristic for albitite minerals. Thus, „fluorite quartzite“ passed the stage of albitization before metasomatic removal of feldspars by the parent solutions of fluorite. The latter inclusions are the only „posthumous“ signs of this process. Respectively, similar set of inclusions was found in some „tourmaline quartzites“.

Gneiss quartz in the zones surrounding albitites bears inclusions of T_h 380 - 360°C, filled with sodic solution, thus typical of albitization, although any albitization was not observed in these zones. These are the remnants of the first infiltration stage of the metasomatizing solutions ("pre-natal") that did not cause changes of the mineral compositions yet.

Note: this study was in part supported by the grant KBN 606/P04/95/08, Poland as well as by the grant BW 1384/33 from the Warsaw University.

References

- KARWOWSKI, L. (1977): Arch. Mineralogiczne 33, 83-148
KOZLOWSKI, A. (1978): Acta Geol. Polon. 28, 171-222

**KOHLENWASSERSTOFFHÄLTIGE FLÜSSIGKEITSEINSCHLÜSSE IM DRAUZUG
(OSTALPEN, ÖSTERREICH) UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DIE GENESE DER
PB-ZN-LAGERSTÄTTE BLEIBERG**

von

Gerd Rantitsch

Institut für Geowissenschaften, Abteilung für Mineralogie & Petrologie
Montanuniversität Leoben, Peter-Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben, Österreich

Kohlenwasserstoffhaltige Flüssigkeitseinschlüsse, die in authigenen Quarzen im Hauptdolomit des Drauzuges eingeschlossen sind, wurden durch fluoreszenzmikroskopische und gaschromatographische Methoden als niedrigmolekulares Gaskondensat charakterisiert.

Durch mikrothermometrische Untersuchungen konnten deren Bildungsbedingungen mit 130° bis 180°C bei einem Druck von 35 bis 70 Mpa abgeschätzt werden.

In Erzmineralen (Sphalerit und Bleiglanz) der Pb/Zn-Vererzungen des Drauzuges konnten erstmals Kohlenwasserstoffphasen gaschromatographisch nachgewiesen werden. Deren chemische Zusammensetzung entspricht dem Chemismus der in den Quarzkristallen eingeschlossenen Fluids. Variable Methangehalte in den Einschlüssen werden durch lokale Variationen in der thermischen Überprägung erklärt. Daher wird für beide Fluidpopulationen eine gemeinsame Herkunft angenommen.

Die ermittelten Bildungstemperaturen sind höher als die durch ein thermisches Beckenmodell abgeschätzten maximalen Formationstemperaturen. Daher muß ein mittelmittelkretazisches bis tertiäres hyperthermisches Fluidereignis angenommen werden.

Es wird vermutet, daß die Kohlenwasserstoffphasen für die spätdiagenetischen Vererzungen des Drauzuges als Reduktionsmittel für eine thermochemische Sulfatreduktion wirkten.

**FLUID SYSTEM OF THE VITKOV II URANIUM DEPOSIT
(BOR PLUTON, WESTERN PART OF BOHEMIAN MASSIF, CZECH REPUBLIC)**

by

Milos René

Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of Czech Republic
V Holešovičkách 41, 182 09 Prague 8, Czech Republic

The Bor pluton forms part of Variscan granitoid magmatism of the Moldanubian zone of the Bohemian Massif. It forms a N - S elongated body that was emplaced along the western Bohemian shear zone during the Lower Carboniferous. The predominating rock type is porphyritic, medium- to coarse-grained biotite monzogranites. Younger, NW-SE trending faults divide the Bor pluton into three structural blocks. Uranium deposits of zoned or metasomatic type are developed along its western, mostly tectonic, contact with the Moldanubian metamorphics. The Vítkov II deposit is the representative of the metasomatic type associated with hydrothermally altered monzogranites (episyenites).

The Vítkov II deposit is situated in the central structural block. It comprises mostly metasomatic ore bodies lying between two N - S striking shear zones. Majority of the ore bodies occur in the vicinity of the zone 0-30, situated in the east, which strikes NNE - SSW and dips at 75° towards WNW. Its thickness varies from several centimetres to 7 m. The shear zone is infilled by strongly crushed and altered magmatites (monzogranites, lamprophyres), by quartz, carbonates, clay minerals and hematite. Four vein systems crosscut the deposit and are infilled by aplites, biotite or biotite-muscovite granites and lamprophyres. The steep, east dipping dykes of medium-grained, at places finely porphyritic, granites are oldest, the two aplite vein systems are younger and the youngest system comprises two lamprophyre veins filling above all the 0-30 structure. All the vein systems strike N - S and except for the lamprophyre veins, they dip east.

All the ore bodies are formed by finely disseminated uranium minerals in intensely hydrothermally altered monzogranites. Coffinite accompanied by uraninite predominates among the primary uranium minerals. Age of the oldest uranium mineralization is 230 - 290 million years. Total quantity of uranium ores at the Vítkov II deposit has been estimated to be 4500 t of uranium, at an average content of 0.15 - 0.30% U in the ore (PLUSKAL 1992). Development of the deposit with depth was verified to levels of c. 1500 m.

Hydrothermal alterations of the granites started with removal of the original magmatic quartz and with the transformation of biotite into chlorite I. The oldest ore bearing phase was marked by an intense influx of Mg, Fe and Na-rich fluids and by the genesis of chlorite II, hematite and by a large-scale albitization of the original feldspars (orthoclase and plagioclase).

According to the geothermometer of WALSHE (1986), the temperature of genesis of chlorite I was estimated at 190 - 240°C, that of chlorite II at 220 - 260°C, assuming a pressure of 1 kbar.

The accompanying sericitization led to the development of secondary muscovite or phengite. Thicker parts of the shear zone 0-30 show a characteristic zoning of the hydrothermal alterations. The external belt comprises the chlorite - muscovite and chlorite - muscovite - zeolite zones, the middle belt comprises the chlorite - muscovite - albite zone and the internal belt is formed by the chlorite - quartz - leucoxene and by the chlorite zones. The authigenic quartz II is cogenetic with chlorite II, and veinlets of quartz III developed during younger mineralization stages. The en masse development of carbonatization and of vein-type carbonates (calcite, less frequently dolomite) along with argillization, is characteristic for younger mineralization phases which yielded U-Pb dates of 120 - 190 Ma and 59 - 88 Ma (ORDYNEC et al. 1987). The argillites are dominated by montmorillonite and contain lesser amounts of kaolinite and illite (BAREŠ & FIALA 1979).

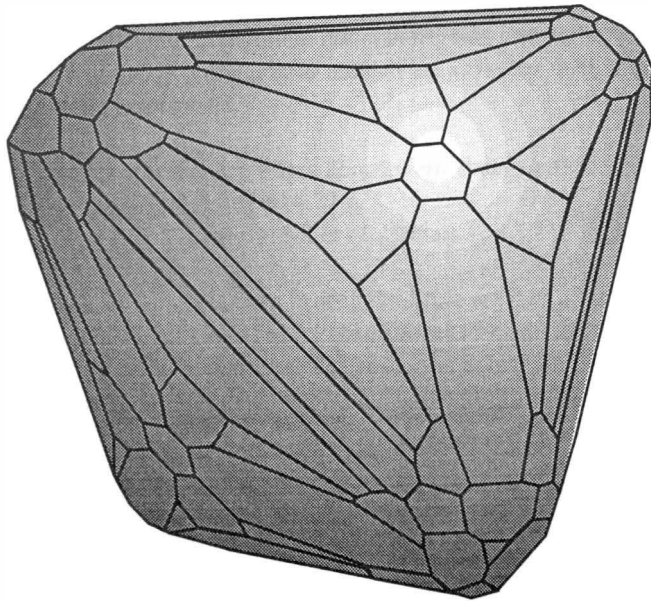
Measurement of decrepitation of quartz II by the low frequency acoustic emission method yielded values between 250 and 500°C, the most frequent value being 420°C. Homogenisation temperatures of quartz III (TOPP 1993) give values of 66 - 210°C. Higher content of salts (21 - 28 weight % NaCl - CaCl₂ equivalent) are characteristic for these inclusions. The f_{O_2} value is controlled by the magnetite-hematite buffer and according to the composition of chlorite, it corresponds to -33 to -39 log f_{O_2} . The transfer of uranium took place in HPO₄⁻² rich solutions in the pre-ore and in the ore bearing phases, the post-ore stages were dominated by a greater role of CO₃⁻² rich solutions.

Occurrence of fossil solutions belonging to the system of deep, slow fluid circulation has been identified at the Vřtkov II deposit in the course of exploration drilling (MARKOVIČ 1977). These considerably mineralized saline fluids of Ca-Na-Cl-SO₄ type have been found in underground boreholes reaching down to depths of 1300 - 1400 m below today's surface. The saline fluids correspond in their composition both to the fluids found in the KTB-VB1 borehole at a depth of 3500 - 4000 m (FRITZ et al. 1991) and to the fluids occurring in the inclusions of uranium deposits of the western part of the Bohemian Massif (GERLER 1990).

Literature

- BAREŠ, M. & FIALA, V. (1982): Clay minerals of hydrothermally altered granite of the Bor Massif. - 8th Conf. Clay Miner. Petrol., 283-288.
- FRITZ, P. et al. (1991): Saline fluids in the KTB pilot borehole. - *Scient. Drilling*, 2, 231-243.
- GERLER, J. (1990): Geochemische Untersuchungen an hydrothermalen, metamorphen, granitischen und pegmatitischen Quarzen und deren Flüssigkeitseinschlüssen. - Diss. Univ. Göttingen, 1-169.
- MARKOVIČ, M. (1977): Contribution to the question of the genesis of waters of deposit Vitkov II. - MS, Faculty of Science, 1-38. (In Czech)
- ORDYNEC, G. E. et al. (1987): Alters of the uranium mineralization of deposits at the West-Bohemian ore district. - *Geol. Hydrometalurg. Uranu*, 11, 23-64. (In Czech)
- PLUSKAL, O. (1992): Czechoslovakian uranium. - *Uhlř Rudy*, 40, 259-267. (In Czech)
- TOPP, J. (1993): Flüssigkeitseinschluss-Untersuchungen am Bohrkernmaterial der KTB bis 4000 Meter. - *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 61, 1-58.
- WALSHE, J.L. (1986): A six-component chlorite solid solutions model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. - *Econ. Geol.*, 81, 681-703.

MINPET 96
23. BIS 28. SEPTEMBER 1996
SCHWAZ/TIROL
NACHTRAG



**MINERALIEN DER SABELLIIT - THEISIT - GRUPPE AUS DEM BERGBAUREVIER
SCHWAZ-BRIXLEGG, TIROL, ÖSTERREICH**

von

R. Hochleitner¹ & K.T. Fehr²

¹ Mineralogische Staatssammlung München
Theresienstraße 41, D-80333 München, Deutschland

² Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie, Universität München,
Theresienstraße 41, D-80333 München, Deutschland

Im Rahmen der Untersuchung von Sekundärmineralien aus dem Bergbaurevier Schwaz–Brixlegg, die im Laufe der letzten 150 Jahre in die Mineralogische Staatssammlung gelangt sind, wurden auf einer als Malachit bezeichneten Stufe vom Großkogel bei Brixlegg Mineralphasen nachgewiesen, die ein Röntgendiagramm lieferten, das sich trigonal indizieren ließ und das dem von Theisit, $(\text{Cu,Zn})_{10}[(\text{As,Sb})\text{O}_4]_2(\text{OH})_{14}$, zwar ähnlich ist, sich aber doch durch deutlich niedrigere d -Werte signifikant unterschied.

Als Gitterkonstanten der unbekannt Phase konnten errechnet werden:

$$a_0 = 8.18 \text{ \AA}; c_0 = 14.77 \text{ \AA}$$

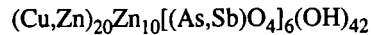
Zum Vergleich die Werte für Theisit (OLMI et al. 1995a): $a_0 = 8,223 \text{ \AA}; c_0 = 15,019 \text{ \AA}$

Mikrosondenanalysen an verschiedenen Proben der Stufe ergaben eine Wechsellagerung von radialstrahligen Schichten mit einer Pauschalzusammensetzung, die der von Theisit ähnelt. Allerdings wichen die Cu/Zn-Verhältnisse der einzelnen Schichten unterschiedlich stark von der bisher für Theisit angenommenen Formel $\text{Cu}_5\text{Zn}_5[(\text{As,Sb})\text{O}_4]_2(\text{OH})_{14}$ ab (gemessene Werte Cu/Zn von ca. 3:2 bis 2:3).

Analog zur von OLMI et al. (1995b), gelösten Struktur von Sabelliit und zur Struktur von Spangolith (MERLINO et al., 1992) läßt sich auch für Theisit eine Struktur aus Oktaeder- und Tetraederschichten postulieren, wobei gegenüber Sabelliit zwei Oktaederschichten (und Tetraederschichten) pro Einheitszelle vorhanden sein müssen, was sich in der etwa doppelt so großen c_0 -Gitterkonstante ausdrückt (Sabelliit 7.312 Å, Theisit 15.019 Å bei nahezu gleichem a_0).

Damit müßte es in der Theisit-Struktur analog zu der von Sabelliit zwei verschiedenen Zn-Plätze geben: Zn(1) in den Oktaeder-Schichten, Zn(2) in den Tetraederschichten, wobei die Plätze in den Oktaederschichten sowohl von Zn als auch von Cu besetzt werden können, während Cu auf den Tetraeder-Plätzen nicht eintreten kann.

Analog zu Sabelliit ließe sich folgende Formel aufstellen:



Das hieße, daß bis zu einem Cu/Zn-Verhältnis von 2:1 alles Zn auf Tetraeder-Plätzen eingebaut wäre und alles Cu auf Oktaeder-Plätzen. Bei Zn-reicheren Phasen ersetzt Zn das Kupfer auf den Oktaeder-Plätzen. Erst bei einem Cu/Zn-Verhältnis größer 1:2 bestünde dann auch auf den Oktaeder-Plätzen eine Zn-Vormacht, was zum Vorliegen eines neuen Minerals führen würde. Liegt dagegen eine statistische Verteilung von Cu/Zn vor, wie die bisher veröffentlichten Formeln andeuten, läge bereits bei einem Cu/Zn-Verhältnis < 1 ein neues Mineral vor, da der Original-Theisit eine geringe Cu-Vormacht aufwies (WILLIAMS, 1982).

Theisit ist auch deshalb interessant, weil er, wie für Sabelliit nachgewiesen (OLMI et al., 1995), wahrscheinlich Sb^{5+} auf Tetraederplätzen aufweist, was sehr selten auftritt. In Schwaz-Brixlegg bildet sich der Theisit auf Kosten von Fahlerz und Mineralen der Enargit-Stibioluzonit-Gruppe.

Im Fahlerz wird Sb durch vier Schwefelatome in Form eines tetraederähnlichen Koordinationspolyeder koordiniert, beim Stibioluzonit bilden die vier S ein echtes Tetraeder. Das könnte bedeuten, daß bei der Oxidation der Erzminerale (Ersatz von S durch O) die Koordination des Sb^{5+} einfach „übernommen“ wurde. Dies wird dadurch gestützt, daß in den analysierten Theisit-Proben der untersuchten Stufe der Sb-Gehalt außerordentlich konstant ist und offensichtlich den Sb-Gehalt des Erzminerals widerspiegelt, während der Arsen-Gehalt von Analysenpunkt zu Analysenpunkt deutlich schwankt.

Literatur

- BONAZZI & OLMI (1989): N. Jb. Miner. Mh., 241–244.
MERLINO et al. (1992): N. Jb. Miner. Mh., 349–357.
OLMI et al. (1995a): Eur. J. Mineral., 7, 1325–1330.
OLMI et al. (1995b): Eur. J. Mineral., 7, 1331–1337.
WILLIAMS (1982): Min. Mag., 46, 49–50.

OPHIOLITE IN DEN OSTALPEN UND IHRE ENTWICKLUNG

von

Friedrich Koller

Institut für Petrologie der Universität Wien, Geozentrum
Althanstraße 14, A-1080 Wien

In den Ostalpen findet man ophiolitische Fragmente, also Reste einer ozeanischen Kruste, sowohl in den mesozoischen als auch in den paläozoischen Serien. Die einzelnen Ophiolitvorkommen unterscheiden sich vor allem hinsichtlich ihrer Mächtigkeit und dem Grad der metamorphen Überprägung sehr deutlich. Während die paläozoischen Ophiolite in vielen Baueinheiten der Ostalpen mit Gesteinen entsprechenden Alters auftreten, beschränkt sich der Verbreitungsbereich der mesozoischen Ophiolite hauptsächlich auf die penninischen Zonen, die in den Ostalpen in Form geologischer Fenster aufgeschlossen sind. Sie bilden dort langgezogene und weithinstreichende geologische Körper, deren generelle Mächtigkeit aber im Vergleich zu einer rezenten ozeanischen Kruste immer sehr gering ist.

Die paleozoischen Ophiolite, sind nur punktuell gut untersucht und wegen ihrer oft polymetamorphen Überprägung sind sie heute noch nicht im gleichen Umfang erforscht, wie die jüngere mesozoische ozeanische Kruste.

Die mesozoischen Ophiolite finden sich im Pennikum von Westen nach Osten im Unterengadiner Fenster, im Tauernfenster und in einer Gruppe von tektonischen Fenstern am Alpenostrand im österreichisch/ungarischen Grenzgebiet, die nach dem größten Fenster als Rechnitzer Fenstergruppe bezeichnet werden (Abb. 1). Daneben findet man noch kleinere Fragmente von mesozoischer ozeanischer Kruste im Unterostalpin (Recknerkomplex/Tarntaler Berge; Abb. 1), in der möglicherweise damit vergleichbaren Matreier Zone südlich des Tauernfensters sowie weiters noch relativ kleine Vorkommen in der Klippenzone.

Von den mesozoischen, penninischen Ophioliten im Bereich des Unterengadiner Fensters bilden die Idalm, der Piz Mundin und der Ramosch Komplex größere Körper mit Aufschlüssen im österreichisch/schweizer Grenzgebiet. Der Idalm-Ophiolit ist zum größeren Teil im österreichischen Anteil des Unterengadiner Fensters aufgeschlossen. Die restlichen Vorkommen sind meist kleinere Fragmente von stark deformierten und isolierten Körpern. Eine Zusammenfassung des heutigen Kenntnisstandes über diese Ophiolite findet man bei HÖCK & KOLLER (1987, 1989), HÖCK et al. (1994), KOLLER (1985), KOLLER & HÖCK (1990), KOLLER & DINGELDEY (1991, 1992, 1994) und KOLLER et al. (1995).

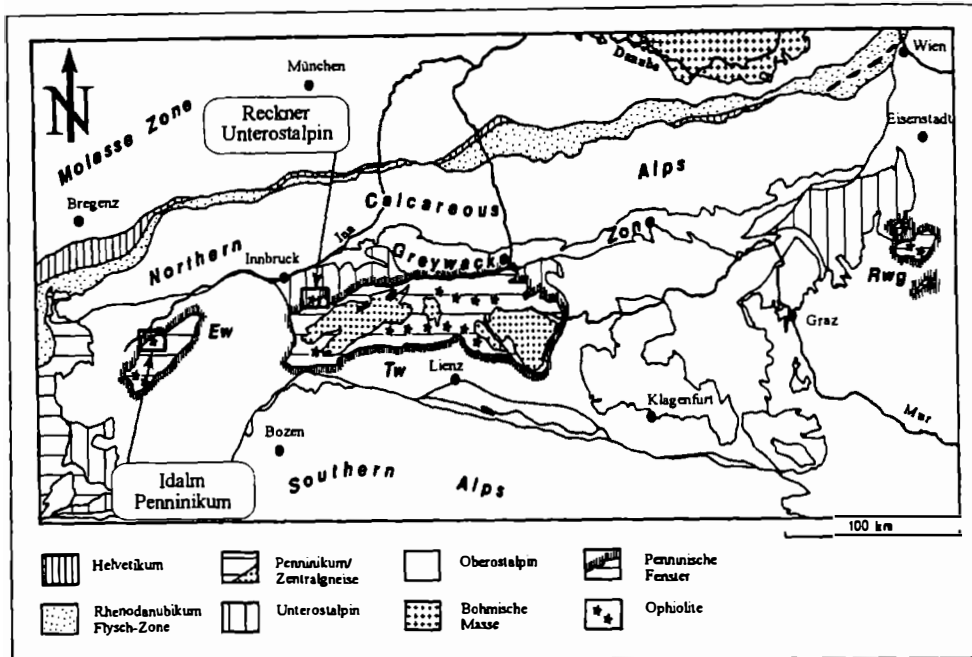


Abb. 1

Geologisch-tektonische Skizze der Ostalpen mit den bedeutenderen Vorkommen von mesozoischen Ophioliten nach HÖCK & KOLLER (1989) und KOLLER & HÖCK (1992).

Abkürzungen: Ew für Unterengadiner Fenster, Tw für Tauernfenster und Rwg für Rechnitzer Fenstergruppe.

Die Ophiolitabfolge (Abb. 2) weist nach HÖCK (1980) im Tauernfenster die größte Mächtigkeit auf, eine Gesamtmächtigkeit von 500 - 700 m wird üblicherweise in keinem der penninischen Fenster überschritten. Im Tauernfenster und vor allem in der Rechnitzer Fenstergruppe sind primäre Texturen weitgehend auf die Metagabbros beschränkt, im Gegensatz dazu ist die Gesamtabfolge im Idalm-Ophiolit am geringsten deformiert und hier sind die meisten primären Strukturen gut erhalten. Neben den klassischen Abfolgen, denen nur die „sheeted dyke“-Abfolgen immer fehlen, findet man noch auf einzelne Komplexe beschränkte Sequenzen, die nur aus Ultramafititen und angrenzenden Ophikarbonaten bestehen (Abb. 2).

Für diese haben HÖCK & KOLLER (1989) und KOLLER (1985) eine Bildung im Bereich von Transformstörungen angenommen, da in diesen Abfolgen üblicherweise auch eine ozeanische Metamorphose im Bereich der Ophikarbonate nachgewiesen wurde. Grundsätzlich scheinen die meisten Autoren der Ansicht zu sein, daß die penninische ozeanische Kruste von einem vermutlich schmalen, langgezogenen und vor allem von Transform-Störungen kontrollierten Ozean stammt.

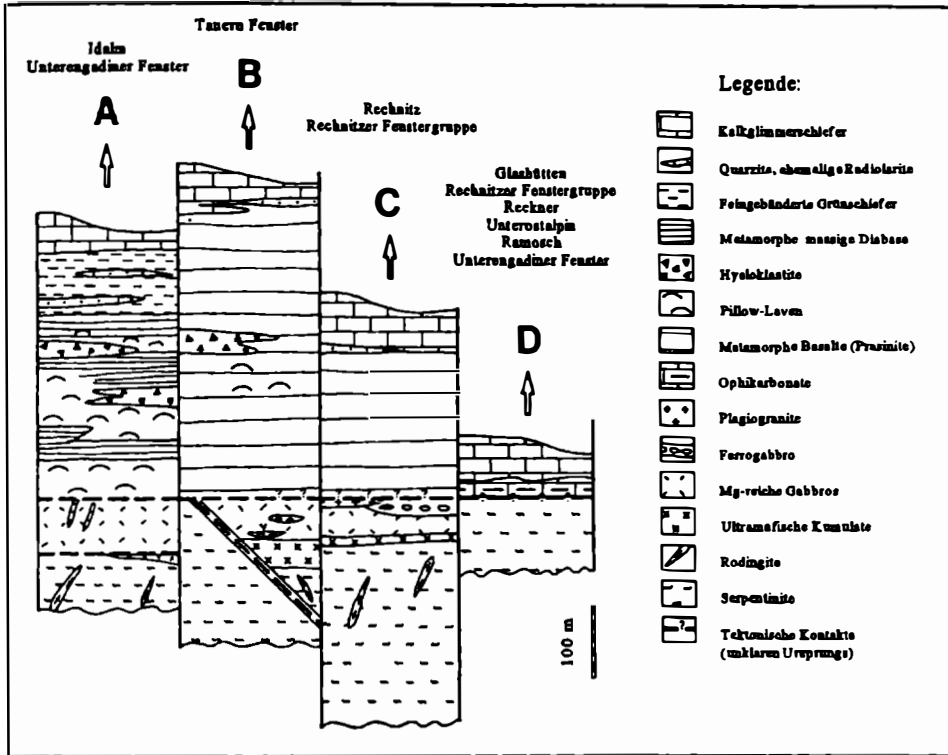


Abb. 2
Schematische Profile durch die mesozoischen Ophiolite der Ostalpen modifiziert nach HÖCK (1980, 1983), KOLLER (1985), HÖCK & KOLLER (1989), KOLLER & HÖCK (1992) und KOLLER et al. (1994).

Geochemisch können die penninischen Ophiolite zu einem klassischen N-typ MORB nach SAUNDERS (1984) gerechnet werden, wobei aber für alle drei Fenster sehr einheitliche, niedrige partielle Aufschmelzraten von ca. $15 \pm 5\%$ in einem leicht verarmten Erdmantel abgeleitet, jedoch wurden auch komplexe Fraktionierungsmechanismen für die Kristallisation nachgewiesen. HÖCK & KOLLER (1989) sowie KOLLER & HÖCK (1990) haben abgeleitet, daß in allen Fenstern relativ primitive Basaltzusammensetzungen mit Zr-Gehalten im Bereich von 60 - 70 ppm auftreten, diese stimmen gut mit primitiven MORB-Chemismen überein und könnten entsprechend den Ergebnissen von PEARCE (1980) auf kleine bis mittlere „spreading“-Raten im Penninischen Ozean hindeuten.

Die Situation des Reckner-Komplexes ist im Gegensatz dazu deutlich anders, da nach DINGELDEY (1990, 1995) eine Herkunft aus einem initialen Rift-System oder ein Zusammenhang mit einer Transformstörung sehr wahrscheinlich ist.

Generell zeigen alle hier dargestellten Ophiolitkomplexe eine sehr ähnliche metamorphe Entwicklung, die aus folgenden drei Ereignissen besteht:

1) Ozeanische Metamorphose:

Reste einer hochtemperierten postmagmatischen Überprägung, die oft mit einer intensiven Oxidation, einer nur lokalen H₂O-Zufuhr und anderen metasomatischen Veränderungen verknüpft ist. Die hohen Cl-Gehalte der ozeanischen Amphibole scheinen aber weitgehend von der nachfolgenden alpidischen Überprägung ausgelöscht zu sein.

2) Hochdruckereignis

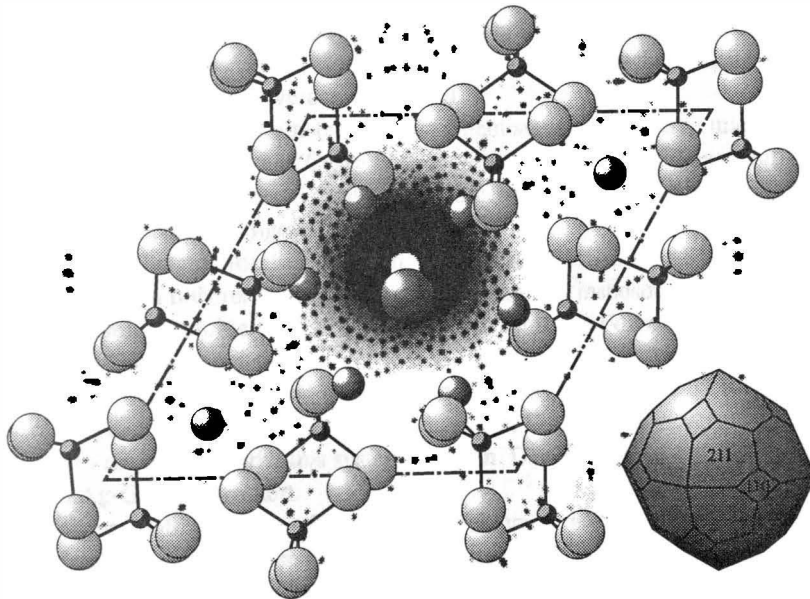
Die Ophiolite der penninischen Fenster, aber auch die des Unterostalpins der Tarmtaler Berge, wurden von einer *low T-high P*-Metamorphose im Verlaufe einer oder mehrerer unterschiedlicher Subduktionsvorgänge erfaßt. Nur im Süden des Tauernfensters wird Eklogitfazies erreicht.

3) Thermischer Höhepunkt and anschließende Abkühlung

Nach der Bildung des Deckenstapels und der damit verknüpften Auffaltung der Alpen werden alle Ophiolite, gemeinsam mit allen Sedimentserien einer Regionalmetamorphose unterzogen und erfahren ihre heutige Prägung. Durch die anschließende Hebung der Alpen werden alle diese Fragmente einer penninischen ozeanischen Kruste wieder an die Oberfläche gebracht.

An Hand von ausgewählten Beispielen (Idalm, Rechnitzer Fenstergruppe und Tarmtaler Berge) wird diese Entwicklung beispielsweise behandelt und dargestellt.

ORIGINALARBEITEN



**COMPOSITION AND SPECTRAL REFLECTANCE OF FAHLORES
FROM RAMPURA AGUCHA, INDIA, AND KLAMM ALM, AUSTRIA**

by

Dean Gregurek & Johann G. Raith

Institut für Geowissenschaften, Abteilung für Mineralogie & Petrologie
Montanuniversität Leoben, Peter-Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben, Österreich

Zusammenfassung

Die Ergebnisse der spektralen Reflexionsmessungen und Berechnungen der Chromatizitäts-Koordinaten (x , y) und des Normfarbwertes (Y) von Fahlerzen aus der schichtgebundenen Zn-Pb-(Ag) Lagerstätte Rampura Agucha (Indien) und der polymetallischen Sulfid-Mineralisation Klamm Alm, Tirol (Österreich) werden dargestellt.

Weiters wird versucht, diese Parameter mit dem Chemismus der Fahlerze und wichtigen Substitutionsvektoren (z.B. $SbAs_{.1}$ and $CuAg_{.1}$) zu korrelieren. Diese Arbeit bestätigt, daß die Veränderungen der spektralen Reflexion und des Normfarbwertes (Y) von der chemischen Zusammensetzung der Fahlerze abhängen.

Die dominierende Substitution in Fahlerzen von der Klamm Alm ist $SbAs_{.1}$, wobei höhere Sb/As-Verhältnisse in höherer Reflexion über den gesamten, insbesondere aber im langwellig roten Spektralbereich, resultieren. Die geringe Substitution von Fe bzw. Zn für Cu zeigt in den untersuchten Proben keinen deutlich erkennbaren Einfluß auf die Reflexionswerte.

Fahlerze von Rampura Agucha sind als Ag-reiche Freibergite (30.8 bis 32.8 Gew.% Ag) charakterisiert, wobei die $AgCu_{.1}$ -Substitution vorherrscht. Das Reflexionsvermögen dieser Fahlerze steigt mit dem Ag/Cu-Verhältnis systematisch an. Der Normfarbwert (Y) ist ebenfalls positiv mit dem Ag-Gehalt korreliert.

Wir schlußfolgern, daß, zumindest für natürliche Fahlerze mit einer eingeschränkten Substitution, die Änderungen des absoluten Reflexionsvermögens und der Form der Spektralkurven diagnostisch sind und für eine erste Identifizierung bzw., im Falle der Freibergite, für eine erste Abschätzung des Ag/Cu-Verhältnisses verwendet werden können.

Abstract

Results of spectral reflectance measurements and the calculation of chromaticity co-ordinates (x,y) and the luminous reflectance (Y) of fahlores from the stratabound Zn-Pb-(Ag) deposit Rampura Agucha (India) and the polymetallic sulfide mineralization Klamm Alm, Tyrol (Austria) are presented.

It is tried to correlate these parameters with major substitution schemes in this mineral group; i.e. $SbAs_{.1}$ and $CuAg_{.1}$. This study confirms that changes in spectral reflectance and chromaticity of fahlores are a function of their chemical composition.

The dominant substitution in fahlores from Klamm Alm is $SbAs_{.1}$. Higher Sb/As results in higher reflectance over the whole spectral range which is, however, especially pronounced in the red part of the spectrum. Minor substitution of Fe and Zn for Cu in these fahlores has no detectable influence on the reflectance values.

Fahlores from Rampura Agucha are characterised as Ag-rich freibergites (30.8 to 32.8 wt.% Ag) the dominant substitution being $AgCu_{.1}$. The absolute spectral reflectance of these fahlores increases systematically with increase of Ag/Cu.

The luminous reflectance (Y) is positively correlated with the Ag content. It is concluded that the spectral reflectance values and curves show diagnostic changes with mineral chemical composition, at least for fahlores exhibiting a restricted range of substitutions. They can be used for a preliminary identification and, for freibergites, a first estimation of Ag/Cu ratios.

Introduction

Fahlores represent a complex group of sulfosalts. Their general formula can be written as $M(1)_6^{4+}M(2)_6^{3+}(X^3+Y_3^{4+})_{\Sigma 4}Z_{13}^{4+}$ (JOHNSON et al., 1986). The M(1) site is occupied by Cu, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Zn, Mn, Hg and Cd, the M(2) site by Cu and Ag, X by Sb, As, Bi and Te and Y and Z by S and Se (HALL, 1972; HALL et al., 1974; PATRICK & HALL, 1983; JOHNSON et al., 1986). Other elements which can be incorporated in the structure are Co, Ni, Mn, and to a minor amount Pb (MAKOVICKY & MÖLLER, 1994). Mössbauer spectroscopy and EXAFS studies of Fe-bearing tetrahedrites suggest the presence of Fe^{2+} and Fe^{3+} , the former occupying trigonal planar and the latter tetrahedral sites in synthetic tetrahedrite (CHARNOCK et al., 1989; MAKOVICKY et al., 1990). Several previous studies tried to correlate mineral chemical composition with changes in spectral reflectance (HALL et al., 1974; CHARLAT & LÉVY, 1976; ARAYA et al., 1977) or color (CHIKHAOUI & LÉVY, 1982) but came, due to the complex mineral chemistry and manifold substitutions possible, to quite pessimistic conclusions; i.e. the variation of these parameters is difficult to relate to specific substitution schemes.

In this study we present first results of spectral reflectance and chromaticity measurements on fahlores from two localities: 1) the Rampura Agucha Zn-Pb-(Ag) deposit, India, and 2) the Klamm Alm mineralization in the Navis Valley, northern Tyrol, Austria. This note is a contribution to the understanding of the interrelationship between chemical composition and optical parameters of fahlores. In contrast to previous studies these first results are encouraging and suggest that, at least for fahlores close to end member compositions, significant correlation between chemical composition and spectral reflectance and for chromaticity exist and may be used for a quick optical distinction of fahlores.

Geological background

Rampura Agucha, located about 220 km south-west of Jaipur, Rajasthan, India is a stratabound sediment-hosted Zn-Pb-(Ag) deposit (DEB, 1992; HÖLLER et al., 1995). It is the most important base metal deposit in India. Sulfide ores occur predominantly in high-grade metamorphic graphite-sillimanite-mica schists and contain sphalerite, galena, pyrite, pyrrhotite, arsenopyrite, chalcopyrite, freibergite and other rare sulfides and sulfosalts (HÖLLER & GANDHI, 1995; HÖLLER et al., 1995).

The second locality studied, Klamm Alm, is an epigenetic polymetallic sulfide mineralization occurring in graphitic schists and scheelite-bearing ferroan dolomites which are intercalated in low-grade metamorphic quartz phyllites of Lower Palaeozoic age. Pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, sphalerite and tetrahedrite-tennantite are the main sulfides (RAITH, 1990).

Mineral chemical composition of fahlores

Composition of fahlores was determined by electron microprobe techniques (ARL SEMQ 30; 15 kV; 15 nA; correction after BENCE & ALBEE, 1968; natural mineral standards).

Mineral formulae were calculated according to JOHNSON et al. (1986) on the basis of 29 atoms per formula unit. All iron has been calculated as divalent. Microprobe analyses are listed in Table 1. For some of the analyses the reader is referred to HÖLLER et al. (1995) and RAITH (1990). Low totals of some analyses may reflect minor analytical problems which are known to occur when analyzing Cu- and Ag-rich members of this group (MAKOVICKY & MÖLLER, 1994).

All fahlores from Rampura Agucha are classified as freibergite (argentian tetrahedrite). They are chemically rather homogeneous (HÖLLER et al., 1995) with ca. 31-33 wt.% Ag and 13.6-15.3 wt.% Cu (Table 1). Iron contents range between 4.6 to 5.5 wt.%; Zn and As contents are less than 1 wt.%.

Fahlores from Klamm Alm are classified as tetrahedrite-tennantite solid solutions. They exhibit a marked variation in Sb/As (0.09-0.51; Fig. 1a), combined with minor variations of cations in the M(1) position (e.g. Zn 1.1 to 3.6 wt.%, and Fe 3.2 to 4.8 wt.%). They are very low in Ag, the M(2) position thus being mainly filled with Cu.

The chemical composition of fahlores from Klamm Alm is related to different host rock lithologies. Fahlores from graphitic schists are As-rich, those from ferroan dolomites show intermediate compositions.

Spectral reflectance and its relation to chemical composition

Reflectance measurements were performed on Rehwald polished (diamond compound <1 µm) sections in air between 400 to 700 nm using a CarlZeiss reflectance polarizing microscope Axio-plan MPM 400 with an attached photomultiplier Hamamatsu type R 928. Silicon carbide No. 157 (R_{air} , 546nm = 20.2 ± 1.5 %; CarlZeiss Jena, Oberkochen) was used as standard. For the computer-supported calculation (Zeiss Lambda Scan software, vs. 1.45) of chromaticity co-ordinates (x,y) and the related luminous reflectance (Y) the standard CIE (1931) scheme was used.

Measurements at a fixed wavelength of 546 nm were made with the Zeiss Photan software, vs. 5.4. A tungsten halogen lamp (12 V/100 W; 3200 K at 11.5 V) and a blue filter were used. Results are listed in Table 2.

	B 14-2	B 25-2	B 25-6	RA-3a	RA-60	RA-86	RA-93
wt%							
S	24.89	25.91	27.20	20.91	20.95	20.73	20.58
Fe	3.19	3.52	4.82	5.50	4.62	4.73	4.93
Cu	40.05	41.40	43.93	13.62	15.31	13.84	14.82
Zn	3.60	2.09	1.12	0.92	0.95	0.94	0.63
As	9.98	11.81	19.18	0.81	0.90	0.28	0.85
Ag	0.20	0.10	0.03	32.43	30.82	32.87	31.33
Sb	16.64	14.18	3.03	24.74	24.41	24.88	24.65
Hg	0.54	0.58	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	99.09	99.59	99.52	98.93	97.96	98.27	97.79
Ag	0.030	0.015	0.005	5.837	5.562	5.986	5.702
Cu	5.970	5.985	5.995	0.163	0.438	0.014	0.298
M(2)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Cu	4.017	4.120	4.211	3.999	4.252	4.264	4.280
Fe	0.933	1.007	1.316	1.912	1.610	1.665	1.733
Zn	0.900	0.512	0.260	0.273	0.283	0.284	0.189
Hg	0.044	0.047	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000
M(1)	5.894	5.686	5.803	6.184	6.145	6.213	6.203
Sb	2.235	1.864	0.380	3.945	3.903	4.017	3.975
As	2.176	2.521	3.898	0.210	0.234	0.073	0.223
X	4.411	4.385	4.278	4.155	4.137	4.090	4.197
S	12.689	12.928	12.918	12.661	12.718	12.699	12.600
mole% (tet)	0.51	0.43	0.09	0.95	0.94	0.98	0.95

Table 1

Mineral chemistry of tetraedrite-tennantite from Klamm Alm, Austria and freibergite from Rampura Agucha, India. Formulae were calculated on the basis of 29 atoms p.f.u. according to the general formula of JOHNSON et al. (1986).

The spectral reflectance measurements of seven representative samples show significant differences in both reflectance (R%) and shape of the reflectance curves (Table 2, Fig. 1).

Freibergite generally exhibits higher reflectance (intensity) than tetraedrite-tennantite (Figures. 1a, b). The reflectance curves of tetraedrite-tennantite from the Klamm Alm show minor differences in the blue spectral range (between 400-450 nm). They become, however, diagnostic in the green and red part of the spectrum (ca. 500-700 nm) where they change systematically with the Sb/As ratio.

The reflectance increases with increasing Sb/As ratio, being highest in Ag-tetraedrite. Increase of Zn- and Cu-contents in the M(1) position results in small variations (ca. ±1%) of reflectance in the 400-450 nm range.

λ	B 14-2		B 25-2		B 25-6		RA-3a		RA-60		RA-86		RA-93	
	mean	σ	mean	σ	mean	σ	mean	σ	mean	σ	mean	σ	mean	σ
400 nm	33.15	0.51	32.85	0.43	31.59	0.31	34.72	0.74	32.74	0.33	35.51	0.3	35.00	0.23
420 nm	32.36	0.27	31.13	0.25	31.65	0.21	34.51	0.44	32.42	0.14	34.72	0.22	33.63	0.08
440 nm	31.16	0.04	30.82	0.05	30.49	0.08	34.09	0.26	32.24	0.07	34.39	0.13	32.77	0.07
460 nm	30.74	0.04	30.56	0.05	30.21	0.06	33.37	0.22	32.07	0.09	34.21	0.11	32.68	0.06
480 nm	30.72	0.03	30.44	0.05	29.96	0.04	33.24	0.19	32.18	0.09	33.87	0.10	32.40	0.04
500 nm	30.78	0.04	30.39	0.05	30.01	0.05	32.72	0.16	31.88	0.06	33.56	0.10	32.20	0.05
520 nm	30.69	0.04	30.29	0.03	29.71	0.06	32.25	0.11	31.76	0.08	33.11	0.09	32.14	0.07
540 nm	30.82	0.04	30.14	0.02	29.35	0.07	31.83	0.13	31.43	0.07	32.64	0.08	31.74	0.09
560 nm	30.61	0.04	30.12	0.04	29.21	0.07	31.82	0.07	31.33	0.07	32.09	0.07	31.44	0.06
580 nm	30.39	0.03	29.72	0.02	28.74	0.06	31.41	0.06	30.97	0.07	31.91	0.07	31.21	0.07
600 nm	30.21	0.06	29.35	0.08	28.18	0.06	30.97	0.04	30.71	0.06	31.51	0.07	30.96	0.05
620 nm	29.66	0.05	28.68	0.04	27.42	0.06	30.58	0.03	30.42	0.08	30.99	0.07	30.63	0.04
640 nm	29.31	0.05	28.34	0.07	27.14	0.05	30.21	0.05	30.19	0.07	30.39	0.05	30.17	0.06
660 nm	28.84	0.07	27.68	0.05	26.83	0.06	29.76	0.03	29.71	0.06	30.21	0.05	29.81	0.05
680 nm	28.05	0.07	27.28	0.02	26.44	0.04	29.61	0.05	29.48	0.05	29.74	0.06	29.56	0.05
700 nm	27.74	0.09	26.97	0.05	26.21	0.04	29.09	0.07	28.91	0.06	29.25	0.05	29.04	0.05
Chromaticity														
x	0.309		0.308		0.305		0.305		0.308		0.305		0.307	
y	0.327		0.327		0.325		0.322		0.326		0.322		0.325	
Y	30.48		29.87		29.02		31.72		31.25		32.30		31.51	

Table 2
Spectral reflectance and chromaticity data of tetrahedrite-tennantite from Klamm Alm, Austria, and freibergite from Rampura Agucha, India, measured between 400 and 700 nm. The results are means of 30-40 spectral measurements on each sample. The large error in the spectral range between 400-460 nm are due to the low luminat signal (about 10% of intensity); errors in the spectral range between 480-700 nm are generally less than 0.1%.

Freibergites from Rampura Agucha show a systematic negative correlation between reflectance and wavelength (Fig. 1b) and differences in reflectance are more pronounced between ca. 400–500 nm. These marked differences in the blue spectral range predominantly reflect substitutions in the M(2) position; i.e. AgCu₁ substitution. There is a significant increase in spectral reflectance with Ag-contents of freibergite. Differences of ca. 2 wt.% Ag result in ca. 2% higher spectral reflectance (at 450 nm; RA-60 vs. RA-86; Fig. 1b). Complementary higher Cu-contents lower reflectance values.

Fahlores from both localities were also measured at a fixed wavelength of 546 nm (Fig. 2). Tetrahedrite-tennantite samples from Klamm Alm show lower mean reflectance (absolute frequency maxima (R_{mean}) 29-31%) in contrast to freibergite which show higher relative frequency (absolute frequency maxima (R_{mean}) between 31 and 32%). However these data show considerable overlap and are therefore less diagnostic than spectral reflectance curves.

There is also a systematic relation between luminous reflectance (Y) and chemistry. The Ag- and Zn-contents and Sb/As ratio show positive, Cu-contents negative correlation with luminous reflectance (Table 1 and 2).

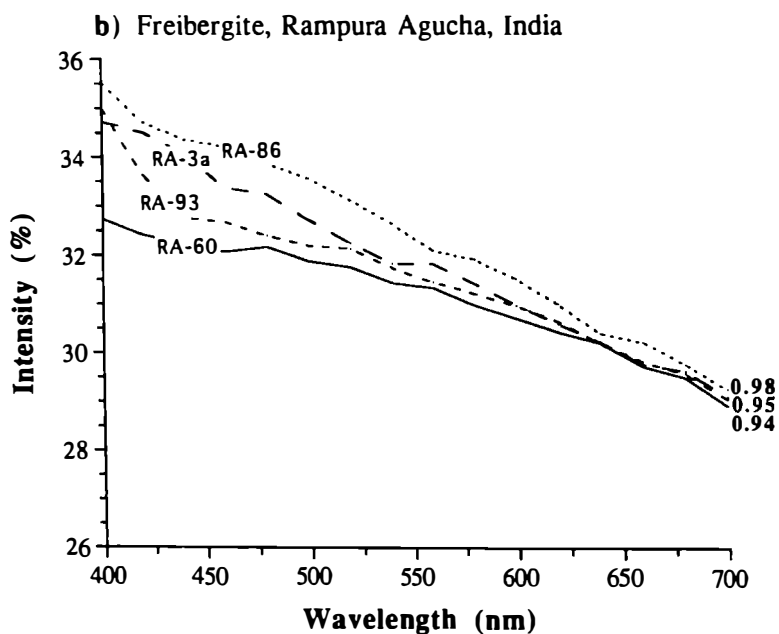
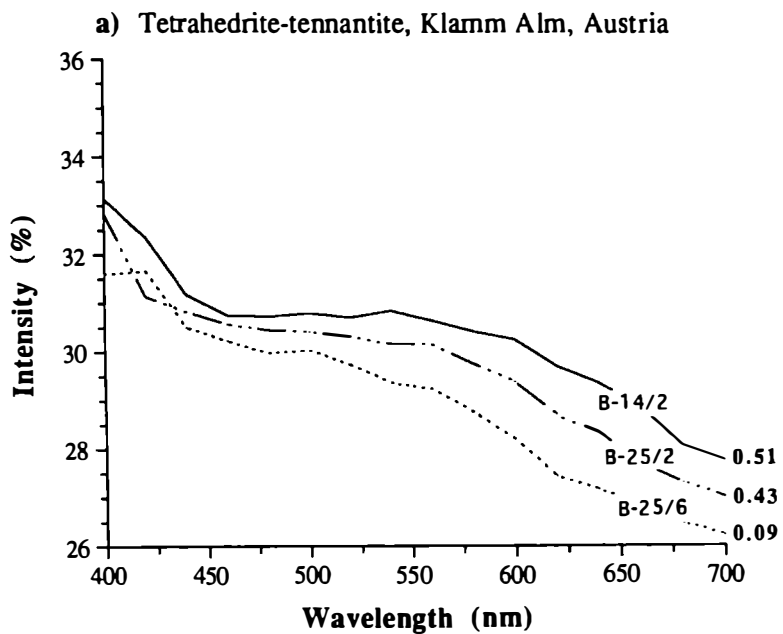


Figure 1
Spectral reflectance curves (means of ca. 20 measurements) of fahlores measured between 400 and 700 nm; (a) Tetrahedrite-tennantite from Klammsalm, Navis, Austria. (b) Freibergite from Rampura Agucha, India. Numbers (*bold*) give mean Sb/As ratios of each sample.

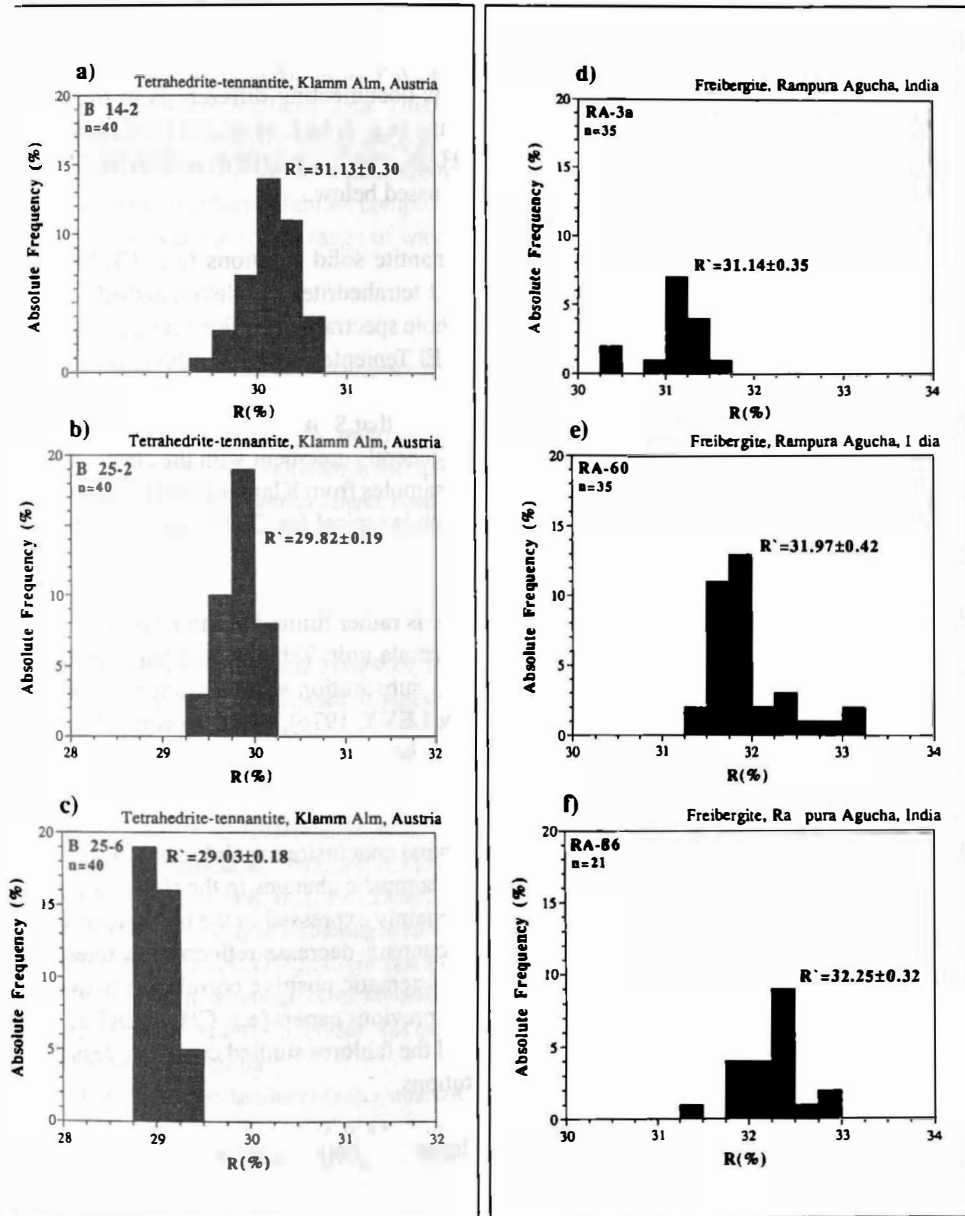


Figure 2

Histogramms showing the reflectance (absolute frequency maxima ($R' = R_{mean}$)) and standard deviation at a fixed wavelength of 546 nm of n measurements; (a)-(c) Tetrahedrite-tennantite from Klamm Alm, Navis, Austria. (d)-(f) Freibergite from Rampura Agucha, India.

Discussion and conclusion

Although our data largely confirm previous results documenting differences in the spectral reflectance of fahlores in relation to their chemistry (e.g. HALL et al., 1974; CHARLAT & LÉVY, 1976; ARAYA et al., 1977; PICOT & JOHAN, 1982; CRIDDLE & STANLEY, 1986) this study revealed additional details which are discussed below.

Most previous studies on natural tetrahedrite-tennantite solid solutions (e.g. CHARLAT & LÉVY, 1976; ARAYA et al., 1977) concluded that tetrahedrites are distinguished from tennantites by generally higher reflectance over the whole spectral range. For example ARAYA et al. (1977) studied tennantite-tetrahedrite from the El Teniente deposit in Chile and explained differences in the spectral reflectance mainly with variations of the Sb/As ratio. With reference to our data from Klamm Alm we could demonstrate that SbAs_{-1} substitution mainly affects the red part of the spectrum. This observation is in general agreement with the curves given by CHARLAT & LÉVY (1976), although none of our samples from Klamm Alm showed the marked reflectance maximum (at ca. 540-580 nm) which is typical for Cu-Fe- and Cu-Zn-rich tetrahedrites.

Substitution of Fe and/or Zn for Cu in the M(1) site is rather limited in the Klamm Alm samples (e.g. 0.9-1.3 Fe and 0.3-0.9 Zn cations per formula unit; Table 1) and has, for the samples studied, a negligible effect. Significant FeCu_{-1} substitution would strongly increase the reflectance in the red spectral range (CHARLAT & LÉVY, 1976), a feature which is not confirmed by the Klamm Alm samples (Fig. 1a); even the Fe-richest sample from Klamm Alm still shows the lowest reflectance values over the whole measured spectral range.

Freibergites from Rampura Agucha allow some general conclusions mainly about AgCu_{-1} substitution in the M(2) site. Our results indicate that diagnostic changes in the shape of the spectral reflectance curves and absolute reflectance are mainly expressed in the blue-green spectral range; i.e. higher Ag contents increase, higher Cu contents decrease reflectance values especially in the 400 to 550 nm range (Fig. 1b). Such a systematic positive correlation between Ag contents and reflectance has not been documented in previous papers (e.g. CHARLAT & LÉVY, 1976; HALL et al., 1974); probably because most of the fahlores studied contained less Ag and AgCu_{-1} substitution was masked by other substitutions.

PICOT & JOHAN (1982) report a qualitative relationship between Sb and Ag substitution in fahlores. Their data also indicate that argentian tetrahedrites show slightly higher spectral reflectance than Cu-rich varieties. This trend is also documented in our data where differences in the Ag content (ca. 30.8-32.9 wt.% Ag) result in significant changes in reflectance values, especially at short wavelengths. This may also explain why reflectance values of freibergite from Rampura Agucha are slightly lower (ca. 1%) compared to those given in the IMA/COM Quantitative Data File (CRIDDLE & STANLEY, 1986). Incorporation of As may have a similar effect, although it should affect reflectance especially in the red spectral range.

It is concluded that: (a) These data confirm that optical parameters strongly reflect Sb/As ratios of fahlores and are thus well suitable to discriminate between tetrahedrite and tennantite-rich

end members, if other substitutions are not too complex. (b) For freibergites with a restricted substitutional range the Cu/Ag ratios may be estimated in a semiquantitative manner from spectral reflectance and chromaticity data. This could prove to be a quick and cheap method in mining and exploration industry where sophisticated microanalytical techniques are often not available routinely. (c) Reflectance measurements at a fixed wavelength (e.g. 546 nm) do not discriminate between different fahlore compositions. This can only be obtained by measuring spectral reflectance over the whole range of wavelengths (400-700 nm).

Acknowledgements

We thank Prof. E.F. Stumpfl for his encouragement to start research on fahlores, his constructive discussions and for critically reading the manuscript. Prof. H. Kucha, Dr. F. Melcher and M. Sc. M. Feichter is thanked for critical comments. We are grateful to Dr. W. Höller for supplying samples and microprobe data from Rampura Agucha and H. Mühlhans for assistance with electron microprobe analyses. The equipment for spectral reflectance measurements was provided through Austrian Science Foundation (FWF) grant No. P10322-TEC to E.F. Stumpfl.

References

- ARAYA, R.A., BOWLES, J.F.W. & SIMPSON, P.R. (1977): Relationships between composition and reflectance in the tennantite-tetrahedrite series of the El Teniente ore deposit, Chile. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 10, 467-482.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968): Empirical correction factors of the electron microanalysis of silicates and oxides. - *J. Geol.*, 76, 382-403.
- CHARLAT, M. & LÉVY, C. (1976): Influence des principales substitutions sur les propriétés optiques de la série tennantite-tétraédrite. - *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 99, 29-37.
- CHARNOCK, J.M., GARNER, C.D., PATTRICK, R.A.D. & VAUGHAN, D.J. (1989): EXAFS and Mössbauer spectroscopic study of Fe-bearing tetrahedrites. - *Min. Mag.*, 53, 193-199.
- CHIKHAOUI, S. & LÉVY, C. (1982): Expression quantitative de la couleur dans la série tennantite-tétraédrite: Influence des substitutions. - *Can. Mineral.*, 20, 101-109.
- CRIDDLE, J.R. & STANLEY, C.J. (1986): The quantitative data file for ore minerals. - British Museum (Natural History), London.
- DEB, M. (1992): Litho-geochemistry of rocks around Rampura Agucha massive zinc sulfide ore-body, NW India - implications for the evolution of a Proterozoic 'Aulakogen'. - In: SARKAR, S.C. (Ed.) *Metallogeny related to tectonics of the Proterozoic mobile belts*, A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- HALL, A.J. (1972): Substitution of Cu by Zn, Fe and Ag in synthetic tetrahedrite, $Cu_{12}Sb_4S_{13}$. - *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 95, 583-594.
- HALL, A.J., CERVELLE, B. & LÉVY, C. (1974): The effect of substitution of Cu by Zn, Fe and Ag on the optical properties of synthetic tetrahedrite, $Cu_{12}Sb_4S_{13}$. - *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 7, 18-26.
- HÖLLER, W., GANDHI, S.M. (1995): Silver-bearing sulfosalts from the metamorphosed Rampura Agucha Zn-Pb-(Ag) deposit, Rajasthan, India. - *Can. Mineral.*, 33, 1047-1057.
- HÖLLER, W., STUMPFL, E.F. & GANDHI, S.M. (1995): Rare oxide minerals and Ag-Pb-Sb sulfosalts from the metamorphosed Rampura Agucha Zn-Pb-(Ag) deposit, Rajasthan, India. - In: PASAVA, J., KRÍBEK, B., ZÁK, K. (Eds.) *Mineral Deposits: From their origin to their environmental impacts*, A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, pp 869-872.

- JOHNSON, N.E., CRAIG, J.R. & RIMSTIDT, J.D. (1986): Compositional trends in tetrahedrite. - *Can. Mineral.*, 24, 385-397.
- MAKOVICKY, E., FORCHER, K., LOTTERMOSER, W. & AMTHAUER, G. (1990): The role of Fe²⁺ and Fe³⁺ in synthetic Fe-substituted tetrahedrite. - *Mineral. Petrol.*, 43, 73-81.
- MAKOVICKY, E. & MÖLLER, S.K. (1994): Exploratory studies on substitutions of minor elements in synthetic tetrahedrite. 1. Substitution by Fe, Zn, Co, Ni, Mn, Cr, V and Pb - unit-cell parameter changes on substitution and the structural role of Cu²⁺. - *N. Jb. Mineral. Abh.*, 167, 89-123.
- PATRICK, R.A.D. & HALL, A.J. (1983): Silver substitution into synthetic zinc, cadmium, and iron tetrahedrites. - *Min. Mag.*, 47, 441-451.
- PICOT, P. & JOHAN, Z. (1982): *Atlas of ore minerals*. - Elsevier, Amsterdam.
- RAITH, J.G. (1990): Strata-bound scheelite in metacarbonate rocks - example from Lower Austroalpine Klammsalm mineralization, Navis, Tyrol, Austria. - *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 99, 81-90.

VORTRÄGE



**DER HARZ (NORDDEUTSCHLAND): GEOLOGISCH-
LAGERSTÄTTENKUNDLICHER ÜBERBLICK, HISTORISCHE BAUMATERIALIEN
(NATURSTEINE, GIPSMÖRTEL, SCHLACKENSTEINE, BLEI)**

von

H. Kulke

Institut für Geologie, Technische Universität Clausthal
Abteilung für Erdölgeologie, Arbeitsgruppe Historische Baustoffe
Leibnizstraße 10, D-38678 Clausthal-Zellerfeld, Deutschland

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
gehalten am 29. Oktober 1996 in Wien

Summary

The Harz Mountains (North Germany) represent a deeply eroded, structural monocline that became uplifted during Late Cretaceous and Tertiary. It belongs to the Rheno-Hercynian belt of the Central European Variscan orogen. Its peneplain, formed during latest Carboniferous and very early Permian dips slightly southward and is covered, at the south rim of the Harz, by Rotliegend and Zechstein (Late Permian) sediments. The late Variscan structural style of the Harz is dominated by SW-NE trending folds and imbrications. Lithostratigraphically, the Harz is dominated by Devonian and Early Carboniferous siliciclastics. Two Middle Devonian reefs, spilitized basalts („diabases“), three granitic massifs, (ultra)-basic plutonites, Permo-Carboniferous rhyolites and andesites visualise the complex internal structure of this small Variscan massif. Various ore deposits (e.g. syn-sedimentary polymetallic sulfides of Rammelsberg, silver bearing galena veins of western and central Harz, various iron mineralisations etc.) caused a long lasting mining activity (Rammelsberg mine: for more than 1000 years, up to 1988).

In the Harz itself and its immediate surroundings local building materials (e.g. Early Carboniferous greywacke) have been utilised almost exclusively up to approx. 1870. Well exposed gypsum rocks and dolomites of Zechstein age represent important construction materials especially along the south rim of the Harz. Gypsum mortar used to be a very important commodity in that region over centuries.

Miners invented and produced peculiar building materials, i.e. cast blocks of slag (in the western Harz: rich in Fe, Pb, Zn, Ba), and sheet lead for roofing purpose. The slag stones were excessively used in Clausthal-Zellerfeld mainly between 1844 and approx. 1880. The oldest, well-preserved, lead roof of the region, possibly of Germany, on Neuwerk church at Goslar dates back to the 15th or 16th century.

Zusammenfassung

Der Harz stellt eine tief abgetragene, spät-paläozoisch eingebnete, süd- bzw. südwestwärts geneigte Pulscholle (Monokline) des Rhenoherynikums im variszischen Gebirgsbogen Mitteleuropas dar. Die NW-gerichtete spätvariszische Faltungs- und Schuppentektonik erfaßte vorwiegend devonische und unterkarbonische Siliziklastika, zwei mitteldevonische Riffe, und spilitisierte Basalte (Diabase). Drei Granitmassive, Ultrabasite und permokarbonische Rhyolithe sowie Andesite belegen den genetisch und lithologisch komplexen Gebirgsbau. Vielfältige Verzerrungen (synsedimentär, gangförmig, metasomatisch) lösten einen Jahrhunderte-lang andauernden Bergbau aus.

Im Harz wurden bis etwa 1870 ganz überwiegend lokale Baustoffe (z. B. Kulm-Grauwacke) eingesetzt. Gut aufgeschlossene Zechstein-Gipse und -Dolomite stellen, besonders am Harz-Südrand, wichtige Baustoffe dar. Gipsmörtel war vielenorts über lange Zeiten das hauptsächliche Bindemittel. Bergbauspezifische Baustoffe sind besonders die Schlackensteine (im Oberharz reich an Fe, Pb, Zn, Ba), deren Hauptverwendung im mittleren 19. Jh. lag, aber auch einzelne Bleidächer (auf der Goslarer Neuwerkskirche aus dem 15. od. 16. Jh.).

1. Einleitung

Nachfolgender Text faßt den am 28.10.1996 auf Einladung von Prof. Dr. E. Tillmanns im Geozentrum der Universität Wien gehaltenen Vortrag des Titels „Der Harz: naturräumliche Gegebenheiten, historischer Bergbau, örtliche Baumaterialien und bedeutende Bauwerke“ zusammen und ergänzt ihn bezüglich der historischen Oberharzer Baustoffe. Dieses Forschungsgebiet, das große restaurierungstechnische Bedeutung aufweist, ist bezüglich der frühindustriell-bergbaubürtigen Baumaterialien wenig besetzt, daher wird dieses Feld hier besonders hervorgehoben.

2. Abriss der Geologie des Harzes

2.1. Tektonischer Bau und Lithostratigraphie

Der etwa 90 x 30 km messende Harz stellt in Mitteleuropa das nördlichste, großflächig zu Tage tretende Element des variszischen Gebirgsbogens dar (Abb. 1). Als spätmesozoisch-tertiärzeitlich bis zu 3 km herausgehobene Pulscholle mit oftmals guten Aufschlüssen in den tief eingeschnittenen Tälern wurde er in den letzten 150 Jahren intensiv erforscht. Trotzdem sind verschiedene Grundfragen noch nicht hinreichend geklärt; dies sind besonders:

- Plattentektonische Stellung der Sedimentationsräume bzw. der späteren Harzeinheiten in der Zeit vom Ordovizium bis zum Unterkarbon,
- tektonostratigraphische Stellung und Genese der ausgedehnten Ostharzer Olisthostrome (vermutliche Erosionsreste eines Akkretionskeiles) sowie der noch z. T. angezweifelte Ostharzer Decken,
- Fortsetzung der Nordrandstörung zur Tiefe und nach Süden hin (FÜHRER, 1988). Die jüngst von KÖNIG & WREDE (1994) plausibel gemachten dextralen Horizontalverschiebungen an

den Nordharz- bzw. Südharz-Lineamenten werden z. Z. kontrovers diskutiert (FRANZKE & SCHMIDT, 1995).

- Genetisch-regionaltektonische Stellung des Eckergneises (z. B. FUCHS, 1996), der zwischen Harzburger Gabbro und Brockengranit eingeklemt zu Tage tritt. Seine Hauptmetamorphose erfolgte übrigens vor 560 Mio. J. (BAUMANN, 1991 in FUCHS, 1996).
- Ablagerungsraum und damit Stellung im präorogenen Sedimentbeckensystem des unterkarbonischen Acker-Bruchberg-Quarzits, wobei die Deutung von küstennaher Barre bis zum Contourit am Fuß eines Kontinentalabhanges reicht.
- Genaue Analyse der Altersabfolge der postorogenen Oberharzer Pb, Zn-Gangfüllungen, deren Mineralisation wohl seit dem Ausklingen der spätkarbonischen Faltungs- und Aufschubungstektonik besonders im Zusammenhang mit der mehrphasigen Harz-Heraushebung erfolgte (z. B. BEHR et al., 1985). HAAK & LEVEQUE (1995) erschließen ein Hauptalter der PbS-Gänge des Harzes von 170 bis 180 Mio. J.

Neben einer gewaltigen Zahl von Einzelveröffentlichungen stellt das auf den Westharz konzentrierte Buch „Geologie und Minerallagerstätten des Harzes“ von MOHR (1993), aber auch die Osthartz-Kapitel in der „Geologie von Thüringen“ (SEIDEL, Hrsg.; 1995) das heutige geowissenschaftliche Wissen über diesen kleinen Gebirgsstock, ergänzt durch sehr reichhaltige Literaturverzeichnisse, zusammen.

Der Gebirgskörper wird intern durch einen SW-NE-verlaufenden **Eineigungsbaustil** mit großen i. a. NW-vergenten, oft NW-wärts überschobenen Faltenstrukturen gekennzeichnet (Abb. 3).

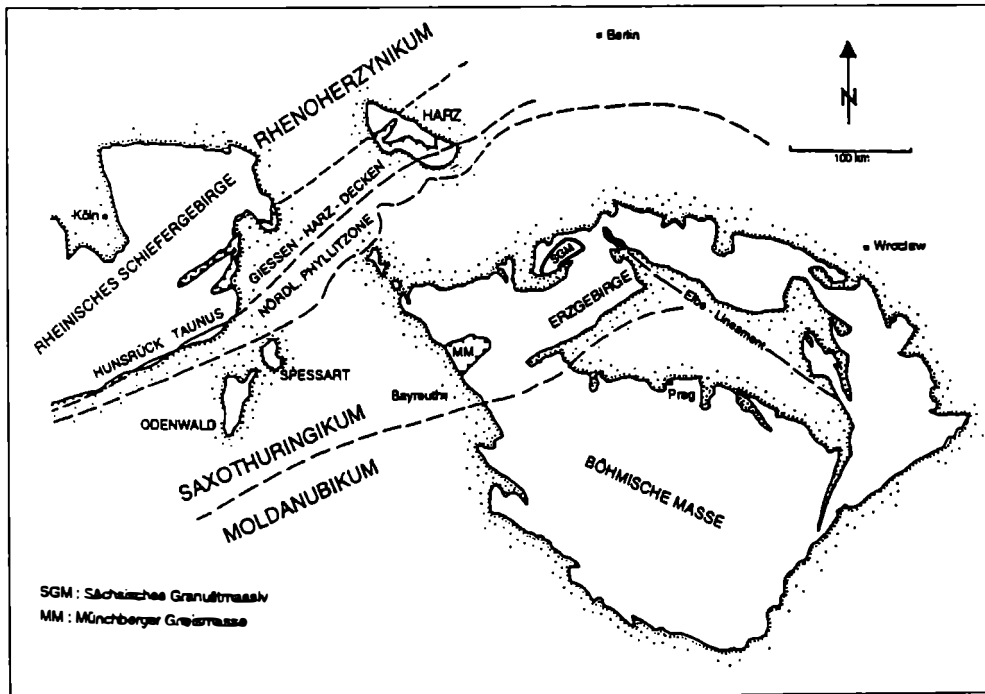


Abb. 1

Lage des Harzes innerhalb der mitteleuropäischen Varisziden (aus AHRENDT et al., 1996)

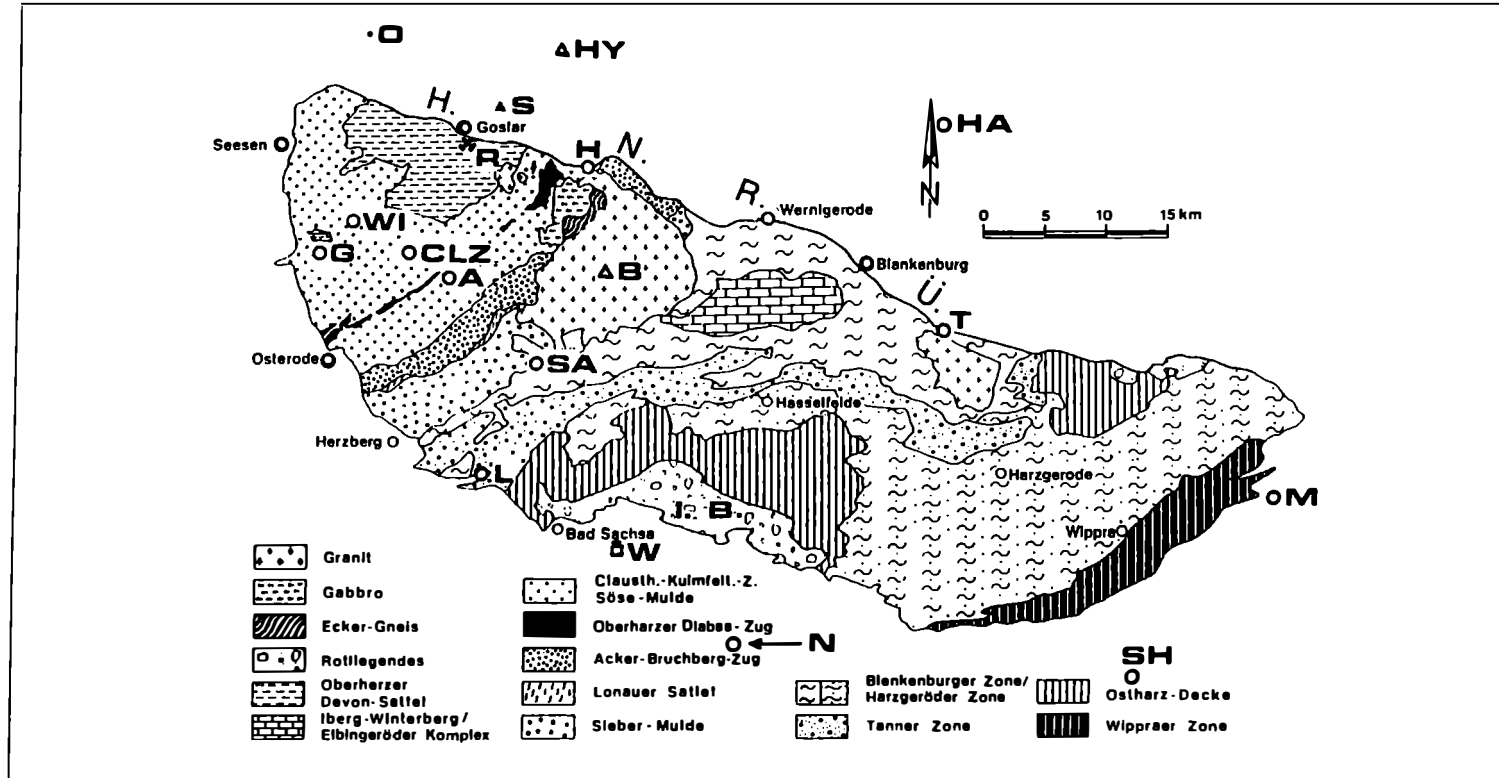


Abb. 2

Übersichtskarte des Harzes mit Darstellung seiner lithologisch-tektonischen Einheiten (aus WACHENDORF, 1986)

Abkürzungen geben die Lage von im Text genannten Orten an: A: Altenau, B: Brocken, CLZ: Clausthal-Zellerfeld, G: Bad Grund, H: Bad Harzburg, HA: Halberstadt, H.N.R.: Harznord-Überschiebung, I.B.: Ilfelder Becken, L: Bad Lauterberg, M: Mansfeld, N: Nordhausen, O: Ostlutter, R: Rammelsberg, S: Sudmerberg (b. Goslar), SH: Sangerhausen, SA: St. Andreasberg, T: Thale, W: Walkenried, WI: Wildemann

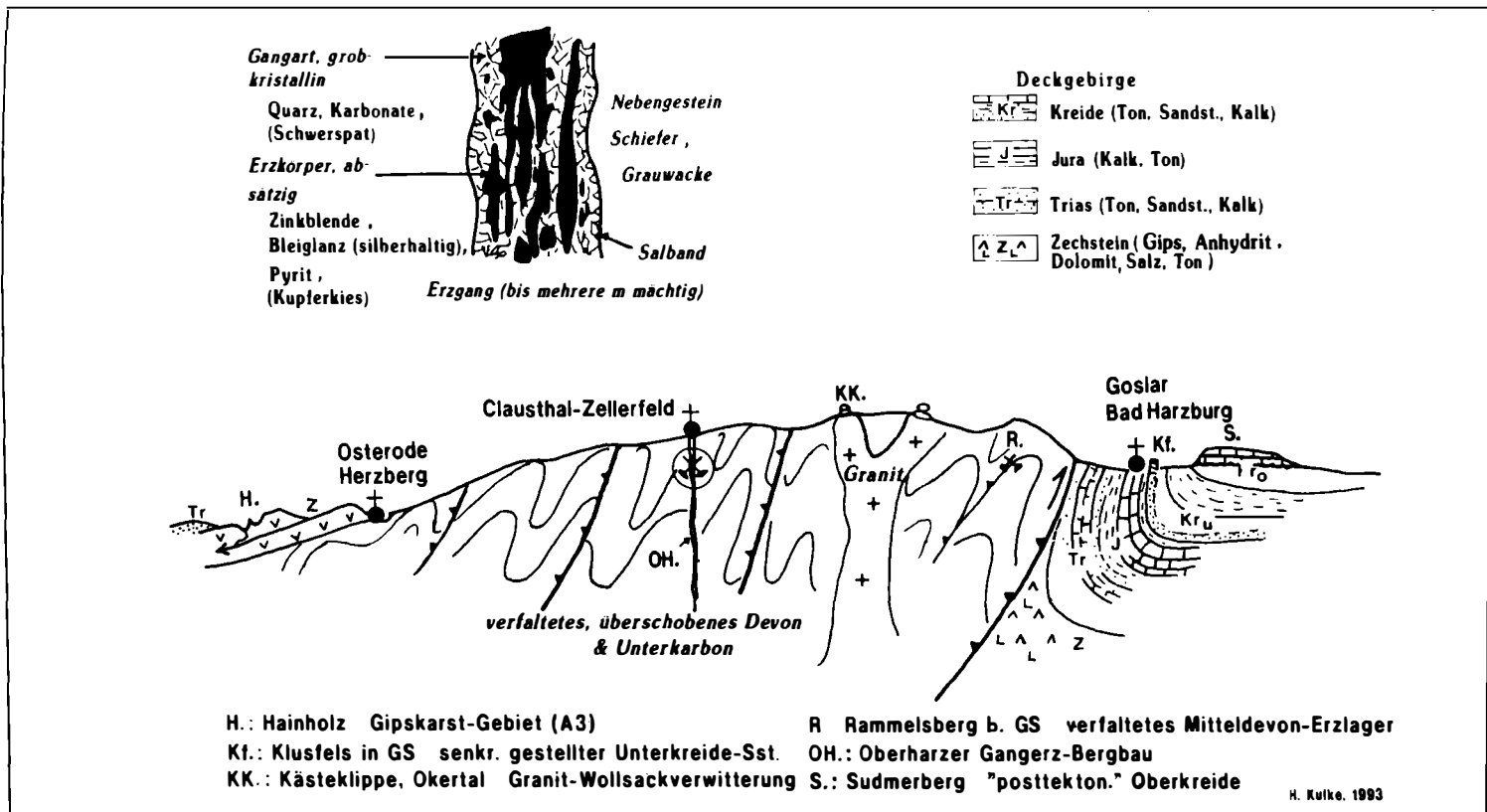


Abb. 3

Schematischer, stark vereinfachter etwa N-S verlaufender Profilschnitt durch den Westharz.

Die Aufrichtungszone an der Harznordrand-Aufschiebung, der interne Faltenbau, der Okergranit und die Oberharzer Pb, Zn-Gangvererzung sind dargestellt. Die südwestwärts abtauchende Harz-Pultscholle wird durch Perm Zechstein und Buntsandstein überlagert. -

Links oben: schematischer Schnitt durch eine Oberharzer Erzgang.

Lithostratigraphisch gesehen, besteht der Harz überwiegend aus Siliziklastika des Devons und Unterkarbons (Abb. 2, 7 u. 10). Lithologisch handelt es sich bei den Sandsteinen einerseits um reine, hochverfestigte **Quarzsandsteine** wie besonders dem unterdevonischen Kahleberg-Sandstein südl. von Goslar, dem mittel- bis oberdevonischen „Hauptquarzit“ des nördlichen Mittelharzes, sowie dem als bedeutender Härtlingszug den Westharz querenden Acker-Bruchberg-Quarzit (Abb. 2). Letzterer bildet das Mittelstück des in sich etwa altersgleichen Quarzsandsteinzuges, der vom Kellerwald (halbwegs zwischen Marburg/Lahn und Kassel) mit großen Unterbrechungen durch jüngere Überdeckung bis nach Gommern (SE von Magdeburg) reicht. Andererseits herrschen im Westharz sehr mächtige Wechsellagerungen von turbiditischen **Grauwacke-Bänken** mit Tonsteinen bzw. Tonschiefern vor. Ihr von Gebiet zu Gebiet sich veränderndes Alter reicht vom Oberdevon (Südharz- und Selke-Grauwacke) bis in das höhere Unterkarbon III (Oberharz-Grauwacke um Clausthal-Zellerfeld).

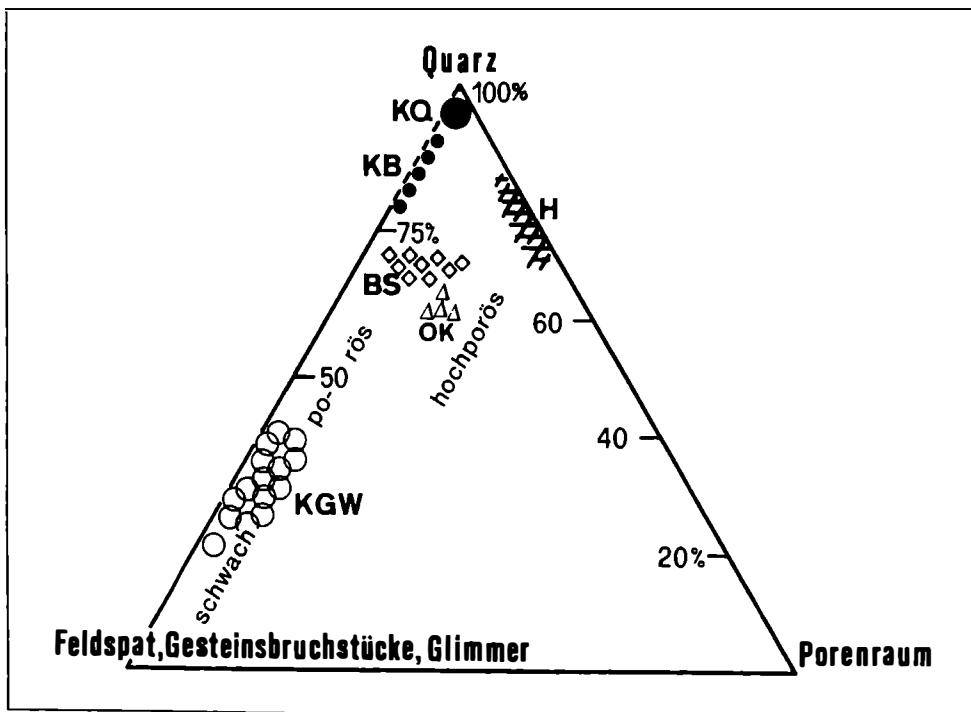


Abb. 10

Darstellung der Zusammensetzung von Sandsteinen des Westharzes und seiner Umgebung unter Einbeziehung der Porosität.

Abkürzungen: BS = Bausandsteine des Buntsandsteins (Skyt), H = Hilssandstein (Oberapt-Unteralb), KB: Kahleberg-Sandstein (Ober-Ems), KGW = Kulm- oder Oberharzer Grauwacke (höheres Oberkarbon), KQ = Kammquarzit od. Acker-Bruchberg-Quarzit (unt. Unterkarbon); zum Vergleich: OK: Oberkirchner Sst. (tiefe Unterkreide) von den Bückebergen (östl. v. Minden/Weser), ein wichtiger Restaurierungs-Sst. auch im Harz.

In tieferen Teilen des offenbar besonders im Mittel- und Oberdevon durch Flachwasserschwellen mit Knollenkalken gegliederten Beckensystems lagerten sich dunkle Tonsteine ab. Der bedeutendste davon ist der mehr als 600 m mächtige **Wissenbacher** (oder Goslarer) **Schiefer** des Eifelium an der NW-Flanke des sog. Oberharzer Devonsattels, SW von Goslar, im ehem. Goslar-Wolfshagener Trog. Hohe Illitkristallinitäten und Vitrinitreflexionswerte bis über 5,5 % R₀ (JORDAN & KOCH, 1979), sowie eine intensive Transversalschieferung, zeigen seine hohe Versenkung und tektonische Beanspruchung während der spätvariszischen Faltung an. Spezialfalten, die im ehem. Erzbergwerk Rammelsberg (sehr bedeutende synsedimentär-exhalative polymetallische Vererzung) aufgeschlossen waren, werden heute überwiegend als synsedimentäre Rutschgefüge am damaligen Hang eines *forearc*-Beckens gedeutet.

Pseudo-„ozeanische“ Tiefwasserbedingungen (nach ZELLMER, 1995: max. einige hundert m) besonders im unteren Karbon werden auch durch dunkle, dünnbankige Radiolarite angezeigt. Sie stellen eine wichtige Lithofazies in weiten Teilen des Harzes vor dem Einsetzen der Grauwacke-Turbidit-Sedimentation dar. Diese bei größerer Versenkungstiefe sehr duktile **Kiesel-schiefer**-Fazies zeigt eine besonders starke, engräumige Verfaltung (z. B. bei Lautenthal und Altenau).

Im Givet wuchsen auf lokalen Schwellen zwei bedeutende **Atollriffe**. Das größere, heute etwa 9 x 3 km messende Kalkmassiv von Elbingerode stellt (mit geol. „Reserven“ von 5 Mrd. t) das bedeutendste Vorkommen hochreinen Kalksteins Norddeutschlands dar. Noch stärker durch Abbau zerstört ist das etwa 2,5 km² große Riff des Iberg-Winterberg bei Bad Grund (FRANKE, 1973). Es liegt heute teilweise dolomitisiert vor und war ehemals wegen seiner metasomatischen Eisenoxid-Erzkörper von überregionaler wirtschaftlicher Bedeutung. In den wenigen Großporen des Iberger Riffs kommen kondensierte, zähfeste oder splittrig harte Bitumina wie Impsonit und Gilsonit vor (JACOB & HILTMANN, 1985). Es handelt sich also um eine durch geologische Prozesse zerstörte Öllagerstätte.

Aufschlüsse im Okertal (Kellwasser-Tal bzw. Romkerhall) waren für die Erforschung der Ursachen des dramatischen Massensterbens in der tropisch marinen Lebewelt an der Frasnium/Famennium Grenze von großer Bedeutung (z. B. BUGGISCH, 1991).

Im Ostharz treten sehr großflächig **Olisthostrom-Massen** auf, die überwiegend im Zuge von unterkarbonischen tektonischen Bewegungen als deckenartige, tonreiche plastische Mischungen mit eingeschlossenen Bruchstücken bis Megaschollen altpaläozoischer Sedimentgesteine bevorzugt nordwärts in orographische Senkungszone abglitten. Am SE-Rand des Harzes, im WSW-ENE verlaufenden Streifen der sog. „Wippraer Zone“ (Abb. 2) tritt Grünschiefer-fazielles Altpaläozoikum auf (Metamorphosealter nach K/Ar-Datierungen 320 - 351 Mio. J.: AHRENDT et al., 1996).

Etwa ein Zehntel der Fläche des Harzpaläozoikums wird von **magmatischen Gesteinen** eingenommen. Eine petrographische Übersichtsdarstellung findet sich in MÜLLER (1987). Am ältesten sind die basischen submarinen Effusiva, deren Alter vom Unterdevon bis ins Unterkarbon reicht. GANSSLOSER et al. (1995) deuten diese Harzer Metabasalte als ehemalige Tholeiite, Alkalibasalte und z. T. auch als MORB-Typen. Derartige, in der Regel intensiv spilitisierte **Diabase und Schalsteine** waren im Raum Elbingerode (südl. von Wernigerode) und im „Oberharzer Diabaszug“ von Osterode bis Bad Harzburg lokal als Eisenerzbringer des Lahn-Dill-Typs (vorw. Pyrit und Hämatit bei Elbingerode, Hämatit und Magnetit bei Osterode-Lerbach: STASCHEIT, 1993) wirtschaftlich von Bedeutung. Heute wird in einem Großbruch im Huneberg (SW von Bad Harzburg) hochwertiger Diabas-Schotter gebrochen.

Die spätoberkarbonischen **Granitmassive** des Brockens (mit 1141 m Höhe der höchste mitteleurop. Berg nördl. von 51°N) mit seinen westlichen Randintrusionen im Okertal (schöne „Woll-sackverwitterung“) sowie dem von der Bode-Schlucht zerschnittenen Ramberg-Pluton (südl. von Thale, Ostharz) sind im Detail mehrphasige postkinematische Intrusionen. Die radiometrischen Alter dieser Plutonite sind: Okergranit 296 ± 2 Mio. J., Brockengranit: 293 ± 2 Mio. J. + spätere Phase, Rambergpluton, jüngere Phase: 285 ± 10 Mio. J. (s. MOHR, 1993: 359). Der **Harzburger Gabbro** und seine ultrabasischen Begleiter wie Harzburgit und Norit entstammen ebenfalls spätoberkarbonischen, tektonisch stark überprägten Tiefenintrusionen (Alter: 292 ± 2 Mio. J.). Im Gabbromassiv befindet sich ein regional bedeutender Hartsteinbruch.

Eine fast N-S verlaufende Schar von kleineren magmatischen Gängen (Granitporphyr, Enstatitporphyr, Kersantit) durchschlägt zwischen Wernigerode und Stolberg auf etwa 8 km Breite den Ostharz. Dies sind die sog. Mittelharzer Gänge des Unterperm.

Nach der Orogenese wurde auch der Harz tiefgründig erodiert und eingeebnet. Diese jungpaläozoische Fastebene fällt aufgrund der jungmesozoisch-tertiären, einengenden und blattverschiebenden Blocktektonik etwa 5° nach W, SW bzw. hauptsächlich nach S ein. Eine weitere oberkretazisch-tertiäre Verebnungsfläche kappt diese ältere Peneplain besonders im Oberharz. Im obersten Karbon wurde in einer Einsenkung des schon damals tieferodierten Harzvariszikums das **Ilfelder Becken** (nördl. von Nordhausen) als Element des großregionalen Saar-Saale-Intramontantröges angelegt. Als älteste erhaltene postorogene Sedimentsequenz im unmittelbaren Harzgebiet beinhaltet es mächtige kontinentale Rotserien (Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine, ein aschereiches, bis zu 2 m mächtiges Kohleflöz) des höchsten Karbons und besonders des Rotliegenden. In diese Abfolge schalten sich intermediäre bis saure, im Stephan einsetzende Rotliegend-Vulkanite (z. B. MÜLLER, 1981) als Decken, Gänge und Rhyolith-Vulkanruinen ein, bzw. sie sitzen dem „Alten Gebirge“ besonders um Bad Lauterberg auf.

Dem ganzen West- und Südrand des Harzes folgt - als älteste marin-evaporitische Megasequenz der fast flachlagenden postorogenen Sedimentfolge - ein 1-4 km breiter Streifen von **Zechstein**. Teils liegt er direkt dem eingeebneten Faltenbau des Harzes auf (klass. Aufschluß Fuchshalle in Osterode) oder das Zechstein-Konglomerat überlagert den Andesit-Erguß des „Ilfelder Melaphyr“ (Bachuferwand der Bere südl. von Ilfeld) bzw. äolische Ober-Rotliegend-Sande (Sandgruben westl. und östl. von Ellrich: (Abb. 4). Das bis etwa 1 m mächtige **Zechstein-Konglomerat** stellt in dieser Region kein marines Transgressionselement dar. Die oft schlecht sortierten und schwach gerundeten Gerölle in sandiger Matrix entstammen nahen Abtragungsgebieten, besonders dem Harz selbst. Dieser im Großraum weit verbreitete Horizont wurde hier wohl durch zunehmende Gewitter-Starkregen im Zuge der beginnenden Flutung des südlichen Zechsteinbeckens in Form von flachen Schwemmfächern zeitlich unmittelbar vor der eigentlichen Transgression abgelagert.

Dem rudimentär ausgebildeten „*transgressive systems tract*“ folgt, sequenzstratigraphisch betrachtet, kurz vor dem „*maximum flooding*“-Zustand während des unteren Teils des Zechstein-Kalks (Ca1) das Stillwassersediment des **Kupferschiefers** (T1). Vereinzelt ragen durch diesen sapropelitischen Mergel-Laminat von etwa 0,3–1 m Mächtigkeit Algen-Bryozoenriffe (PAUL, 1980) oder auch Härtlingsklippen des variszischen Untergrundes hindurch (z. B. klassischer Aufschluß bei Bartolde, südl. von Bad Lauterberg). Die Genese seiner polymetallischen Vererzung ist noch immer in Diskussion. RENTSCH et al. (1997) deuten die Kupferanreicherungen am Südrand des Zechsteinbeckens als Folge von Zirkulation niedrigthermaler Solen im Umfeld großer Sockelstörungen. Dabei wurde deren Metallgehalt, nach dem früh ausgeschiedenen Py-

rit, spätdiagenetisch im anoxischen Beckenwasser durch H_2S gefällt. Wegen seines Kupfergehaltes wurde der Kupferschiefer über knapp acht Jahrhunderte bis Herbst 1990 im Mansfeld-Sangerhäuser Revier am Ostrand des Harzes zuletzt bis in eine Teufe von fast 1000 m abgebaut.

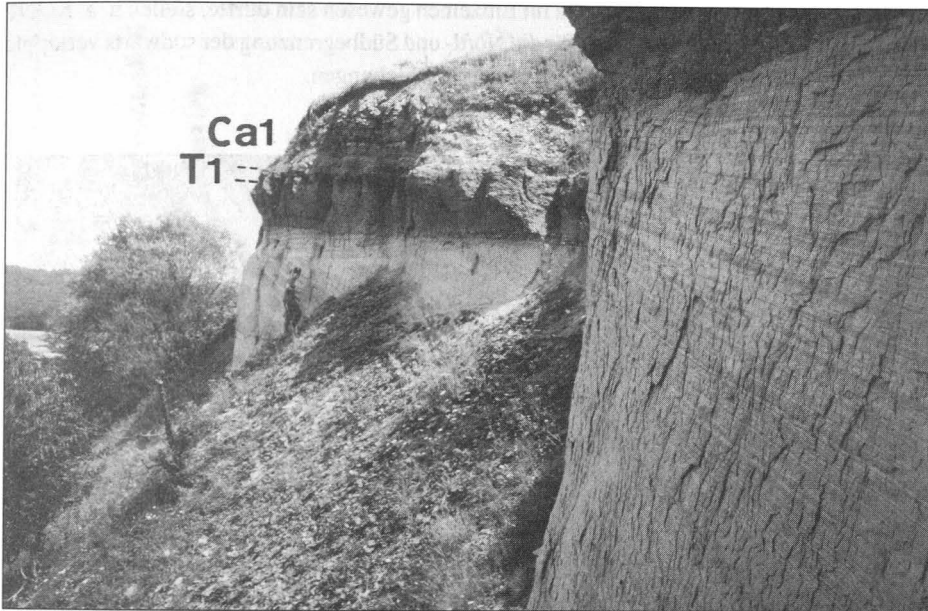


Abb. 4

Basaler Zechstein: äolische Oberrotliegend-Sandsteine wurden erosiv vom Zechstein-Konglomerat gekappt und von Kupferschiefer (T1) und Zechsteinkalk (Ca1) überlagert. Ehem. Sandgrube Zimmerbühl, östl. von Ellrich (NW von Nordhausen).

Im unmittelbaren Harzumfeld sind oberhalb des T1 drei karbonatisch-evaporitische Zyklen im Zechstein ausgebildet und am Harzsüdrand z. T. gut aufgeschlossen (Abb. 8). Sie beginnen mit dem Zechsteinkalk (Ca1) und treten in den mehrere Zehner Meter hohen natürlichen Felswänden aus rückvergipstem Anhydrit (A1) des untersten Zyklus, der Werra-Serie, morphologisch besonders in Erscheinung. Die Südharzer Zechstein-Lithofazies wird stark durch die SW-NE verlaufende Eichsfeld-Schwelle beeinflusst (z. B. PAUL, 1993): auf der Untiefe treten vorwiegend Karbonate („Hauptdolomit“ Ca 2 in oolithischer Fazies) auf, seitlich gefolgt von mächtigen sog. Anhydritwällen mit synsedimentären Rutschgefügen und am Osthazrand sogar mit Gips-“Olisthostromen“ (MEIER, 1977). Auf den Gipsausbissen hat sich eine beeindruckende Gipskarstlandschaft (Schlotten, Einsturzdolinen, Höhlen, mehrere periodische Teiche, Gipsquellhöhlen) herausgebildet (z. B. PRIESNITZ, 1969). Gipsindustrie und Naturschutz konkurrieren um die Rohstoffnutzung bzw. Erhaltung dieses auch botanisch wertvollen Gebietes.

Der **Nordrand des Harzblockes** wird an einer großen WNW-ESE verlaufenden **Aufschiebung** bis zu 3 km gegenüber dem Vorland herausgehoben (Abb. 3). Durch die damit verbundene Einengung ist, weithin gut aufgeschlossen, das Mesozoikum des Vorharzes auf etwa 1 km Breite in der sog. „Aufrichtungszone“ steilgestellt und in Störungsnähe auch steil überkippt (Abb. 5).

Diese einengende, steil-transpressive Heraushebung erfolgte hauptsächlich im Mittelsanton, nachdem an dieser Schwächezone zuvor steile Abschiebungen erfolgt waren (FRANZKE & SCHMIDT, 1993). Im Tertiär wurde die Herausbildung des Harzes durch einen weiteren starken, südwärts abklingenden Aufstieg des Harz-Varisikums abgeschlossen. Wie komplex die Herausbildung der heutigen Harzscholle im Einzelnen gewesen sein dürfte, stellen u. a. KÖNIG & WREDE (1994) dar. Sie erschließen für die Nord- und Südbegrenzung der südwärts verkippten „Leistenscholle“ des Harzes dextrale Horizontalverschiebungen.



*Abb. 5
überkippte Oberjura-Wechselfolge von Mergelkalk- und Kalksteinbänken in der
„Aufrichtungszone“, nördlich von der Harzrand-Aufschiebung
(Stbr. Langenberg b. Goslar-Oker). Die Geologen untersuchen eine Schichtunterseite.*

2.2. Lagerstätten

Der Harz stellt eine kleine, aber vielfältige und reiche Lagerstättenprovinz dar. Zahlreiche untertägige Gruben bauten z. T. über viele Jahrhunderte den Erzreichtum ab. Alle metallgewinnenden Bergwerke sind inzwischen geschlossen (Rammelsberg nach über tausendjähriger Betriebsperiode: 1988; „Hilfe Gottes“ in Bad Grund: 1992; Ostharzer Kupferschiefer: 1990). Einen Überblick über die Erzlagerstätten des variszischen Harzes gibt MOHR (1993). Diese wurden von ihm von NW nach SE fortschreitend zu sieben vorwiegend geographisch definierten Lagerstättenbezirken zusammengefaßt (Abb. 6):

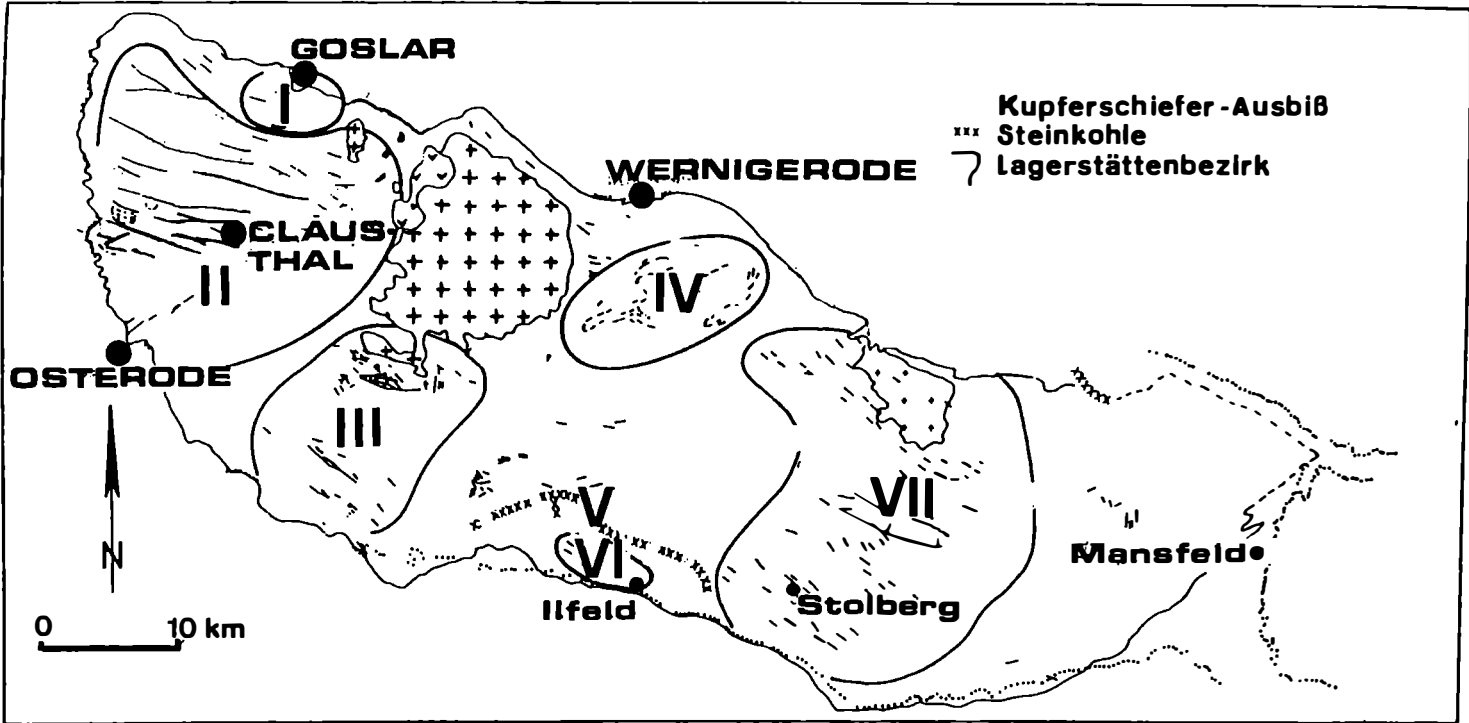


Abb. 6

Die Lagerstättenbezirke im Harz (gestalterisch verändert aus MOHR, 1993: 250) Erklärungen im Text.

I. „Unterharz“: synsedimentär-exhalative stratiforme, polymetallische Vererzung im Wissenbacher Schiefer des **Rammelsberges** bei Goslar. Die tektonisch in zwei halbsteil einfallende Lager zerscherte Lagerstätte produzierte insgesamt 27-30 Mio. t feinstkristallin verwachsenes Erz mit durchschnittl. 14% Zn, 6% Pb, 1% Cu, 120 ppm Ag (WALCHER, 1987).

II. Oberharzer Bezirk: Besonders bedeutsam waren hier 19 sehr steil bis saiger stehende, etwa W-E streichende Gangzüge mit grobkristalliner Sulfiderzführung (bes. ZnS und Ag-haltiges PbS) in einer Gangart aus Quarz, Karbonaten und Baryt. Die besten Ausbeuten lieferten über etwa 400 Jahre bis 1930 der Zellerfelder und Burgstätter Gangzug in und bei Clausthal-Zellerfeld und die Grube „Hilfe Gottes“ bei Bad Grund auf dem Silbernaaler Gangzug. In diesem Oberharz-Revier liegen auch die synsedimentär-exhalativen mitteldevonischen Hämatitvererzungen von Osterode-Lerbach sowie die limonitisch-sideritischen Erzkörper im Iberg/Winterberg-Riff bei Bad Grund.

III. Lauterberg-St. Andreasberger Gangbezirk: Die Andreasberger Gänge sind denen des Oberharzes recht ähnlich. Ihr Erz enthielt durchschnittlich 6% Pb, 2 %Zn, 1% Cu, 0.03 - 0.1% Ag, neben 1% As + Sb sowie 1% Co + Ni. In der Grube Samson wurden einst prächtige Stufen zahlreicher Minerale sowie ungewöhnlich schwere Silberklumpen in der Zementationszone gefunden.

Roteisensteingänge östlich von St. Andreasberg und nördlich von Bad Lauterberg (z. B. Roter Glaskopf vom Großen Knollen) hatten bis über die Mitte des 19. Jh. hinaus eine überregionale Bedeutung. In diesem Gebiet befinden sich auch mehrere Barytgänge, von denen der mächtigste noch heute im Abbau steht (Grube Wolkenhügel mit etwa 4 Mio. t ursprünglichen Reserven).

IV. Der Elbingeröder Eisensteinbezirk führt z. T. synsedimentäre, z. T. postvulkanisch-hydrothermale, oxidische und sulfidische Eisenerze (in den DDR-Jahren: wichtiges Schwefelerz) im Zusammenhang mit mitteldevonischen basischen Eruptiva, die in zwei Gruben bis in die jüngste Vergangenheit gewonnen wurden.

V. Südharzer Steinkohlenbezirk mit einem ehem. nördlich von Ilfeld (Südharz, nördl. von Nordhausen) abgebauten Flöz im Rotliegenden.

VI. Westlich und nordwestlich von Ilfeld wurden ehemals wirtschaftlich bedeutende Manganit- und Braunsteingänge mit verschiedenen Mn-Erzen, Roteisenstein und Baryt abgebaut. Diese Gänge in den Rotliegend-Vulkaniten des Ilfelder Beckens waren geringmächtig und stark absätzig vererzt (LIESSMANN, 1992: 289 ff). Die von dort stammenden Manganitstufen besitzen Welt-rang. Das Mangan war besonders zur Entfärbung von Glas und zur Farbenherstellung sehr geschätzt.

VII. Der Ostharzer Gangbezirk erstreckt sich von Thale bis südlich von Stolberg quer durch den Harz. Seine vielseitige Erzführung gipfelt im 15 km langen Straßberg-Neudorfer Gangzug. Es wurden hier Pb, Zn- und Fe-Sulfide sowie bis 1990 Fluorit abgebaut.

Für die Bleiglanzvererzungen des Harzes konnten HAAK & LEVEQUE (1995) isotopen-geochemisch die Herkunft des Bleis durch Umlagerungen von typischem Krusten-Pb aus den umgebenden paläozoischen Gesteinen sehr wahrscheinlich machen. Eine Bleizufuhr aus dem Brockengranit schließen sie im Gegensatz zu vielen älteren Autoren aus und geben ein Hauptbildungsalter der Hydrothermalgänge von 170 - 180 Mio. J. an.

Auf die bei den Wertmetallen vom Kupfer dominierte, polymetallische Vererzung des **Kupferschiefers** war zuvor hingewiesen worden. Dieses großregional verbreitete Schichtglied des untersten Zechsteins erreicht am Ostrand des Harzes, im Mansfelder und Sangerhäuser Revier, zwar nur Mächtigkeiten von etwa 35-40 cm, ist aber hier im Vergleich zu anderen Kupferschiefervorkommen des heutigen Deutschlands besonders stark vererzt. Obwohl die Sulfid-erzführung sowohl vertikal als auch lateral stark absätzig vorgefunden wurde, sind die über die gesamte Bergbauperiode von 1200 bis 1990 gewonnenen Hauptwertmetall-Mengen sehr beachtlich, nämlich 2,6 Mio. t Cu und 14.213 t Ag (KNITSCHKE, 1995). Die Silberproduktion, von der 1465 t der Zeit vor 1850 entstammen, übersteigt damit die Gesamtproduktion von etwa 10.600 t der Oberharzer und Osterzgebirgs-Gruben (op. cit.).

3. Historische Baumaterialien im Harzgebiet

Wie in anderen Gebieten Mitteleuropas, ja der Erde, ist das historische nicht-herrschaftliche, nicht-religiöse Bauwesen durch die bevorzugte Verwendung lokaler, preisgünstig beschaffbarer Baustoffe gekennzeichnet. Die Höhe des Arbeitseinsatzes zur Errichtung und Unterhaltung der Bauwerke hatte damals noch einen geringeren Einfluß auf die Baukosten als der finanzielle Aufwand für die Bereitstellung der Baumaterialien. Ferntransporte mittels Flößen oder Kähnen auf Flüssen (z. B. Adneter Marmor für den Wiener St. Stephansdom: KIESLINGER, 1949, S. 72) und Kanälen sowie auf Segelschiffen übers Meer stellten daher mengenmäßige Ausnahmen in günstig gelegenen Regionen dar.

Im Gegensatz zur heute weltweit verbreiteten Beton- und Verbundbaustoff-Architektur gab es also–zumindest bis zum Bau des Eisenbahnnetzes–bei den mineralischen Baumaterialien einen starken Bezug zur örtlichen Geologie, die sich in vielen, oft kleinen Steinbrüchen, bzw. Sand- und Tongruben im Umfeld von Siedlungen ausdrückte. Zugleich waren nahezu alle Baustoffe entweder gut wiederzuverwenden oder kehrten problemlos in den oberflächennahen Stoffkreislauf zurück (Holz, Lehm, historische Mörtel).

Im Harz läßt sich die Herkunft und historische Verwendung der geogenen Baustoffe modellhaft studieren, da:

- die paläozoischen Gesteine im kleinen Waldgebirge eine isolierte Insellage darstellen;
 - die den Harz umgebenden postvariszischen Gesteine durch die Harzheraushebung in vergleichsweise schmalen Streifen vorkommen;
 - durch die Oberharzer Bergbau- und Forstverwaltung seit der Barockzeit ein umfangreiches Protokoll- und Berichtswesen besteht, das übrigens bisher erst in kleinen Teilen ausgewertet wurde.
- Andererseits weist der Harz einige Besonderheiten auf. Sie resultieren überwiegend aus der im Westteil dieses Berglandes ausschließlich bergbaubezogenen Wirtschaftsweise in einer niederschlagsreichen (Brocken, 1141 m: ca. 1600 mm/Jahr, Clausthal-Zellerfeld, 520–600 m: ca. 1200 mm/Jahr), kühlen, von nur dünnen Verwitterungsböden unterlagerten Hochflächen- und Engtal-Waldlandschaft.

- Holz, das hier nicht Gegenstand der Betrachtung ist, spielte als Baustoff sehr lange eine alles überragende Rolle. Bis ins frühe 19. Jh. war Fachwerk-Geschoßbau mit Ausfachungen aus kurzen Balkenstücken, Bretterverschalung und Schindeldeckung für die Oberharzer Bergstädte typisch (GRIEP, 1975). Daraus resultierten wiederholte verheerende Schadensfeuer.
- Der Bergbau stellte mit seinem hohen Materialbedarf (Holzkohle, Grubenholz, Steine für Schmelzhütten und Ausmauerung der Wasser-“Gräben“, den Energiezuleitungen für die „Kunst“ und „Kehrräder“) und seinem ausgebildeten Personal einen großen Fundus für Innovationen dar. So entwickelten und produzierten die Berg- und Hüttenleute verschiedene bergbautypische Baustoffe, wie besonders Schlackensteine und Bleibedachungen.

Das Oberharzer Klima ist sehr rau (Jahresdurchschnittstemperatur in Clausthal-Zellerfeld: etwa 5,5°C) und wird durch lange Winter mit viel Schnee aber häufigen Tauperioden geprägt. Die sehr zahlreichen „Nulldurchgänge“ üben, zusammen mit Schlagregen und daraus folgender starker Durchfeuchtung, eine ungewöhnliche Zerstörungskraft auf Baumaterialien aus. Gleiche Gesteine, die sich im Umland gut in unverputzten Gebäuden bewähren, zerbröseln im Oberharz aufgrund dieser häufigen Frost-Tauwechsel z. T. schon nach wenigen Jahrzehnten.

3.1. Gesteine als Baustoffe im Harz

Die wesentlichen Bausteine des Westharzes sowie seines nahen Umfeldes sind in den Abb. 7–9 mit ihrer Lithostratigraphie, ihren wichtigsten Abbauorten sowie der historischen Verwendung (mit Beispielen) dargestellt. Tab. 1 ergänzt diese Aussagen für die Harzer Sandsteine besonders bezüglich ihrer Materialeigenschaften und ihres Verwitterungsverhaltens.

Der Löß des südlichen und nördlichen Vorharzes ist nicht dargestellt. Er hatte, ebenso wie verwitterte Tongesteine zu Strohlern verarbeitet, eine hohe Bedeutung im Vorharz. Dort wurde er als Lehmstakenfüllung oder als Lehmstein sehr häufig bis weit ins letzte Jahrhundert im Fachwerkbau eingesetzt. Im Oberharz tritt dieser Erdbaustoff mangels örtlicher Vorkommen stark zurück.

3.1.1. Sandsteine

Die Sandsteine des Harzer Bauwesens entstammen einer weiten Zeitspanne vom Unterdevon bis zum Santon. Sie unterscheiden sich stark in mineralogischer Zusammensetzung, Korngröße, Zementation, Porosität (Abb. 10 u. 12), Bankdicke und Klüftigkeit. Einen vorwiegend mineralogisch-chemischen Überblick geben MÜLLER & STRAUSS (1987).

Die ehemals tief versenkten **Sandsteine der variszischen Harzscholle** (unterdevonischer Kahleberg-Sandstein bis Kulm-Grauwacke) weisen fast ausnahmslos eine sehr niedrige Porosität, sehr geringe Karbonatgehalte, hohe Druckfestigkeit und z. T. Grobbankigkeit auf. Die reinen Quarzsandsteine (bes. Kahleberg-Sandstein und Ackerbruchberg-Quarzit; Abb. 7) wurden im Zuge der Orogenese zu splittrig harten, hellen Orthoquarziten, die zu engständiger Klüftung neigen. Ihre Bedeutung als Baustein ist daher gering. Als Bruchstein, der u. a. im Zuge des Rammelsberg-Bergbaus gewonnen wurde, oder auch als schwach gerundete Gerölle der Gose, tritt der **Kahleberg-Sandstein** aber in zahlreichen mittelalterlichen Bauten der Goslarer Altstadt auf. In Osterode waren die sog. „Sösekiessel“, große Gerölle von Acker-Bruchberg-Quarzit, mit Gipsmörtel vermauert, ein besonders wichtiger Baustein (z. B. KULKE, 1995).

GEOL. SCHICHTPROFIL IM OBERHARZ & VERWENDUNG DER GESTEINE IM BAU I

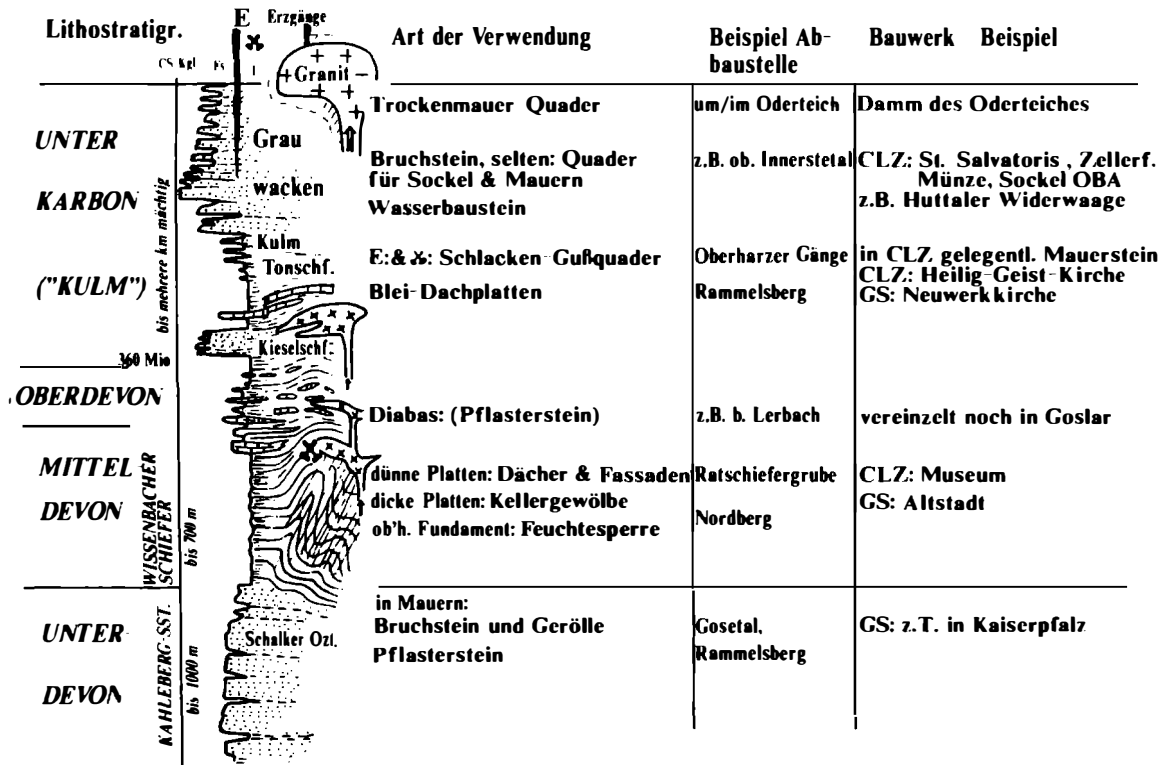


Abb. 7

Lithostratigraphische Säulen der variszisch verfallenen Gesteine im Westharz (von Devon bis Unterkarbon) und des postvariszischen Auflagers in seiner unmittelbaren Umgebung (Perm bis Oberkreide), sowie Angaben zur Verwendung der Gesteine im Harzer Bauwesen.

Quellen: GRIEP (1959), MOHR (1993) und persönl. Mitteilung sowie eigene Beobachtungen.

Abkürzungen: CLZ = Clausthal-Zellerfeld, GS = Goslar, OHA = Osterode.

Geologisches Schichtprofil im Vorhartz und Nutzung der Gesteine im Bau

II

		Historische Verwendung	Abbauort	Beispiel
T R I A S	Steinmergel	RHÄT (selten) Baustein	GS: OSTERFELD	
	Schillsandstein	Ziegeleiton	GS: OSTERFELD	GS: Siemenshaus (?)
	Cerolithenschichten Trochitenkalk			
	Muschelkalk	(plattig) Fassaden & Dachplatten (selten) Werksteine	SOLLING HARLI	CLZ: Robert-Koch-Haus GS: Kaiserworth
	Buntsandstein	Treppenstufen Baustein	HARLI, HARZRAND WESTL. v. WERNIGER	GS: Rathaus Kirche Drübeck
PERM	Zechstein	"NÜXEIER STEIN": Quader, Mörtel	SÜDL. STEINA OHA - WALKENR.	Kloster Walkenried OHA: Bergfried, Zorge: Kirche
	im Untergrund Salz			
	im Untergrund Salz			
	Cu-Schiefer (⚡)			
	Z-Kongl. (⚡)			
	Rotliegendes			

Quellen: GRIEB (1956), MOHR (1982) u. pers. Info. eigene Beobachtungen

Abb. 8

Lithostratigraphische Säulen der variszisch verfalteten Gesteine im Westhartz (von Devon bis Unterkarbon) und des postvariszischen Auflagers in seiner unmittelbaren Umgebung (Perm bis Oberkreide), sowie Angaben zur Verwendung der Gesteine im Harzer Bauwesen.

Quellen: GRIEB (1959), MOHR (1993) und persönl. Mitteilung sowie eigene Beobachtungen.

Abkürzungen: CLZ = Clausthal-Zellerfeld, GS = Goslar, OHA = Osterode.

Geologisches Schichtprofil am Harznordrand und Nutzung der Gesteine im Bau

III

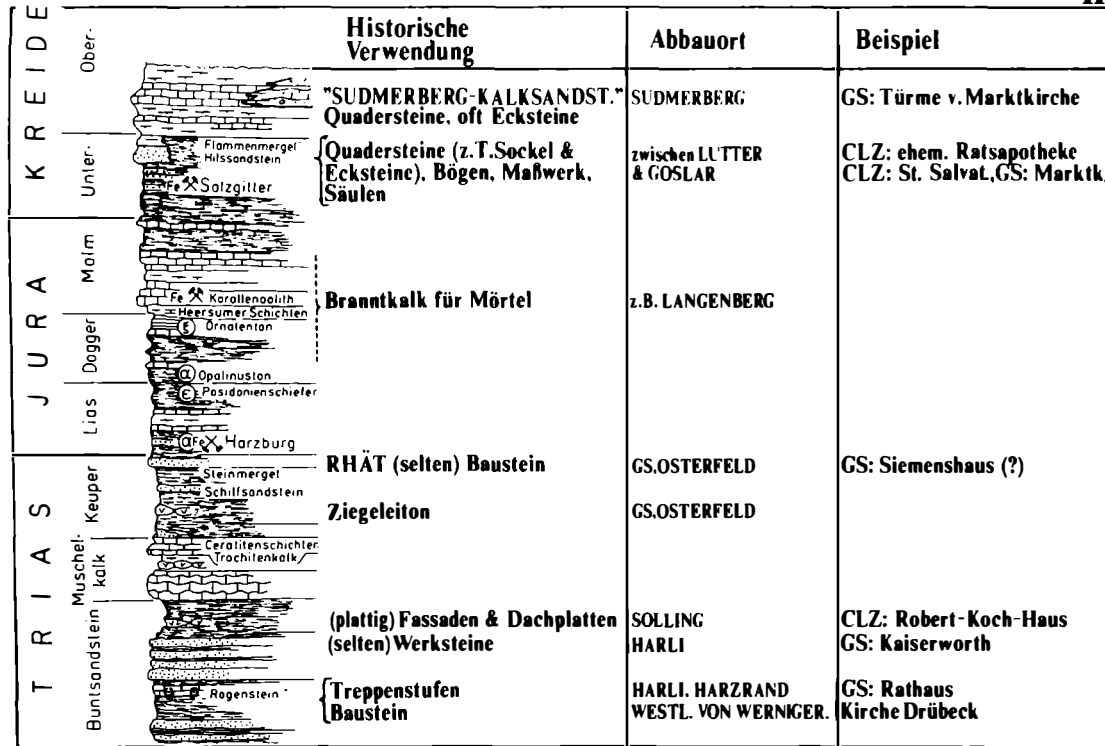


Abb. 9

Lithostratigraphische Säulen der variszisch verfallenen Gesteine im Westharz (von Devon bis Unterkarbon) und des postvariszischen Auflagers in seiner unmittelbaren Umgebung (Perm bis Oberkreide), sowie Angaben zur Verwendung der Gesteine im Harzer Bauwesen.

Quellen: GRIEP (1959), MOHR (1993) und persönl. Mitteilung sowie eigene Beobachtungen.

Abkürzungen: CLZ = Clausthal-Zellerfeld, GS = Goslar, OHA = Osterode.

Name (Alter)	Ablagerungsumfeld	Herkunft	Verwendung	Gesteinsart Körnigkeit, Farbe, Bearbeitbarkeit	Rohdichte, Porosität, Härte	Verwitterungs- verhalten bes. im Oberharz
„Söseliesel“ ? Elster-Eiszeit Alter: ca. 0,4 Mio.J.	„periglazialer“ Schutt- fächer vom Westhang des Acker-Bruchbergzuges herab	aus Einzugsgebiet der Söse	als sog. „Söse-Kiesel“ wichtiger Baustein in Altstadt von Osteroda, z.B. Bergfried „Alte Burg“	vorw. große Gerölle und gerundete Blöcke von lichtbeigem „Kammquarzit“ (Unterkarbon, Acker- Bruchbergzug), seltener von schwarzem Kiesel-schiefer (Unterkarbon) usw.; beide schlecht bearbeitbar, daher als Geröll vermauert	D: um 2,60 g/cm ³ Por: sehr gering Quarzit: hart Kiesel-schf.: hart, splittig; beide schlecht bearbei- bar, daher als Geröll vermauert.	<u>Kammquarzit</u> : meistens sehr ver- witterungsbeständig, selten dünne Abschalungen <u>Kiesel-schiefer</u> : be- sonders ver- witterungsbeständig
Sudmerberger Kalksandstein (mittl. Oberkreide) Alter ca. 85 Mio. J.	strandnahe Flachwasser- bildung an Nordküste der damaligen Harz-Insel	Sudmerberg (zwi. Goslar- Jürgenohl und GS-Oker)	wichtigster Naturbaustein in Goslar vom 16. - 19. Jh.; selten im Oberharz	Kalk-Sandstein; oft grobkörnig-feinkiesig, reich an Fossilbruch- stücken; kallig gebunden, gelblich- lichtbraun; mäßig gut bearbeitbar	D: um 2,3 g/cm ³ Por: ca. 8-15% ziemlich hart ?	wenig Referenz- Bauten im Oberharz je nach Verfestigungsgrad: beständig oder ab- sandend bis schalig abplatzend
Hilssandstein (höhere Unterkreide) Alter ca. 100 Mio. J.	flachmarine Sandbänke	Stbr. zwi. Langelsheim und Ostlutter (NW v. Goslar) früher wohl auch aus tieferen Teilen der Goslarer Ratssandgrube	in Goslar: diverse Architekturteile, u. a. Säulen, Kapitelle, Eckquader seit Romanik; im Oberharz: im 19. Jh. große Sockelquader	Sandstein, schwach kieselig gebunden; mittlkörnig, lichtbeige oder lichtgrün seltener hell rotbraun; leicht bearbeitbar (u. a. Bauplastik)	D: um 2,10 g/cm ³ Por: ca. 18 - 25 % mäßig hart - ziemlich weich	wechselnd stark absandend, selten schalige Ab- platzungen

Tab. 1

Die im Westharzgebiet im historischen Bauwesen verwendeten Sandsteine, ihre Herkunft, Verwendung und Eigenschaften.

Die Verwendeten Sandsteine haben ein von oben nach unten zunehmendes Alter

Quelle: FRANK (1981), KULKE (1995), MÜLLER (1980), SCHLEICHER (1989) und umfangreiche eigene unveröff. Untersuchungen

Name (Alter)	Ablagerungsumfeld	Herkunft	Verwendung	Gesteinsart Körnigkeit, Farbe, Bearbeitbarkeit	Rohdichte, Porosität, Härte	Verwitterungs- verhalten im Oberharz
Mittl. Buntsandstein (mittl. Unter-Trias) Alter ca. 245 Mio. J.	ausgedehnte linsen- förmige, lange Sand- körper in „verwilderten“, unregelmäßig fließenden Flüssen (sog. Wadis) auf gr. Aufschüttungsebene	<u>Nordharzrand</u> : 2 kl. Stbr. in Harly-Bergzug (nördl. Vienenburg) m. schlechter Steinqualität <u>Südharz</u> : vorw. Westhöfer Wald zwischen Nordheim, Osterode und Seesen sowie Weserbergland für Bausteine, nördl. Solling für Fußbodenplatten und Dachdeckung	in <u>Goslar</u> : Dekorstein an roman. kaiserl. Bauten in <u>CLZ</u> : im 18. + 19. Jh. als geschliffene Fußbodenplatten (z. B. ehem. in Clausthaler Münze) in <u>Osterode</u> : Baudekor und Eckquader am Harz-Korn- magazin	Sandstein, schwach kieselig gebunden, wechselnde Korngröße, oft mittel- körnig, kräftig braunrot; gut (grob) bearbeitbar	D: oft 2,25 - 2,5 Por: variabel, i. a. 5- 15 % i. a. mäßig hart	im <u>Oberharz fast keine Verwendung als Baustein</u> , jedoch z. B. im 18. Jh. als geschliffene Fußbodenplatten
Untertyp: Solling-Dachplatten	Ablagerung in langsam fließenden Flußarmen bzw. am Rand von Überflutungsebenen	Solling	„Solling-Dachplatten“ als Dachdeckung und als Fassadenbehang im 18. + 19. Jh. in Clausthal	Sandstein, feinkörnig-tonig, dünnplattig spaltend; dunkelrot, mit „Silber- glanz“ durch Glimmer auf den Schichtflächen	D: um 2,60 g/cm ³ Por: gering gut spaltbar	„Solling- Dachplatten“ durch häufige Frost- Tauwechsel aufblättern und an Kanten abbröselnd
„Rogenstein“ (Unt. Buntsandstein, untere Unter-Trias) Alter ca. 250 Mio. J.	strandnahe Flachwasser- barran in sehr ausge- dehntem, damals nördl. vom Harz gelegenen Binnensee	zahlreiche Stbr. am Harznordrand zwischen Hahausen und Wernigerode sowie im Harly (b. Vienenburg)	am <u>mittl. Harznordrand</u> : wichtiger Baustein (z.B. Kloster Drübeck, Wernigerode usw.) auch Pflasterstein; in <u>Clausthal und Zellerfeld</u> : Treppenstufen im Außenbereich	„Oolith“ (konzentr. Kalkkugeln) in kalkig- dolomitisch-feinsandiger Matrix, braunrot bis rötlichgrau; mäßig gut bearbeitbar	D: um 2,65 g/cm ³ Por: gering hart	sehr verwitterungs- beständig; selten dünne Abschalungen

Tab.1 (Fortsetzung)

Die im Westharzgebiet im historischen Bauwesen verwendeten Sandsteine, ihre Herkunft, Verwendung und Eigenschaften.

Die Verwendeten Sandsteine haben ein von oben nach unten zunehmendes Alter

Quelle: FRANK (1981), KULKE (1995), MÜLLER (1980), SCHLEICHER (1989) und umfangreiche eigene unveröff. Untersuchungen

Name (Alter)	Ablagerungsumfeld	Herkunft	Verwendung	Gesteinsart Körnigkeit, Farbe, Bearbeitbarkeit	Rohdichte, Porosität, Härte	Verwitterungs- verhalten im Oberharz
Grauwacke („Kulm“ = Unter- Karbon in silizi- klastischer Aus- bildung) Alter ca.340 Mio. J.	Tiefwasserablagerungen einzelner sog. Turbidite (verwirbelte Abrutschun- gen von tonigen Sand- massen), in oft dünnen Einzelbänken in großer Meerestiefe sehr rasch in weit ausgedehnten Bänken abgelagert	zahlreiche Stbr. besonders im oberen Innerstetal zwischen Wildemann und oberhalb von der ehem. Clausthaler Silberhütte; Stbr. westl. von Zellerfeld, auch westl. und nordwestl. Harzrand	im Hochbau (im Oberharz): sehr häufig als Bruchstein- Sockel (z.B. Oberbergamt), Bruchsteinwände (z. B. St. Salvatoris-Kirche, Zellerfeld) als Ausfachung; selten als Werkstein-Quader (z. B. Ausmauerung Runde Radstube Grube Turm Rosenhof, Clausthal, im Tiefbau im Oberharz: „Wasserbau“-Stein (Trockenmauern von Gräben des Oberharzer „Wasser- regals“; als Straßen-Wild- pflaster	Sandstein, unrein, fein bis grobkörnig, tonig-kieselig gebunden <u>angewittertes Material</u> (häufig als Mauer-Bruch- stein): braungrau <u>frisches Material</u> (im Wasserbau und als Werk- stein) schmutzig hell bis dunkel graugrünlich oder graubräunlich; ziemlich schlecht bearbeitbar	D: um 2,65 - 2,70 g/cm ³ Por: (sehr) gering in Vorkommen <u>dicht unter Erd- oberfläche</u> : oft stark angewittert und mürbe unverwittert: zäh- hart	<u>angewitterte Steine</u> : häufig (dünn- schalige Ab- platzungen, auch Absandungen <u>frisch</u> : oft gute Beständigkeit, selten: schalige Abplatzungen
Kammquarzit (Unterkarbon) Alter ca.340 Mio. J.	flachmarin	Acker-Bruchbergzug quer durch Westharz	vorw. indirekt als Geröll (siehe „Sösekieisel“)	Sandstein, stark kieselig = Quarzit lichtbeiger, fast weiß, selten rot oder braun verwittert	D: ca. 2,60 g/cm ³ Por: sehr gering hart, schlecht bearbeitbar	sehr verwitterungs- beständig
Kahleberg- Sandstein (mit Schalker Quarzit) Unter-Devon Alter ca.400 Mio. J.	flachmarin	im sog. Oberharzer Devon- sattel (zwischen Schalke, Goslarer Ortsteil Bocks- wiese und Harznordrand zwischen Goslar und Oker); mehrere Stbr. am Rammelsberg	in Goslar: als Bachgerölle der Gose als Wildpflaster, als Bruchstein, z. B. in roman. Neuwerk-Kirche im Oberharz als Kleinpflaster- Steine (diese stammen z. T., seit Eröffnung der Eisenbahn- linie nach Cl.-Z. im J. 1876, aus dem Gebiet südlich v. Magdeburg („Gommern-Qtz“)	Sandstein, vorw. feinkörnig, stark kieselig gebunden (=Quarzit) fast weiß, hellgrau, hell- beige, ziemlich schlecht bearbeitbar durch eng- ständige Klüfbarkeit: nur kleine Pflastersteine möglich	D: um 2,60 g/cm ³ Por: sehr gering („dicht“) splittrig hart	sehr verwitterungs- beständig

Tab.1 (Fortsetzung)

Die im Westharzgebiet im historischen Bauwesen verwendeten Sandsteine, ihre Herkunft, Verwendung und Eigenschaften.

Die Verwendeten Sandsteine haben ein von oben nach unten zunehmendes Alter

Quelle: FRANK (1981), KULKE (1995), MÜLLER (1980), SCHLEICHER (1989) und umfangreiche eigene unveröff. Untersuchungen

Die **Oberharzer Kulm-Grauwacke** tritt weitverbreitet im Gebiet des oberen Innerstetals (westl. und NW von Clausthal-Zellerfeld) in Bänken wechselnder Dicke mit Tonschiefer-Zwischenlagen zu Tage. Sie wurde einst in einer großen Anzahl von meist kleinen Steinbrüchen gebrochen (MOHR, 1993: Abb. 175); einer davon beim Städtchen Wildemann steht noch heute für Restaurierungsaufgaben zur Verfügung.

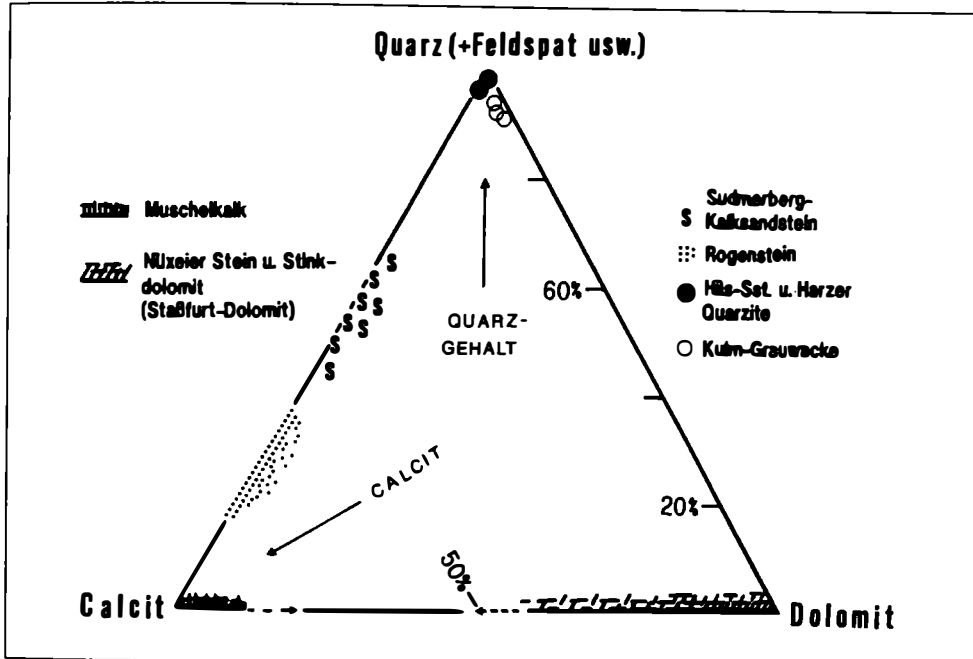


Abb. 12:
Darstellung der mineralogischen Zusammensetzung von Sandsteinen und Karbonatgesteinen, die für das (Ober-)Harzer Bauwesen von Bedeutung sind.

Diese kompositionell extrem unreinen Gesteinsbruchstück-Sandsteine (Abb. 10) besitzen in frischem Zustand sehr gute gesteinsmechanische Eigenschaften und hohe Beständigkeit. Im Dünnschliff zeigt sich der sehr enge Kornverband mit Feldspäten, z. T. zerdrückten Vulkanoklasten, Glimmer, Chlorit und einem tonig-kieseligen Zement. Unverwitterte Proben haben Porositäten unter 2%. Wegen ihrer Zähigkeit läßt sich die Grauwacke schlecht behauen. Sie wurde daher vorwiegend als Bruchstein im Kellergewölbe- und Sockelbau für einige bedeutende Gebäude im Oberharz, besonders aber im bergmännischen Bauen (siehe vorne) verwendet. Für den Bau der umfangreichen Trocken-Stützmauern für die einst wirtschaftlich hoch bedeutsame „Oberharzer Wasserwirtschaft“ (z. B. SCHMIDT, 1989) wurde nur unverwittertes, d.h. dunkelgraugrünes Material eingesetzt, da die Steine im Wasserbau besonders harten Frost-Tauwechselbeanspruchungen ausgesetzt sind. Für den Hochbau wurden hingegen meistens die wechselnd stark durch Anwitterung vorgeschädigten, hellgraugrünlich bis rostbräunlich gefärbten Steine verwendet. Diese 2. und 3. Wahl zeigt häufig stärkere Verwitterungsschäden, besonders Abplatzungen von dünnen Schalen (Abb. 11) seltener auch Absandungen und Vergroßungen.



Abb. 11

Grauwacke-Sockel eines Wohnhauses von etwa 1845 in Clausthal-Zellerfeld, Rollstr.: Dieser westexponierte Quaderstein zeigt starke Abschalungen, deren Größe und Form von einem sich öffnenden Haarriß und einer latenten Schichtfuge beeinflusst werden. Höhe des Steines: 23 cm.

Unter den **Bausandsteinen des mesozoischen Deckgebirges** sind der kontinental-fluviatile Mittlere Buntsandstein (Skythium) im westlichen und im südlichen Vorharz sowie mehrere marine Kreidesandsteine am Harznordrand sowie im Gebiet von Halberstadt und Quedlinburg von Bedeutung (Abb. 8 - 10 u. 12).

Im **Mittleren Buntsandstein** wurden einst zahlreiche Steinbrüche über seine ganze Harz-nahe Verbreitung vom Nordrand des Thüringer Beckens bis zum Solling (östl. der Oberweser zwischen Bad Karlshafen und Holzminden) betrieben. Die verwendeten Sandsteine sind meistens bräunlichrot bis violettrot, seltener lichtgrau gefärbt und haben je nach Herkunft eine geringe bis sehr gute Verwitterungsbeständigkeit (LEPPER, 1996). Diese wird stark durch den wechselnden Tongehalt, die Schichtflächenausbildung (z. T. stark mit Glimmerschuppen belegt) und den Grad der typischen Quarzzementation (i.a. weitergewachsene Quarzkörner) bestimmt. Petrographisch handelt es sich um feldspatreiche, gesteinsbruchstückführende Sandsteine (Arkosen) feiner bis mittlerer Körnigkeit und meist mäßiger Porosität (Abb. 10).

Ihre Bedeutung für das Oberharzer Bauwesen ergibt sich daraus, daß vorwiegend im 18. und 19. Jh. Fuhrleute, die Erz vom Oberharz zur Verhüttung in den waldreichen Solling transportierten, als Rückfracht von dort geschätzte Sandstein-Sonderprodukte in den Harz brachten. Dabei handelt es sich einerseits um schwere, gespaltene oder geschliffene Rechteck-Fußbodenplatten (LILGE, 1996) oder um dünnlagig spaltende, glimmerreiche „Sollingplatten“. Diese Pferdewagen-Transporte über 70–80 km wurden von den welfischen Landesherren gefördert. Durch sie

konnte nämlich die Beschäftigungslage im Solling-Gebiet verbessert werden und zugleich entsprachen die „Sollingplatten“ als nicht brennbare Dachdeckung der feuerpolizeiliche Anordnung. Im Oberharzer Klima blättern diese feinstschichtigen, nur engräumig auftretenden Überflutungssedimente innerhalb weniger Jahrzehnte auf. Sie wurden daher, sobald sie dünner geworden waren, an die wetterexponierte Fassadenseite umgehängt. Es gibt heute nur noch eine Dachhälfte (sog. Robert-Koch-Haus am Kronenplatz in Clausthal-Zellerfeld), wo diese ungewöhnliche Deckungsart aus Gründen des Denkmalschutzes im Oberharz erhalten blieb.

Unter den **Kreidesandsteinen** des nördlichen Vorharzes weist der **Hilssandstein** (Oberapt-Unteralb) eine hohe Bedeutung als Werkstein im Umkreis von Goslar und Seesen sowie im Innerstetal bis rauf nach Clausthal-Zellerfeld auf. Dieser flachmarine, schwach glaukonitische, hochporöse Quarzsandstein (Por.: 15-29 %: FRANK, 1981) ist nur schwach quarzementiert, er läßt sich daher gut bearbeiten, weist aber nur eine geringe bis mäßige Verwitterungsbeständigkeit auf (z. B. GRIMM, 1990). Im Oberharzer Klima zeigt er an exponierten Stellen starke Absandungen bis hin zu tiefreichenden Vergrusungen und dickschaligen Abplatzungen.

Er wurde über Jahrhunderte zwischen dem Stadtgebiet von Goslar und Langelsheim in der „Aufrichtungszone“ nördlich der Harz-Nordrandüberschiebung abgebaut und seit der Romanik für Eckquader, Fenster- und Türgewände sowie Säulen und Kapitelle in Goslar verarbeitet. Im 18. und 19. Jh. lieferten Steinbrüche bei Ostlutter (12 km WNW von Goslar) besonders großformatige Quader. Sie wurden ab dem letzten großen Stadtbrand in Clausthal (1844) als bevorzugter Sockelbaustein verwendet. Die größten mit Pferdefuhrwerken hierher transportierten, sorgfältig behauenen Quader messen 235 cm in der Länge und haben Gewichte bis zu 0,75 t. Noch im Jahr 1976 wurde eine 10 m mächtige Bank im Steinbruch Lampe bei Ostlutter für Restaurierungsarbeiten in der Goslarer Altstadt abgebaut. Heute sind alle Hilssandstein-Abbaue verwaist bzw. zugewachsen.

In der „Aufrichtungszone“ des Osthazes treten zwischen Heimbürg (b. Blankenburg) und Neinstedt (b. Thale) bizarr Felsklippen, die sog. „Teufelsmauer“, aus Mittlerem **Quadersandstein** oder Heidelberg-Sandstein (Mittelconiac) zu Tage. Dicht nördlich davon, in der Blankenburger Teilmulde der großen Subherzynen Kreidemulde, bildet der Obere Quadersandstein (Mittel- bis Obersanton) Felsmassive. Auch diese Sandsteine wechselnder Körnung sind sehr quarzreich und porös und stellen in dieser Vorharzregion einen wesentliche Baustein von z. T. mäßiger, z. T. auch sehr guter Beständigkeit dar. Als bedeutendstes Bauwerk wurde die romanische Stiftskirche von Quedlinburg aus dem Heidelberg-Sandstein errichtet (EHLING et al., 1996). Der Abbau wurde am Beginn des 20. Jh. eingestellt.

Am Sudmerberg, am NE-Rand von Goslar gelegen, wurde seit dem 16. Jh. der lokal sehr beliebte **Sudmerberger Kalksandstein** (hohes Mittelsanton) abgebaut (Abb. 9 u. 12). Diese grobsandig-feinkiesige, strandnahe Fazies stellt einen wechselnd stark Quarzsand- und Gesteinsbruchstück-führenden Fossiltschutt-*grainstone* dar (FRANK, 1981 und FRANK et al., 1985). Er wurde wegen seiner recht guten Bearbeitbarkeit und guter Beständigkeit an vielen Goslarer Fassaden als Werkstein verwendet. Seine warme Ockerfarbe, die ausgeprägte Schrägschichtung sowie zahlreiche Wurmbauten lassen ihn stets leicht erkennen.

3.1.2. Karbonatgesteine

Kalksteine und Dolomitgesteine weisen im Harz selbst eine sehr untergeordnete Bedeutung als Baustein auf. Der mitteldevonische **Iberger Riffkalk** wurde in Bad Grund z. T. als Bruchstein in Haussockeln verbaut. Branntkalk aus diesem Vorkommen war hingegen für das Oberharzer Bauwesen als Mörtel, mengenmäßig nach dem Gipsmörtel, von großer Bedeutung.

Am West- und Südrand des Harzes wurden über viele Jahrhunderte die Karbonate (dolomitische Kalke, Dolomite) des unteren Zechsteins bautechnisch genutzt. In Osterode und den nördlichen Nachbarorten verwendete man gelegentlich gelblich anwitternden „**Zechsteinkalk**“ (Ca1, siehe vorne) neben anderen Gesteinen, wie besonders den zuvor erwähnten „Sösekiekeln“ und dem Hauptdolomit (Ca2).

Das bedeutende gotische Zisterzienserkloster Walkenried (halbwegs zwischen Bad Lauterberg und Nordhausen) wurde aus Quadern des „**Nüxeier Steines**“ und Rauhwacke-Bruchsteinen errichtet. Ersterer ist eine lichtgraue, oolithische Sonderfazies des Hauptdolomits (Ca2) auf der regionalgeologisch bedeutsamen Eichsfeldschwelle. Er wurde etwa 7 km westlich von der heute aufwendig restaurierten Klosterruine abgebaut. Dort steht noch ein Steinbruch in Nutzung (LEPPER, 1994). Die Rauhwacke entstand bei der oberflächennahen De-Dolomitisierung des Ca2 durch gipsreiche Wässer und findet sich als z. T. sehr große, löchrige Blöcke in der Subrosions- und Verkarstungsdecke oberhalb des Werraanhydrits.

Im Unteren Buntsandstein westlich (bei Hahausen) und besonders nördlich des Harzes (z. B. Aufrichtungszone b. Wernigerode und Harlyberg NE von Goslar) treten mehrere Bänke eines schwach sandigen, grobkörnigen Ooliths auf. Dieser braunrote bis rötlichgraue „**Rogenstein**“, (VOSS, 1928) eine strandnahe, gelegentlich dolomitische Ablagerung eines riesigen Binnensees, ist stark verfestigt und kaum porös. Er weist in den besten Bänken eine hohe Verwitterungsbeständigkeit auf. Im Oberharz bewährte er sich vorzüglich in Form von langen, dicken Platten als Außentreppen-Baustein. Sein Sandgehalt sorgt selbst auf ausgetretenen Stufen für gute Griffbarkeit bei Nässe. Andernorts diente er als Mauerstein (z. B. roman. Kloster Drübeck, westl. von Wernigerode) oder als Kleinpflasterung von Gehwegen. Alle Abbaue sind heute eingestellt und verwachsen.

Muschelkalk-Kalksteine hatten um den Harz herum öfters eine größere Bedeutung als örtlicher Baustein. Die im kleinen Huy-Bergzug (NW von Halberstadt) in mehreren, ziemlich mächtigen Bänken auftretende Sonderfazies des „**Schaumkalkes**“ (Unterer Muschelkalk) wurde bis zum Anfang unseres Jahrhunderts abgebaut (HEMPRICH, 1913: 42 f). Der gotische Dom von Halberstadt wurde aus diesem grobporigen Schillkalk errichtet. Seine nur mäßige Verwitterungsbeständigkeit verlangt aufwendige Restaurierungsarbeiten an diesem bedeutenden Bauwerk.

3.1.3. Gips und Anhydrit

Wegen ihres Auftretens in Felsen und Steilhängen längs des Südharzrandes wurden beide Ca-SO₄-Gesteine seit vielen Jahrhunderten abgebaut und als Gipsmörtel, Bruchstein oder auch gelegentlich als Quaderstein verbaut. Die gewaltige, aus großen Quarzitgeröllen errichtete Bergfriedruine der Alten Burg Osterode wird seit 850 oder gar 1000 Jahren von einem zähfesten, grobstückigen **Gipsmörtel** zusammengehalten (KULKE, 1995). Dieses Material wurde als

wichtigstes Bindemittel im Hochbau am Südharz, in den Oberharzer Bergstädten und z. T. auch am Nordharzrand (z. B. Schloß Wernigerode) über Jahrhunderte bis etwa 1900, vereinzelt sogar bis 1960 eingesetzt. Neben der guten Verfügbarkeit von Gipsstein als Rohstoff sprach der vergleichsweise geringe Brennstoffbedarf für den Gipsmörtel. So hatte C. F. HOFMANN aus Lauterberg in einem Protokoll vom 24. Nov. 1796 darauf hingewiesen, daß Kalkbrennen ein Drittel mehr Holz erfordere als das Brennen von Gips (Archiv OBA CLZ, Fach 688, Acta 3). Fast überall hat dieser Baustoff, selbst bei sehr langer ungeschätzter Bewitterung, seine erstaunliche Festigkeit trotz wechselnd starker Anlösung erhalten. In dieser Region, besonders um Nordhausen finden sich auch noch zahlreiche Bauten mit oft gut erhaltenem Gipsaußenputz. Historische Gipsestriche sind in verschiedenen Schlössern und Kirchen bis zurück in die Romanik erhalten (z. B. STEINBRECHER, 1994).

Die weitgehend verloren gegangene Herstellung fester Gipsmörtel wird einerseits von M. STEINBRECHER (Mühlhausen, Thüringen) und der Arbeitsgruppe um W. BINNEWIES (Osterode-Förste), H. KULKE und D. VOGEL (TU Clausthal) gegenwärtig nachvollzogen (KULKE et al., im Druck).

Besonders am Südharzrand um Nordhausen wurde **Gips als Bruchstein** (z. B. in den Dörfern Woffleben, Niedersachswerfen, Petersdorf) mit Gipsmörtel verarbeitet. In diesen Bauten zerfällt der latent rissige Gipsstein typischerweise schneller als der Gipsmörtel. Feinschichtiger, grauer **Gipsstein als Quader** wurde im A1 bei Steigerthal (6 km ENE von Nordhausen) gebrochen. Besonders in diesem Dorf sind viele Häuser aus dieser sich erstaunlich gut im Langzeitverhalten bewährenden, nur durch Rillenlösung an der Wetterseite überprägten Lithologie erbaut (Abb. 13); auch die klassizistische Dorfkirche von Urbach (8 km östl. von Nordhausen) besteht aus diesem Material.

In Osterode-Förste wurden einige Sockel dörflicher Bauten aus Quadern einer rotgemaserten Ausbildung des rückvergipsten „Hauptanhydrits“ (A3) errichtet. Im Betriebsgelände der Harzer Gipswerke Schimpf in Osterode steht eine etwa hundertjährige, trocken gesetzte, bis 3 m hohe Stützmauer aus **Anhydritquadern**. Trotz recht starker Anlösung in den obersten Bereichen und krustenartiger Wiederausscheidung eines Teiles des gelösten CaSO_4 als knollige Gipskrusten im unteren Wandbereich zeigt der kristalline Anhydrit nur eine geringe Vergipsung und keine feststellbare Aufquellung.

3.1.4. Dachschiefer

An den Abhängen des Harzes dicht südlich und südwestlich von Goslar wurde über Jahrhunderte „Goslarer Schiefer“ (= Wissenbacher Schiefer, Eifelium) in z. T. großen Steinbrüchen und von 1897 bis 1969 auch in einem Tiefbau gewonnen. Ein weiterer, für die Oberharzer Bergstädte im mittleren 19. Jh. wichtiger Abbau befand sich bei Lautenthal. Dieser kalkreiche, mittelgraue Schiefer war in Goslar und seiner weiteren Umgebung ein beliebtes Material zur Dachdeckung und auch zur Fassadenbekleidung; schöne Beispiele finden sich in GRIEP (1959).

Die Verwitterungsanfälligkeit des Goslarer Schiefers ist größer als jene der Dachschiefer von Lehesten (Thür. Schiefergebirge) oder aus der Eifel bzw. dem Sauerland. Dies resultiert aus seinem feinkristallinen, nahezu gleichmäßig verteilten Calcitanteil, der von den Niederschlägen langsam gelöst wird, wodurch sich nach und nach dünnplattige Schuppen ablösen. Heute gibt es keine Abbaue mehr.

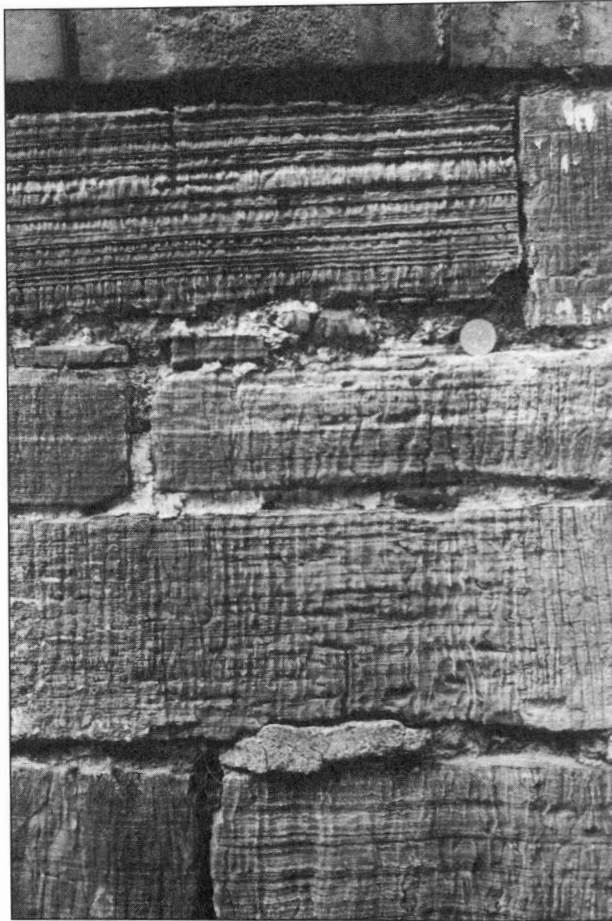


Abb. 13

Der Sockel eines Bauernhauses in Urbach (8 km östl. von Nordhausen) besteht aus Quadern von feinstschichtigem Zechsteingips aus Brüchen beim Nachbardorf Steigerthal.

Der Stein zeigt beginnende Rillenverkarstung durch konzentriert auftreffendes Dachwasser aus einem defekten Fallrohr.

Höhe des obersten Gipssteines: 15 cm.

3.1.5. Magmatische Gesteine

Diabas hatte als Straßenpflasterstein, z. B. in Goslar, eine nur geringe Bedeutung.

Granit von den Randzonen des Brockenmassivs wurde besonders in St. Andreasberg mit Gipsmörtel für Kellergewölbe und Haussockel verwendet. Der 1715–1722 errichtete Damm des Oderteichs, 6 km nördl. von St. Andreasberg gelegen, besteht aus tal- und wasserseitigen, weitgehend trocken gesetzten Granitblock-Zyklopenmauern, die einen dichtenden Kern aus tonigem Granitgrus steil ansteigend umschließen (z. B. SCHMIDT, 1989).

Im Ilfelder Becken wurde der dunkel violettrote „Melaphyr“ (siehe 2.1.) gerne als Bruchstein, oft mit Gipsmörtel zusammen, verbaut. Einige Kirchen und die große Burgruine Hohnstein (7 km NNE von Nordhausen) bestehen überwiegend aus diesem ziemlich stark zersetzten Andesit. Seine Verwitterungsbeständigkeit ist mittel bis gering, öfters zerfällt er an latenten Rissen oder vergrust recht stark.

4. Künstliche, bergbaubezogene Baustoffe

4.1. Verhüttungsschlacken

Schlackenaufschüttungen aus den Schmelzprozessen zur Gewinnung von Silber, Blei, Kupfer und Eisen sind im Harz aufgrund der zahlreichen frühen Verhüttungsplätze und der Schmelzhütten des 16. - 20. Jahrhunderts weitverbreitet (z. B. Skizze der Westharzer Schlackenplätze in NOWAK & PREUL, 1971). Leider ist eine größere Studie über die Verbreitung und Problematik der Schlackenhalde im Westharz, die vom CUTEC-Institut in Clausthal unlängst abgeschlossen wurde, nicht öffentlich zugänglich. Diese Schlacken stellten meistens ein lästiges Abfallprodukt dar, welches aufgehaldet wurde.

Die Schlacken aus den Oberharzer Silber- und Bleihütten sind reich an Fe, Zn, Pb und auch Ba (siehe Tab. 2). Moderne Bleischachtofen-Schlacken enthalten zum Vergleich auch noch 1.4–2.9% Pb neben hohen Zn- und Fe-Gehalten (KRAJEWSKI & KRÜGER, 1984). Obwohl dies den Hüttenleuten des letzten Jahrhundert bekannt war, (z. B. HAGEMANN, 1852, Archiv des Oberbergamtes [=OBA] Clausthal-Zellerfeld) konnten weitere Bleianteile im Oberharz nicht im heute üblichen Maße metallurgisch abgetrennt werden (op. cit.). Es war aber bekannt, daß diese Oberharzer Bleischlacken den Schmelzprozeß des komplex verwachsenen, polymetallischen Erzes vom Rammelsberg wesentlich fördern und dabei zugleich weitere Bleianteile aus der Schlacke gewonnen werden konnten. Dabei dürfte es sich besonders um die in der Schlacke feinverteilten sog. „Granalien“ (kleine Metalltröpfchen) handeln, die beim „Armschmelzen“ teilweise abseigerten. Daraus resultierten schon seit dem 16. Jh. (OSANN, 1856), besonders aber im 19. Jh., umfangreiche Schlackentransporte aus dem Oberharz zu den „Unterharzer“ Hütten westlich und östlich von Goslar. Große Mengen der Bleischlacke verblieben aber lange ungenutzt auf den Halde. Die Hüttenprozesse des späten 19. Jh. sind übrigens in HOPPE (1883) ausführlich dargestellt.

Der hohe Bedarf an Baumaterialien in den für die damalige Zeit großen Oberharzer Bergstädten führte dazu, daß ein Bergamts-Protokoll von 1771 (Archiv des OBA, CLZ, Acta 1317/2) darauf hinweist, daß in England auf gewissen Hütten Steine aus Schlacke in Formen gegossen und zum Hausbau verwendet würden. Im Oberharz führte man die Herstellung solcher, meist großformatiger **Schlackengußsteine** probeweise ab 1810, in großem Maßstabe ab 1844 durch. Es gibt dazu zahlreiche Protokolle im Archiv des OBA, CLZ (bes. Acta 1317). Eine bau- und industriegeschichtliche Auswertung u. a. bezüglich dieses hüttentechnischen Baustoffes wird in KULKE (1997, in Vorbereitung) erfolgen.

Über den Schlackenstein-Herstellungsprozess berichtet der Hüttenmeister OSANN im Bergamtsprotokoll No 8579 vom 29. Juli 1856: Die Schlacke wird in nur noch eben weichem Zustand mit Schaufeln in die gußeisernen Formen gedrückt. Durch beigemengte Tonschiefer- und Holzkohlenstücke bildet sich „Kohlenoxydgas“, das den Stein aufbläht und ihm ein blasiges, leichteres, aber festes Gefüge verleiht. Bei zu starker Blasenbildung wird eine Teilentgasung der Schlacke durch Einstechen mit der Schaufel erreicht; mit dieser wird die Oberfläche des abkühlenden Steins schließlich glattgeschlagen.

Die Schlackensteinproduktion wurde immer wieder verbessert. Diese Optimierungen waren erforderlich, da die in den Formen ungleichmäßig abkühlenden Schlackensteine beim Erstarren öfters rissig wurden. Dadurch zerfielen Steine manchmal schon auf dem Transport von der Hütte zur Baustelle (z. B. Protokoll vom 30. Juni 1859) und ihre Druckbeständigkeit war deshalb

Tab. 2:

Baustein-Schlackenanalytik

Quantitative chemische Röntgenfluoreszenz-Analysen (Institut für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe, FG Salzlagerstätten und Untergrunddeponien, TU Clausthal; Analytik: Nov. 1995, Mai und Dez. 1996). Gelistet sind die Hauptelemente sowie bedeutsame Nebenbestandteile (bes. Schwermetalle) in der Reihenfolge ihrer Anordnung im Periodischen System der Elemente. Die Werte sind auf volle Zehntel-Gewichtsprozent gerundet. Gebundenes Wasser sowie Kohlenstoff wurden nicht in die Analysensumme einbezogen.

I. Oberharzer Bleischlackensteine: Probenmaterial aus Schlackenbausteinen

(schwarze, splittrige, grobblasige Schlacke) von ca. 1845 - 1870 aus Clausthal-Zellerfeld.

CLZ - ALT 1: Schlackenstein aus kleinem, unverputztem Backhaus in äußerer Altenauer Straße (östl. Stadtrand von Clausthal)

CLZ - GRP 1: Schlackenstein aus Innenwand des ehem. Clausthaler Gymnasiums, des heutigen Staatshochbauamtes Harz, Graupenstr. 9; erbaut etwa 1845

CLZ - OST 1: Schlackenstein aus unverputzter Ostwand von Schuppen hinter Haus Osteröder Str. 64.

CLZ TR 12: aus Ausmauerung von aufgelassenem Wasserlauf bei ehem. Schacht Turm-Rosendorf, an B 242, westl. Stadtrand von Clausthal [-12A: randlich aus Schlackenstein, 12B: mittig aus selbem Schlackenstein]

II. Südharzer Eisenschlacke:

OHA - HZL 1: dunkelgrüngraue Schlackenbrocken als Zuschlag in großen Gipsbetongußquadern aus sog. „Annalith“ von ca. 1860; Innenfundamente des Hauses Herzberger Landstraße 6 in Osterode

Schlacke aus Stolberger bzw. Ilfelder Revier: Rott: glasige Schlacke aus „Sauberkeit- oder Trockenheitsschicht“ unter Erdgeschloß-Fußboden im Fachwerkhaus „Hüttenhof“ (wohl Mitte 19. Jh.) in Rottleberode (sü, dl. von Stolberg, Ostharz); Rott A: grüne, Rott B: auffallend blaue Varietät

Hohn 1: Brocken schwarzblauer und grünlich-grauer Schlacke aus der „Sauberkeitsschicht“ unter einem spätmittelalterlichen Gipsestrich; Burgruine Hohnstein bei Neustadt/Harz (nördl. von Nordhausen)

III. Vergleichsmaterial aus Kupferschiefer-Verhüttung im Mansfeld-Eislebener Revier: Probenmaterial (splittrige Brocken sehr unterschiedliche Größe) aus älterer, aufgegrabener Schlackenhalde südl.

von B 80 in Wimmelburg, südwestl. von Eisleben

Wimm 1 + 2: glasige Schlacke, schwarzblau-mittelblau und grau schlierig.

** CLZ-GRP 1: Umschlag von zäh- zu dünnflüssig im Schmelzversuch: $1100 \pm 10^\circ\text{C}$ (Untersuchung Dipl.-Ing. F. AHRENHOLD, Institut f. Eisenhüttenkunde & Gießereiwesen TU Clausthal)*

---: unter 100 ppm (bzw. $\mu\text{g/g}$ oder μt);

n.b.: nicht bestimmt

Tab. 2 (detaillierte Beschreibung siehe vorhergehende Seite)

Elemente in oxidischer Form angegeben	Probenbezeichnung										
	I. Oberharzer Bleischlackensteine					II. Südharzer Eisenschlacke				III. Kupferschlacke	
	CLZ-ALT 1	CLZ-GRP 1*	CLZ-OST 1	CLZ-TR 12A	CLZ-TR 12B	OHA-HZL	Hohn 2	Rott A	Rott B	Wimm 1	Wimm 2
Natrium als Na ₂ O	1,0	—	0,9	—	—	0,2	0,2	—	—	0,5	0,9
Magnesium als MgO	0,8	0,6	0,9	0,7	0,6	5,2	8,2	2,4	2,6	3,6	3,3
Aluminium als Al ₂ O ₃	5,0	4,8	5,7	5,2	5,8	9,2	11,3	8,5	8,2	13,6	13,1
Kieselsäure als SiO ₂	40,5	40,7	40,8	33,8	34,4	54,6	43,3	47,7	47,1	51,0	51,4
Phosphor als P ₂ O ₅	0,5	0,3	0,4	0,3	0,4	Spuren	0,3	—	—	0,4	0,4
Schwefel als SO ₃	n.b.	2,0	n.b.	2,3	2,2	0,5	0,8	0,7	0,6	0,4	0,2
Kalium als K ₂ O	1,1	1,4	1,3	1,5	1,6	1,4	3,2	3,0	2,8	4,6	4,5
Calcium als CaO	11,4	7,0	7,3	8,1	8,1	24,4	23,5	27,8	28,1	20,5	17,2
Titan als TiO ₂	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,8	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7
Vanadium als V ₂ O ₅	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren	—	0,2	Spuren	—	0,2	0,3
Mangan als MnO	0,8	1,2	1,0	1,0	1,0	1,8	1,5	7,1	7,9	0,4	0,4
Eisen als Fe ₂ O ₃	27,6	29,9	30,4	33,9	33,0	1,7	3,5	0,8	0,6	2,9	5,3
Kupfer als CuO	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren	—	0,2	—	—	0,3	0,6
Zink als ZnO	3,0	2,5	2,8	3,6	3,5	—	Spuren	—	—	0,5	0,8
Barium als BaO	0,6	3,1	2,0	1,8	1,8	0,1	0,4	0,1	0,1	0,2	0,2
Blei als PbO	3,5	5,5	3,0	7,0	6,6	—	Spuren	—	—	0,1	0,1
GESAMT	96,0	99,4	96,8	99,6	99,4	99,9	97,2	98,7	98,6	100,0	99,6
Feststoff-Dichte (g/cm ³)	3,53	3,38	3,13	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	2,87	2,83	2,75	n.b.

ziemlich gering. Trotz der latenten Gefahr des splittrigen Zerbrechens an Spannungfeinrissen oder inneren Grenzflächen aus dem Einfüllprozeß der Schlacke in die Form war dieser Kunststein um die Mitte des letzten Jahrhunderts im Oberharz sehr begehrt. So kam es z. B. schon 1848 zu einer Verknappung und es mußten Anträge auf Belieferung gestellt werden.

1854 wurden auf der Altenauer Silberhütte Schlackensteine in zahlreichen geometrischen Formen (z. B. Gewölbekeilsteine und profilierte Gesimssteine) gegossen (Archiv OBA CLZ, Acta 1317/6419). Diese Oberharzer Schlackengußsteine verschwanden offenbar gegen 1870 nach und nach vom Markt.

Noch heute gibt es.–besonders in Clausthal-Zellerfeld – einzelne Bauten, die aus tragenden Schlackensteinmauern errichtet wurden. Dies sind einerseits Backhäuser, aber auch der neugotische Innenausbau mit hohen Säulen und Gewölben von 1863 der Zellerfelder St. Salvatoris-Kirche. Häufiger wurde dieser schwarze Stein, zusammen mit weißem Gipsmörtel, zum Ausfachen von Fachwerkbauten eingesetzt. Meist sind diese Wände verputzt oder mit dem Harzer Bretterbeschlag versehen, daher gibt es nur wenige von außen sichtbare Beispiele dieser Bauweise des mittleren 19. Jh. (Abb. 14).

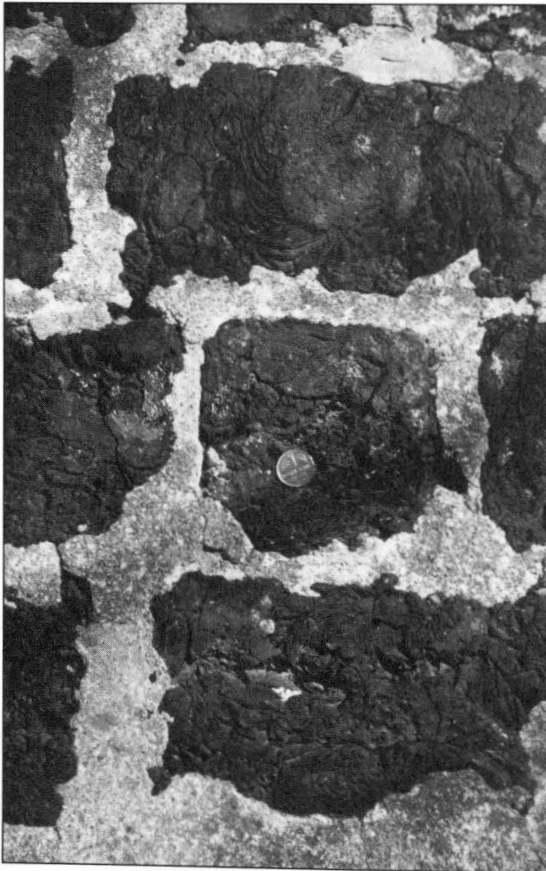


Abb. 14

Sockel eines Hauses in Clausthal-Zellerfeld, Bornhardstr.

Die großformatigen Schlackensteine (ca. 29 x 18 x 13 cm) lassen eine Stricklava-artige Oberfläche, Risse und Blasen erkennen.

Die Fugen wurden mit Zementmörtel überarbeitet.

Diese tiefschwarzen, an der Oberfläche oder im Bruch gelegentlich metallisch schimmernden Oberharzer Schlackensteine lassen sich materialmäßig wie folgt charakterisieren:

- hohe Feststoffdichte (3 Bestimmungen: 3.13 - 3.,53 g/cm³);
- mittlere Rohdichte (2 Großblock-Steine: 2.57 - 2.59 g/cm³);
- große Sprödigkeit, wodurch es nahezu unmöglich ist, vermauerte Schlackensteine aus Abriß-Gebäuden unbeschädigt für Restaurierungszwecke zurückzugewinnen. Bei Schlagbeanspruchung zerbricht das Material splittrig, z. T. an unerwarteten, vom Impaktort entfernten Stellen.
- hohe Porosität (2 Großblock-Steine: 26 Vol.-%) in Form von häufig allseits durch Glashaut abgedichteten Blasen eines breiten Größenspektrums (oft 0,1 bis 10 mm Ø), Interkristallin-Porosität (Abb. 15) sowie einzelnen Abkühlungsrissen;

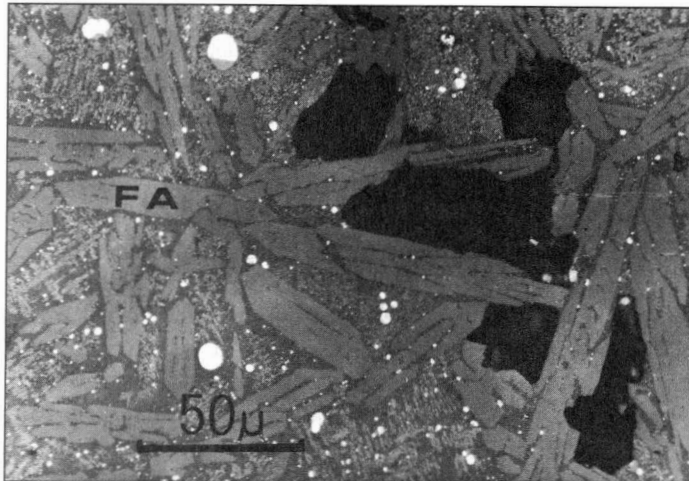


Abb. 15

Interkristallinporosität, hier zwischen Fayalit (FA)-Kristall-Leisten, ist neben der starken Grobblasigkeit für das Gefüge der überwiegend kristallin erstarrenden Oberharzer Bleischlacke typisch. - Probe CLZ-GRP 1, Auflichtfoto von B. MIKULLA (Inst. f. Eisenhüttenkunde & Gießereiwesen, TU Clausthal).

- vermutlich mäßige Wärmedämmung aufgrund der ziemlich breiten Stege zwischen den Großblasen;
- da diese Schlacke ziemlich weit entfernt vom thermodynamischen Gleichgewicht – also mit einem verbliebenen Glasanteil – erstarrte, läßt sich kein exakter Schmelzpunkt bestimmen (vergl. Abb. 16 A + B). Beim Aufschmelzvorgang verringert sich oberhalb von etwa 1000°C die Viskosität der untersuchten Probe CLZ-GRP 1 kontinuierlich. Der subjektive Umschlag von zäh- zu dünnflüssig erfolgt bei 1100 ± 10°C (Bestimmung F. AHRENHOLD, Inst. f. Eisenhüttenkunde u. Gießereiwesen der TUC).
- weitgehende Auskristallisation mit kleineren Glasresten;
- breites mineralogisches Spektrum von meist feinkristallinen, schwermetallführenden Silikaten (bes. Fayalit, Willemit, Pyroxen, Ba-reiche Feldspäte wie Hyalophan und Celsian etc: BHADRA CH. & NEWESELY, 1993);

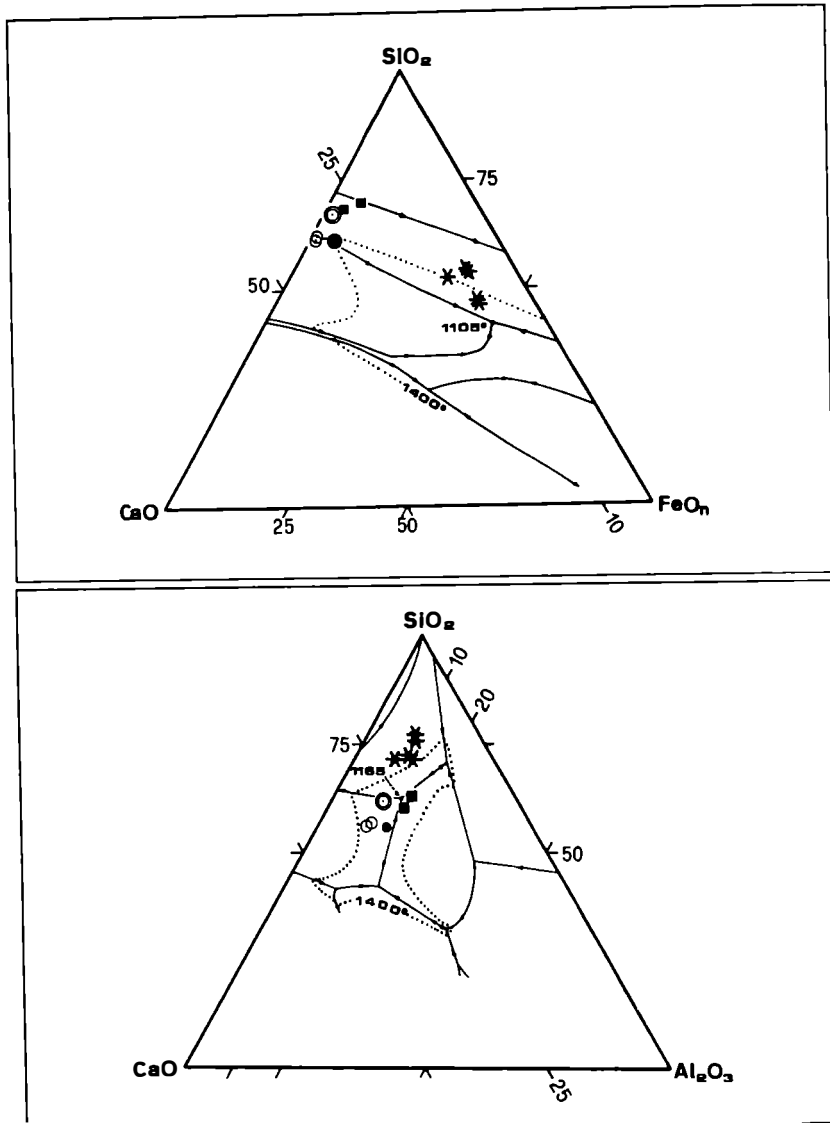


Abb. 16 A und B

Chemische Zusammensetzung der im Harzer Bauwesen verwendeten Schlacken, dargestellt im SiO_2 - CaO - FeO sowie im SiO_2 - CaO - Al_2O_3 -Dreieck (in Gew.-%, Gesamteisen als FeO berechnet).

Analysenwerte siehe Tab. 2. Sterne (5x): Oberharzer Bleischlacken, Runde Symbole (4x): Südharzer Eisenschlacke (dicker Punkt: unter Gipsestrich Ruine Hohnstein; einfache Kreise: unter Erdgeschoßboden „Hüttenhof“ Rottleberode; Doppelkreis: Zuschlag zu „Annalith“-Gipsbeton, Osterode).

Quadrate (2x): Kupferschieferschlacke.

Die eingetragenen eutektischen Rinnen der Schmelztemperatur-Minima (VEREIN DEUTSCHER EISENHÜTTENLEUTE, 1981) beziehen sich jeweils auf die reinen Dreistoffsysteme, die in den Proben jedoch nicht vorliegen. Trotz erheblicher Anteile weiterer Komponenten ist das Schmelzverhalten der Schlackenproben durch die beiden Dreistoffsysteme ausreichend gekennzeichnet.

- Einsprenglinge, von diversen Metalloxiden (Magnetit als Skelettkristalle bzw. Dendriten sowie Hämatit usw.), von kleinen Schwermetall-Tröpfchen, den sog. Granalien (bes. Blei) sowie von Schwermetallsulfiden (als Reliktphase oder als Neubildung) (op. cit. u. Untersuchungsergebnisse von B. MIKULLA);
- Die chemische Zusammensetzung (Tab. 2 und Abb. 16 A + B) ist durch hohe Gehalte an Fe (Gesamteisen in Tab. 2 als Fe_2O_3 angegeben), Zn, Ba und Pb bei gleichzeitig vorliegender weitgehender SiO_2 -Sättigung gekennzeichnet. Dabei dürften Fe, Zn und Ba weitgehend silikatisch fixiert vorliegen, während das Blei überwiegend metallisch oder als Galenit auftritt (vergl. BHADRA CH. & NEWSELY, 1993).

Der hohe Bariumgehalt folgt aus der empirisch als günstig erkannten Zugabe von Schwerspat zum Schmelzgut, wobei die Hauptmenge des Al_2O_3 in vergleichsweise niedrig schmelzenden Ba-K-Feldspäten gebunden wird. Die Schlacke ist deshalb so eisenreich, weil die Hüttenleute durch Zuschlag von metallischem Eisen (auf der Clausthaler Hütte bis 1867: HOPPE, 1883: 302), später durch eisenreiche Abgänge anderer Schmelzprozesse, den Schmelz- und Reduktionsprozess („Niederschlagsarbeit“) optimieren konnten.

Das Verwitterungsverhalten dieser Schlackensteine ist günstig. Weder an Bauwerken, noch an Haldenfund von Schlackensteinbruch konnten allgemein nennenswerte Veränderungen (wie Farbaufhellungen, Vermürbungen, Rindenbildung) festgestellt werden. Die Umweltbelastung besonders bezüglich Blei und Zink durch dieses Material dürfte folglich recht gering sein, sie steigt aber beim Feinzerkleinern (z. B. Bohrarbeiten in Wänden) sicher stark an.

Eluationsversuche an vorsichtig abgewaschenem Backenbrecher-Splitt von drei Oberharzer Bleischlackensteinen und einer Eisenschlacke aus Rottleberode als Vergleichsprobe (Probenherkunft siehe Tab. 2) durch Univ.-Doz. Dr. W. PROCHASKA (Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben) zeigten eine erfreulich geringe Mobilisierung der Schwermetalle Blei, Zink, Eisen, Cadmium und Barium (Tab. 3). Bei diesen Versuchen waren jeweils 100 g Schlackensplitt in 1000 ml deionisiertem Wasser (pH: 7) drei Wochen lang schonend geschüttelt worden. Die Untersuchung der Eluate erfolgte mittels AAS nach 1, 3, 7 und 21 Tagen. Dabei wurden nach drei Wochen folgende Maximalgehalte, die fast stets in den Eluaten der Bleischlacken-Fraktionen 1–2 bzw. 1–4 mm auftraten, bestimmt: 13 ppm Pb, 18 ppm Zn, 9 ppm Fe, 8 ppb Cd, 953 ppb Ba. Der zeitliche Anstieg der Gehalte an Pb und Zn ist für die Oberharzer Bleischlackenproben in Abb. 17 dargestellt. Obwohl noch ein weiterer Anstieg zu erwarten ist, wurden die Versuche nach drei Wochen abgebrochen, da unklar blieb, ob eine weitere Konzentrationserhöhung auf Lösungsprozesse oder besonders auf mechanischen Abrieb beim Schütteln zurückzuführen ist.

Diese Auslaugungs-Versuche geben zwar wegen der starken Erhöhung der Probenoberfläche beim Kleinbrechen und dem sehr intensiven Kontakt mit dem Elutionswasser beim Schütteln des Materials gegenüber der Situation im durchfeuchteten Bereich von Schlackensteinmauern keine bauwerksnahe Situation wieder. Sie zeigen aber, daß offenbar keine gesundheitliche Gefährdung von Wässern ausgeht, die mit derartigen Schlackensteinen reagiert haben.

Die Südharzer Eisenschlacke des 19. Jh. aus Rottleberode gab im Eluationsversuch nur sehr geringe Mengen an Fe, Pb und Zn ab (Tab. 3).

Neben diesen auffälligen Oberharzer Bleischlackensteinen, die besonders in den alten Bergstädten Clausthal, Zellerfeld, Wildemann, Lautenthal, Altenau und St. Andreasberg verbaut wurden, setzte man kleinstückige Verhüttungsschlacken aus der Eisenproduktion auch über Jahrhunderte als **Trockenheitsschicht unter Erdgeschosfußböden** ein (z. B. „Hüttenhof“ in Rottleberode und Burgruine Hohnstein, beide im südl. Ostharz gelegen; s. Tab. 2).

Element	Zeit [Std.]	Oberharzer Bleischlacke						Südharz- Eisenschlacke	
		CLZ-ALT 1		CLZ-GRP 1		CLZ-OST 1		ROTTL A + B	
		1-4 mm	4-8 mm	1-2mm	4-8 mm	1-2 mm	4-8 mm	1-4 mm	4-8 mm
Fe [ppm]	24	0,2	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3	0,4
	72	0,3	2,2	0,3	1	0,1	3	0,4	0,9
	168	0,2	0,3	0,3	0,5	0,1	9	0,4	0,5
	504	0,2	0,7	0,3	1	0,1	0,2	0,4	0,5
Zn [ppm]	24	3	7	0,4	0,1	1	0,4	< 0,1	< 0,1
	72	4	12	0,6	0,2	3	0,6	< 0,1	< 0,1
	168	6	13	0,9	0,0	4	1	< 0,1	< 0,1
	504	14	18	1	0,2	7	2	< 0,1	< 0,1
Cd [ppb]	24	3	2	0,1	0,0	0,4	0,0	0	0
	72	5	6	0,2	0,0	0,8	0,1	0	0
	168	6	5	0,5	0,0	1	0,6	0	0
	504	3	8	0,9	0,0	2	6	0	0
Ba [ppb]	24	59	421	63	693	21	607	13	15
	72	85	468	115	509	39	550	3	112
	168	148	401	232	223	63	953	0	16
	504	223	339	335	245	153	290	0	10
Pb [ppm]	24	5	9	2	0	3	1	< 0,1	< 0,1
	72	8	7	4	3	5	3	< 0,1	< 0,1
	168	10	6	6	3	8	4	< 0,1	< 0,1
	504	13	11	10	3	11	7	< 0,1	< 0,1

Tab. 3

Ergebnisse der Eluationsversuche an drei Oberharzer Bleischlacken und einer Südharzer Eisenschlacke des 19. Jahrhunderts (Probenherkunft: siehe Tab. 2).

AAS-Analytik: Univ. Doz. Dr. W. PROCHASKA, Institut für Geowissenschaften Montanuniversität Leoben.

Alle Werte < 1 auf voll ppm bzw. volle ppb gerundet

Auf Hohnstein und in der romanischen Kirche des ehem. Klosters Ilsenburg (halbwegs zwischen Bad Harzburg und Wernigerode am Harznordrand) wurde eine derartige kapillaritätsbrechende Schlackenlage durch mehrere cm dicken Gipsestrich überdeckt (für Fußboden in Ilsenburg: unveröff. Untersuchungsbericht für Denkmalpflege von Sachsen-Anhalt durch Restaurator M. STEINBRECHER, MÜHLHAUSEN/Thür.).

In Osterode wurde in der zweiten Hälfte des 19. Jh. ein Gipsgußbeton, der sog. "Annalith" (HEUSINGER U. WALDEGG, 1863) entwickelt. Er wurde mit allerlei mineralischen Bruchstücken gestreckt, dabei überwogen SW-Harzer Eisenhüttenschlacken (s. Tab. 2, Probe OHA-HZL) und Ziegelbruch. Im Mikroskop lassen sich gelegentlich feinstkristalline Reaktionen (?Ettringit) zwischen der glasigen Schlacke und dem Gips erkennen. Diese historischen Hochofenschlacken sind - bis auf die vermutlich dem frühen 16. Jh. entstammende Probe von Burg Hohnstein - gut ausreduziert (geringe FeO_n-Gehalte). Ihre sehr hohen SiO₂-Gehalte unterscheiden sie deutlich von heutigen Eisenschlacken (vergl. KOCH, et al., 1984).

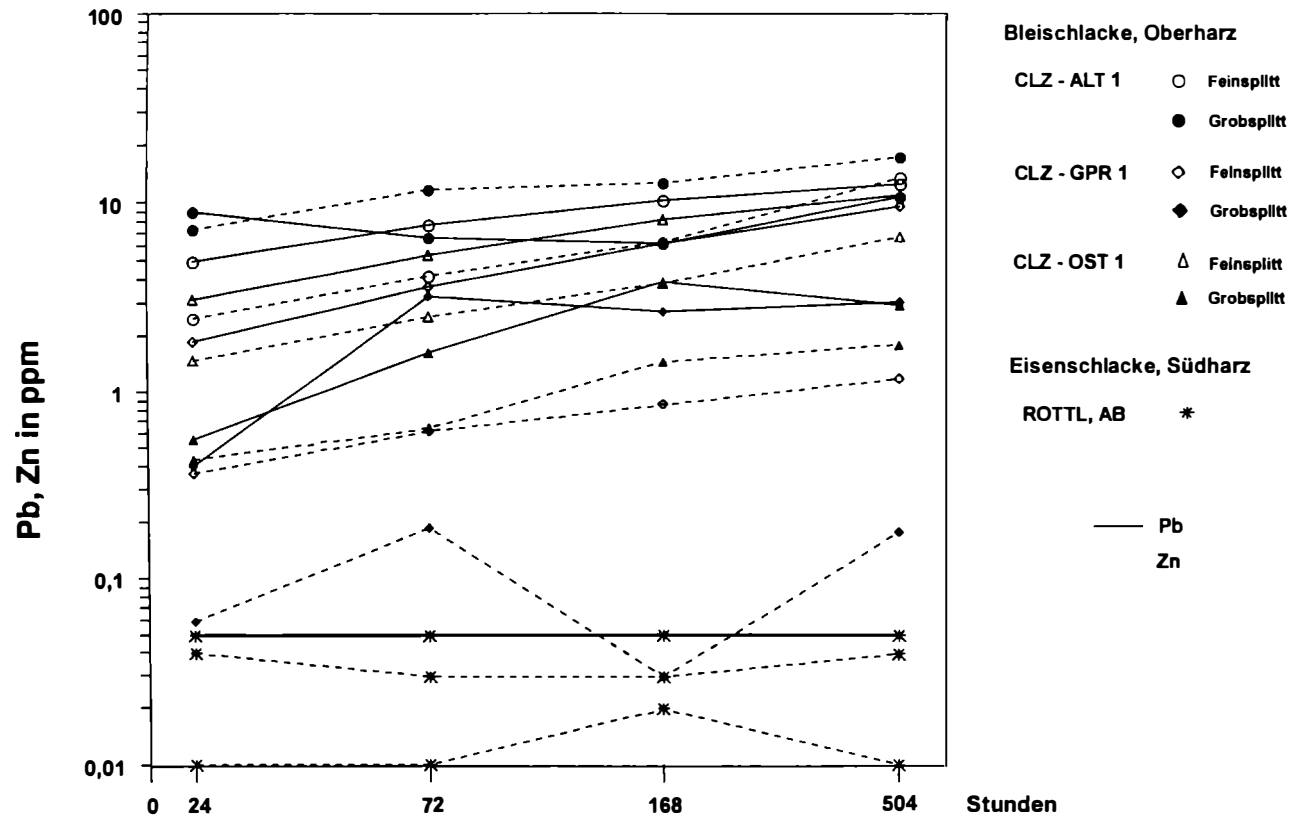


Abb. 17

Elutionsverhalten von Splitt (grob: 2-6 mm, fein: 1-2 mm) aus drei Oberharzer Bleischlackensteinen (Herkunft: siehe Tab. 2).
 Jeweils 100 g schonend vorgewaschenen Backenbrecher-Splitts wurden in 1000 ml H₂O langsam geschüttelt und die Konzentration an
 gelöstem Blei, Zink sowie anderen - hier nicht dargestellten - Schwermetallen nach 1, 3, 7 und 21 Tagen mittels AAS gemessen.

Die Südharzer Eisenschlacken des 16. und 19. Jahrhunderts in Tab. 2 weisen weit höhere SiO_2 -Gehalte als die heutigen auf. Ihr hoher CaO-Gehalt resultiert aus einer gezielten Zugabe von Kalk zum Schmelzgut.

Die Schlacken aus der Verhüttung des **Mansfelder Kupferschiefers** (s. 2.2, sowie Tab. 2: Analysen Wimm 1+2) wurden nach 1769 zur Herstellung von gegossenen Blöcken verwendet (SPITZNER, 1988). Durch „Tempern“ konnten dort ab 1800 sog. **Wickelschlackensteine** mit kristallinem Gefüge erzeugt werden. Dieses Prinzip der Bauformstein-Herstellung wurde bis 1988 beibehalten (op. cit.). Diese in der Mansfelder Gegend häufig verbauten Schlackensteine weisen eine erhöhte Radioaktivität auf (Probe Wimm 1: 207 ppm U, Wimm 2; 95 ppm U) und waren daher in jüngster Zeit ins Gerede gekommen. SPITZNER (1988) benennt für die zeitgenössischen Schlacken Radioaktivitäten von 0,7–0,9 Bq/g.

Als Straßenpflastersteine wurden die **Mansfelder Kupferschlackensteine**, die bei Nässe sehr rutschige Oberflächen haben, ab 1863 in vielen Millionen Stück besonders im Osten Deutschlands verbaut.

Vermutlich ab 1880, nach dem Bau der Oberharz-Eisenbahn (Bhf. Clausthal: 1876), kam im Oberharz ein indirekter **Vorläufer des Kalksandsteines** auf. In Formen im Ziegelformat wurde eine Mischung von z. B. 30 Vol.- % Kalk und sehr feinkörnigem Schlackengranulat bzw. „Schlackensand“ gepreßt (Abb. 18). Der Herstellungsprozeß dürfte weitgehend dem von KEIL (1949: 97 ff) beschriebenen Verfahren für die sog. „Hüttensteine“ entsprochen haben. Dieser 1865 bei Osnabrück entwickelte Baustein wurde anfangs ausschließlich einer Lufttärtung unterzogen, bei der die Steine im „Reichsformat“ (25 x 12 x 6,5 cm) mit Drucken um 250–300 bar gepreßt wurden und nach 4 - 6 Wochen versandfertig waren. Hydraulische Reaktionen zwischen Schlackensand und Löschkalk (s. Abb. 18) sorgten für die anfangs eher geringe Festigkeit (op. cit.). Eine „Hüttenstein“-Fabrik soll dicht westlich von Zellerfeld gelegen haben. Die fast weißen Steine wurden im Oberharz offenbar nur eine kürzere Zeit z. B. beim Bau von Gebäudesockeln verwendet. Sie liegen heute in unterschiedlichen Erhaltungszuständen vor; z. T neigen sie im Aszendenzbereich der Bodenfeuchte zu bröckeligem Zerfall. Gut erhaltene Steine aus Gebäudeabrissen zeigen im frischen Bruch eine kräftig grünblaue Färbung, die innerhalb von Stunden unter Abgabe von H_2S -Spuren völlig ausbleicht.

Im Dünnschliff zeigt sich die weitgehend glasige Erstarrung der eisenarmen, schwach Pb- und Zn-haltigen Schlacke. Oft sind die zackigen Körner von einem dünnen, ebenfalls isotropen, aber höher als die Schlacke im Kernbereich lichtbrechenden Reaktionssaum umgeben (Abb. 18). Die Erforschung dieses Baumaterials wird fortgesetzt.

4.2. Blei

Der historische Rammelsberger und Oberharzer Bergbau war hauptsächlich auf die Gewinnung von Silber ausgerichtet. Blei als Metall, Bleiglätte (PbO) und auch als Bleiweiß (2PbCO_3 $\text{Pb}[\text{OH}]_2$) hatte wertmäßig eine untergeordnete Bedeutung.

Metallisches Blei in etwa 3 mm dicken, gegossenen Platten wurde im Harzer Bauwesen schon früh als Bedachung bedeutender Bauten eingesetzt. Wenig ist davon erhalten, da Blei auf den Dächern als „Sparkasse“ betrachtet wurde und man es in Not- und Kriegszeiten gegen Schindeln oder Schiefer austauschte. Das älteste Blei in meist gut erhaltenen, aufwendig verbördelten Platten des 15. oder 16. Jh. deckt die Spitzhelme der romanischen Neuwerkskirche in Gos-

lar (GRIEP, 1962: 77-84) (Abb. 19). Mikroskopische Untersuchungen der Plattenoberfläche zeigen eine kleinmaßstäbliche, pockennarbige Anlösung und einen sehr dünnen, hellgrauen Reaktionsschleier, der älteren Bleidächern ihr charakteristisches Aussehen verleiht.

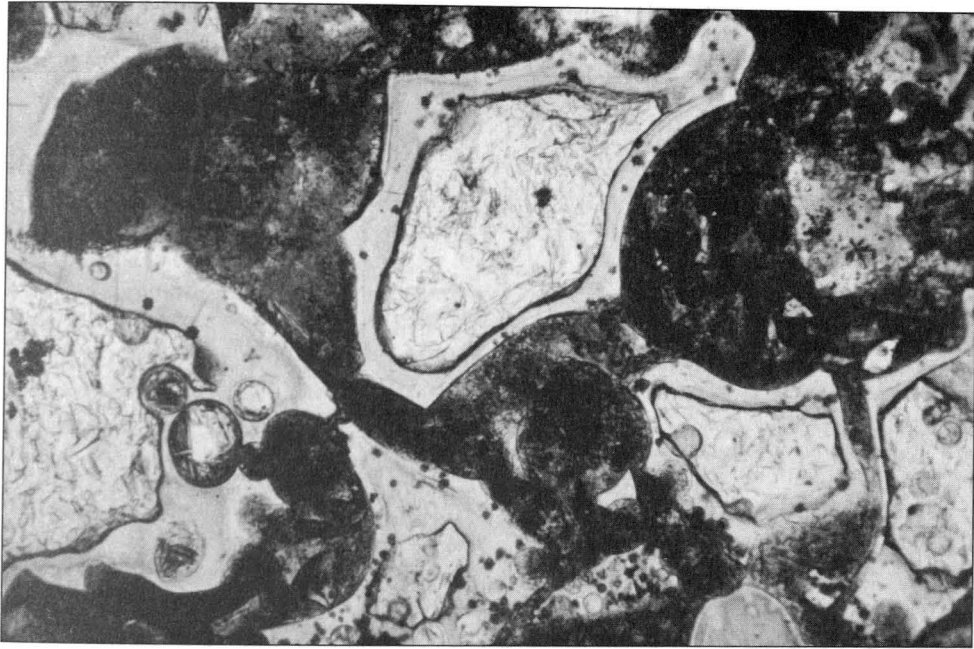


Abb. 18

Dünnschliffmikrofoto eines „Hüttensteins“, einem Kalksandstein-Verwandten (Probe CLZ-POST 1, DS 1908, Bildhöhe: 0,65 mm).

Dieser Preßsteintyp der Zeit um 1900 zeigt feinkörniges Schlackengranulat in einem überwiegend calcitischen Bindemittel. Die glasigen Schlackenpartikeln haben am Kontakt zur Kalkmatrix einen schmalen, weitgehend hyalin gebliebenen Reaktionssaum entwickelt.

In Clausthal ist die im 17. Jh. errichtete Marktkirche zum Heiligen Geist seit 1983 wieder ganz mit 2 mm dicken Bleiplatten gedeckt; das erste Bleidach war 1734 abgenommen worden (HUMM, 1987: 37).

Blei ist über seine Reaktionsprodukte mit den Atmosphärien in geringem Maße löslich (z. B. SCHULZE-RETTMER, 1995). Daraus resultiert ein Bleigehalt von 7 bis 20 mg Pb/l H₂O im Ablauf von verschiedenen Bleidächern im nordwestlichen Deutschland (op. cit.).

Sechs Beprobungen im Juni und Juli 1996 vom Ablauf einer etwa 25m² großen, halbsteil geneigten Zwerchhausdachhälfte der Clausthaler Marktkirche ergaben bei pH-Werten zwischen 4.8 und 6.1 Bleigehalte von 4-19 mg/l in Abhängigkeit von Regenstärke und -dauer; der hohe Wert wurde im Nieselregen-Abfluß gemessen. Die „Nullwerte“ des reinen Regenwassers lagen bei 6-108 µg Pb/l. Zwei Einzelproben, die während stärkerer Regenfälle am 31. Juli 1996 bzw. am 5. April 1997 vom Ablauf des Spitzhelms der Goslarer Neuwerkskirche aufgefangen wurden, wiesen sogar 44 bzw. 1.1 mg/l Pb bei pH-Werten von 5.0 bzw. 5.7 auf. (Analytik: Frau

P. LASSEN und Dipl. Chem. U. BLUM, Inst. f. Anorgan. u. Analyt. Chemie der TU Clausthal). Die Sommerprobe wurde nach einer längeren Trockenperiode entnommen und enthält neben gelöstem Blei vermutlich auch feinste Partikel aus der Bleioxidationshaut. In der Frühjahrsprobe fehlen vermutlich derartige Verwitterungspartikel, da diese vom Schnee abgetragen worden waren.



Abb. 19

Das Westwerk der romanischen Neuwerkkirche in Goslar wird von zwei Türmen aus Kahleberg-Sandstein mit Eckquadern und Fensterlaibungen aus Hilssandstein überhöht. Die schlanken Helme (hier: Blick von Norden auf Südturm) sind mit Bleiplatten des 15. od. 16. Jh. bedeckt. Aufnahme Juli 1996 während umfangreicher Restaurierungsarbeiten.

Derartig mit Blei belastetes Wasser ist gesundheitlich bedenklich und darf nicht zu Bewässerungszwecken verwendet werden. Daher denkt SCHULZE-RETTMER (1995) über Behandlungsmaßnahmen für Regenwasser-Abläufe von Bleidächern nach.

Eine Überschlagsrechnung zeigt, daß dieser Abtrag durch die Niederschläge im Oberharz in 100 Jahren reichlich 0,1 mm betragen dürfte (bei 80 % Ablauf der etwa 1200 mm Jahresniederschläge in Clausthal lösen sich, auf horizontale Fläche berechnet, jährlich etwa 15 g Pb/m² bzw. 1.3 cm² Blei). Auch im Harz wurde **Blei** gelegentlich zum **Ausgießen** von Fensterbögen-Fugen verwendet. Beim Austausch von verwitterten Keilsteinen aus Hilssandstein in der Fassade der St. Salvatoriskirche (erbaut: 1675-1683) in Clausthal-Zellerfeld konnten 1995 derartige bizarr geformte plattige Gebilde geborgen werden. Zwei chemische Analysen weisen, neben Verunreinigungen durch Mörtel und Bausteinreste, im Schwermetall-Anteil von 65 bzw. 92 Gew.-% fast nur Blei neben kleinen Anteilen von Zn (0.03 bis 0,1%), Sb (0.02 bzw. 0.04%) auf. Der Silbergehalt liegt bei oder unter 0.01%, was die gute Entsilberungsqualität der alten Hüttenprozesse belegt.

5. Schlußbemerkungen

Die vielfältigen geogenen Baumaterialien im Harz und seinem Umland zeigen einerseits die Ortsgebundenheit, andererseits den großen Erfindungsreichtum der vergangenen Generationen auf. Kostengünstige Materialbeschaffung stand zwar stets im Vordergrund, daneben waren aber – hier nicht ausgeführt – Aspekte der Verwaltungsgrenzen, die Bauordnungen und herrschaftliche Anordnungen zur Wirtschaftsförderung von Bedeutung.

Unter den bergbaubezogenen Baustoffen stellten die Schlackensteine eine interessante Sekundärrohstoff-Nutzung vorwiegend für weniger bedeutende Bauten des 19. Jh. dar, während Blei schon im Mittelalter als Bedachung offenbar nur für herausragende Bauten eingesetzt wurde. Die Kenntnis der alten Baustoffe ist bei Restaurierungsmaßnahmen von großer Bedeutung. Dies gilt für die ästhetische Seite der Bauten, aber auch für die stoffliche Seite, denn materialidentische Ausbesserungs- und Erhaltungsmaßnahmen sind solchen mit modernen Ersatzmaterialien – besonders wegen des bekannten Langzeitverhaltens historischer Baustoffe – vorzuziehen. So hatten im Südharzgebiet und im Lüneburger Raum Portlandzement-Injektionen der vergangenen Jahrzehnte in rissig gewordene zweischalige Kirchenmauern mit Gipsmörtelbindung durch Treibmineralbildung (bes. Ettringit) zu Teilabrissen der „sanierten“ Objekte geführt. Derartige Fehlentscheidungen gilt es künftig zu vermeiden.

Danksagung

Zahlreiche Personen haben die Entstehung dieses Überblickstextes durch die Anfertigung von Analysen und andere unterstützende Arbeiten sowie Ratschläge wesentlich unterstützt und gefördert. Allen diesen Damen und Herren (im folgenden in alphabetischer Ordnung genannt) sei für ihre wertvolle, sehr geschätzte Unterstützung herzlich gedankt:

Dipl.-Ing. F. Ahrenhold (IEG: Schlackenschmelzpunkt-Bestimmung); Herr W. Binnewies (Osterode-Förste: Information zu Baumaterial im südl. Vorharz); Dipl.-Ing. L. Blankenstein (Stadtbauplatz Goslar: Wasser und Bleiprobe von Neuwerkkirche in Goslar); Dipl.-Chem. U. Blum (IAAC: Analytik und Interpretation der Regenabläufe von Bleidächern); Dr. H.-J. Franzke (Geol. Inst. TUC: Ratschläge zum Geologie-Text und Durchsicht des Manuskriptes); Architekt H.-G. Griep (Goslar: Informationen zu Baumaterial in Goslar); Prof. Dr.-Ing. K. Koch (IEG: intensive Fachberatung beim Schlackenproblem); Prof. Dr. F. Koller, Inst. f. Petrologie Univ. Wien & Schriftleiter der Österr. Min. Mitt.: Einladung zur Veröffentlichung; Frau P. Lassen (IAAC: Analytik der Regenabläufe von Bleidächern); Dr. J. Lepper (Nieders. Landesamt f. Bodenforschung, Hannover: Durchsicht von Manuskriptteilen); Prof. Dr. K. Mengel (IMMR: Unterstützung bei chem. Vollanalytik); Frau B. Mikulla (IEG: metallographische, auflichtoptische Schlackenuntersuchungen); Prof. Dr. K. Mohr (ehemals: Geol. Inst. TUC: Beratung und Durchsicht des Manuskriptes); Frau W. Müller (EÖG: Schreiben des Textes); Oberbergamt Clausthal-Zellerfeld (Nutzungsmöglichkeit der Akten im Archiv); Prof. Dr.-Ing. W. Pluschkell (IEG: Unterstützung beim Schlackenproblem); Univ. Doz. Dr. W. Prochaska (Inst. f. Geowiss. M.U. Leoben: Elutionsuntersuchungen von Bleischlacke); Dipl.-Min. H.-J. Prohl (IMMR: AAS-Analytik von Schlacken); Herr E. Reiff (Beauftragter für Bodenfunde im Lkr. Goslar; Clausthal-Zellerfeld: zahlreiche Fachbesprechungen); Herr F. Sandhagen (EÖG: REM-Untersuchungen); Herr A. Schulz (EÖG: verschiedene Laboranalysen, z. B. Dichtebestimmungen); Prof. Dr. G. Schwedt (IAAC: Unterstützung bei Bleidach-Ablaufuntersuchungen); Dipl.-Min. H. Stosnach (IMMR: AAS-Analytik von Schlacken).

Erklärung der Abkürzungen:

EÖG: Abt. f. Erdölgeologie, Inst. f. Geologie u. Paläontologie, TU Clausthal

IAAC: Institut f. Anorgan. u. Analyt. Chemie, TU Clausthal

IEG: Inst. f. Eisenhüttenkunde u. Gießereiwesen, TU Clausthal

IMMR: Inst. f. Mineralogie u. Min. Rohstoffe, TU Clausthal

Literatur

- AHRENDT, H., FRANZKE, H.-J., MARHEINE, D., SCHWAB, M. & WEMMER, K. (1996): Zum Alter der Metamorphose in der Wippraer Zone/Harz – Ergebnisse von K/Ar-Altersdatierungen an schwachmetamorphen Sedimenten. - Z. dt. geol. Ges. 147/1, S. 39-56.
- BEHR, H.-J., HORN, E.E., LÜDERS, V. & REUTEL, CH. (1985): On the age of the vein mineralisations of the Harz mountains - criteria from fluid inclusion studies. - 8th Symp. on Fluid Inclusions, p. 18 + 19. Univ. Göttingen, April 1985.
- BHADRA CHAATHURI, J.N. & NEWSELY, H. (1993): Mineralogical characterization of old Harz Mountain slags. - Canad. metallurg. quart. 32, 1-12.
- BUGGISCH, W. (1991): The global Frasnian-Famennian „Kellwasser Event“ - Geol. Rundsch. 80, 49-72.
- EHLING, A., LUGE, J., MEDERER, J & STEIN, V. (1996): Bausteine romanischer Bauten nördlich des Harzes. - Ber. Naturhist. Ges., Hannover 138, 95-112.
- FABER, W. (1954): Bleischlacken, S. 542 - 568 in FREUND, D. H. (Hrsg.): Band II, Teil 2: Mikroskopie der Erze, Aufbereitungsprodukte und Hüttenschlacken, 654 S. - Umschau Verlag, Frankfurt/M.
- FRANK, W. H. (1981): Die Naturwerksteine in der Altstadt von Goslar und ihre Vorkommen in der Umgebung der Stadt, 247 S. - Clausthaler geol. Abh. 40, TU Clausthal.
- FRANK, W. H., HEIMHOLD, W. & PILGER, A. (1985): Geologie und Kulturgeschichte im Dreieck Goslar-Bad Harzburg-Harliberg, 271 S.; S. 141 - 145: Der Sudmerberg-Kalksandstein. - Clausthaler Geol. Abh., Sonderb. 3, 2. Aufl., Verlag E. Pilger, Clausthal-Zellerfeld.
- FRANKE, W. (1973): Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III), NW-Harz, W-Deutschland. - Geol. Jahrb. A 11, 127 S. Hannover.
- FRANZKE, H.J. & SCHMIDT, D. (1995): Die mesozoische Entwicklung der Harznordrandstörung. Mikrogefügeuntersuchungen in der Aufrichtungszone. - Zbl. Geol. Paläont. I (H9/10), 1443-1457, Stuttgart.
- FUCHS, A. (1996): Geologische Kartierung des Übergangsbereiches zwischen Eckergneis und Harzburger Gabbro-Norit-Massiv. - 22 S., unveröff. Diplomkartierung am Inst. f. Geologie der TU Clausthal.
- FÜHRER, F.X. (1988): Geological results of recent geophysical investigations in the Harz mountains (Germany). - Geol. Rundsch. 77, 79-99.
- GRIEP, H.-G. (1959): Das Bürgerhaus in Goslar, 185 S. + 56 Tafeln. - Verlag Wasmuth, Tübingen.
- GRIEP, H.-G. (1962): Historische Dachdeckungen im Goslarer Nordharzgebiet, 95 S. - Goslarer Museumsverein, Goslar.
- GRIEP, H.-G. (1975): Das Bürgerhaus der Oberharzer Bergstädte, 291 S., 88 Tafeln. - E. Wasmuth-Verlag, Tübingen.
- GRIMM, H.D. (1990): Bildatlas wichtiger Denkmalgesteine der Bundesrepublik Deutschland, 200 Gesteinsbeschr. - Arbeitsheft 50, Bayer. Landesamt f. Denkmalpflege, München.
- HAAK, U. & LÈVÍQUE, J. (1995): Bleisotope: Anwendung in Lagerstättenkunde, Archäometrie und Umweltforschung am Beispiel des Harzes. - Mitt. österr. Miner. Ges. 140, 131-141.
- HAGEMANN, (1852): Schreiben des Communionbergamts zu Goslar wegen der zum Unterharzischen Bleihüttenbetriebe erforderlicher Oberharzer Schlacken, 14 S. - Archiv des Oberbergamt Clausthal-Zellerfeld, Acta 1317/1, No 589.

- HEMPRICH, A., (1913): Geologische Heimatkunde von Halberstadt und Umgegend, 184 S., + 5 Tafeln. - Meyer's Buchdruckerei; Halberstadt.
- HEUSINGER, V. WALDEGG, E. (1863): Der Gypsbrenner, Gypsgießer und Gypsbaumeister sowie Tüch- und Stuckarbeiter, 470 S. - Verlag Th. Thomas, Leipzig.
- HOPPE, O. (1883): Die Bergwerke, Aufbereitungs-Anstalten und Hütten..... im Ober- und Unterharz, 388 S. - Grosse, Clausthal-Zellerfeld.
- HUMM A. (1987): Aus längst vergangenen Tagen, Heimatgeschichte des Oberharzes in Wort und Bild III, 231 S. - Piepersche Druckerei u. Verlag, Clausthal-Zellerfeld.
- JACOB, H., & HILTMANN, W. (1985): Disperse, feste Erdölbitumina als Migrations- und Maturitätsindikatoren im Rahmen der Erdöl/Erdgas-Prospektion. Eine Modellstudie in NW-Deutschland, 54 S. u. zahlreiche Anlagen. - DGMK-Projekt 267, Hamburg.
- JORDAN, H. & KOCH, J. (1979): Inkohlung der Unterkarbon- und Eifelschichten im Nordwestharz und ihre Ursachen. - Geol. Jb. A 51, 39 - 55, Hannover.
- KEIL, F. (1949): Hochofenschlacke, 346 S. - Stahleisen-Bücher Band 7, Verlag Stahleisen, Düsseldorf.
- KIESLINGER, A. (1949): Die Steine von St. Stephan, 475 S. - Verlag Herold, Wien.
- KNITZSCHKE, G (1995): Metall- und Produktionsbilanz für die Kupferschieferlagerstätte im südöstl. Harzvorland , S. 270 - 284 in: JANKOWSKI, G., HRSG.: Zur Geschichte des Mansfelder Kupferschiefer-Bergbaus, 366 S. - GDMB, Clausthal-Zellerfeld.
- KOCH, K., RENNEN, H.-J. & SCHLIEPHAKE, H. (1984): Schlacken in der Eisenhüttenkunde: Hochofenschlacken. - S. 175 - 189 in: KOCH, K. & JANKE, D. Hrsg.: Schlacken in der Metallurgie. - Verlag Stahleisen, Düsseldorf.
- KÖNIG, ST. & WREDE, V. (1994): Zur Tektonik der Harzränder. - Z. dt. geol. Ges. 145, 153-171.
- KRAJEWSKI, W. & KRÜGER, J. (1984): Schlacken und Steinbildung bei der thermischen Blei- und Blei-Zinckerzeugung, S. 147 - 157 in: KOCH, K. & JANKE, D. Hrsg.: Schlacken in der Metallurgie. - Verlag Stahleisen, Düsseldorf.
- KULKE, H. (1995): Die Alte Burg zu Osterode: Herausragendes Beispiel einer verlorenen Bautradition. - Heimatblätter für den Südwestharz; Hrsg. Heimat- und Geschichtsverein Osterode/Harz und Umgebung e.V., Heft 51, 6-31.
- KULKE, H. (1997, in Vorbereitung): Historisches Harzer Bauwesen, naturräumliche Grundlage, Herkunft, Eigenschaften und Verwendung der Baumaterialien, Beispiele aus Osterode, Goslar, Clausthal-Zellerfeld und St. Andreasberg. - Veröffentlichung des Oberharzer Geschichts- und Museumsvereins Clausthal-Zellerfeld und des Oberharzer Bergwerkmuseums, Clausthal-Zellerfeld.
- KULKE, H., BINNEWIES, W., VOGEL, D., RINNE, A., HILLEBRECHT, H., FOLLNER, H. & JESACHAR, R. (im Druck): Historisierender Gypsbrennofen zur Erforschung und Herstellung von beständigem Gipsmörtel. - Zement, Kalk, Gips.
- LEPPER, J. (1994): Die niedersächsischen Naturwerksteine mit besonderer Berücksichtigung des Wesersandsteins. - Neues Archiv für Niedersachsen 2/1994, 35 - 41.
- LEPPER, J. (1996): Die Bedeutung des Wesersandsteins als Naturwerkstein-Vorkommen, Gewinnung und Verwendung in der Gegenwart. - Jahrb. Landkreis Holzminden 14, 17-26, Holzminden.
- LEPPER, J. (1997): Naturwerksteine in Niedersachsen. - Z. angew. Geol. 43, 3-10, Hannover.
- LIESSMANN, W. (1992): Historischer Bergbau im Harz, Kurzführer; 320 S. - Schriften Mineralog. Museum Univ. Hamburg, Band 1, Verlag S. von Loga, Köln.
- LILGE, A. (1996): Das Sandsteingewerbe in der Vergangenheit mit besonderer Berücksichtigung des Braunschweigerischen Sollings. - Jahrb. Lkrs. Holzminden 14, 27-35.
- MEIER, R. (1977): Turbidite und Olisthostrome, Sedimentationsphänomene des Werra-Sulfats (Zechstein I) am Osthang der Eichsfeld-Schwelle im Gebiet des Südharzes. - Veröff. Zentralinst. Phys. d. Erde 50, 45 S., Potsdam.

- MOHR, K. (1993): Geologie und Minerallagerstätten des Harzes; 2. Aufl., 498 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- MÜLLER, G. (1980): Die Sedimentgesteine des Harzes, 83 S. + 10 S. Tab. - Clausthaler Geol. Abh. 37, Clausthal-Zellerfeld.
- MÜLLER, G. (1981): Petrographische und geochemische Zuordnung der subsequenten permosilesischen Vulkanite des Harzes und benachbarter Gebiete. - Z. dt. geol. Ges. 132, 5-15.
- MÜLLER, G. (1987): Magmatite des Harzes. - Fortschr. Miner. 65, Beih. 2, 1-39.
- MÜLLER, G. & STRAUSS, K.W. (1987): Gesteine des Harzes, 304 S. - Verlag S. von Loga, Köln.
- NOWAK, H. & PREUL, F. (1971): Untersuchungen über Blei- und Zinkgehalte in Gewässern des Westharzes, 68 S. - Beih. geol. Jahrb. 105, Hannover.
- OSANN, H. (1856): Begutachtung der Vorschläge von Maschineninspektor Schrönn betreffend die Anfertigung von Schlackensteinen; 10 S. Handschrift - Acta 1317/4: Produktion und Abgabe der Schlackensteine. - Generalia, 1844 - 1865 - Archiv des Oberbergamt Clausthal-Zellerfeld.
- PAUL, J. (1980): Upper Permian algal stromatolite reefs, Harz Mountains (F.R. Germany). - Contr. Sedimentol. 9, 253 - 268.
- PAUL J. (1993): Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. - Geol. Jb. A 131, 197 - 218, Hannover.
- PAUL, J. (1993): Geologie des Ilfelder Beckens (Permokarbon; S-Harz). - Göttinger Arb. Geol. Paläont. 58, 75 - 86.
- PRIESNITZ, K. (1969): Kurze Übersicht über den Karstformenschatz des südwestlichen Harzrandes. - Der Südharz: seine Geologie, seine Höhlen und Karsterscheinungen. - Jh. f. Karst- u. Höhlenkunde H 9, 11-21, München.
- RENTZSCH, J., FRANZKE, H.-J. & FRIEDRICH, G. (1997): Die laterale Verbreitung der Erzmineralassoziationen im deutschen Kupferschiefer. - Z. geol. Wiss. 25, 1 - 6, Berlin.
- SCHLEICHER, M. (1989): Abriß der Petrologie und Sedimentologie Harzer Sandsteine und Grauwacken des Devons und Karbons, 94 S. - unveröff. Diplomarbeit am Geol. Inst. TU Clausthal.
- SCHMIDT, M. (1989): Die Wasserwirtschaft des Oberharzer Bergbaus, 372 S. - Schriftenreihe der Frontinus-Ges. H. 13, Bergisch-Gladbach.
- SCHULZE-RETTMER, R. (1995): Bleidächer und Regenwasser, 69 S. - Bleiberatung Düsseldorf.
- SEIDEL, G., Hrsg. (1995): Geologie von Thüringen; 556 S. - Schweizerbart, Stuttgart.
- SPITZNER, J. (1988): Verwertung von Mansfelder Kupferschlacke. - TK/MK 1988/3, 15-24.
- STASCHEIT, A. (1993): Untersuchungen präorogener, intraformationeller Mineralparagenesen im Devon der ehem. Westharzschwelle unter Berücksichtigung möglicher hydrothermalen Prozesse (Roteisensteingrube „Weintraube“), 165 S. - Diss. des Zentrum f. Rohstofforientierte Meeresforschung der TU Clausthal.
- STEINBRECHER, M. (1994): Historische Gipsmörtel und Gipsestriche. - Denkmalpflege in Sachsen-Anhalt, H 2, 127. 133, Verlag f. Bauwesen, Berlin.
- VEREIN DEUTSCHER EISENHÜTTENLEUTE, Hrsg. (1981): Schlackenatlas, Slag Atlas; 282 S. - Verlag Stahlisen, Düsseldorf.
- VOSS, R. (1928): Die paleogeographische Verbreitung des Rogensteins im deutschen Unteren Buntsandstein, 85 S. - Abhandl. Preuß. Geolog. Landesanstalt N.F., Heft 1.6.
- WACHENDORF, H. (1986): Der Harz - variszischer Bau und geodynamische Entwicklung, 71 S. - Geol. Jb. Reihe A, H. 91, Hannover.
- WALCHER, E. (1987): Zur Geologie, S. 30 - 34 in BODE, R., Hrsg.; Rammelsberg/Harz - Emser Hefte, Haltern.
- ZELLMER, H. (1995): Stratigraphie und Paläogeographie der Kieselschiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon-Unterkarbon). - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1 (9/10) 1173-1185, Stuttgart.

**GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUM DIFFERENTIATIONS-
UND VERERZUNGSGRAD DER PEGMATITE
IN DER ÖSTLICHEN PEGMATITPROVINZ VON BRASILIEN:
DAS BEISPIEL DES PEGMATITDISTRIKTS VON ARAÇUAÍ (MINAS GERAIS)**

von

G. Morteani & C. Preinfalk

Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie
Technische Universität München, Lichtenbergstr.4, D-85747 Garching, Deutschland

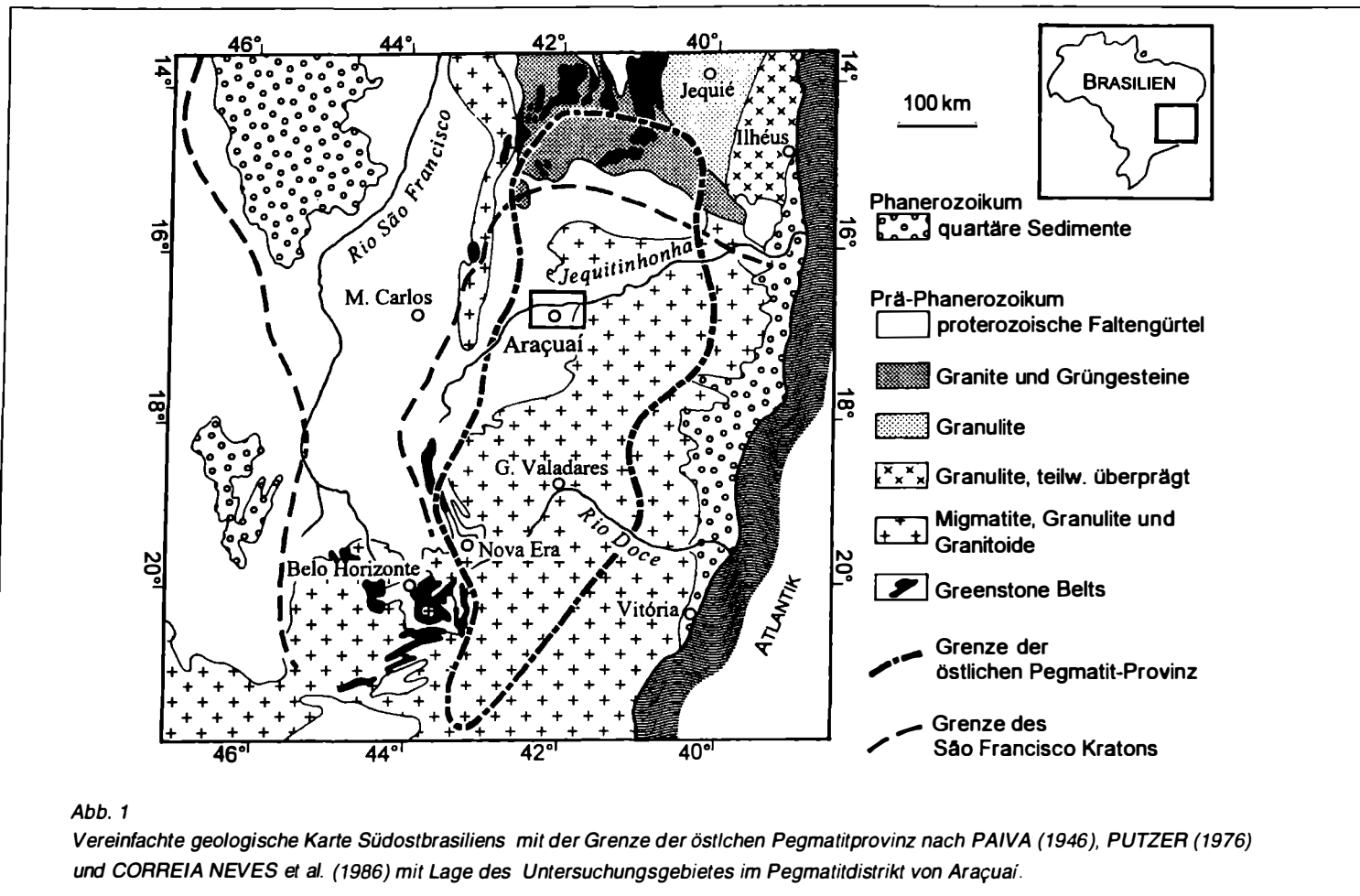
Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
gehalten von G. Morteani am 20. Jänner 1997 in Wien

Einleitung und Problemstellung

Brasilien ist weltweit bekannt für die Anzahl und Vielfalt seiner Pegmatite und wegen der zumindestens früher sehr hohen Qualität der daraus gewonnenen Halbedel- und Edelsteine wie Rosenquarz, Aquamarin, Morganit, vielfarbige Turmaline, Brasilianit und Kunzit.

Die größte brasilianische Pegmatitprovinz ist die östliche Pegmatitprovinz in den Staaten Minas Gerais und Südbahia. Sie wurde als solche von PAIVA (1946) und PUTZER (1976) definiert. Diese Provinz liefert nicht nur pegmatitgebundene Halbedel- und Edelsteine, sondern sie war auch bis vor 10 Jahren ein bedeutender Produzent von Columbo-Tantalitkonzentrat. Die zweite und kleinere, sog. nordöstliche Pegmatitprovinz ist auch als Provinz von Borborema bekannt und liegt in den Staaten Rio Grande do Norte, Paraíba und Ceará (PAIVA, 1946; PUTZER, 1976).

Pegmatitprovinzen zeichnen sich dadurch aus, daß es auf vergleichsweise kleinem Raum, in den sog. Pegmatitdistrikten, zu Anhäufungen von sehr unterschiedlich großen und auch verschieden vererzten Pegmatiten kommt. Die östliche Pegmatitprovinz Brasiliens ist ein klassisches Beispiel dafür. Der Explorationsgeologe steht bei der Prospektion vor dem Problem, aus der großen Anzahl von Pegmatiten eines Distriktes diejenigen ausfindig zu machen, deren nähere Untersuchung, trotz des damit verbundenen hohen Kostenaufwandes, Gewinn verspricht. Wie schon von GAUPP et al. (1984) betont, können zuverlässige geochemische Vererzungsindikatoren bei der Auswahl höffiger Pegmatite helfen. Die konventionellen Prospektionstechniken wie Bohren, Erstellung von Schürffgräben und das Auffahren von Explorationsstollen geben zwar eine gute Vorstellung über die Form und manchmal auch den Zonarbau der Pegmatite, aber sie ermöglichen im allgemeinen keine Aussage über den Vererzungsgrad wegen der extremen Grobkörnigkeit der Pegmatite und des nur sehr lokalen Auftretens von reichen Vererzungen in Taschen, den sogenannten „bolsoes“ innerhalb eines Pegmatits.



Eine Schwermineralprospektion in Bachsedimenten, wie sie z.B. von TRUEMAN & CERNÝ (1982) für Nb, Ta und Sn in pegmatitreichen Gebieten vorgeschlagen wird, gibt auch im Falle einer Halbedel- und Edelsteinprospektion lediglich eine recht ungenaue Information, wenn, und dieser Fall liegt typischerweise auch in Brasilien vor, ganze Schwärme von sehr unterschiedlichen Pegmatiten an den Talflanken der Täler auftreten und dazu eine bis 100 m mächtige, z. T. mehrfach umgelagerte Lateritdecke mit ihrem Schwermineralgehalt ganz wesentlich die Zusammensetzung der Bachsedimente beeinflusst. Unter solchen Umständen ist es praktisch unmöglich, den Schwermineralgehalt der Flusssedimente einem einzelnen Pegmatitkörper zuzuordnen.

Bis heute liegen keine regionalen Untersuchungen über das Alter, die interne Entwicklung und den Differentiationsgrad der Sn-, Nb-, Ta- und halbedel- und edelsteinführenden Pegmatite der östlichen brasilianischen Pegmatitprovinz vor. Im folgenden wird der Zusammenhang zwischen Differentiationsgrad und Sn, Nb und Ta Vererzung am Beispiel der Pegmatite im Pegmatit-Distrikt von Araçuaí diskutiert.

Geologischer Rahmen

Die Abb. 1 zeigt eine vereinfachte geologische Karte von Südostbrasilien nach SCHOBENHAUS & ALMEIDA (1984) mit der Grenze der ostbrasilianischen Pegmatitprovinz nach PAIVA (1946), PUTZER (1976) und CORREIA NEVES et al. (1986). Man erkennt die zentrale Lage des Pegmatitdistriktes von Araçuaí innerhalb der ostbrasilianischen Pegmatitprovinz.

Der Pegmatitdistrikt von Araçuaí liegt außerhalb des San Francisco Kratons an der Grenze zwischen dem proterozoischen Faltengürtel von Araçuaí und einer bisher nicht im einzelnen gegliederten Abfolge von Migmatiten, Granuliten und Grünschiefern archaischen bis oberproterozoischen Alters.

Das letzte große thermotektonische Ereignis in Brasilien war das „Brasiliano“, das mit dem Zeitraum von 700 bis 450 Ma (SCHOBENHAUS & ALMEIDA 1984) das Kambro-Ordovizium umfaßt. Die zwei bislang vorhandenen K/Ar-Altersbestimmungen an Muskoviten aus den Pegmatiten von Cachoeira und Maxixe im Gebiet von Araçuaí ergeben ein Brasiliano Alter von 467 ± 12 Ma (SIGA, 1986; SÁ, 1977).

Entsprechend den klassischen Arbeiten z. B. von BRÖGGER et al. (1922), HEINRICH (1953), BEUS et al. (1968), VARLAMOFF (1968, 1972), GORDIYENKO (1971, 1976), CERNÝ & TURNOCK (1971), CERNÝ (1975, 1982a, b, 1989, 1994), MÖLLER (1989) und LONDON (1990, 1992) ist eine räumliche und genetische Bindung der Seltenmetall-Pegmatite an die sogenannten Muttergranite zu erwarten. Dies sind extrem fraktionierte Leukogranite bis Quarzmonzonite vom s-Typ, die bereichsweise pegmatitisches Gefüge zeigen (CERNÝ & TRUEMAN, 1978; GAUPP et al., 1984). Mit zunehmendem Abstand der Pegmatite von Muttergranit nimmt die Fraktionierung und die Vererzung an Li, Nb, Ta, Sn und Cs zu (HEINRICH, 1953; SOLODOV, 1971; TRUEMAN & CERNÝ, 1982; CERNÝ, 1982a; GAUPP et al., 1984). Nach SCHOBENHAUS & ALMEIDA (1984) tritt in der Zeitspanne von Kambrium bis Ordovizium zwischen 556 und 450 Ma im „Brasiliano“ ein posttektonischer granitisch-granodioritischer Magmatismus auf. Die Pegmatitbildung erfolgte daher zeitgleich mit diesem posttektonischen brasilianischen granitisch-granodioritischen Magmatismus.

Die Abb. 2 zeigt, daß im Pegmatitdistrikt von Araçuaí im wesentlichen das proterozoische Basement aufgeschlossen ist, in das die obengenannten kambro-ordovizischen Granite intrudiert sind (PEDROSA SOARES, 1995; COSTA, 1987). Aus der Verteilung der Pegmatite ist kein direkter Zusammenhang mit den aufgeschlossenen großen Granitkörpern zu erkennen, obwohl diese in einigen Teilen eine deutlich aplitgranitische bis pegmatitische Ausbildung haben und damit alle Kriterien für sogenannte „parental granites“ nach CERNÝ & TRUEMAN (1978) erfüllen.

Die Pegmatite sind in ein Gebiet intrudiert, das nach PEDROSA SOARES (1995) zuletzt eine amphibolitfazielle Metamorphose mit Granat-, Staurolith-, Sillimanit- und Disthen-führenden Paragenesen in Metapeliten erlebt hat. Da die Pegmatitintrusion und -erstarrung postmetamorph stattgefunden hat, sollte die Metamorphose der Nebengesteine keine Bedeutung haben. Von GINSBURG et al. (1979) wird aber darauf hingewiesen, daß zwischen dem Metamorphosegrad der Nebengesteine und der Art der Pegmatite ein Zusammenhang bestehen muß, da die wirtschaftlich interessanten Pegmatite vor allem in Gesteinsfolgen zu finden sind, die eine amphibolitfazielle Überprägung vom Barrow- oder Abukuma-Typ zeigen. Obwohl der Grund für diesen Zusammenhang offenbleibt, bestätigt er sich auch für das Gebiet von Araçuaí.

Zeigen Pegmatite eine Zonierung, so kann man von außen nach innen eine feinkörnige „aplitic border zone“, eine „wall zone“ mit z. T. auch sehr grober Verwachsung von Kalifeldspat und Quarz, eine „intermediate zone“ bestehend aus z. T. riesigen Kalifeldspäten und einen „quartz core“ unterscheiden (z.B. CERNÝ 1991a, b). Von großer Bedeutung ist das Auftreten von meist diskordant das Gefüge durchschlagenden Albitkörpern oder Albitisierungszonen. Sie bestehen aus plattigem Cleavelandit und/oder aus zuckerkörnigem Albit. Diesen Verdrängungskörpern kommt eine große wirtschaftliche Bedeutung zu, denn die Vererzung mit Nb-, Ta- und Sn-Mineralen, aber auch mit bunten Turmalinen und/oder Aquamarinen, ist in der Regel an diese Verdrängungskörper gebunden. Auf die bevorzugte Vererzung solcher Albitkörper haben u.a. schon ALEKSANDROV et al. (1980, 1985), LONDON (1990), CERNÝ (1994) und TRUMBULL (1995) hingewiesen. Zusammen mit den Albiten der Verdrängungskörper tritt typischerweise ein feinkörniger gelblicher Hellglimmer auf, der sich von den primären, weißgrauen Glimmern, wie sie vor allem für die „intermediate zone“ typisch sind, deutlich in der Zusammensetzung unterscheidet.

Die Pegmatite von Araçuaí treten in Form von konkordanten und diskordanten Körpern und Gängen auf, die sich jeweils mit einer scharfen Grenze vom Nebengestein absetzen. Sie zeigen meist einen Zonarbau, wobei sehr häufig die „aplitic border zone“ fehlt oder nur im Liegenden entwickelt ist. Die äußerste Zone ist die „wall zone“ mit einer Verwachsung von Kalifeldspat und Quarz mit Hellglimmern, sehr selten Biotit. Auf diese folgt die „intermediate zone“ mit z.T. bis zu 10 m langen Kalifeldspatkristallen sowie ein oder mehrere Quarzkerne. Häufig treten Albitisierungskörper auf, die überwiegend aus grobkörnigem Cleavelandit und gelblichen sekundären Hellglimmern bestehen, nur selten ist zuckerkörniger Albit zu finden. An diese Albitisierungskörper sind typischerweise auch in Araçuaí die Sn-, Ta-, Nb-Vererzungen sowie die bunten Turmaline und Aquamarine gebunden. Eine Ausnahme bilden die extrem Li-, d.h. spodumen-, amblygonit- und petalitreichen Pegmatite. Hier ist der interne Zonarbau sehr schwach entwickelt oder fehlt vollständig. Meist tritt nur am Rand der Pegmatite eine hellglimmerreiche Kalifeldspat- und Quarzzone auf, die in ihrer Ausbildung an eine typische „border zone“ erinnert.

Die Hauptmasse dieser ungewöhnlichen Pegmatite besteht aus einer bereichsweise straff orientierten Verwachsung von stengeligem hypidiomorphem Spodumen mit einer mittelkörnigen Kalifeldspat-Quarz-Matrix. Die Quarzkerne treten nur lokal auf und haben eine geringe Ausdehnung. Diese Abfolge kann sich in subhorizontal liegenden Pegmatitkörpern, wie z. B. im Pegmatit von Barreiro, mehrfach wiederholen.

In der vereinfachten geologischen Karte des Pegmatitgebietes von Araçuaí erkennt man, daß die besonders Li-reichen Pegmatite in dem Piauí Tal zu finden sind. In diesem Gebiet konzentrieren sich auch z. Zt. die Prospektion und der Abbau. Die Pegmatite von Barreiro I und II, Xuxa, Maxixe und Cachoeira werden wegen ihres ungewöhnlich hohen Spodumengehaltes z.Zt. intensiv abgebaut. Sie stellen die derzeit einzige wirtschaftlich genutzte Quelle für Li in Brasilien dar.

Abb. 3 zeigt ein Detail der Abbauwand des Pegmatites von Barreiro mit den 15 cm dicken und bis zu 1 m langen Spodumenkristallen.

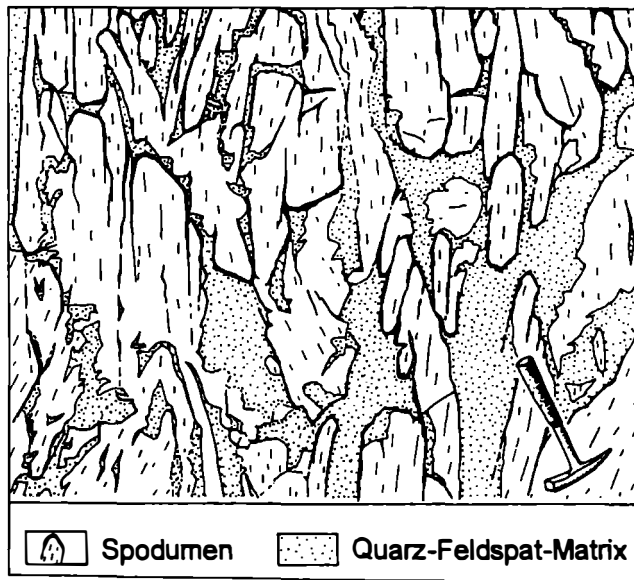


Abb. 3

Anschnitt der Abbauwand des Pegmatits von Barreiro I. Sie zeigt die 15 cm dicken und bis zu 1 m langen Spodumenkristalle. Die Zwischenmasse besteht aus Feldspat und Quarz.

Der Pegmatit von Maxixe wurde bis 1991 auf Petalit und Amblygonit abgebaut und ist seit 1996 wieder in Betrieb. Der Pegmatit von Urubu ist ebenfalls seit 1996 wieder in Abbau, u.a. auf Polucit. Der Pegmatit von Fumal wurde bis in die 70er Jahre hinein wegen seiner Sn-Führung abgebaut, wurde aber aufgegeben, als die großen Sn-Lagerstätten von Rondonia und insbesondere die von Pitinga in Brasilien in Abbau gingen.

Im gesamten Gebiet von Araçuaí sind keine Anzeichen einer metamorphen Überprägung der Pegmatite zu erkennen, sehr häufig tritt jedoch eine intensive subhorizontale Deformation auf. Diese unter niedrigen Temperaturen abgelaufene Verformung hat wirtschaftliche Konsequenzen. Sie bewirkte eine manchmal bis zur technischen Unverwertbarkeit führende Zerbrechung der eingewachsenen Edelsteinkristalle.

Das meiste derzeit verschliffene Edelsteinmaterial kommt daher aus sogenannten Olhos (Augen), d.h. kleinen Bruchstücken größerer Kristalle, die mühsam per Hand aus dem Haufwerk gesammelt werden. Schöne Kristalle sind nur dann erhalten, wenn sie als freistehende Kristalle oder Kristallgruppen in Drusen von der Deformation verschont geblieben sind.

Geochemie

Fraktionierungsindikatoren

Die Konzentrationen der Alkalielemente Li, Rb und Cs in Kalifeldspäten und Hellglimmern können als Indikatoren für den Differentiationsgrad von Pegmatitkörpern herangezogen werden (vgl. z.B. BEUS, 1966; CERNÝ et al., 1981; GORDIYENKO, 1970, 1971, 1976; TATARINOV & SHMAKIN, 1976; GERASIMOVSKIY & ZALASHKOVA, 1976; GAUPP et al., 1984). Diese Indikatoren werden jedoch durch eine große Anzahl von Parametern beeinflusst, welche in den relativ kleinen Pegmatitkörpern zeitlich und räumlich stark variieren können.

So sind die Gehalte an Li, Rb und Cs in den Feldspäten und den Glimmern eine Funktion von Druck, Temperatur und der Zusammensetzung der pegmatitbildenden Schmelzen und Lösungen. Die Geschwindigkeit der Kristallisation, der Gleichgewichtseinstellung und damit der existierenden Minerale spielen ebenfalls eine große Rolle (MANUYLOVA et al., 1966; BESWICK, 1973; SMITH, 1974; ALEKSANDROV et al., 1980, 1985; GAUPP et al., 1984).

Der Differentiationsgrad eines Pegmatites ist aus dem K/Rb zu Cs Diagramm für Kalifeldspat und Hellglimmer abzuschätzen. Cs substituiert im Kalifeldspat- und Muskovitgitter K. Der Cs-Gehalt der Hellglimmer und Kalifeldspäte eignet sich sehr gut als Differentiationsindikator, da Cs wegen des großen Unterschiedes im Ionenradius zu Kalium erst spät eingebaut wird ($Cs^+ = 1.67 \text{ \AA}$, $K^+ = 1.33 \text{ \AA}$).

Späte Hellglimmer und Kalifeldspäte haben daher deutlich höhere Cs-Gehalte als frühgebildete. Die Fraktionierung des Rb ist wegen der größeren Ähnlichkeit des Ionenradius von K und Rb weniger deutlich ($Rb^+ = 1.47 \text{ \AA}$, $K^+ = 1.33 \text{ \AA}$).

In Abb. 4a und Abb. 4b ist als Beispiel das Verhältnis K/Rb gegen Cs für Kalifeldspat für die verschiedenen Pegmatite des Araçuaí Distriktes aufgetragen. Man erkennt, daß mit Zunahme des Cs Gehaltes das Verhältnis K/Rb allgemein abnimmt, was auf eine Zunahme des Rb Gehaltes in den Kalifeldspäten zurückzuführen ist.

In Abb. 4b wird unterschieden zwischen den Pegmatiten des Araçuaí Distriktes, die mit i) Pollucit und ii) Li-Mineralen, wie Spodumen, vererzt sind und jenen, die iii) keine solche Vererzung zeigen. Man erkennt, daß die beiden schon in Abb. 4a erkennbaren, parallelen Trends einerseits die Li-vererzten, andererseits die nicht Li-vererzten Pegmatite vertreten. Es scheint also, daß die Kalifeldspäte in den Li vererzten Pegmatiten generell Cs-ärmer sind im Vergleich zu den Kalifeldspäten aus den nicht Li-vererzten Pegmatiten. Da in einigen dieser Li-Pegmatite auch Pollucit als eigene Cs-Phase auftritt, könnte es zu einer Verarmung an Cs in der fluiden Phase gekommen sein, aus der die Feldspäte kristallisierten. RINALDI et al. (1972) und MARTIN (1982) konnten analog zeigen, daß kogenetisch mit Pollucit gebildete Hellglimmer sehr niedrige Cs-Gehalte haben.

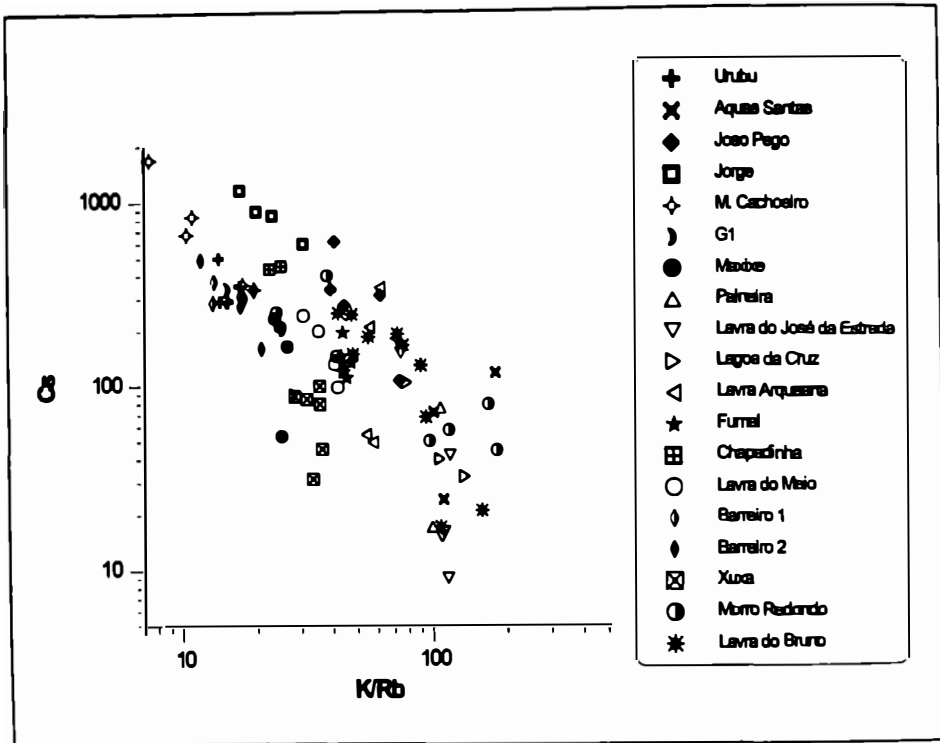


Abb. 4a
K/Rb gegen Cs für Kalifeldspat nach einzelnen Lokalitäten für den Araçuaí Distrikt.

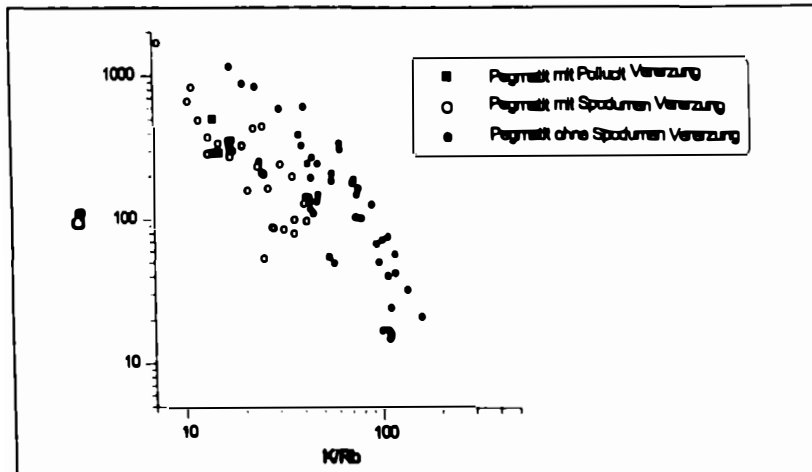


Abb. 4b
K/Rb gegen Cs für Kalifeldspat zusammengestellt nach Pegmatiten mit Pollucit-Vererzung, mit und ohne Spodumenvererzung für den Araçuaí Distrikt.

Vererzungsindikatoren

Der Fraktionierungsgrad, wie er z.B. im Diagramm K/Rb gegen Cs (s. Abb. 4) zum Ausdruck kommt, ist kein ausreichender Hinweis auf eine Nb-, Ta-, Sn-Vererzung. Es empfiehlt sich die zusätzliche Verwendung von Indikatordiagrammen, die einen Fraktionierungsindikator mit dem entsprechenden Wertelement verknüpfen. Bei der Diskussion der Differentiationstrends und der Wertmetallgehalte ist zu bemerken, daß diese Trends für ganze Pegmatitdistrikte beobachtet werden können, aber oft auch eine sehr deutliche Differentiation innerhalb eines Pegmatitkörpers auftritt, die in Extremfällen in ihrem Ausmaß dem des ganzen Distrikts nahekommt.

Die Bedeutung der internen Differentiation eines Pegmatites wird aus dem Cs gegen Nb Diagramm für Hellglimmer aus dem Pegmatit Lavra do Bruno (Araçuaí Distrikt) deutlich (Abb. 5). Man erkennt, daß die Hellglimmer um drei Größenordnungen in dem Cs und um eine Größenordnung im Nb Gehalt schwanken und daß der Nb Gehalt mit steigendem Cs Gehalt in den Hellglimmern abnimmt.

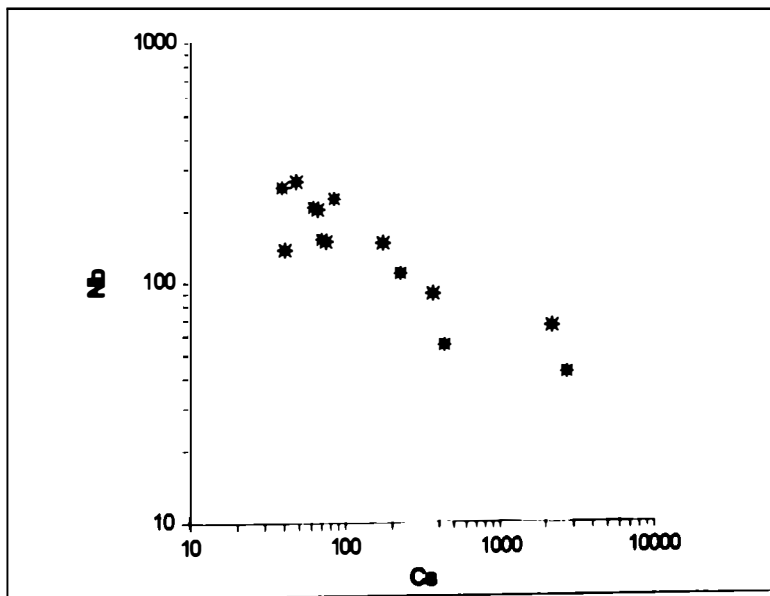


Abb. 5

Cs gegen Nb Diagramm für Hellglimmer aus dem Pegmatit Lavra do Bruno.

Dagegen zeigt das Cs gegen Ta Diagramm, daß die Gehalte an Cs und Ta sich gleichläufig verhalten (Abb. 6).

Damit zeigt der Vergleich der Cs gegen Nb (Abb. 5) und Cs gegen Ta (Abb. 6) Diagramme, daß sich Ta und Nb in Bezug auf den Cs-Gehalt gegenläufig verhalten. Aus dieser Beobachtung ist wahrscheinlich, daß mit zunehmender Differentiation innerhalb eines Pegmatits, wie sie durch ansteigende Cs-Gehalte in den Hellglimmern angezeigt wird, auch eine Verschiebung der Vererzung von Columbit-betont hin zu mehr Tantalit-betont erfolgen sollte, wie es z.B. GRICE et al. (1972) für Ta/Nb-Mineralen des Tanco Pegmatits beobachtet haben.

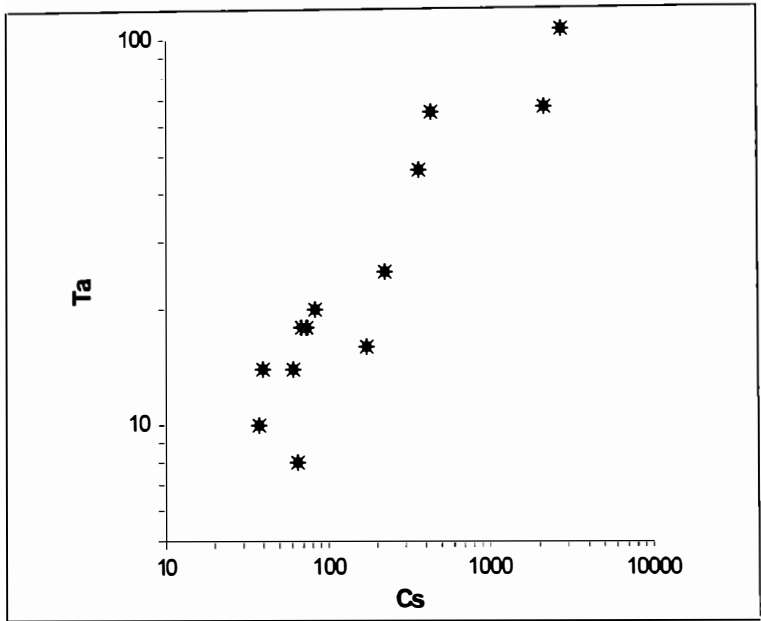


Abb. 6
Cs gegen Ta Diagramm für Hellglimmer aus dem Pegmatit Lavra do Bruno.

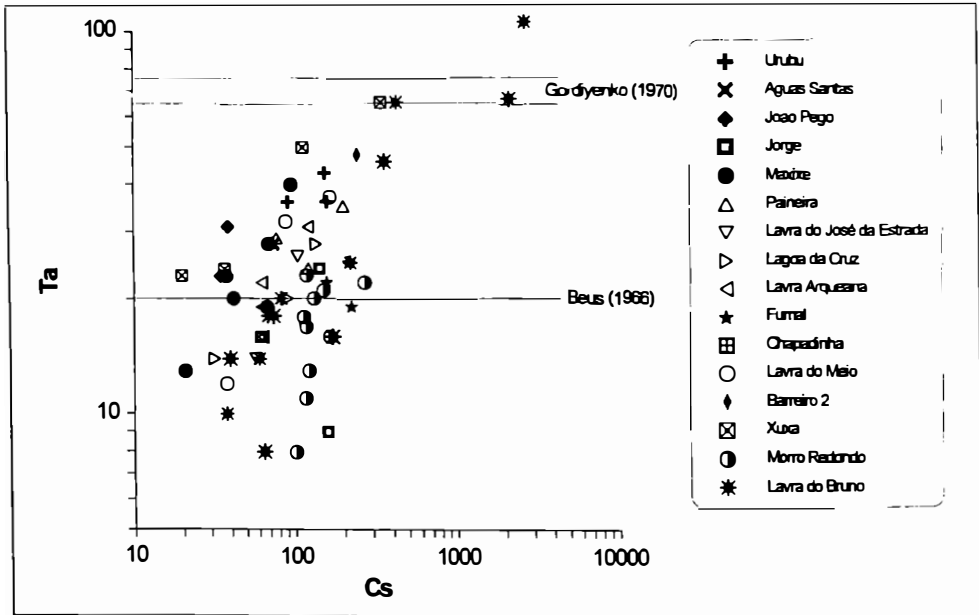


Abb. 7
Ta gegen Cs-Diagramm für Hellglimmer aus den Pegmatiten des Araçuaí-Distriktes. Eingezeichnet sind auch die Grenzen der beginnenden Ta-Verzerrung nach BEUS (1966) und GORDIYENKO (1970).

Der Zusammenhang, der zwischen dem Differentiationsverlauf innerhalb eines einzelnen Pegmatits und dem Ta-Gehalt der Hellglimmer besteht, kann auch bei ganzen Pegmatitdistrikten nachgewiesen werden. Die Abb. 7 zeigt das Cs- gegen Ta-Diagramm für die Hellglimmer der Pegmatite des gesamten Distriktes von Araçuaí. Man erkennt die Zunahme der Ta-Gehalte mit zunehmenden Cs-Gehalten.

Bedenkt man die sehr unterschiedlichen Preise für Ta und Nb, so ist eine industrielle Prospektion nur in bezug auf hochdifferenzierte und damit Ta reichere Pegmatite oder Pegmatitbereiche attraktiv. 1996 war der Preis für Nb-Metall zwischen 30 - 50 US \$/lb, wobei der für Ta-Pulver mit 100 – 180 US \$/lb dreimal so hoch lag (CUNNIGHAM, 1996).

Als Differentiationsindikator wird häufig auch das K/Cs-Verhältnis vorgeschlagen (GAUPP et al., 1984). Die Abb. 8 zeigt das Diagramm K/Cs gegen Ta der Hellglimmer des Pegmatits Lavra do Bruno. Dieses Diagramm weist natürlich – wegen der weitgehend konstanten K-Gehalte in den Hellglimmern – die selbe gute Korrelation wie das Cs- zu Ta-Diagramm auf. Mit steigender Fraktionierung, d. h. mit abnehmendem K/Cs-Verhältnis nimmt der Ta-Gehalt zu.

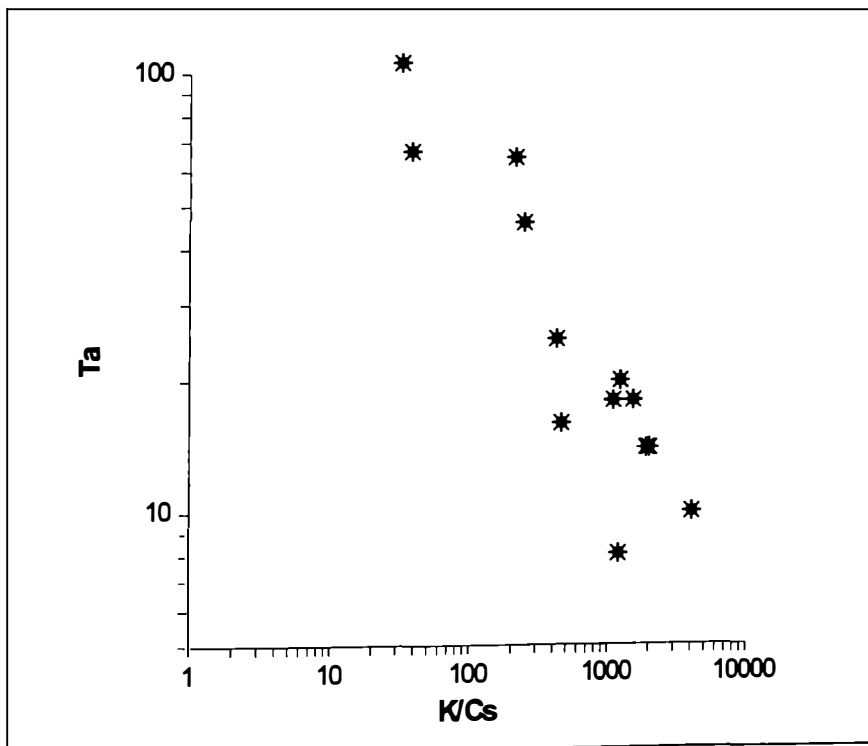


Abb. 8
K/Cs- gegen Ta-Diagramm für den Pegmatit Lavra do Bruno.

Erzgehaltsbestimmung

Die wirtschaftlich wichtige Frage nach der Erkennung des Beginns einer Vererzung mit Seltenmetallen aus dem Differentiationsgrad, wie er durch die chemische Zusammensetzung der Glimmer und der Alkalifeldspäte angezeigt wird, ist immer noch schwer zu beantworten. Nach GORDIYENKO (1970) bzw. BEUS (1966) beginnt die eigenständige Ta- (und Nb-) Vererzung mit Ta-Gehalten von ca. 70 bzw. 20 ppm Ta in den Hellglimmern. Wie aus Abb. 7 zu ersehen ist, liegt ein Teil der Pegmatite des Araçuaí Distriktes zumindest über der von BEUS (1966) angegebenen Grenze von 20 ppm, d. h. eine beginnende Ta Vererzung kann erwartet werden. Es war bisher allerdings nicht möglich, diesen Zusammenhang am Beispiel der Pegmatite von Araçuaí nachzuprüfen. Das Hauptproblem ist dabei die Definition der beginnenden Ta-Vererzung. Sind einige Tantalitkörnchen schon der Beginn einer Vererzung oder ist erst ein bestimmter Durchschnittsgehalt (cut off grade) im Haufwerk der Beginn einer Vererzung?

Angaben zu Produktion und Gehalten in der laufenden Förderung sind schwer zu erhalten, denn weder die Haufwerksmenge noch die Produktion werden bei den untersuchten Pegmatiten in der Regel ermittelt. Bei der Halbedel- und Edelsteinführung ist das Problem der Ermittlung des Vererzungsgrades anhand der geochemischen Indikatoren noch schwieriger. Die Menge des geförderten Materials durch Garimpeirotätigkeit ist nie erfaßt worden, und bei den größeren Unternehmen ebenfalls nur sehr ungenau bekannt.

Ergebnis

Die bisherigen Untersuchungen zeigen, daß die Pegmatite des Araçuaí-Distriktes eine Klassifikation nach den klassischen Differentiations- und Vererzungsindikatoren erlauben. Diese stellen damit eine zuverlässige Prospektionshilfe dar, auch wenn ein Zusammenhang zwischen Vererzungsindikatoren und den Erzgehalten im Sinne von BEUS (1966) und GORDIYENKO (1970) aus Mangel an quantitativen Daten zur Prospektion nicht ermittelt werden konnte.

Danksagung: Die Untersuchungen sind Teil des von der Volkswagenstiftung unterstützten Forschungsprojektes: „Untersuchungen zur magmatischen und metamorphen Entwicklung sowie zum Vererzungspotential der Pegmatite der östlichen Pegmatitprovinz Brasiliens“, das als Partner in Brasilien die Professoren A. Horn und J.M. Correia Neves des „Departamento de Geociências der Universidade Federal de Minas Gerais“ in Belo Horizonte hat.

Wir danken Herrn A. Kunz und Dr. G. Huber von der Fa. Bayer in Rio de Janeiro für die Begleitung im Gelände und viele Diskussionen. Danken möchten wir auch der Fa. Arqueana (Araçuaí) für die Erlaubnis zum Besuch ihrer Gruben im Piauí-Tal.

Literature

- ALEKSANDROV, I.V., KOCHNOVA, L.N., LARICHEVA, O.O. & POMYTKINA, V.A. (1980): An experimental investigation of the conditions of rubidium accumulation in potassium feldspar. - *Geochem. Int.*, 17, 5, 132-139.
- ALEKSANDROV, I.V., KRASOV, A.M. & KOCHNOVA, L.N. (1985): The effects of potassium, sodium and fluorine on rock-forming mineral assemblages and the formation of tantaloniobate mineralization in rare-metal granite pegmatites. - *Geochem. Int.*, 22, 8, 85-94.
- BESWICK, A.E. (1973): An experimental study of alkali metal distributions in feldspars and micas. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 183-208.
- BEUS, A.A. (1966): Distribution of tantalum and niobium in muscovites from granitic pegmatites. - *Geokhimiya*, 10, 1216-1220 (russ.).
- BEUS, A.A., BERENGILOVA, V.V., GRABOVSKAYA, L.I., KOCHMASOV, G.G., LEONTYEVA, L.A. & SITNIN, A.A. (1968): Geochemical exploration of endogenic deposits of rare elements. - Nedra Moscow; eng. transl., Geol. Survey of Canada, Library, Ottawa, 263 pp.
- BRÖGGER, W.C., VOGT, T. & SCHELIG, J. (1922): Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. - II. Vidensk. Selsk. Skrifter, Math. naturv. Kl., 151 pp.
- CERNÝ, P. (1975): Alkali variations in pegmatitic beryl and their petrogenetic implications. - *N. Jb. Mineral. Abh.*, 123, 198-212.
- CERNÝ, P. (1982a): Anatomy and classification of granitic pegmatites. - In: CERNÝ, P. (ed): *Granitic pegmatites in science and industry*, MAC short course handbook 8, 1-39.
- CERNÝ, P. (1982b): Petrogenesis of granitic pegmatites. - In: CERNÝ, P. (ed): *Granitic pegmatites in science and industry*, MAC short course handbook 8, 405-461.
- CERNÝ, P. (1989): Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. In: MÖLLER, P., CERNÝ, P. & SAUPÈ, F. (eds): *Lanthanides, tantalum and niobium*. - *Proceed. of a workshop*, Berlin, November 1986, Springer, New York, 195-239.
- CERNÝ, P. (1991a): Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. - *Geoscience Canada*, 18, 2, 49-67.
- CERNÝ, P. (1991b): Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. - *Geoscience Canada*, 18, 2, 68-81.
- CERNÝ, P. (1994): Evolution of feldspars in granitic pegmatites. In: Parson, I. (ed.): *Feldspars and their reactions*. - Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 501-540.
- CERNÝ, P. & TRUEMAN, D.L. (1978): The distribution and petrogenesis of lithium pegmatites in the western Archean of Canada. - *Energy*, 3, 365-377.
- CERNÝ, P. & TURNOCK, A.C. (1971): Pegmatites in southeastern Manitoba. - *Geol. Ass. Can., Spec. Paper*, 9, 119-127.
- CERNÝ, P., TRUEMAN, D.L., ZIEHLKE, D.V., GOAD, B.E. & PAUL, B.J. (1981): The Cat Lake - Winnipeg River and the Wekusko Lake Pegmatite Fields, Manitoba. - Manitoba Dep. of Energy and Mines, Min. Res. Div., *Economic Geology Report ER 80-1*, 216 pp.
- CORREIA-NEVES, J.M., PEDROSA SOARES, A.C. & MARCIANO, V.R. (1986): A provincia pegmatítica oriental do Brasil a luz dos conhecimentos atuais. - *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 1, 106-118.
- COSTA, A.G. (1987): Petrologie und geochemische Untersuchungen des Gneis-Migmatit-Gebietes von Itinga, Jequitinhonha-Tal, Nordöstliches Minas Gerais, Brasilien. - *Diss. TU Clausthal*, 287 pp.
- CUNNINGHAM, L.D. (1996): Mineral commodity summaries. - *US Geol. Surv.*, 48-49, 168-169.

- GAUPP, R., MÖLLER, P. & MORTEANI, G. (1984): Tantal-Pegmatite; Geologische, petrologische und geochemische Untersuchungen. - Monograph Series on Mineral Deposits, Borntraeger, Berlin, 124 pp.
- GERASIMOVSKIY, V.V. & ZALASHKOVA, N.Y. (1976): Geochemical features of potash feldspars from rare-metal granites. - *Geokhimiya*, 4, 520-526.
- GINSBURG, A.I., TIMOFEYEV, I.N. & FELDMANN, L.G. (1979): Principles of geology of the granitic pegmatites. - Nedra Moscow, 296 pp. (russ.).
- GORDIYENKO, V.V. (1970): Mineralogy, geochemistry and genesis of the spodumene pegmatites. - Nedra Leningrad, 237 pp. (russ.).
- GORDIYENKO, V.V. (1971): Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites. - *Int. Geol. Review*, 13, 134-142.
- GORDIYENKO, V.V. (1976): Diagrams for prediction and evaluation of rare-metal mineralization in granitic pegmatite from variations in composition of potassic feldspars. - *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 228, 149-151.
- GRICE, J.D., CERNÝ, P. & FERGUSON, R.B. (1972): The Tanco pegmatite at Vermic Lake, Manitoba. - II. Wodginite, tantalite, pseudo-ixiolite and related minerals. - *Can. Mineral.*, 11, 609-642.
- HEINRICH, E.W. (1953): Zoning in pegmatite districts. - *Am. Min.*, 38, 68-87.
- LONDON, D. (1990): Internal differentiation of rare-element pegmatites: A synthesis of recent research. - In: STEIN, H.J. & HANNAH, J.L. (eds): *Ore-bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing processes*. - *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 246, 35-50.
- LONDON, D. (1992): The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. - *Can. Mineral.*, 30, 499-540.
- MANUYLOVA, M.M., PETROV, L.L., RYBAKOVA, M.M., SOKOLOV, Y.M. & SHMAKIN, B.M. (1966): Distribution patterns of alkali elements and beryllium in minerals of pegmatites of the north Baykal pegmatite belt. - *Geochem. Int.*, 1966: 309-321.
- MARTIN, R.F. (1982): Quartz and the feldspars. - In: CERNÝ, P. (ed): *Granitic pegmatites in science and industry*, MAC short course handbook, 8, 41-62.
- MÖLLER, P. (1989): REE(Y), Nb, and Ta enrichment in pegmatites and carbonatite-alkalic rock complexes. - In: MÖLLER, P., CERNÝ, P., SAUPÈ, F. (eds): *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. - *Proceedings of a workshop*, Berlin November 1986, Springer, New York, 103-144.
- PAIVA, G. DE (1946): *Províncias pegmatíticas do Brasil*. - *Ministerio da Agricultura Brasil, Boletim N. 78*, Rio de Janeiro.
- PEDROSA SOARES, A.C. (1995): *Potencial aurífero do Vale do Araçuaí, MG: História da exploração, geologia e controle tectono-metamórfico*. - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Tese de Doutorado No. 7, Brasília, 177p.
- PUTZER, H. (1976): *Metallogenetische Provinzen in Südamerika*. - E. Schweizerbart, Stuttgart, 316 pp.
- RINALDI, R., CERNÝ, P. & FERGUSON, R.B. (1972): The Tanco pegmatite at Vermic Lake, Manitoba. VI. Lithium-Rubidium-Cesium-micas. - *Can. Mineral.*, 11, 690-707.
- SÁ, J.H.S. da (1977): *Pegmatitos litílicos da região de Itinga-Araçuaí, Minas Gerais*. - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Tese de Doutorado, 112pp.
- SIGA, O. JR. (1986): *A evolução geocronológica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas*. - Diss. de Mestrado, IG/USP, São Paulo, pp. 140.
- SMITH, J.V. (1974): *Feldspar minerals, Vol. 2, chemical and textural properties*. - Springer, New York, 690 pp.
- SCHOBENHAUS, C. & ALMEIDA, D.C. (1984): *A evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais*. - In: SCHOBENHAUS, C., ALMEIDA, D.C., DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. (eds.): *Geologia do Brasil*. - DNPM, Brasília, 9-56.

- SOLODOV, N.A. (1971): Scientific principles of prospective evaluation of rare-element pegmatites. - Publ. House Nauka Moscow, 591 pp. (russ.).
- TATARINOV, A.V. & SHMAKIN, B.M. (1976): East Siberian miarolitic pegmatites: average composition, trace element distributions, and geochemical differentiation. - *Geokhimiya*, 2, 272-282.
- TRUEMAN, D.L. & CERNÝ, P. (1982): Exploration for rare-element granitic pegmatites. - MAC short course handbook, 8, 463-493.
- TRUMBULL, R.B. (1995): Tin mineralization in the Archean Sincenci rare element pegmatite field, Kaapvaal craton, Swaziland. - *Econ. Geol.*, 90, 648-657.
- VARLAMOFF, N. (1968): Die Beryll- und Lithiumpegmatite Ruandas, des Kongo und Madagaskars. - *Erzmetall*, 21, 261-269.
- VARLAMOFF, N. (1972): Central and West African rare-metal granitic pegmatites, related aplites, quartz veins and mineral deposits. - *Mineral. Deposita*, 7, 202-216.

**SYN-METAMORPHIC GOLD DEPOSITS IN AMPHIBOLITE
AND GRANULITE FACIES ROCKS**

by

John Ridley

Institut für Isotopengeologie und mineralische Rohstoffe,
ETH-Zentrum, Sonneggstr. 5, CH-8092, Zürich, Switzerland

Lecture to the Austrian Mineralogical Society in Vienna
13. January 1997

Introduction

Lode- and vein-style gold deposits are a distinct class of hydrothermal ore deposit. The deposits are hosted in metamorphic belts, most commonly in low-pressure facies series belts, are structurally controlled, are typically associated with wallrock sulfidation and carbonation, and are enriched in a distinct suite of elements: Au with Ag, Te, S, As, Bi, Sb, W, K, Cs, Rb and SiO₂, but rarely base metals. From fluid inclusion evidence, a weakly saline, water-rich H₂O-CO₂±CH₄ fluid of near neutral pH was involved in deposit genesis. The dominant cause of gold precipitation is probably destabilisation of gold-bisulfide complexes where sulfide minerals are formed in fluid-wallrock reactions, though phase separation in the mixed aqueous-carbonic fluid may also be influential. FYFE & HENLEY (1973) first suggested derivation of the ore fluid through metamorphic reactions at the greenschist-amphibolite facies transition, but this remains controversial, and orthomagmatic, other metamorphic, and surface-water origins for the fluid have also been proposed (see reviews by KERRICH, 1991; HODGSON, 1993).

The deposits have often been classed as 'mesothermal' because of their association with greenschist-facies metamorphic terrains and the generally inferred conditions of formation at 250 – 400 °C at pressures of 1 – 3 kbar. However, in the Archean Yilgarn Craton in Western Australia, a major gold province which currently provides about 7% of annual gold production, although most gold deposits, including the world-class Kalgoorlie deposits, are hosted in greenschist-facies terrains, about 15% of gold resources are in amphibolite- and granulite-facies terrains. Elsewhere in the world, two of the largest known deposits of Archean age, at Hemlo in the Superior Province of Canada and the Kolar schist belt of India, are in amphibolite-facies terrains, and Phanerozoic deposits include small showings in granulite-facies pelites in Moldanubia (GRUNDMANN et al., 1985). This paper considers the deposits in the higher-temperature terrains of the Yilgarn Craton. From their structural setting, petrology, chemistry and isotope chemistry, it is argued that mineralisation was at high temperature, essentially syn-peak metamorphic. Some implications of this conclusion for ore genesis in metamorphic terrains are discussed.

Lithological and structural setting of deposits in amphibolite- and granulite-facies terrains

The Yilgarn Craton is dominated by late-Archean granitoids, granite-gneisses and greenstone belts, and shows many features typical of Archean cratons, including sub-greenschist to lower-granulite facies low-pressure facies series dynamothermal metamorphism. Amphibolite- and granulite-facies terrains cover about 25% of greenstone belt outcrop (Fig. 1). Within these terrains, deposits are hosted by all major rock types, but dominantly by mafic rocks, ultramafic rocks and banded iron formations (BIF's), and on a mine scale are often very similar to the better known deposits in greenschist-facies terrains.

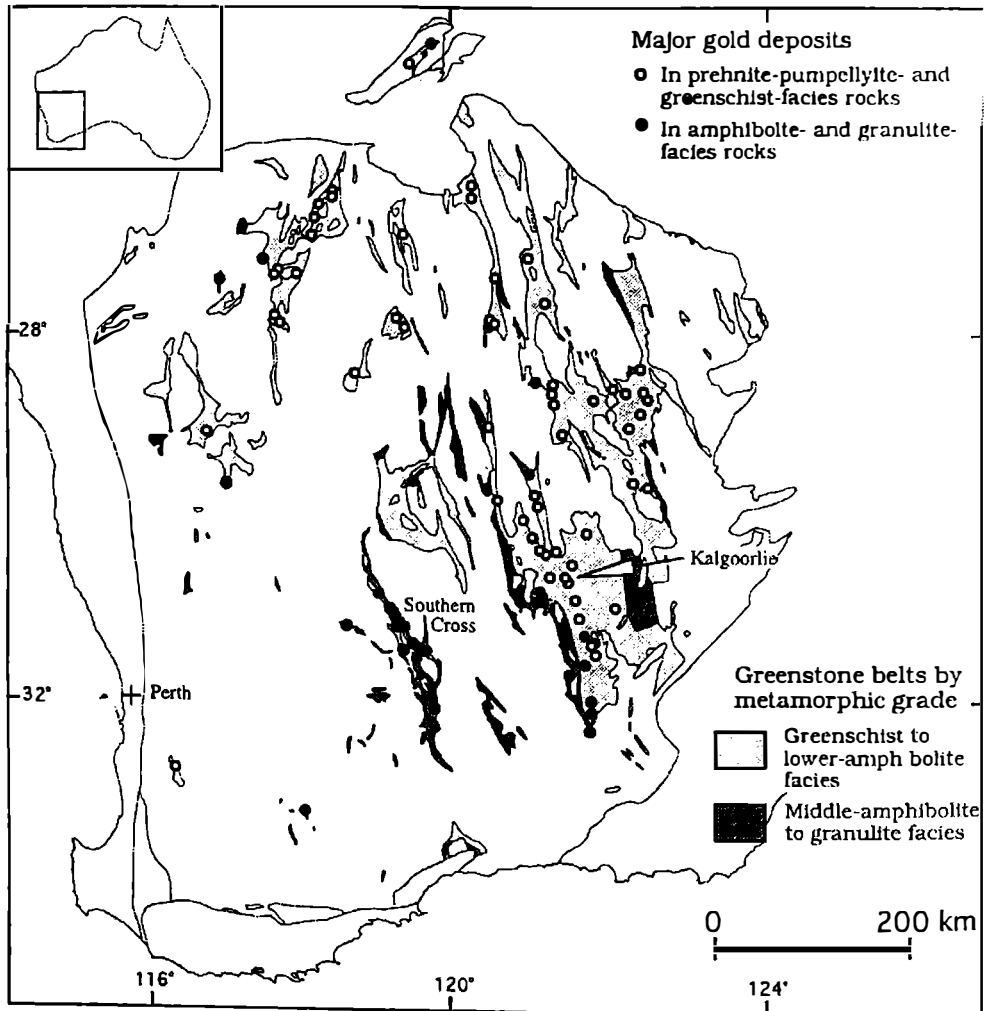


Fig. 1
The Archean Yilgarn Craton of Western Australia showing greenstone belts divided by metamorphic grade (after BINNS et al., 1976) and major gold deposits in hostrocks of different metamorphic grade.

Although all deposits are structurally controlled, the structural styles and lithological and structural settings are various. Broad ductile shear zones are common host structures, and in these ore zones characteristically have multiple, sheeted, relatively thin, foliation-parallel veins. Shear zones may also host disseminated ore associated with foliation parallel and cross-cutting millimetre thick quartz - amphibole - sulfide veinlets. Continuous, massive or laminated quartz-sulfide veins similar to those of shear-zone hosted deposits in greenschist-facies terrains occur where the host structure is a more discrete shear zone. Other deposits are associated with extensional vein stockworks, either in massive hostrocks, or cutting fold-axial planar cleavages and fold-axes in folded competent lithological units.

Deposit geochemistry

Ores from gold deposits in high-temperature terrains in the Yilgam Block have geochemical compositions generally indistinguishable from those in greenschist-facies terrains. However, typical CO₂ contents of ores in mafic-hosted deposits in lower-amphibolite facies terrains are 3 – 6 wt.% and in higher grade terrains 1 – 2 wt.%, hence significantly lower than the range of 5 – 20 wt.% in greenschist-facies terrains.

Oxygen and carbon isotope compositions of vein quartz and carbonates show no obvious trend with hostrock metamorphic grade, with $\delta^{18}\text{O}$ in deposits in amphibolite-facies terrains from 9.3 – 12. ‰ largely overlapping the range from mesothermal deposits (10-15 ‰). Calcite $\delta^{13}\text{C}$ ranges from -8.4 to - 0.5‰, with the majority between - 7.5 and -6.0‰, thus also indistinguishable from mesothermal deposits (-8.1 to -2. ‰).

Mineral assemblages

Alteration haloes: Zoned alteration haloes are a feature of lode- and vein gold deposits. Mineral assemblages in the haloes vary systematically with hostrock metamorphic grade. In the higher-grade terrains, haloes formed of high-temperature assemblages extend to between about one metre to several tens of metres from ore (Fig. 2). Biotite, calcic-amphibole and diopside clinopyroxene are prominent, especially in intensely altered mafic and ultramafic hostrock, although diopside is absent in deposits in lower-amphibolite facies terrains and generally more abundant at higher hostrock metamorphic grade. Biotite, as fine scattered grains in textural equilibrium with metamorphic minerals is generally the most distal sign of alteration. Other common gangue minerals are plagioclase, K-feldspar, almandine garnet, quartz and calcite. Typically, the alteration minerals are syn- to late-tectonic within the host structures, though in middle-amphibolite facies or higher grade terrains, strongly altered rock may be massive and texturally equilibrated. A sporadic, static overprint of the high-temperature phases by chlorite, sericite, actinolitic amphibole, and carbonate phases is common, but even where strongest, the high-temperature assemblages are abundantly preserved throughout alteration haloes. Altered rock and ore almost invariably contains a few percent modal sulfide, as in mesothermal deposits. In contrast to mesothermal deposits, pyrrhotite rather than pyrite is generally the dominant sulfide phase, with assemblages of major ore minerals in ore zones being one of: (i) pyrrhotite alone; (ii) pyrrhotite - arsenopyrite \pm pyrite; (iii) pyrrhotite - arsenopyrite - loellingite, and; (iv) pyrrhotite - pyrite -

chalcopyrite. Galena and sphalerite are relatively common minor ore phases. Tellurides, including hessite, petzite, altaite and Bi-tellurides, occur at some deposits, and are locally associated with high-grade, sulfide-poor ore zones.

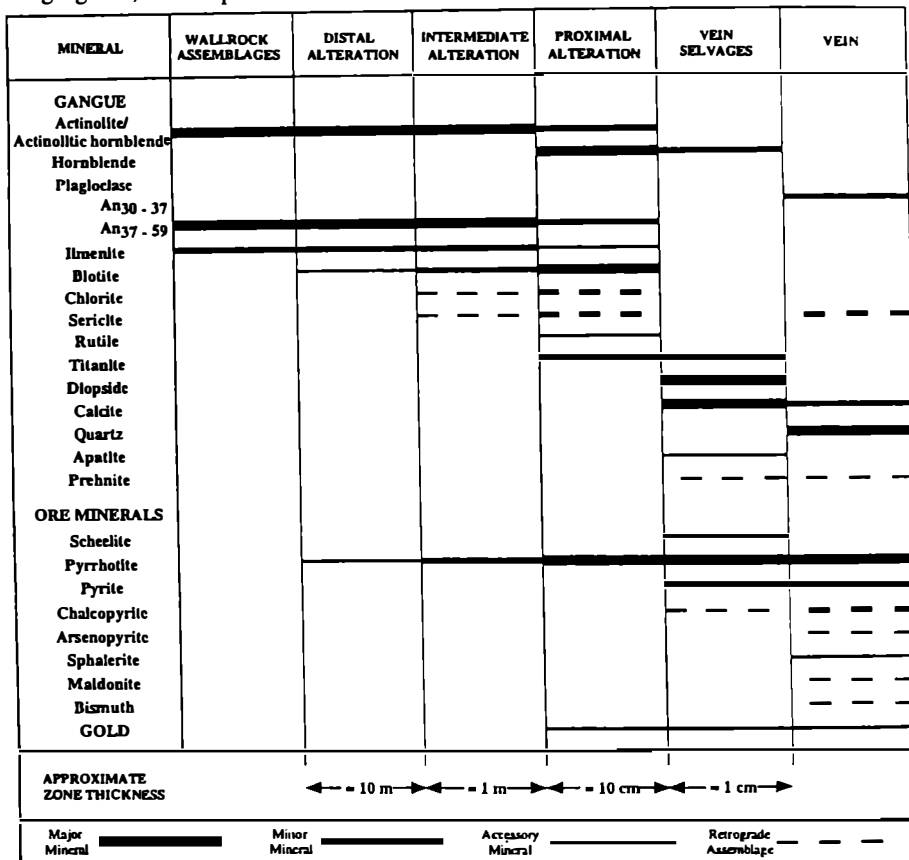


Fig. 2
Ore and alteration minerals in a typical zoned alteration halo of a gold deposit in amphibolite-facies mafic hostrocks, the example of the Hopes Hill deposit, Southern Cross (after, BLOEM, 1994).

Veins: Quartz, diopside, calcic-amphibole, calcite, garnet, biotite and plagioclase are the common gangue phases in veins, with quartz generally dominant, although diopside or calcic-amphibole may be of equal importance in thinner veins, especially in ultramafic hostrocks. Sulfides are a major component in some veins, in places as sulfidic clots up to a few centimetres diameter, but other veins are essentially sulfide-free. Minor vein phases are scheelite, apatite and tourmaline. The veins are typically massive and lack clear internal textures, and vein quartz is granoblastic, either with well-annealed mosaic textures, or mosaics with serrated to irregular grain shapes, hence indicating some strain-induced recrystallisation. Relicts of coarse fibrous vein quartz are preserved at deposits in massive hostrocks. Textures of intense dynamic recrystal-

lisation with elongate polygonal grains are relatively rare. Isolated rosettes of amphibole at vein margins, or more typically, continuous millimetre- to centimetre-thick, mono- or biminerally formed of texturally late clinopyroxene or amphibole with calcite, plagioclase or biotite are a distinct feature of deposits in mafic and ultramafic hostrocks. Around many veins, the vein-selvage is separated from altered wallrock by one or more further thin monomineralic or biminerally zone. In particular, a clinopyroxene selvage is separated from biotite-altered wallrock by an amphibole, or amphibole-plagioclase zone. Within a few centimetres of a vein there are often alternating lamellae a few millimetres wide of, for instance, biotite- and amphibole-rich rock.

Siting of gold: Gold forms small, high-fineness, 'free' grains in veins or in sulfide-bearing wallrocks. Gold tellurides occur in telluride rich ores, and the gold-bismuth alloy maldonite is present locally in some ores. Native gold occurs as primary irregular inclusions in arsenopyrite or other sulfides, along sulfide grain boundaries, particularly loellingite-arsenopyrite contacts, as clusters of fine grains in gangue phases around sulfides, intergrown with, or as inclusions in, diopside or amphibole in vein selvages, or as clouds of fine-grains intergrown with amphibole in altered wallrock. It is relatively rare as a fracture filling within sulfides. SIMS analysis of NEUMAYR et al. (1993) showed up to 200 ppm Au as submicroscopic particles or as solid solution within loellingite where this phase is present, with coexisting arsenopyrite essentially gold free.

Petrological interpretation of ore and alteration assemblages

The P-T conditions of equilibration of the high-temperature alteration and ore assemblages in most deposits in amphibolite- and granulite-facies terrains in the Yilgam Craton range from 450 – 700°C at 3 – 5 kbar (Fig. 3a), and are the same as those of peak metamorphism in the surrounding terrain, or up to about 50°C cooler at similar pressures. The different assemblages can be understood in terms of mineral stability with respect at different T at constant X_{CO_2} (Fig. 3b). For instance, the stability of diopside relative to carbonates at higher temperatures reflects the reaction $\text{Tr} + \text{Cal} + \text{Qtz} = \text{Di}$. The temperatures and pressures of retrograde overprinting are poorly constrained, and the range of minerals formed suggest that there were probably different phases of overprinting during cooling. The presence of prehnite requires temperatures below 400°C at low X_{CO_2} , chlorite geothermometry generally suggests equilibration temperatures of around 300°C.

Although the dominant alteration and sulfide assemblage in ore zones have equilibrated at near peak-metamorphic temperatures, this does not necessarily imply that the gold was introduced at these conditions. Gold introduction may have been post-peak and associated with a retrograde overprint, or pre-peak, and the present observed assemblages the result of subsequent metamorphic recrystallisation of ore (Fig. 3a). These two possibilities are discussed here.

Arguments for and against a significantly retrograde introduction of gold

The presence of sericite, chlorite and carbonate in veins and alteration zones, visible gold in late chlorite and chlorite-calcite filled veinlets and fractures, low temperature ore minerals, e.g. chalcopyrite and maldonite, and compositional equilibration of pyrrhotite and some arsenopy-

rite at low temperatures, suggest the possibility of hydrothermal gold introduction during retrogression, in a similar fashion as argued for instance by BOIRON et al. (1996) for gold deposits in Hercynian-age orogenic belts in Europe. However, in the Yilgarn Craton lodes, the low temperature overprint is never pervasive through large volumes of rock, and in all deposits, gold is most closely associated with specific high-temperature minerals, for instance as inclusions in amphibole and diopside. An association with late fractures in sulphide phases is rare. Of particular significance is the presence of gold in composite loellingite-arsenopyrite grains both as native gold at loellingite-arsenopyrite interfaces and sub-microscopically within loellingite. Loellingite was in equilibrium with the high temperature gangue assemblage, but was partially replaced by arsenopyrite before cooling to greenschist facies conditions ($T > 450^{\circ}\text{C}$, NEUMAYR et al., 1993). Gold is thus in a paragenetically early phase that was stable at high temperatures. It is interpreted that any association of gold with low-temperature minerals in these deposits reflects local remobilisation during retrogression of earlier introduced gold.

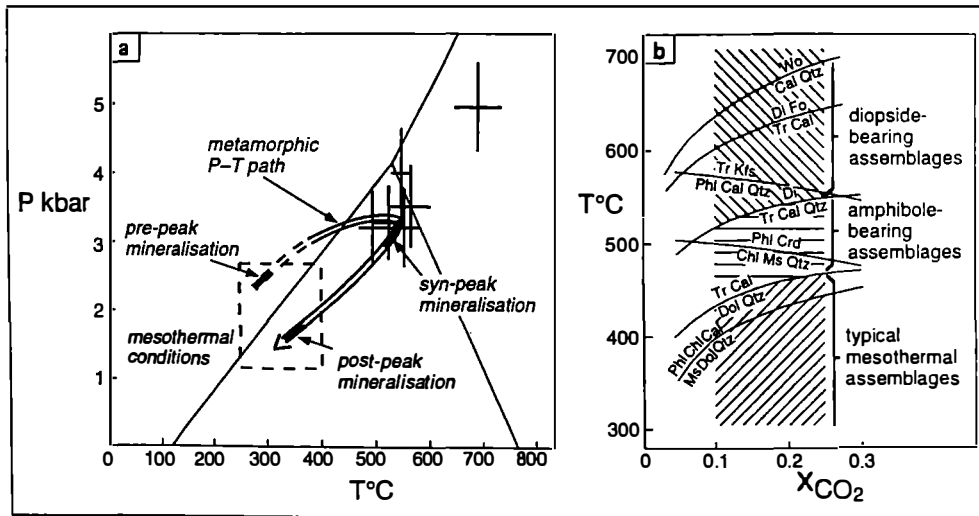


Fig. 3

(a) Crosses show Pressure - Temperature conditions of equilibration of alteration and ore assemblages in various gold deposits in amphibolite- and granulite-facies terrains, (approximate uncertainty of determinations given by size of crosses). For comparison, the typical conditions of formation of mesothermal gold deposits, and the aluminosilicate equilibrium curves are shown. A schematic P-T path for the terrains indicates the three possible timings of gold mineralisation considered here: pre-peak- syn-peak- and post-peak-meatmorphic.

(b) Partial Temperature- X_{CO_2} diagram showing reactions limiting the stability of common mineral assemblages in alteration zones of gold deposits in greenschist-facies and amphibolite-facies terrains. A fluid X_{CO_2} of 0.1 - 0.25 is characteristically determined from fluid inclusion studies in mesothermal deposits.

Differentiation between pre- and syn-metamorphic mineralisation

Distinction between pre- and syn-peak metamorphic mineralisation is more difficult. Textural equilibration promoted by high metamorphic temperatures means that reaction textures between metasomatic and metamorphic minerals are rarely preserved and that clear paragenetic sequences can rarely be defined. At the edge of an alteration halo, for instance, ore-related biotite and pyrrhotite form euhedral plates parallel or oblique to the foliation in textural equilibrium with metamorphic minerals, or pyrrhotite may be intergrown with amphibole. Some replacement and inclusion-host textures are evident, but few are diagnostic of the conditions of metasomatism. Gold in diopside or amphibole, for example, could have been first included in ankerite or quartz, and these minerals replaced by the calc-silicate phases during prograde metamorphism. Distinction between pre- and syn-metamorphic mineralisation requires other types of evidence, a number of which are discussed here.

Petrology and petrography of alteration zones: In principle, the thermodynamic variance of assemblages in alteration zones should be diagnostic of the relative timing of alteration and metamorphism (e.g. PHILLIPS, 1985), however, it has proven difficult to distinguish the effects of added components from those of variance. The general increase in the number of phases towards an ore zone (Fig. 2), for instance, biotite + pyrrhotite added to a Hbl - Pl - Ilm 'amphibolite' assemblage without the loss of a phase at the edge of a halo, can be interpreted as a result of added components, in this example, K and S, rather than a decrease in variance.

Vein selvages typically have one or two silicate phases and one sulfide phase, thus have high variance, and were likely formed in a high temperature metasomatic event. However, the selvage minerals are texturally late, and as selvage thicknesses are relatively constant within a deposit, irrespective of vein thickness, zones are generally thicker in deposits in middle-amphibolite facies than in lower-amphibolite-facies hostrocks and are of the same order as bimetasomatic zones in lower- to middle-amphibolite facies terrains (e.g. VIDALE, 1969), it is suggested that the selvages are not directly related to mineralisation, but formed bimetasomatically by reaction between calcite in the vein and Qtz - Bt - Pl - Hbl in the proximal alteration assemblage post mineralisation.

Timing relations of alteration, mineralisation, deformation and metamorphism: Textures of veins, ore and alteration minerals are in most deposits syn-tectonic and indicate dynamic crystallisation or recrystallisation at high temperatures, although vein selvages and late vein in some deposits may be essentially undeformed. The host structures were thus last active at high temperatures, and vein formation was most likely during the latest increments of movement along the host shear zone. The lack of specific ore deformation textures such as pressure fibres around pyrite grains, or of crack-seal vein fibre growth, is as expected if there was crystallisation and recrystallisation at high temperatures. Controls on the siting of ore shoots and deposits by late-formed cross structures or irregularities on a host structure, for instance shear bands, or flexures in a host shear zone or host fold-hinge zone, also implies that mineralisation did not pre-date any significant deformation, but was essentially late in the local deformation history.

Stable isotope chemistry of carbonates ore zones: Oxygen isotope data of quartz-diopside and quartz-calcite pairs in veins shows isotopic equilibration at or slightly below peak metamorphic temperatures (Fig. 4a). If the lower carbonate content of ores at higher metamorphic grade is due to prograde decarbonation, a carbon isotope distillation of ^{13}C from ^{12}C of up to a few per mil would have occurred, with the carbonate remaining after decarbonation being isotopically lighter, as is typically recorded in metamorphosed carbonate rocks (VALLEY, 1986). No such trend with metamorphic temperature is recognised in the gold deposits (Fig. 4b).

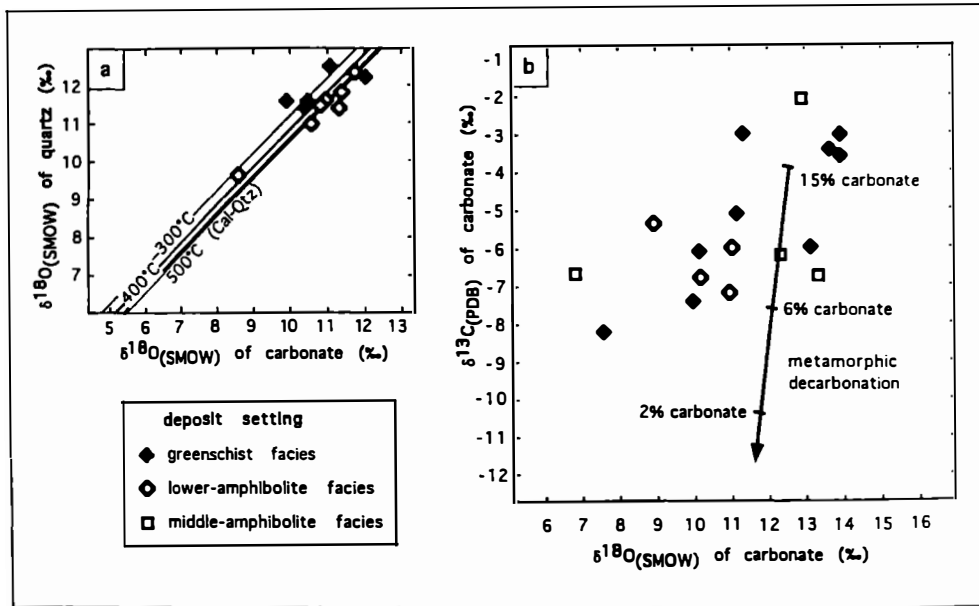


Fig. 4
Carbon and oxygen isotope characteristics of alteration minerals in gold deposits in different metamorphic grade terrains from the Yilgam Craton.

(a) $\delta^{18}\text{O}$ of coexisting carbonate and quartz showing general isotopic equilibration at peak metamorphic conditions, irrespective of whether these are amphibolite- or greenschist-facies conditions.

(b) $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ of carbonates from deposits in different grade terrains compared to a theoretical metamorphic decarbonation fractionation trend of a mesothermal ore with initially 15 modal % carbonate heated from middle-greenschist to middle-amphibolite facies conditions.

Discussion and implications

The similar ore geochemistry and isotope chemistry of the deposits in high temperature terrains indicate that they are genetically related to mesothermal deposits. The strongest evidence against post-metamorphic introduction of gold is its occurrence as primary inclusions in, and texturally in equilibrium with, high-temperature minerals, and the association of ore with specific high-temperature alteration assemblages. Evidence against gold introduction significantly before the metamorphic peak are the lack of a decarbonation isotopic signature, and the control of deposit siting in most deposits by structures that formed late in the local deformation and metamorphic history. Taken together, the petrography, geochemistry, structural geology, and stable-isotope chemistry of the gold deposits in higher-grade terrains in the Yilgarn Craton thus are most consistent with mineralisation at high temperatures, approximately synchronous with the peak of metamorphism. Temperatures of gold precipitation were thus in the range 450 - 650°C, possibly up to 700°C, at pressures of 3 - 5 kbar. A similar interpretation has been argued for some deposits in higher-grade metamorphic terrains elsewhere in the world (e.g. ANDREWS et al., 1986), particularly for those in lower-amphibolite facies terrains, but alternative interpretations given for others, with mineralisation during a retrograde, greenschist-facies event being most commonly proposed for deposits in Phanerozoic belts. How widespread gold mineralisation at high temperatures is thus remains to be assessed.

The recognition of mineralisation at relatively high temperatures and pressures has given rise to the 'continuum model' for lode-gold deposits (GROVES et al. 1995), in which it is proposed that gold-bearing fluids are derived from a source below the level of the deposits and gold is precipitated during upward movement through the crust, potentially over a range of depths. Higher S contents of the fluid at higher temperatures mean that gold would be carried at all depths predominantly as a bisulfide complex (RIDLEY et al., 1996), and hence likely precipitated as a result of wallrock reactions. Possible deep fluid sources are from magmas that crystallised at depth, metamorphic dehydration in a subducted slab, or mantle devolatilisation. Metamorphic devolatilisation reactions at the greenschist–amphibolite facies transition or a surface fluid seem ruled out as possible fluid sources.

An implication of a deep fluid source is that many gold deposits, particularly mesothermal deposits in greenschist facies terrains, may have formed several kilometres above the fluid source. The fluid at the deposit may thus have been significantly modified during its passage through the crust and geochemical signatures of its source masked. The fluid in deposits in high-temperature terrains is likely to be closest to its original composition. In this respect, the $\delta^{18}\text{O}$ of quartz in the deposits indicates a fluid that at high temperatures would have been in equilibrium with granitoids rather than with greenstone volcanic rocks, and backs up Sr and Pb isotope data (MUELLER et al., 1991; McNAUGHTON et al., 1993) that indicate that the fluid at least interacted with, and is taken as an argument for ore fluid derivation from the granitoid substrate to the host greenstone belts.

Acknowledgements: The input of former students and colleagues at the University of Western Australia in this work is acknowledged. I would also like to thank the Austrian Mineralogical Society for its invitation to present lectures at Vienna, Graz and Salzburg and the possibility to publish a transcript of the lectures in its Proceedings.

References

- ANDREWS, A.J., HUGON, H., DUROCHER, M., CORFU, F., LAVIGNE, M.J. (1986): The anatomy of a gold-bearing greenstone belt: Red Lake, Northwestern Ontario, Canada. - In: MacDONALD, A.J. (Ed.): Gold '86: Konsult International, Toronto, 3-22.
- BINNS, R.A., GUNTHORPE, R.J., GROVES, D.I. (1976): Metamorphic patterns and development of greenstone belts in the eastern Yilgarn Block, Western Australia. - In: WINDLEY, B.F. (Ed.): The Early History of the Earth: Wiley, New York, 303-313.
- BLOEM, E.J.M. (1994): Structural controls, alteration history and genesis of Archaean gold deposits near Southern Cross, Yilgarn Block, Western Australia. - Unpublished PhD thesis, The University of Western Australia, 181 p.
- BOIRON, M.-C., CATHELIN, M., BANKS, D.A., YARDLEY, B.W.D., NORONHA, F., MILLER, M.F. (1996): P-T-X conditions of late Hercynian fluid penetration and the origin of granite-hosted gold quartz veins in northwestern Iberia: A multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 43-57.
- FYFE, W.S., HENLEY, R.W. (1973): Some thoughts on chemical transport processes, with particular reference to gold. *Minerals Science and Engineering*. - 5, 295-303.
- GROVES, D.I., RIDLEY, J.R., BLOEM, E.J.M., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S.G., HRONSKY, J.M.A., KNIGHT, J.T., McNAUGHTON, N.J., OJALA, V.J., VIELREICHER, R.M., McCUAIG, T.C., HOLYLAND, P.W. (1995): Lode-gold deposits of the Yilgarn Block: Products of Late-Archaean crustal-scale overpressured hydrothermal systems. - *Geological Society of London Special Publication*, 95, 155-172.
- GRUNDMANN, G., LEHRBERGER, G., LAHUSEN, L. (1985): Freigold in Sillimanit-Cordierit-Gneisen des Moldanubikums bei Unterlangau, Oberpfalz. - *Fortschritte der Mineralogie*, 63 Beiheft, 81.
- HODGSON, C.J. (1993): Mesothermal gold deposits. - *Geological Association of Canada Special Paper*, 40, 635-678.
- KERRICH, R. (1991): Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses. - In: ROBERT, F., SHEEHAN, P.A., GREEN, S.B. (Eds.): *Greenstone Gold and Crustal Evolution*, NUNA Conference Volume: Geological Association of Canada, 13-31.
- McNAUGHTON, N.J., GROVES, D.I., WITT, W.K. (1993): The sources of lead in Archaean lode gold deposits of the Menzies-Kalgoorlie-Kambalda region, Yilgarn Block, Western Australia. - *Mineralium Deposita*, 28, 495-502.
- MUELLER, A.G., DE LAETER, J.R., GROVES, D.I. (1991): Strontium isotope systematics of hydrothermal minerals from epigenetic Archaean gold deposits in the Yilgarn Block, Western Australia. - *Economic Geology*, 86, 780-809.
- NEUMAYR, P., CABRI, L.J., GROVES, D.I., MIKUCKI, E.J., JACKMAN, J.A. (1993): The mineralogical distribution of gold and relative timing of gold mineralization in two Archaean settings of high metamorphic grade in Australia. - *Canadian Mineralogist*, 31, 711-725.
- PHILLIPS, G.N. (1985): Interpretation of Big Bell/Hemlo-type gold deposits: precursors, metamorphism, melting and genetic constraints. - *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 88, 159-173.
- RIDLEY, J., MIKUCKI, E.J., GROVES, D.I. (1996): Archaean lode-gold deposits: fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems. - *Ore Geology Reviews*, 10, 279-293.
- VALLEY, J.W. (1986): Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. - In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P.Jr., O'NEIL, J.R. (Eds.): *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes: Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 16, 445-489.
- VIDALE, R. (1969): Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands. - *American Journal of Science*, 267, 857-874.

FLUID AND MELT INCLUSIONS IN UPPER MANTLE XENOLITHS

by

Maria Eugenia Varela

Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur
8000 Bahía Blanca, Argentina

Lecture to the Austrian Mineralogical Society in Vienna
21. October 1996

The chemical modification or „metasomatism“ induced by migrating fluids or melts has been recognised as a key process in the evolution of upper mantle rocks. However, the origin of these melts is still an uncertain topic.

Several studies of fluid and melt inclusions in ultramafic xenoliths (ROEDDER 1984; LIN QUI XIA et al. 1984; ANDERSEN et al. 1984; PASTERIS, 1987; DE VIVO et al. 1988; HANSTEEN 1991; FREZZOTTI et al. 1992; SCHIANO et al. 1992; SCHIANO & CLOCCHIATTI, 1994; SCHIANO et al, 1994; SCHIANO et al. 1995; SZABO & BODNAR, 1996; SZABO et al. 1996, ANDERSEN et al. 1996) documented the presence of a fluid phase in the upper mantle.

The melt inclusions have been interpreted as aliquots of a metasomatic melt phase migrating through the sub-oceanic and sub-continental upper mantle (SCHIANO & CLOCCHIATTI, 1994). Thus, the composition of the metasomatic agent can be studied more directly by examining trapped fluid and melt inclusions in ultramafic xenoliths

Fluid Inclusions

Fluid inclusions in ultramafic xenoliths represent the only direct samples of fluid in upper mantle, therefore, they provide a rich source of data necessary to understand the relationships with other types of fluids and to constrain their P-T-history. They are important for our understanding of the physico-chemical conditions, e.g. the temperature, pressure, density and composition of fluids percolating in the upper mantle rocks.

Phase transitions observed in monophase (CO₂ liquid) (Fig. 1a) or biphasic (CO₂ liquid + CO₂ vapour) inclusions with heating-freezing stage allow quantitative estimations of the composition and densities of these fluids. However, the interpretation of the phase transitions in fluid inclusions depends in one important assumption:

„Any fluid inclusion is a closed system of constant volume and composition (BURRUS 1981)“.

The existence of pure CO₂ fluid in upper mantle has been documented in several studies of fluid inclusions (ROEDDER, 1984), but the presence of additional components has to be considered. The homogenization behaviour and temperature range are useful for the identification of CO₂. The triple point for pure CO₂ at -56.6°C is an excellent diagnostic criterium. Melting temperatures values (T_m) around -56.6°C suggest a nearly pure CO₂ system. A skewed distribution of melting points towards lower temperatures, due to a depression of T_m CO₂ and/or the observation of some phase transitions while freezing to -180°C, suggest the presence of additional components in a CO₂-rich inclusion (e.g., SOLOVOVA et al. 1990; FREZZOTTI et al. 1992 ; ANDERSEN et al. 1996).

The lack of water in the fluid inclusions has been taken as evidences for dry conditions in upper mantle sources. However, due to the rapid rate of diffusion of water-derived species in olivine (MACKWELL et al. 1985) the low hydrogen concentration within fluid inclusions in olivine is not indicative of low water content in the mantle (MACKWELL & KOHLSTEDT, 1990). Recently ANDERSEN et al., (1996) showed that nitrogen can also be present as a major component in fluid inclusions in olivine from upper mantle xenoliths.

If the composition of the fluid can be determined and the liquid vapour curve of that fluid is known, then the **density** can be obtained from the temperature of homogenization of the vapour and liquid phase.

Fluid inclusions may be used to estimate the pressure of trapping. If the temperature of trapping is known, then the pressure of trapping is given by the intersection of the fluid inclusion *isochore* (BURRUS, 1981: „line that represent the range of P-T conditions over which a fluid of that density was trapped“). with the isotherm.

In upper mantle xenoliths the co-genetic relationship between fluid and melt inclusions allow to constrain the P-T trapping conditions. The homogenization temperature of the melt inclusions, genetically related to the fluid inclusions, can be considered being close to the trapping temperature. This assumption and the estimated density at the time of trapping allow an estimation of the pressure prevailing at the time of trapping.

The density of CO₂ inclusions and trapping **depth** can be related if the pressure regime regulating the considered system is established. The inclusions can be trapped under hydrostatic pressures (regime resulting from a liquid lava column of $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$) or lithostatic pressures (if one assumes that the magma at the place of entrapment was an isolated pocket surrounded by rocks with $\rho = 3.3 \text{ g/cm}^3$). As it is difficult to determined which of the two pressures regimes were active at the moment of trapping of the fluid inclusion, and considering that each of them can have prevailed at different stages, then, the **depth** equivalent to a given CO₂ density has to be calculated in terms of both regimes.

A common phenomenon affecting fluid inclusions in upper mantle is total or partial *decrepitation* (Fig. 1c). The effect of decrepitation is to increase the volume available to the fluid, thereby reducing the density. If the fluid is homogeneous the composition will be unaffected by this process (ANDERSEN et al., 1984).

Decrepitation „This phenomenon takes place when the internal pressure in the inclusion exceeds the lithostatic pressure acting on the host mineral by more than the mechanical strength of the solid at the given temperature (ROEDDER, 1984)“.

Considering the necking-down processes commonly observed in these inclusions (Fig. 1h), the partial decrepitation phenomenon and the re-equilibration of the inclusions with the host mineral (re-equilibration probably occurred as a result of a slight heating of the xenolith by the host magma or by decompression (GREEN & RADCLIFFE, 1975), therefore, the estimated trapping pressure for a given temperature can only be considered as „*minimum values*“. Thus, inclusions cannot be used to determine original trapping conditions, but can provide information concerning the minimal trapping and changing P-T conditions during transport of the xenoliths to the surface.

Melt Inclusions

Melt inclusions present in the mineral phases of ultramafic xenoliths can contain a mixture of glass + CO₂ bubble (biphase melt inclusion) (Fig. 1d, 1e, 1f) or glass + bubble + crystals (multiphase melt inclusions) (Fig. 1g). Two types of spatial associations between CO₂ fluid inclusions and melt inclusions are observed in ultramafic xenoliths:

- 1) melt inclusions and fluid inclusions occur in the same secondary trail and
- 2) fluid and melt inclusions are joined by necks. Such co-genetic features are typical of CO₂ fluid and melt inclusions in mantle xenoliths (SCHIANO & CLOCCHIATTI, 1994).

The data obtainable from melt inclusions are:

- 1) the chemical composition of the glass at the moment of entrapment,
- 2) the temperature of homogenization of the melt inclusions and
- 3) an estimation of the level of saturation of the volatile phase in the glass.

Thermometry experiments allow to reverse the phenomena that occurred inside the inclusion during natural cooling. These phenomena are due to a differential contraction between the host and the inclusion that are visible by the formation of a „shrinkage“ bubble. Cryometric experiments undertaken on the shrinkage bubbles of the melt inclusions in xenoliths revealed the presence of a nearly pure CO₂ volatile phase (Fig. 1d).

In order to estimate the trapping temperature and the initial composition of the melt, high thermometric experiments are conducted on melt inclusions with different degree of crystallization. The complete homogenization, that is the disappearance of the shrinkage bubble, will not be achievable. This results in the systematic presence of a CO₂ bubble in the melt during the experiments (even at temperatures > 1300°C) attesting to a CO₂ oversaturation of the melt at the moment of entrapment.

An alternative method to obtain the trapping temperature is to heat multiphase melt inclusions. During such experiments, each phase will dissolve in the melt, thus, knowing that the disappearance of the bubble will not occur, the final melting temperature of the last crystalline phase can be considered „close to“ the homogenization temperature of the inclusion, and thus to the „liquidus“ temperature of the melt (CLOCCHIATTI et al., 1992; SOBOLEV & NIKOSIAN, 1994).

After heating a multiphase melt inclusion with „daughter crystals“ (the most common daughter crystals in upper mantle xenoliths are: kaersutite, clinopyroxene, rutile, ilmenite, and apatite) occur; the inclusion will be quenched and the initial chemical composition of the melt can be obtained. If the chemical composition of these types of inclusions (heated multiphase inclusions) is similar to those of heated and unheated biphase glass inclusions then the glass inclusions do not contain residual liquids. Thus, post-entrapment processes that could change the chemical composition of glasses can be excluded.

Also, the chemical composition of glass inclusion hosted by different minerals (olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, etc.) from the same xenolith have to be compared. If the chemical composition of glass inclusions hosted by olivine is similar to that hosted by orthopyroxene and clinopyroxene then, any possible genetic relationship between glass inclusion and the host mineral can be discharged.

The chemical composition of glass inclusions in mantle xenoliths is characterized by high contents of SiO₂, Al₂O₃, K₂O and Na₂O and low contents of CaO, FeO and MgO. Regarding volatile elements, Cl contents can vary between 1000 - 9000 ppm, oversaturation of the melt in CO₂ is suggested by the persistence of a CO₂ bubble during heating experiments and the presence of H₂O in the trapped melt can be inferred from the crystallization of hydrous daughter minerals.

Considering the chemical composition of the inclusions, their high volatile content, their secondary origin and the paragenesis of the daughter minerals, SCHIANO & CLOCCHIATTI (1994) have concluded that: „*melt inclusions are not generated by melting of the peridotite assemblage in which they have been trapped. They represent a migrating exotic phase in the upper mantle*“.

Recent studies of Patagonian ultramafic xenoliths (VARELA et al., 1996) give additional support to this hypothesis. Melt inclusions trapped in Patagonian xenoliths are the metasomatic expression of a melt rich in SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O and volatiles (CO₂, Cl, H₂O). Chemical variations in the composition of these melts suggest at least two stage in the evolution of these melts. The presence of melt inclusions in fractures crosscutting minerals and decorating deformation lamellae in olivines suggest that infiltration of these melts may be related to a deformation process, that is, a pre eruptional uprise of the upper mantle (VARELA et al., 1996) that could have affected this area.

References

- ANDERSEN, T., O'REILLY, S.Y. & GRIFFIN, W.N. (1984): The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implication for mantle metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 88, 72-85.
- ANDERSEN, T., BURKE, E. & NEUMANN, E.R. (1995): Nitrogen-rich fluid in the upper mantle: fluid inclusions in spinel dunite from Lanzarote, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 120, 20-28.
- BURRUS, R.C. (1981): Analysis of phase equilibria in C-O-H-S, fluid inclusions. *Mineralogical Association of Canada. Short Course in Fluid Inclusions: Application to Petrology.* Ed., Hollister, L.S. and Crawford, M.L., 39-69.

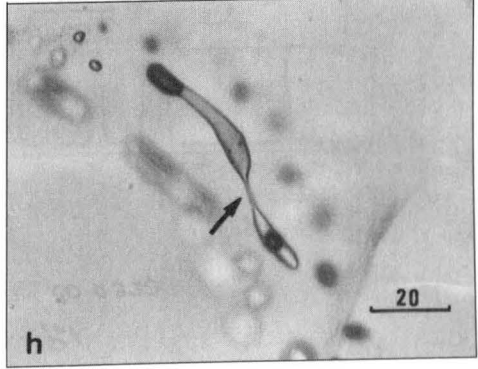
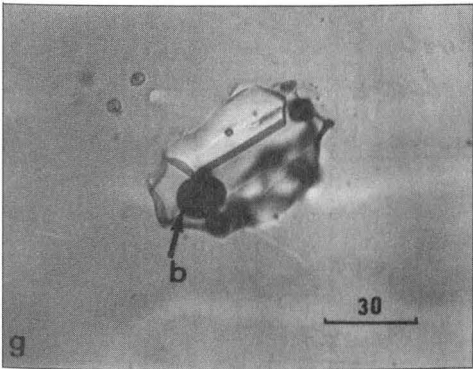
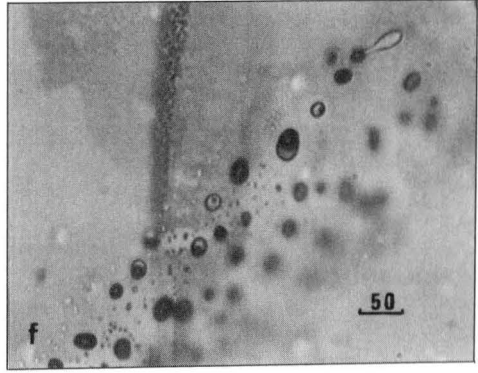
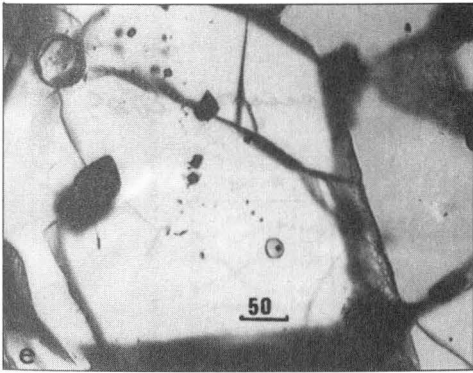
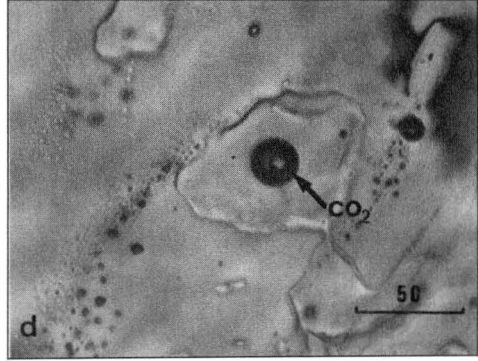
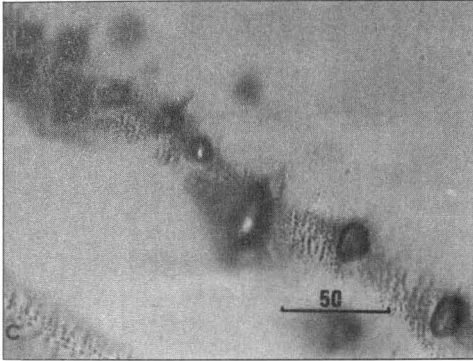
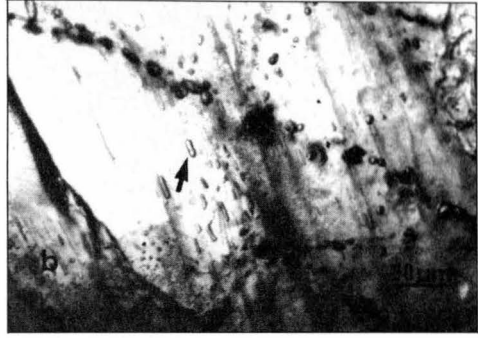
- CLOCCHIATTI, R., WEISZ, J., MOSBAH, M. & TANGUY, J.C. (1992): Coexistence de verre alcalins et tholéitiques saturés en CO₂ dans les olivines d'Ici Castello (Etna, Sicile, Italie). Arguments en faveur d'un manteau anormal et d'un réservoir profond. *Acta vulcan.*, 2, 161-173.
- DE VIVO, B., FREZZOTTI, M.L., LIMA, A. & TRIGILA, R. (1988): Spinel lherzolite nodules from Oahu island (Hawaii): a fluid inclusions study. *Bull. Mineral.*, 111, 307-319.
- FREZZOTTI, M.L., BURKE, E.J., DEVIVO, B., STEFANINI, B. & VILLA, I.M. (1992): Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii). *Eur.J. Mineral.*, 4, 1137-1153.
- GREEN, H.W. & RADCLIFFE, S.V. (1975): Fluid precipitates in rocks from the Earth's mantle, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 846-852.
- HANSTEEN, T.H., ANDERSEN, T., NEUMANN, E.-R. & HIELKEJELSMÅ (1991): Fluid and silicate glass inclusions in ultramafic and mafic xenoliths from Hierro, Canary Island: implication for mantle metasomatism. *Contrib. Mineral Petrol.*, 107, 242-254.
- LIN-QI XIA, MASSARE, D. & CLOCCHIATTI, R. (1983): Thermobarochimie de quelques nodules de peridotite contenus dans les basalts alcalins néogènes de Chine Orientale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 297, Série II, 675-680.
- MACKWELL, S.J., DIMOS, D. & KOHLSTEDT, L. (1985): The role of water in the deformation of olivine single crystals, *J. Geophys. Res.*, 99, 11, 319-11, 333.
- MACKWELL, S.J. & KOHLSTEDT, L. (1990): Diffusion of hydrogen in olivine: Implication for water in the mantle, *J. Geophys. Res.*, 95, 5079-5088.
- PASTERIS, J.D. (1987): Fluid Inclusions in mantle xenoliths, in: *Mantle Xenoliths*, Nixon, P.H., Ed., 691-707, John Wiley and Sons, Chichester.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions. *Geol. Soc. Am. Rev. Mineral*, 12, 644 p.
- SCHIANO, P., CLOCCHIATTI, R. & JORON, J. L. (1992): Melt and fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa Island, Society Archipelago: evidence for a metasomatized upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111, 69-82.
- SCHIANO, P. & CLOCCHIATTI, R. (1994): Worldwide occurrence of silica-rich melts in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals. *Nature*, 368, 621-624.
- SCHIANO, P., CLOCCHIATTI, R., SHIMIZU, N., WEIS, D. & MATTIELLI, N. (1994): Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: Implication for metasomatism in oceanic upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 167-178.
- SCHIANO, P., CLOCCHIATTI, R., SHIMIZU, N., MAURY, R. C., JOCHUM, K. P. & HOFMANN, A. W. (1995): Hydrous, silica-rich melt in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. *Nature*, 377, 595-600.
- SOBOLEV, A.V. & NIKOSIAN, I.K. (1994): Petrology of long-lived mantle plume magmatism: Hawaii, Pacific and Reunion Island, Indian oceans. *Petrology*, 2, 111-144.
- SOLOLOVA, I.P., NAUMOV, V.B., KOVALENKO, V.I., GIRNIS, A.V. & GUZHOVA, A.V. (1991): Microinclusions data on the history of a spinel lherzolite from Dreiser Weiher, FRG. *Geochem Intern.*, 28, 20-30.
- SZABO, C. & BODNAR, R.J. (1996): Changing magma ascent rates in the Nograd-Gömör volcanic field Northern Hungary/Southern Slovakia: Evidence from CO₂-rich fluid inclusions in metasomatized upper mantle xenoliths. *Petrology*, 4, 240-249.
- SZABO, C., BODNAR, R. & SOBOLEV, A. (1996): Metasomatism associated with subduction-related, volatile-rich silicate melt in the upper mantle beneath the Nograd-Gömör Volcanic Field, Northern Hungary/Southern Slovakia: Evidence from silicate melt inclusions. *Eur. J. Mineral.* (in press).
- VARELA, M.E., BJERG, E., CLOCCHIATTI, R., LABUDIA, C. & KURAT, G. (1996): Fluid inclusions in upper mantle xenoliths from northern Patagonia, Argentina: evidences for an upper mantle diapir. *Mineral. Petrol.* (Submitted).

VARELA, M.E., CLOCCHIATTI, R. & SCHIANO, P. (1996): Metasomatism in sub-continental mantle beneath Northern Patagonia (Rio Negro Province) Argentina: Evidence from silica-rich melt inclusions. *Eur. J. Mineral.* (submitted).

Fig.1 (next page)

- Fig. 1a)* Monophase inclusions (liquid CO₂) parallel to orthopyroxene cleavage.
Sample So 0312, (Rio Negro), Patagonia, Argentina.
- Fig. 1b)* Relationship between monophase inclusions (older generation) and
^ biphase inclusions (younger generation) occurring in secondary trails.
Sample So 0312, (Rio Negro), Patagonia, Argentina.
- Fig. 1c)* Decrepitation in fluid inclusions.
Microcracks and halos of tiny inclusions surround empty inclusions.
Sample 26C, Avalos, La Gomera, Canary Islands.
- Fig. 1d)* Biphase glass + CO₂ -inclusion.
Note the presence of liquid and vapour CO₂ in the bubble.
Sample Mt. Sh. 103, Victoria, Australia.
- Fig. 1e)* Primary glass inclusion in olivine neoblast.
Sample 27-09, Comores Islands.
- Fig 1f)* Secondary melt inclusions along fractures in olivine.
Note the variable vapour/glass ratios indicative of trapping of a possible heterogeneous fluid.
Sample Co 0320, (Chubut), Patagonia, Argentina.
- Fig. 1g)* Multiphase glass inclusions with Ti-rich clinopyroxene, spinels and a bubble (b).
Sample 26C Avalos, La Gomera, Canary Islands.
- Fig. 1h)* Necking down of a melt inclusion.
Note the place where the inclusion starts to neck down (arrow).
Sample Co 0320 (Chubut), Patagonia, Argentina.

All scale bars in μm .



VERWITTERUNGSVERHALTEN DER ALPINEN MARMORE VON LAAS UND STERZING

von

Romana Fimmel

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Universität Innsbruck

Institut für Mineralogie & Petrographie
Innsbruck, Juni 1996

Gegenstand der Arbeit war es, die Verwitterungsprozesse an zwei alpinen Marmoren (Laaser und Sterzinger Marmor) und z.T. des Baumberger Kalksandsteins als eine Art Referenzmaterial in alpiner Umgebung zu untersuchen. Es wurden eine Reihe von verschiedenen Meß- und Untersuchungsmethoden angewandt, die die Verwitterungsprozesse nicht nur qualitativ, sondern in einem gewissen Ausmaß auch quantitativ erfaßbar machten.

Grundlegend für diese Untersuchungen war eine Bestimmung der wichtigsten Materialkenngrößen wie Mineralbestand, chemische Zusammensetzung, Korngefüge und Porenraumeigenschaften. Das Verwitterungsverhalten der drei Gesteine wurde mittels Freilandexposition und - in beschränktem Maß - mittels Schadgasversuchen in einer Verwitterungskammer studiert.

Die untersuchten Gesteine (50 x 50 x 5 mm große Plättchen) waren auf drei Freilandstationen in Tirol verteilt (zwei in Innsbruck und eine in Obergurgl), wobei ein Teil regengeschützt (trocken) und ein Teil regenexponiert (naß) aufgestellt waren. Die Stationen unterschieden sich in ihren meteorologischen und immissionsbedingten Parametern. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Station Obergurgl tiefere Temperaturen bei reiner Luft aufweist, während sich die Stationen in Innsbruck durch größere Luftverunreinigungen und höhere Temperaturen auszeichnen. Zur Beurteilung der meteorologischen und immissionsbedingten Gesamtsituation wurden Glasensoren eingesetzt, um Vergleichsmöglichkeiten mit den Marmoren herauszuarbeiten.

Porositätskenngrößen sind für die Beurteilung des Verwitterungsverhaltens von Gesteinen von großer Bedeutung. Eine wichtige Rolle spielen hierbei insbesondere die Porenformen, wobei die untersuchten Marmore Plattenspaltporen aufweisen. Die innere Oberfläche ist ein weiterer Faktor zur Kennzeichnung des Porenraums. Die Marmore besitzen sehr geringe Werte $< 1 \text{ m}^2/\text{g}$. Bei der Porenradienverteilung zeigen die Marmore eine bimodale Verteilung mit einem Maximum bei $0.04 - 0.6 \text{ }\mu\text{m}$ und $30 - 150 \text{ }\mu\text{m}$. Im Laufe der Exposition verschärfen sich diese Maxima; die Kurven werden geglättet.

Bei Porenradien um $0.001\ \mu\text{m}$ bis $0.1\ \mu\text{m}$ spielt die Kapillarkondensation eine Rolle. Bei hohen Luftfeuchten sind große Teile des Porensystems mit Wasser gesättigt, wobei die hygroskopische Wirkung der Salze im Porenraum diesen Effekt verstärken. Häufige Frost-Tau-Wechsel, die an Tagen um 0°C besonders häufig auftreten, bewirken durch Eisbildung eine Aufweitung des Porenraums. Eine sogenannte negative Hysterese bei den Marmoren, festgestellt bei Wasserdampfsorptionsisothermen, konnte bislang nicht erklärt werden.

Die Veränderung der hygrischen Eigenschaften im Laufe der Exposition weisen auf eine Aufweitung bzw. Vergrößerung des Porenraums hin, was z.B. durch eine höhere Wasseraufnahme belegt wird.

Im Expositionsverlauf zeigen alle naß exponierten Proben bei allen drei Stationen einen Masseverlust, wobei der Sandstein unterschiedliche Masseänderungen im Winter bzw. Sommer zeigt. Bei den trocken exponierten Proben findet man in Obergurgl bei allen Gesteinen eine Masseabnahme. In Innsbruck zeigt der Sandstein eine Zunahme, die Marmore aber keine signifikante Änderung.

Weiters wurden die Plättchen mittels Ultraschallgeschwindigkeit als Maß der Festigkeit untersucht. Hier unterscheiden sich wiederum die Proben von Obergurgl von denen der Innsbrucker Stationen: Sowohl bei den naß als auch bei den trocken exponierten Plättchen nimmt die Ultraschallgeschwindigkeit in Obergurgl ab. In Innsbruck führt bei den trocken exponierten Proben die Anlagerung von Partikeln aus der Luft zu einer Verdichtung der Oberfläche und damit zu einer Erhöhung der Ultraschallgeschwindigkeit. Diese Ergebnisse werden durch die Sulfat- und Nitratmessungen mittels Ionenchromatographie bekräftigt.

Mittels Farbmessungen wurde der Verschmutzungsgrad der einzelnen Proben dokumentiert. Auch hier wird deutlich, daß bei den trocken exponierten Plättchen eine Anlagerung von Partikeln stattfindet, während sie bei den naß exponierten abgewaschen werden. Dabei wurde ein größerer Verschmutzungsgrad bei den Proben in Innsbruck gegenüber denen von Obergurgl festgestellt.

Für Verwitterungssimulationsversuche wurde eine Kammer gebaut, in der NO_x , SO_2 , rel. Luftfeuchte und Temperatur variabel eingestellt werden können. Versuche zeigen, daß die Depositionsgeschwindigkeiten am niedrigsten bei geringen Schadgaskonzentrationen und niedriger Luftfeuchte sind. Bei gleichbleibender Kammerkonzentration, aber erhöhter Luftfeuchte (von 62% auf 80%), verdoppeln sich die Depositionsgeschwindigkeiten. Überraschenderweise sind die Depositionsgeschwindigkeiten jedoch trotz höherer Schadgaskonzentrationen um eine Größenordnung niedriger als bei den Freilandversuchen. Dies bedeutet, daß zur Depositionsrate nicht nur die Schadgaskonzentration und Luftfeuchte beiträgt, sondern auch andere Luftinhaltsstoffe (z.B. Ruß) und Turbulenzcharakteristika, die bei den Kammerversuchen nicht berücksichtigt werden konnten.

In der abschließenden Diskussion werden die Ergebnisse in Hinblick auf eine denkmalpflegerische Anwendbarkeit zusammengefaßt.

**GEOTHERMOBAROMETRISCHE UNTERSUCHUNGEN AN DEN GESTEINEN
DER SÜDLICHEN KORALPE**

von

Dean Gregurek

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Universität Graz

Institut für Kristallographie, Mineralogie & Petrographie
Graz 1996

Das Korallenkristallin westlich des Grazer Tertiärbeckens ist ein Teil des Ostalpinen „Altkristallins“, das sich im N in der Stub- und Gleinalpe und im S im slowenischen Bachergebirge fortsetzt. Das Korallenkristallin besteht aus zwei unterschiedlichen Einheiten, der Plankogelserie im S und dem Korallenkristallin i.e.S. (K.K.) nördlich davon. Bisherige Untersuchungen ergaben eine bis zwei voralpidische und eine alpidische Metamorphose (KLEINSCHMIDT 1979, FRANK et. al. 1983). Aufgrund der zahlreichen Datierungen konnte bisher nur die letzte (alpidische) Überprägung nachgewiesen werden (THÖNI & JAGOUTZ 1992), obwohl durch zahlreiche texturale und petrographische Beobachtungen Hinweise auf die älteren Ereignisse (etwa variszisch) existieren.

Diese Diplomarbeit wurde im Rahmen des Projektes „Metamorphoseentwicklung im Ostalpinen Kristallin“, P9686-Geo erstellt. Das Ziel dieser Arbeit war die metamorphe Entwicklung im südlichen Korallenkristallin (soweit als möglich) zu rekonstruieren und die Ergebnisse mit älteren Arbeiten zu vergleichen. Unter Rekonstruktion der metamorphen Entwicklung sind der alpidische Druck-Temperatur-Pfad sowie Hinweise auf die ältere voralpidische Überprägung gemeint.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit lag in:

- 1) Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen des amphibolit- und eklogitfaziellen Ereignisses in den Gesteinen der Plankogelserie und des K.K. durch zahlreiche geothermobarometrische Untersuchungen;
- 2) Modellierung des alpidischen p-T-Pfades aufgrund der geothermobarometrischen Untersuchungen und petrographischen Beobachtungen.

Die beiden geologischen Einheiten unterscheiden sich lithologisch und petrographisch voneinander. Die Unterschiede sind:

- Die alpidische Paragenese in den Metapeliten der Plankogelserie unterscheidet sich von der im K.K. durch Chloritoid, Chlorit und Paragonit neben der KNFMASH-Paragenese Granat, Staurolith, Kyanit, Muskovit und Quarz. Dagegen treten Biotit und Plagioklas in der CKFMASH-Paragenese häufig im K.K. auf. Staurolith wurde im Norden nur in den Schiefergneisen des K.K. gefunden. Durch die mangelnde Verfügbarkeit von Fluid konnte es in den Blastomylonitgneisen des K.K. zu keiner Neubildung von Staurolith kommen. Staurolith hingegen tritt in den Metapeliten der Plankogelserie in zwei Generationen, die sich textuell und chemisch (v.a. im Zn-Gehalt) voneinander unterscheiden, auf.

- Anhand der Mikrosonden-Profile konnten in den Metapeliten der Plankogelserie und des K.K. chemisch zwei Granatgenerationen unterschieden werden. Die Granate der Plankogelserie zeigen einen diskontinuierlichen Zonarbau. Hingegen treten die Granate des K.K. in zwei getrennten Generationen auf. Die typische MnO-Zunahme (Glockenkurve) in Richtung Kern, bzw. MgO/FeO-Zunahme in Richtung Rand in Granat I des K.K. läßt sich gut mit dem Verhalten der Granate I der Plankogelserie korrelieren. Die Granate II der Plankogelserie und des K.K. zeigen hingegen ein umgekehrtes Verhalten. Die MnO-Abnahme in Richtung Kern, sowie die Abnahme des MgO/FeO-Verhältnisses ist besonders deutlich bei den Granaten aus den Korallenkristallins. Die homogenen Granatprofile in den Metapeliten der Plankogelserie und des K.K. könnten auf eine Diffusion bei höheren Temperaturen oder ein Wachstums bei konstanten p-T-Bedingungen, zurückgeführt werden.

- Granat ist in den Metapeliten des K.K. in sehr vielen Proben durch Biotit verdrängt, entsprechend der Reaktion:



Zu den besprochenen petrographischen und lithologischen Unterschieden kommen unterschiedliche p-T-Bedingungen der beiden Einheiten, die sich aus den geothermobarometrischen Untersuchungen ergeben.

Da in der Plankogelserie keine eklogitfaziellen Bedingungen verwirklicht waren, kann ein Metamorphosehöhepunkt bei 600°C und 11 kbar angenommen werden. Dagegen ist im K.K. ein eklogitfazielles Ereignis noch reliktsch zu erkennen, dessen p-T-Bedingungen mit 700-750°C und 14-15 kbar abzuleiten sind. Die amphibolitfazielle Überprägung erfolgte bei Temperaturen von 600-650°C und einem Druck von 7-10 kbar. Auffallend ist, daß der p-T-Pfad für das K.K. im Stabilitätsfeld von Kyanit verläuft, wo als letztes beobachtbares Ereignis die Druckentlastungsreaktion



abläuft. Dies ist ein signifikanter Unterschied zu anderen ostalpinen Kristallin-Gebieten in den westlichen Ostalpen (z.B. Ötztal-Stubai-Kristallin), wo stets Fibrolith als Reaktionsprodukt aus Granat und Muskovit auftritt.

Das eklogitfazielle Stadium bei Mindestdrücken von 16-17 kbar spricht für eine Krustenverdickung von ca. 50 km Tiefe. Unter Annahme einer Dichte von 3 g/cm³ entsprechen 16 kbar einer Krustentiefe von 53 km. Um die Temperatur von 700°C in dieser Krustentiefe zu erreichen, ist ein geothermischer Gradient von 13°C/km notwendig. Die Erhaltung der eklogitfaziellen Paragenesen spricht für eine relativ schnelle Hebung bzw. Exhumierung der Gesteine des K.K. nach dem Druckhöhepunkt.

Da in der Plankogelserie kein Hochdruckereignis nachweisbar ist, kann eine tektonische Platznahme der Plankogelserie während der alpidischen Orogenese angenommen werden. Die Zweiphasigkeit der Granate könnte die Folge von zwei im Alter unterschiedlichen Metamorphoseereignissen sein. Sie kann aber auch einem einzigen Metamorphosezyklus zugerechnet werden, wodurch die Granatkerne beim prograden Metamorphoseablauf und Granatränder bei der retrograden Überprägung gebildet wurden.

Die oft beobachteten textuellen Hinweise in Gesteinen des K.K. auf ein älteres Metamorphoseereignis (variszisch), Mineraleinschlüsse im Granat, (zwei getrennten Granatgenerationen), sind durch die starke alpidische Überprägung nicht quantifizierbar.

**THE RAMPURA AGUCHA ZN-PB-(AG) DEPOSIT,
RAJASTHAN, NORTH-WESTERN INDIA**

von

Wolfram Höller

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der
Montanuniversität Leoben

Institut für Geowissenschaften, Abteilung Mineralogie & Petrologie
Leoben, Februar 1996

Rampura Agucha is a stratiform, sediment-hosted Zn-Pb-(Ag) deposit located some 220 km southwest of Jaipur in Rajasthan State, India. Since its discovery in 1977, Rampura Agucha has become one of the most significant base-metal deposits in India producing 900.000 t/a ore. Proven reserves are 39.2 Mt, probable reserves 13.8 Mt, and possible reserves 10.7 Mt (total 63.7 Mt) grading 13.6% Zn, 1.9% Pb, 9.58% Fe and 45 ppm Ag. The deposit occurs in the oldest part of the Bhilwara Belt at the contact with the Archean basement („Banded Gneissic Complex“ - BGC). The Bhilwara Belt, consists of a pile of metasedimentary rocks intruded by igneous rocks. It developed as a result of crustal extension of the Archean basement about 2.0 Ga ago.

The deposit occurs in a doubly plunging synformal structure of elliptic shape, comprising a sillimanite-graphite-mica schist, which hosts the mineralization, enclosed in garnet-biotite-sillimanite gneiss with minor bands of amphibolite, calc-silicate rocks, leucocratic rocks and mylonites. The orebody is lens-shaped with a NE-SW strike length of 1600 m and a width varying from a few meters in the northeast to as much as 100 m in the central and SW section. The orebody dips between 50 and 80° SE and has been delineated by drilling to a depth of 370 m from surface. The deposit has an oxidized gossan and a small zone of partial oxidation between gossan and orebody.

The mineralization occurs predominantly in the graphite-sillimanite-mica gneiss, which consists of quartz, alkalifeldspar, plagioclase, sillimanite, graphite and various micaceous minerals (muscovite, biotite and chlorite). Sphalerite, the most important ore mineral, occurs with galena, pyrite and pyrrhotite in varying proportions. A large variety of minor sulfide phases has been identified within the ore, especially chalcopyrite, arsenopyrite and Ag-(Pb)-Sb sulfosalts. Ore microscopy of samples from 20 drill-core intersections from the orebody did not reveal any metal zonation within the orebody although the Zn/Pb/Fe ratio may vary within meters. Although sphalerite is the most important base metal sulfide at Rampura Agucha, small sections of the orebody can be dominated by either galena or pyrrhotite.

In the Late Proterozoic the lower crustal rocks of the BGC were thrust over the western margin of the Bhilwara Belt resulting in high grade metamorphism in the Rampura Agucha area. Peak metamorphic conditions of upper amphibolite- to granulite facies were estimated by garnet-clinopyroxene geothermometry (~700°C), sphalerite geobarometry (~7 kb) and fluid inclusion studies. Continuously zoned garnets with decreasing XMg towards the rim indicate a single-phase metamorphic event. The mineral assemblages of the country rocks still represent high grade metamorphic conditions; sericitization and chloritization are the only indicators of retrogression. The high-grade metamorphic event resulted in a high degree of recrystallization of the ore (coarse-grained sulfide aggregates with grain sizes exceeding 3 mm) and an obliteration of most of the primary sedimentary textures. Remobilization of galena and sphalerite and to a lesser degree of pyrrhotite into cracks of quartz and feldspar is widespread. In the course of this project, the approximate age of metamorphism of ~950 Ma has been determined by ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating of metamorphic minerals: An amphibole age of 909 Ma, two muscovite ages of 888 and 874 Ma and two biotite ages of 797 and 788 Ma vary due to different closure temperature of the three minerals.

The Rampura Agucha deposit contains assemblages rich in Ag-(Pb)-Sb sulfosalts. Freibergite, pyrargyrite, stephanite, argentite, dyscrasite and various Pb-Ag-Sb sulfosalts occur either within or close to large aggregates of galena. Freibergite, pyrargyrite and stephanite are also present in galena-bearing veinlets in silicate minerals. Electron microprobe analyses reveal an average Ag-content of 31 wt.% in freibergite, whereas galena is devoid of Ag. The sulfosalts are Sb-rich end members of the respective solid-solution series with only limited As. The assemblages were affected by recrystallization and reequilibration during high grade metamorphism and subsequent cooling. Pyrargyrite presumably formed by replacement of freibergite and of Pb-Ag-Sb sulfosalts, stephanite by decomposition of pyrargyrite and argentite and dyscrasite by exsolution from galena.

The Rampura Agucha Zn-Pb-(Ag) deposit contains a number of rare oxide minerals. These have been formed as a result of high grade metamorphism. Gahnite is a common minor phase in the orebody and has formed mainly by desulfurization of sphalerite. Pyrophanite-ilmenite is very rare and occurs intergrown with rutile, the major oxide mineral. Two new compositional varieties of rare oxide minerals, a Cr-V-spinel and a Cr-V-oxide (Cr,V)₂O₃ have been determined. The compositions of these two minerals differ from known end-members because of considerable substitution of Cr for V. Similar oxide minerals have been reported from several high-grade metamorphic deposits and areas. The rare V-oxide schreyerite V₂Ti₃O₉ also occurs as exsolution lamellae in rutile at Rampura Agucha. These unusual compositions are attributed to the locally high V-contents in the precursor sediments; they further underline the isochemical nature of regional metamorphism of the orebody.

Dravite-rich tourmaline with Fe/(Fe+Mg) ratios around 0.02 occurs at the hanging wall contact of the orebody with the paragneiss and is clearly associated with the mineralization. Tourmaline from the stratabound ores is distinguished from schorl-rich tourmaline of two pegmatite samples which show Fe/(Fe+Mg) ratios of 0.43 and 0.62, respectively. At Rampura Agucha dravite-rich, pre-metamorphic tourmaline or its precursor mineral is very probably of exhalative origin, formed by the same hydrothermal fluid as the associated sulfide minerals and was later affected by recrystallization during high-grade metamorphism.

Fluid inclusions in quartz of the country rocks and dravite-rich tourmaline from Rampura Agucha deposit have been investigated by microthermometry and Raman microspectrometry. Four different main types of fluid inclusions in quartz can be distinguished: (1) gaseous (CO_2 , partially mixed with $\text{CH}_4\text{-N}_2$), (2) low salinity aqueous inclusions (0-8 eq. wt.% NaCl), (3) $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ inclusions in dravite and (4) high salinity aqueous inclusions. Low density CO_2 -rich and low salinity H_2O inclusions are contemporaneous and occur, as well as $\text{CH}_4\text{-N}_2$ inclusions, in close association with sulfide mineral inclusions. This indicates immiscibility between gaseous and aqueous phase and participation of these fluids during the remobilization of the ore. $\text{H}_2\text{O-CO}_2 \pm \text{CH}_4\text{-N}_2$ inclusions in dravite-rich tourmaline represent the metamorphic fluid, trapped during metamorphic recrystallization. Raman spectra of graphite indicate upper greenschist-facies metamorphic conditions which suggests that graphite re-equilibrated with the CO_2 -rich phase during retrograde metamorphism.

The deposit was formed by convective seawater circulation in zones of crustal extension, indicated by the occurrence of former subalkaline, tholeiitic ocean floor basalts at the deposit which may have contributed the heat for the convection cells. High graphite contents in the host rock and low $\delta^{13}\text{C}$ values indicate a reducing environment during precipitation of the sulfides. The predominance of former shales and only subordinate carbonaceous rocks suggests also a somewhat deeper, tranquil depositional environment, e.g. a third order basin. A Mid-Proterozoic age of 1.8 Ga has been suggested for the Rampura Agucha deposit.

Rampura Agucha has many features in common with other sediment-hosted deposits that are interpreted to be of submarine exhalative origin. Despite the close association of the orebody with amphibolites (former basalts) and felsic magmatites, Rampura Agucha can be regarded as a Sedex deposit due to the stratiform orebody, high graphite contents of biogenic origin and the predominance of former shales and minor marls and carbonates which point towards a tranquil, reducing, submarine basinal sedimentary environment.

**SCHWERMETALLBINDUNGSFORMEN IN BÖDEN DER BERGBAUSTANDORTE
WALCHEN UND FLATSCHACH, STEIERMARK**

von

Alfred Maier

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades
an der Montanuniversität Leoben

Institut für Geowissenschaften, Abteilung Mineralogie & Petrologie
Leoben, 1996

Bodenproben aus Gebieten mittel- und neuzeitlicher Bergbautätigkeit auf polymetallische Sulfide in der Steiermark (Walchen und Flatschach) wurden chemisch und mineralogisch untersucht, um Hinweise auf die Schwermetallbindungsformen in Böden zu erhalten.

Diese Proben weisen zum Teil erhöhte Gehalte an Schwermetallen und toxischen Elementen (Arsen) auf. Nur die Mikrosondenanalyse, die bisher im Umweltbereich wenig beachtet wurde, ermöglicht die quantitative Charakterisierung relevanter Phasen. Schwermetalle sind in der magnetischen Fraktion vor allem an Eisenhydroxide und Spinellphasen gebunden. Diese Phasen sind unter den physiko-chemischen Bedingungen von alpinen Böden weitgehend stabil.

Eine Freisetzung von Schwermetallen würde erst bei einer starken Versauerung der Böden erfolgen. Schwermetalle, die an nicht kristallisierte Phasen (z.B.: silikatische Gläser aus Schlacken) gebunden sind, werden jedoch aus solchen Böden mobilisiert.

Inhaltsangabe (aus : MAIER, A. & MELCHER (1996): Schwermetallbindungsformen in Böden der ehemaligen Bergbaustandorte Walchen und Flatschach, Steiermark. Berg- und Hüttenm. Mh. 141: 456-461)

**PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF GRANITOIDS
FROM THE AXUM AREA (NORTHERN ETHIOPIA)**

by

Tadesse Alemu Aragaw

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades
an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien

Institut für Petrologie, Universität Wien
Wien, Mai 1995

Die Granitoidkomplexe von Chila, Rama, Medebay und Mereb erstrecken sich über eine Fläche von ca. 470 km² und repräsentieren 22 % des aufgeschlossenen präkambrischen Basements der Region von Alum. Die plutonischen Körper weisen kreisförmige und elliptische Umrisse auf und sind syn- bis spät- und posttektonisch intrudiert. Sie zeigen generell eine kalkalkalische Affinität und sind ähnlich mit plutonischen Gesteinen, die in Beziehung mit Subduktionszonen stehen.

Die Chila Granitoide, welche Quarz-Diorite, Tonalite, Granodiorite mit untergeordneten Dioriten, Gabbros und Monzogranite umfassen, entsprechen dem ältesten Granitoid-Magmatismus in der Region. ⁴⁰Ar/³⁹Ar - Datierungen von Hornblende ergaben ein Abkühlalter von 792±7.2 Ma. Die Chila Granitoide werden durch eine breite Variation in SiO₂ (54-71 wt.%), hohen Gehalt an Al₂O₃ (15-19 wt.%), schwach angereicherte LREE, schwache Eu-Anomalien, niedrige Rb/Sr-, Rb/Zr-, K/Ba- sowie hohe K/Rb- und Sr/Ba-Verhältnisse charakterisiert.

Die Rama und Medebay Granitoide, welche hauptsächlich Granodiorite und Monzogranite enthalten, sind die meist verbreiteten Gesteine der Region. ⁴⁰Ar/³⁹Ar - Datierungen von Biotit aus Rama Granitoiden ergaben ein Abkühlalter von 745±4.1 Ma. Die Gesteine dieses Komplexes werden durch eine Anreicherung an inkompatiblen Elementen (K, Th, U, Rb), schwach angereicherte LREE und schwache Eu-Anomalien gekennzeichnet.

Der Granitoid-Magmatismus in der Region endete mit der Intrusion des post-tektonischen Mereb Granits. Dieser weist ein ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - Verhältnis (Sr_i) von 0.7034 und ein durch eine Rb/Sr-Gesamtgeseinsisochrone ermitteltes Alter von 633±62 Ma auf. Der Granit wird durch Anreicherung der inkompatiblen Elemente, schwach angereicherte LREE und moderate Eu-Anomalien charakterisiert.

Das bemerkenswerte Fehlen von starken Eu-Anomalien (Eu/Eu* = 0.63 - 0.87) und die niedrigen, absoluten REE Gehalte (LREE < 100 times chondritic) in allen Gesteinen sowie die niedrigen Sr_i des Mereb Granit weisen darauf hin, daß juvenile, ziemlich primitive Gesteine der unteren Kruste (möglicherweise Amphibolite) die Quelle der untersuchten Granitoide sind.

NACHRUF

JOSEF LADURNER

23.7.1908-3.8.1997

Am 3. August 1997 ist em. Univ.-Prof. Dr. Josef Ladurner nach längerer Erkrankung kurz nach Vollendung seines 89. Lebensjahres verstorben.

Ladurner entstammte einem alten Burggräfler Bauerngeschlecht, das durch Ladurner-Parthanes aus Meran mindestens 400 Jahre zurückverfolgt wurde. Er wurde aber am 23. Juli 1908 in Zell am See als Sohn des späteren Regierungsrates Josef Ladurner und der Ella, geb. Buzas geboren. Nach der Volksschule 1914-1918 in Innsbruck trat Ladurner in die Bundes-Oberschule in Innsbruck ein und maturierte 1926. Im selben Jahr begann er an der Universität Innsbruck bei Raimund von Klebelsberg und Bruno Sander das Studium der Geologie-Paläontologie und Mineralogie-Petrographie und schloß dieses 1931 mit der Dissertation „Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen)“ erfolgreich ab.

Von 1931 an stand der junge Wissenschaftler im Dienst der Universität Innsbruck bis zur Emeritierung 1978. Zunächst war er als Demonstrator tätig und arbeitete als kartierender Geologe in den Südtiroler Dolomiten. Die Geologische Karte Villnöß-Gröden 1:25.000 stammt aus dieser Zeit. 1936 erhielt er die Assistentenstelle am Mineralogisch-Petrographischen Institut, was wie schon seinerzeit bei seinem Lehrer Bruno Sander, den Wechsel von der Geologie auf die Mineralogie-Petrographie zur Folge hatte. Damit war auch die Änderung der Forschungsrichtung auf die von Bruno Sander begründete „Gefügekunde der geologischen Körper“ verbunden, ein bedeutungsvolles Fachgebiet der Geowissenschaften, angewendet von den Großgefügen des Felsbaues bis in den submikroskopischen Bereich der Gesteine und Minerale.

Seit 1940 war Ladurner mit Frau Dr. Brunhilde, geb. Trebo, verheiratet. Dieser Ehe entstammt sein Sohn Diethelm, der heutige Primararzt, tit.ao. Univ.-Prof. Dr. Ladurner.

Die wissenschaftliche Tätigkeit des Dr. Ladurner wurde zwangsläufig von 1941 bis 1945 durch den 2. Weltkrieg unterbrochen. In dieser Zeit war er mit der Deutschen Wehrmacht im Einsatz in Skandinavien, wo er als Regierungsbaurat der Luftwaffe in Norwegen für den geologischen Beratungsdienst verantwortlich war.

Nach Kriegsende konnte Ladurner seine Universitätslaufbahn fortsetzen und habilitierte sich mit korngefügekundlichen Veröffentlichungen im Jahre 1950 in Mineralogie und Petrographie. Schon als Universitätsdozent war er ein im Studentenkreis besonders beliebter, weil verständnisvoller und hilfsbereiter Lehrer. Der weitere berufliche Aufstieg brachte Ladurner 1954 die Stellung eines „Ständigen Hochschulassistenten“ und die Verleihung des Titels eines A.o. Univ.-Professors, und mit dem Wintersemester 1955/56 die Ernennung zum Ordinarius sowie die Berufung zum Vorstand des Institutes für Mineralogie und Petrographie als Nachfolger von Univ.-Prof. DDr. Bruno Sander.

Der Laufbahn entsprechend lag der Schwerpunkt der wissenschaftlichen Arbeiten Ladurners auf gefügekundlichem Gebiet, insbesondere auf der Korngefügekunde. Hier wurden die Sander'schen Erkenntnisse der aktiven und passiven Gefügeregelungen auf eine Reihe von gesteinsbildenden Mineralen wie Epidot, Olivin, Korund, Disthen, Smaragd, Dolomit, Ankerit, Siderit und Magnesit ausgebaut. Dadurch wurden Grundlagen für manche wichtige Folgerungen bezüglich der Mineralgenese des Alpenkörpers geschaffen. So wurden z.B. Ladurners Korngefügeergebnisse über Karbonatminerale zwei Jahrzehnte später mit als Argument für eine neue genetische Erklärung der großen ostalpinen Spatmagnesit- und Sideritlagerstätten herangezogen und weiter interpretiert. Andere Arbeiten befassen sich mit Regelungen in gekrümmten metamorphen Gefügen, an Fossilien und auch mit sedimentpetrographischen Themen. Wie sehr Ladurner auch von der Schönheit der Kristallwelt begeistert war, kommt in der Herausgabe zweier Mineralienbücher für einen weiteren Interessentenkreis zum Ausdruck.

Neben der wissenschaftlichen Forschung war Ladurner vor allem ein ausgezeichnete und daher geschätzter akademischer Lehrer. Seine Fähigkeit, schwer verständliche mineralogische und kristallographische Tatsachen in animierender Sprache zu erklären und gefügekundliche Begriffe in anschaulichem Vortrag zu vermitteln, machten ihn zu einem beliebten Doktorvater. Von 1955 bis zur Emeritierung 1978 promovierten an seinem Institut 40 Studierende und darüber hinaus schlossen an die 300 Kandidaten das Studium für das Lehramt in Naturgeschichte mit Teilprüfungen in Mineralogie-Petrographie ab.

Seinen Mitarbeitern, von denen sich seinerzeit vier habilitierten, billigte er bei der Gestaltung ihrer wissenschaftlichen Aufgaben weitgehend freie Entfaltung zu. Mehrere seiner Schüler wurden auf Lehrstühle berufen.

Der Tatkraft Prof. Ladurners ist es zu verdanken, daß schon in den ersten Jahren nach seiner Amtsübernahme das Institut in großzügiger Weise um- und ausgebaut wurde, um so dem damals begonnenen Zustrom von in- und ausländischen Hörern und Gästen aus aller Welt, vor allem aus Südtirol, Deutschland, Ungarn, Griechenland, Ägypten, der Türkei, Persien, Spanien und aus Südamerika zu entsprechen.

Im Studienjahr 1958/59 war Ladurner Dekan der Philosophischen Fakultät, und von 1960-1962 Senator. Seinem damals unermüdlichen persönlichen Einsatz und dem Organisationstalent ist es zuzuschreiben, daß eine Reihe von Renovierungen im und am Gebäude der Alten Universität, in welcher bis 1985 das Institut untergebracht war, in Angriff genommen wurden. Dasselbe gilt für die Ausstattung des Institutes mit Großgeräten wie Röntgendiffraktometer, Röntgenfluoreszenz, Elektronenstrahlmikrosonde, Mikrospektrophotometer, sowie für die Errichtung eines Hydrothermallabors. Erwähnung soll auch die Zusammenarbeit mit der Universität Padua und damit seine Bemühung um die Südtiroler Studenten finden.

Von 1963 bis 1978 war Ladurner Mitherausgeber des international bekannten Jahrbuches „Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen“ und von 1962 bis 1994 alleiniger Schriftleiter der „Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum“. Ab 1953 war er im Fachausschuß für Naturwissenschaften und im Verwaltungsausschuß des Museums, war 1965-1974 Vorstand-Stellvertreter und wurde schließlich 1974 zum Vorstand des gesamten Museums gewählt; ein Amt, welches er bis 1988 ausübte, um dann bis 1991 wieder auf die Vorstandstellvertreter-Stelle zu wechseln. Besondere kulturelle Verdienste um das Tiroler Landesmuseum erwarb sich Ladurner weiters durch seinen unermüdlichen Einsatz für das Landeskundliche Museum und den Aufbau der Sammlungen des Zeughauses, in welchem auch eine umfangreiche mineralogische und Bergbauabteilung eingerichtet wurde. Ladurner war 1973 zum Ehrenmitglied des Landesmuseums ernannt worden. 1987 wurde ihm von der Landesregierung das „Ehrenzeichen des Landes Tirol“ verliehen.

Die rund 70-jährige Zugehörigkeit des Verstorbenen zum Österreichischen Alpenverein wirkte sich in einer weiteren Fülle von Aktivitäten aus. So war Ladurner von 1959 bis 1965 Sachwalter für Wissenschaft im Verwaltungsausschuß sowie Schriftleiter des A.V.-Jahrbuches.

Die vielseitige Tätigkeit als Universitätsprofessor und ehrenamtliche Mitarbeit bei wissenschaftlichen Organisationen verhalfen Ladurner zu einem große Bekanntenkreis, der die Zuverlässigkeit, Gründlichkeit und Toleranz schätzte und so dem Verstorbenen fachliche und menschliche Wertschätzung einbrachte.

Insbesondere aber trauern die Kollegen der Universität und der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft um ihr langjähriges verdientes Mitglied.

Oskar Schulz

Literaturverzeichnis

- LADURNER, J.: Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen).- Jb. Geol.B.A. 82, 397-428. Wien 1932.
LADURNER, J.: Zur Kenntnis des Gefüges „gestreckter“ Belemniten.- Tschermaks Min. Petr. Mitt., 44, Wien 1933.
HEISSEL, W. & LADURNER, J.: Geologie des Gebietes von Villnöß-Gröden-Schlern-Rosengarten. - Jb. Geol. B. A., 86, 1-63, Wien 1936.
LADURNER, J.: Deformation, Wachstum und Regelung der Epidote als Gefügekorn und Einkristall.- Akad.Anz. 87, 130-135, Wien 1950.
LADURNER, J.: Zur Regelung von Korund-Gefügen (Naxos-Smirgel).- Akad.Anz., 88, 273-278, Wien 1951.
LADURNER, J.: Über einen rekristallisierten Aplitmylonit (Helsinkittypus) aus den Stubai Alpen (Tirol).- N. Jb. Mineral., Mh., 11, 241-247, Stuttgart 1951.

- LADURNER, J.: Deformation, Wachstum und Regelung der Epidote als Gefügekorn und Einkristall.- N.Jb.Min., Abh., 82, 317-412, Stuttgart 1951.
- LADURNER, J.: Zur Kenntnis von Korundgefügen (Achsenverteilungsanalyse an Naxos-Smirgel).- N.Jb.Min., Abh., 84, 1-42, Wien 1952.
- LADURNER, J.: Die Rolle der Endfläche des Korunds (0001) in der Gefügeregel verschiedener Vorkommen von Naxos-Smirgel).- N.Jb. Min., Abh., 108-126, Wien 1952.
- LADURNER, J.: Zur Regelung von Olivinegefüge.- Fortschr. Mineralogie, 32, 82-83, Berlin 1953.
- LADURNER, J.: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittektonite.- Jb. Geol. B. A. 96, 253-300, Wien 1953.
- LADURNER, J.: Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten.- Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 2, Wien 1954.
- LADURNER, J.: Beiträge zur Typisierung von Falten. II. Calcitfalten.- Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 4, 34-43, Wien 1954.
- LADURNER, J.: Beiträge zur Typisierung von Falten. III. Heteroachs geregelte Turmalinfalte.- Jb. Geol. B. A. 97, 65-70, Wien 1954.
- LADURNER, J.: Das Verhalten des Olivins als Gefügekorn in einigen Olivingesteinen.- Tschermaks Min. Petr. Mitt., 5, 21-36, Wien 1954.
- LADURNER, J.: Mineralführung und Korngrößen von Sanden (Höttinger Breccie und Umgebung).- Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 5, 102-109, Wien 1954.
- LADURNER, J.: Mineralführung und Korngrößen von Sanden aus Schlicker Tal (Bohrung) und Stubaital (Tirol).- Jb. Geol. B. A., 97, 323-336, Wien 1954.
- LADURNER, J.: Zum Verhalten von Ankerit im geschlossenen Gefüge und als Einzelkorn.- Tschermaks Min. Petr. Mitt., 5, 215-226, Wien 1955.
- LADURNER, J.: Über ein geregeltes Sideritgefüge.- Jb. Geol. B. A., 98, 15-20, Wien 1955.
- LADURNER, J.: Korngrößen und Mineralführung zweier Sande aus der Gnadentaler Terrasse (Schottergrube Mils bei Hall in Tirol).- Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, R.-v.-Kleibelsberg-Festschrift, 129-137, Wien 1955.
- LADURNER, J.: Untersuchungen am Interngefüge von Disthen (Disthenquarzit Untersulzbachtal).- Tschermaks Min. Petr. Mitt., 5, 380-393, Wien 1956.
- LADURNER, J.: Über ein Biotitinterngefüge in Smaragd (Habachtal).- N.Jb. Miner., Mh., (Br. Sander -Heft), 317-326, Stuttgart 1964.
- LADURNER, J. & PURTSCHELLER, F.: Über eine metasomatische Verdrängung an schalig gebauten Chalcedonaggregaten.- N. Jb. Mineral., Mh., 4, 106-109, Stuttgart 1964.
- LADURNER, J.: Über ein geregeltes Magnesitgefüge.- Tschermaks Min. Petr. Mitt., 10, 430-435, Wien 1965.
- LADURNER, J. & PURTSCHELLER, F.: Mein kleines Mineralienbuch. - 72 S., Pinguin-Verlag, 1968, 1969, 1970. Englische Auflage 1968, 1970 (An Introduction to Minerals).
- LADURNER, J. & SCHULZ, O.: Der ehemalige Bergbau Haderlehen (Ötztal).- Veröff. Museum Ferdinandeum, 49, 101-108, Innsbruck 1969.
- LADURNER, J.: Skozelit, Apophyllit und Laumontit (Leonhardt) aus dem Zillertal.- Veröff. Museum Ferdinandeum, 49, 109-111, Innsbruck 1969.
- LADURNER, J. & PURTSCHELLER, F.: Das große Mineralienbuch. - 200 S., Umschau-Verlag 1970, 1988, Pinguin-Verlag, 1990.
- LADURNER, J.: Em. Univ.-Prof. Dr. Dr. h.c. (Göttingen) Dr. h.c. (Wien) Bruno Sander. 90 Jahre.- Beitr. z. Technikgeschichte Tirols, 6, 9-17, Österr. Ing.- u. Architekten-Verein, Tirol, Wagner'sche Univ.-Buchh., Innsbruck 1975.
- LADURNER, J.: In memoriam Ehrenmitglied em. Univ.-Prof. Dr. mult. Bruno Sander (1884-1979).- Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, 67, 255-264, Innsbruck 1980.

VEREINSMITTEILUNGEN

TÄTIGKEITSBERICHT ÜBER DAS VEREINSJAHR 1996

1. Im Vereinsjahr 1996 fanden folgende Vorträge und Veranstaltungen statt:

Veranstaltungsort: Wien

15. 1. Bestinunungsabend
Es bestand die Möglichkeit, unter fachkundiger Anleitung die mitgebrachten Minerale zu bestinunen.
18. 1. U. Klötzli (Wien)
„Die Entwicklungsgeschichte der Böhmischen Masse aus geochronologischer Sicht“. Gemeinsam mit der Österreichischen Geologischen Gesellschaft.
22. 1. B. Moser (Graz)
„Von Silvermines zum Giant's Causeway - Mineralogisch-geologische Reisenotizen aus Irland“
18. 3. P. M. Herzig (TU Bergakademie Freiberg)
„Faktoren der Goldanreicherung in submarinen Hydrothermalsystemen“.
25. 3. J. Schlüter (Mineralogisches Museum, Hamburg)
„Naturperlen und Kulturperlen – Entstehung, Vorkommen und Identifikation“.
15. 4. R. Abart (Universität Graz)
„Anwendung stabiler Isotope in den Erdwissenschaften“.
18. 4. Th. Venzin (Rueras, Schweiz)
Sammlerabend mit Filmvorführung.
„Cristallas. Der große Rauchquarzfund am Piz Cavardiras, Oberalpstock, 1984“.
Gemeinsam mit den Freunden des Naturhistorischen Museums.
29. 4. W. Smykatz-Kloss (Universität Karlsruhe)
„Tone in der Umwelt“.
13. 5. R. Taylor (The Australian National University, Canberra)
„Geochemical evolution of the continental crust“.
20. 5. V. Schenk (Universität Kiel)
„Krustenentwicklung und Metamorphose im Mozambiquebelt von Tanzania“.

3. 6. Bestimmungsabend
Es bestand die Möglichkeit, unter fachkundiger Anleitung mitgebrachte Mineralien zu bestimmen.
10. 6. J. L. Robert (CRSCM Orlèans)
„Structural control of OH-F substitutions in OH-bearing silicates“.
17. 6. O. V. Petersen (Geologisk Museum Kopenhagen)
„An interesting (exciting) mineral paragenesis from Zomba-Malosa, Malawi“
24. 6. H.-J. Tobschall (Universität Erlangen)
„Zur Analytik der Speziation von Elementen in aquatischen Systemen: Lohnt sich der Aufwand?“
- 21.10. M. E. Varela (Laboratoire Pierre Sue, Saclay)
„Fluid and melt inclusions in upper mantle xenoliths“
- 24.10. W. Vettors (Salzburg)
„Die Nadel der Hatschepsut – Steintechnologie im Alten Ägypten“
Gemeinsam mit den Freunden des Naturhistorischen Museums Wien.
- 28.10. Sammlerabend
H. Kulke (TU Clausthal)
„Der Harz: Naturräumliche Gegebenheiten, historischer Bergbau, örtliche Baumaterialien und bedeutende Bauwerke“.
- 4.11. J. Konzett (ETH Zürich)
„Die Bedeutung von K-reichen Amphibolen für Transport und Speicherung von Wasser im oberen Erdmantel: Eine experimentelle Studie bis 150 kbar“.
- 11.11. Sammlerabend
P. Huber (Wiener Neustadt)
„Mineraliensammlungen in österreichischen Stiften“.
- 18.11. C. Engrand (NHM, Wien)
„Mikrometeorite und die Entstehung des Lebens auf der Erde“.
- 2.12. Bestimmungsabend
Es bestand die Möglichkeit, unter fachkundiger Anleitung die mitgebrachten Mineralien zu bestimmen.

Veranstaltungsort: Graz

26. 3. J. Schlüter (Mineralogisches Museum, Hamburg)
„Naturperlen und Kulturperlen – Entstehung, Vorkommen und Identifikation“.
26. 3. R. Abart (Universität Graz)
„Anwendung stabiler Isotope in den Erdwissenschaften“.
30. 4. W. Smykatz-Kloss (Universität Karlsruhe)
„Tone in der Umwelt“.
14. 5. W. Richter (Universität Wien)
„Petrologische und geochemische Untersuchungen im Franz-Josefs-Land, Russische Arktis“.
21. 5. V. Schenk (Universität Kiel)
„Krustenentwicklung und Metamorphose im Mozambiquebelt von Tanzania“.
- 29.10. H. Kulke (TU Clausthal),
„Der Harz: Naturräumliche Gegebenheiten, historischer Bergbau, örtliche Baumaterialien und bedeutende Bauwerke“.
- 5.11. J. Konzett (ETH, Zürich)
„Die Bedeutung von K-reichen Amphibolen für Transport und Speicherung von Wasser im oberen Erdmantel: Eine experimentelle Studie bis 150 kbar“.
- 3.12. B. Jamtveit (Universität Oslo)
„The tectonometamorphic evolution of the Western Gneiss Region of Norway during the Caledonian orogeny“.

Die Vorträge wurden gemeinsam mit dem Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark und dem Joanneum-Verein veranstaltet. Zusätzlich war die ÖMG zur Herbstfachtagung des Joanneums 1996 eingeladen.

Veranstaltungsort: Leoben

22. 1. L. Fontboté (Genf)
„MVT-Vererzung in einer stratigraphischen Gasfalle am Beispiel der Zn-Pb Lagerstätte San Vicente, Peru“
19. 3. P. M. Herzig (TU Bergakademie Freiberg)
„Faktoren der Goldanreicherung in submarinen Hydrothermalsystemen“.

Veranstaltungsort: Salzburg

- 20. 3. P. M. Herzig (TU Bergakademie Freiberg)
„Faktoren der Goldanreicherung in submarinen Hydrothermalsystemen“.
- 17. 4. E. Althaus (Universität Karlsruhe)
„Die Arbeit des Mineralogen bei der Erhaltung historischer Bergwerke“
- 24. 4. R. Göd (BFPZ Arsenal, Wien)
„Die Spodumenlagerstätte Weinebene/Koralpe“
- 2. 5. W. Smykatz-Kloss (Universität Karlsruhe)
„Tone in der Umwelt“.
- 5. 6. L. Bohaty (Universität Köln)
„Einkristalline elektrooptische Materialien“
- 12. 6. J. L. Robert (CRSCM Orléans)
„Structural control of OH-F substitutions in OH-bearing silicates“

Veranstaltungsort: Innsbruck

- 25. 1. T. Armbruster (Bern)
„Natürliche Zeolithe: Lagerstätten, Struktur, technische Verwendung und Grundlagenforschung“
- 7. 3. G. Früh-Green (ETH Zürich)
„Ozeanbodenmetamorphose: Petrologie und stabile Isotopen“.
- 18. 4. R. Heilbronner (Universität Basel)
„Vom Pixel zur c-Achse: Digitale Bildverarbeitung im Dienst von Textur- und Mikrostrukturanalyse“.
- 4.12. B. Jamtveit (Universität Oslo)
„The tectonometamorphic evolution of the Western Gneiss Region of Norway during the Caledonian orogeny“.
- 7.11. D. Seward (ETH Zürich)
„Fission tracks and applications to exhumation histories“.
- 28.11. E. Kirchner (Universität Salzburg)
„Vergleich des Langzeitverhaltens radioaktiver Cäsium-Isotope und deren Bindung an Tonminerale in Böden des Alpenvorlandes, sowie des Alpenbereiches im Bundesland Salzburg“.

5.12. K. Fröhlich (IAEA Wien)
„Natürliche Isotopenvariationen in der Hydrosphäre – Anwendung in der Hydrogeologie und Umweltforschung“.

12.12. F. Koller (Universität Wien)
„Ophiolite in den Ostalpen und ihre Entwicklung“.

Alle Veranstaltungen wurden im Rahmen des jeweiligen Geokolloquiums abgehalten.

Veranstaltungsort: Schwaz (Tirol)

Vom 23.– 28.9. wurde die Gemeinschaftstagung der SMPG und der ÖMG MinPet '96 abgehalten (6 Plenarvorträge, 1 öffentlicher Vortrag, 44 Kurzvorträge, 51 Posterpräsentationen, 6 Exkursionen). Die Abstracts der Tagung sind im Band 141 der Mitteilungen der ÖMG enthalten. Im Rahmen der Tagung wurde an Prof. Dr. V. Trommsdorff (Zürich) die Friedrich-Becke-Medaille überreicht.

2. Im Vereinsjahr 1996 wurden keine ÖMG-Exkursionen durchgeführt.

3. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in zwei Vorstandssitzungen.

4. Der Band 141 der „Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft“ wurde fertiggestellt und im September 1996 den Mitgliedern zugesandt.

5. Mitgliederbewegung

Mitgliederstand vom 31.12.1996: 314

Ehrenmitglieder: 9

Prof.Dr. D. P. Grigoriew/Leningrad
Prof.Dr. H. Heritsch/Graz
Prof.Dr. H. Höller/Graz
Prof.Dr. E. Jäger/Schweiz
Prof.Dr. E. Niggli/Bern
Prof.Dr. A. Preisinger/Wien
Prof.Dr. H. Schuhmann/Braunschweig
Prof.Dr. Dr.h.c. H. Strunz/BRD
Prof.Dr. J. Zemann/Wien

Träger der Friedrich Becke-Medaille: 8

Prof. Dr. P. Cerný/Winnipeg Canada
Prof. Dr. W. v. Engelhardt/Tübingen
Dr. M. Fleischer/Washington USA
Prof. Dr. C. Frondel/Belmont USA
Prof. Dr. Dr.h.c. H. Jagodzinski/München
Prof. Dr. W. Schreyer/Bochum
Prof. Dr. V. Trommsdorff/Zürich
Prof. Dr. H. Waenke/Mainz
Prof. Dr. H. Wondraschek/Karlsruhe

Mitglieder auf Lebenszeit: 3
W. Hollender/Wien
Prof. Dr. M. Kirchmayer/Heidelberg
Dr. F. Marsch/Wien

Neue Mitglieder: 3
Dr. Engrand Cecile
Dr. Kandutsch Georg
Mag. Perko Claudia

Verstorbene Mitglieder: 2
Prof. Dr. Ing. Brix Friedrich/Wien
Hagenhofer Alfred/Judenburg

Unbekannt verzogene und deshalb
ausgeschlossene Mitglieder: 3
Hokke Adolf
Dr. Khosrawan-Sazedy Fereshteh
Kroj Alexandra

Ausgetretene Mitglieder: 9
Brenner Karl
Dr. Grohmann Helmut
Dr. Hagenguth Gerd
Hampl Franz
Morbitzer Ernst
Pech Heinrich
Pfister Johann
Seifert Leo
Vysozil Otto

Wien, 8.1.1997

V.M.F. Hammer
(Schriftführung)

Autorenhinweise für die

MITTEILUNGEN DER ÖSTERREICHISCHEN MINERALOGISCHEN GESELLSCHAFT

Manuskripte müssen in zweifacher Ausfertigung als Laserausdruck/DINA4-Format bei der Redaktion eingereicht werden. Abbildungen (S/W-Strichzeichnungen, Tabellen, Fotos) sind gesondert beizufügen (bitte zur Beachtung: Verkleinerung auf ca. 80% berücksichtigen, keine Farben, sondern Signaturen bei Diagrammen verwenden, nur sehr kontrastreiche Fotos verwenden, allgemein: Scanner-Bearbeitung anhand einer hochqualitativen Unterlage muß gewährleistet sein !).

Manuskripte sollten möglichst nicht länger als zwanzig/dreißig Seiten inklusive Abbildungen umfassen. Abstracts zu Tagungen und Diplomarbeiten/Dissertationen sollten nicht mehr als ein/zwei Seiten umfassen.

Zitierungen von Autoren im Text (Beispiel):

„.....(ALEKSANDROV et al., 1985).....“

Zitierungen von Autoren bei der Literaturzusammenstellung (Beispiel):

ALEKSANDROV, I.V., KRASOV, A.M. & KOCHNOVA, L.N. (1985): The effects of potassium, sodium and fluorine on rock-forming mineral assemblages and the formation of tantaloniobate mineralization in rare-metal granite pegmatites. - *Geochem. Int.*, 22, 85-94.

Besonders willkommen ist zusätzlich die Übersendung des Manuskriptes auf Diskette oder via E-mail (als attachments in binhex/binary-mode an die Redaktion,). Texte und Abbildungen müssen dabei getrennt gespeichert sein (Texte ausschließlich als WORD.DOC oder im RTF-Format, einfache Formatierung linksbündig/Flattersatz genügt, bevorzugter Font: Times 12 Punkt, Abbildungen ausschließlich als EPS-, PICT- oder TIFF-Dateien!)

Die Zeitschrift erscheint einmal jährlich mit Ausgabe September/Oktober.

Abgabetermin für alle eingereichten Arbeiten ist Ende Mai des jeweiligen Jahres.

Bei eingereichten Arbeiten in den Kategorien Originalarbeiten-Vorträge-Exkursionen werden generell 50 Sonderdrucke kostenlos hergestellt. Andere oder zusätzliche Sonderdrucke von Arbeiten sind explizit zu bestellen und werden in Rechnung gestellt.

Zusendung von Manuskripten an: Friedrich Koller, Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1080 Wien
E-Mail Adresse für angenommene Manuskripte: Richard.Tessadri@uibk.ac.at