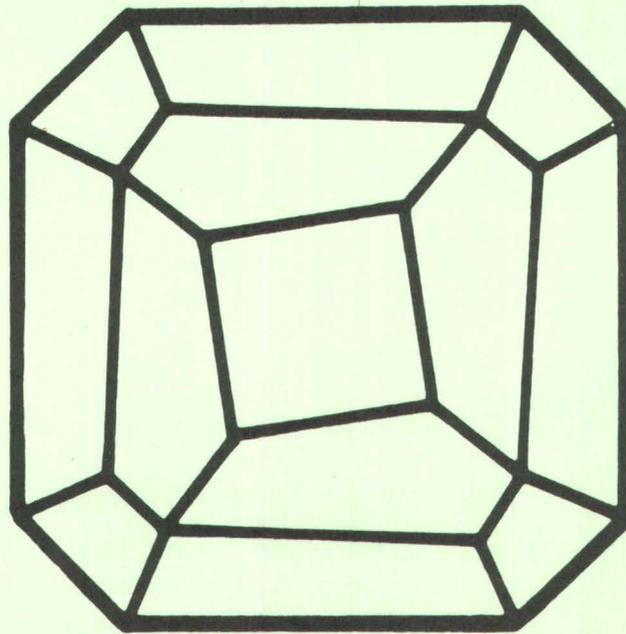


# Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



**Band 137**

**1992**

**Vereinsjahr 1991**

**Mitteilungen der  
Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft**

**Band 137**

**1992**

Herausgegeben von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft  
für das Vereinsjahr 1991  
Eigenverlag

# **Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft**

**Band 137**

**1992**

**Vereinsjahr 1991**

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

Impressum:

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

Redaktion: Friedrich Koller, Anton Beran, Kurt Mereiter, p.A. Institut für Mineralogie, Kristallographie und Strukturchemie, Technische Universität Wien, Getreidemarkt 9, A-1060 Wien

Für den Inhalt sind die Autoren selbst verantwortlich.

Kleinoffsetdruck: Verband der wissenschaftlichen Gesellschaften Österreichs, Lindengasse 37, A-1070 Wien

Printed in Austria

## INHALT

### Originalarbeiten

Vorwort zu den Originalarbeiten des 1. Österreichisches Fluid-Info-Treffen	S.	9
Thomas, R.: Schmelzeinschlüsse in Mineralen granitoider Gesteine - Abschätzung der Solidus-, Liquidus- und Homogenisierungstemperaturen und -Drucke	S.	11
Raith, J.G. und Grum, W.: Die Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux - neue Ergebnisse von Flüssigkeitseinschluß- und Sr-Isotopenuntersuchungen	S.	25
Jawecki, Ch.: Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen an ausgewählten Proben des niederösterreichischen Moldanubikums	S.	41
Högelsberger, H.: Zusammensetzung und Herkunft retrograd gebildeter Flüssigkeitseinschlüsse im Nockgebiet (Kärnten)	S.	57
Thomas, R.: Abschätzung der Viskosität silikatischer Schmelzen aus Einschlußdaten	S.	65
Thomas, R., Ziemann, M., und Hofmann, J.: Ergebnisse der thermo-barometrischen und mikro-Raman-spektrometrischen Untersuchungen an Schmelz- und Gaseinschlüssen im Sillimanit (Reinbolt Hills/Ost-Antarktika)	S.	73
Finger, F. und Von Quadt, A.: Wie alt ist der Weinsberger Granit? U/Pb versus Rb/Sr Geochronologie	S.	83

### Vorträge

Kurat, G.: Geologie und Geochemie der Insel Zabargad (Ägypten, Rotes Meer)	S.	89
Černý, P.: Regional zoning of pegmatite populations and its interpretation	S.	99
Gstrein, P.: Schätze unter Tag: Alter Tiroler Bergbau	S.	109
Plimer, I.: The Broken Hill Pb-Zn-Ag deposit, Australia	S.	119

### Vortrag- und Posterabstrakte für die Tagung Minpet92 in Stainz

Altemüller, H.-J.: Dünnschliff-Mikroskopie von Organismen und Wurzeln im ungestörten Bodengefüge	S.	124
Altemüller, H.-J.: Zur Akkumulation von Lösungsrückständen bei der Verwitterung von Kalkgestein	S.	124
Becherer, K.: Vulkanische und postvulkanische Erscheinungen in Island	S.	124
Beran, A.: Der Ammoniumgehalt pegmatitischer Feldspäte	S.	126

Bernhard, F., Kaindl, R., und Hoinkes, G.: Pyroxen-führende Gesteine des Kaunertales, Ötztal-Stubai-Kristallin	S. 127
Blümel, F.: W. Kubierna und die Anfänge der Mikromorphologie in Österreich	S. 129
Dachs, E.: The error-contribution of garnet nonideality to the uncertainties of pt-estimates: the garnet - biotite geothermometer and the GASP geobarometer as an example	S. 130
Friedl, G., Von Quadt, A. und Finger, F.: Erste Ergebnisse von U/Pb Altersdatierungsarbeiten am Rastenberg Granodiorit im niederösterreichischen Waldviertel	S. 131
Finger, F., Haunschmid, B., Schermaier, A. and Von Quadt, A.: Is zircon morphology indicative of a mantle or crustal origin of a granite? Comparison of Pupin indices with Sr and Nd isotope data of 26 austrian granites	S. 134
Giere, R.: Bildung von akzessorischen Seltene-Erden-Mineralien in Titan-reichen Adern der Adamello Kontaktaureole	S. 137
Göd, R.: Spodumenführende Pegmatite des Altkristallins unter besonderer Berücksichtigung der Spodumenlagerstätte "Weinebene"	S. 139
Götzinger, M.A: Strukturkontrollierte Fluoritkristallisation durch Druckentspannung im Helvetikum Vorarlbergs, Österreich	S. 141
Grum, W., Frimmel, H.E., und Koller, F.: Sr-Isotopendaten zur Genese der Antimonit-Lagerstätte Schlaining (Burgenland, Österreich)	S. 144
Haunschmid, B.: Zur Gliederung und Intrusionsfolge der Granitoide des Südböhmischen Batholiths im nordöstlichen Mühlviertel	S. 145
Högelsberger, H. und Raith, J.G.: Mineralchemie und Entstehungsgeschichte von Skapolith-Gesteinen der Saualpe, Kärnten	S. 148
Hoinkes, G. und Mogessie, A.: Magnetit-Ilmenit Paare in Glimmerschiefern des Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen, Tirol)	S. 150
Höllner W. und Hauzenberger Ch.: Metamorphosebedingungen der Paragneise, Orthogneise und Amphibolite des Ultental-Kristallins	S. 151
Jawecki, Ch.: Petrologie und Geochemie der Eklogit amphibolite der Weinebene, Koralpe	S. 153
Johannes, W.: Wasser und die Genese von Graniten - Modellvorstellungen und neue experimentelle Ergebnisse	S. 154
Klammer, D.: Mikrokristalline SiO <sub>2</sub> -Phasen; sekundäre, postvulkanische Mineralneubildungen im Latit von Gleichenberg	S. 156
Koller, F.: Die Granite im nördlichen Waldviertel - ein Statusbericht aus einem laufenden Forschungsprojekt	S. 158
Kononova, V., Pervov, V. and Ettinger, K.: The difference in fluid regime of the Mesozoic magmatic rocks of Central Aldan, Siberia	S. 161
Krzemnicki, M.: As-Bi-Mineralisationen in der Mte. Leone-Decke des Matttales, Binnental-Region (Ch)	S. 163
Kurat, G.: Der Erdmantel unterhalb der Steiermark und der restlichen Welt	S. 165
Lichem, Ch., Bernhard, F. und Kaindl, R.: Geochemische, petrologische und geochronologische Untersuchungen an Orthogneisen des westlichen Ötztal-Stubai-Kristallins, Kaunertal	S. 167

Mair, V., Stingl, V. und Krois, P.: Andesitgerölle im Unterinntaler Tertiär - Geochemie, Petrographie und Herkunft	S. 168
Mair., V., Tessadri, R. und Mirwald, P.W.: Untersuchungen an Vesuvianen und Fluor-Granaten aus kontaktmetamorphen Vorkommen des Marteller Granits/Südtirol	S. 170
Mirwald., P.W. und Schmidbauer, E.: Elektrische Leitung in Cordierit	S. 172
Mogessie, A.: Textural, chemical, mineralogic and isotopic evidence for the role of volatiles in the formation of platinum group minerals in the Duluth complex, USA	S. 174
Müller, W., Thöni, M., Neubauer, F., Dallmeyer, R.D.: Chronologie metamorpher Ereignisse im Wechsel/Semmeringsystem (Ostalpen): Evidenz schwacher alpidischer Überprägung abgeleitet aus Rb/Sr- und <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar-Daten	S. 175
Niedermayr, G. und Beran, A.: Quarze in alpinen Klüften des Pennins und des ostalpinen Altkristallins	S. 177
Ntaflos, Th., und Richter, W.: Geochemische Prozesse in den Ultramafititen aus dem Ultental	S. 178
Pavicevic., M.K. und Amthauer G.: Die Bedeutung der langlebigen Nukleide für das "Lorex"-Thallium Sonnen Neutrino Projekt	S. 181
Petrakakis, K.: Korund-Relikte und Margarit-Neubildungen in Granuliten aus dem Dunkelsteiner Wald	S. 182
Poetsch, Th.: Die Bildung von Tonbelägen in Böden aus und unter der Laacher See Tephra	S. 184
Postl, W., Taucher, J., Moser, B.: Die Mineralien der oststeirischen Vulkanite	S. 185
Schermaier, A.: Die Intrusionsfolge der Zentralgneise im oberen Krimmler Achental - eine Schlüsselstelle zum Verständnis des variszischen Plutonismus im westlichen und zentralen Tauernfenster	S. 199
Schrauder, M. and Navon, O.: Compositional variation of mantle-fluids trapped in fibrous diamonds from Botswana.	S. 202
Solar, F., Müller, H.W. und Schwaighofer, B. Basaltklärschlammkompost-Rotte und Rotteprodukte (Chemie, Mineralogie, Mikrogefüge)	S. 204
Stephan, S.: Über den Wechsel der Bodeneigenschaften an der lichtoptischen Auflösungsgränze	S. 205
Stöckhert, B.: Hochdruckmetamorphose - einmal nicht nur aus petrologischer Sicht	S. 207
Stoops, G.: Inherited and pedogenic minerals in soil thin sections. Their description and interpretation	S. 210
Tropper, P.: Zur präalpidischen Metamorphose in den Metapeliten des westlichen Ötztal-Stubai-Kristallins, Kaunertal	S. 211
Walter, F.: Die Mineralien der Koralpe - ein Überblick	S. 212
Vavra, N.: Analyse einiger organischer Mineralien der Steiermark mittels kombinierter Kapillargaschromatographie/Massenspektrometrie	S. 216

Exkursionsführer für die Minpet92 in Stainz

Hoinkes, G.: Zur Petrologie des Koralpen-Kristallins (Ein Überblick auf  
Grund neuerer petrologischer, geochemischer und geochrono-  
logischer Ergebnisse)

S. 211

Ebner, F.: Vulkanismus im steirischen Becken

S. 231

Kurzfassungen von Diplomarbeiten und Dissertationen

S. 243

Tätigkeitsbericht über das Vereinsjahr 1991

S. 258

# ORIGINALARBEITEN

**1. ÖSTERREICHISCHES FLUID INFO TREFFEN IN WIEN**  
**AM 18. UND 19. MÄRZ 1992**

Veranstaltet wurde das 1. Fluid Info Treffen vom Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien und von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, mit dem Ziel der Zusammenführung aller Personen in Österreich, die diese Thematik anspricht. Erfahrungs- und Gedankenaustausch mit Zukunftsperspektiven und das Kennenlernen spezieller Methoden der Fluid Inclusion Forschung sowie das Studium spezieller Schmelzeinschlüsse (seitens R. Thomas) wurden geboten. Neben dem Vortragenden der Plenarveranstaltung, Herrn Dr. R. Thomas (Freiberg/Potsdam) konnten auch weitere Gäste aus dem Ausland begrüßt werden: Frau Dr. E. Horn (Göttingen), Frau Dr. J. Durisova (Praha), Herr Dr. Ch. Ballhaus (Freiburg) und Herr Dr. A. Ziemann (Potsdam) sowie Herr Dr. R. Belocky (Braunschweig). Aus Österreich nahmen Studenten(innen) und Vertreter(innen) der Universitäten Salzburg, Leoben, Graz und Wien an dieser Veranstaltung teil, insgesamt etwa 45 Personen.

**VORTRAGSPROGRAMM AM MITTWOCH, 18. MÄRZ 1992**

Beginn um 13.30 im HS 16 der Universität Wien, Begrüßung der Teilnehmer.

- 13.40 BALLHAUS, Ch. (Freiburg): Synthese von Flüssigkeitseinschlüssen zur Untersuchung von Fluid/Solid Elementverteilungen.
- 14.00 BELOCKY, R. (Braunschweig): H-Isotope aus Einschlußfluiden: Meßmethodik und Anwendung am Beispiel ostalpiner Mineralisationen.
- 14.20 GRUM, W. (Wien/Leoben): Massenspektrometrische Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen.
- 14.40 GÖTZINGER, M. (Wien): Einschlußuntersuchungen mit Infrarot-Spektroskopie.
- 15.00 bis 15.40 Pause
- 15.40 HÖGELSBERGER, H. (Wien): Charakteristika von Flüssigkeitseinschlüssen in hydrothermalen Mo-Vererzungen.
- 16.00 RAITH, J. (Leoben): Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux (Tirol) - neue Ergebnisse von Fluid Inclusion und Isotopendaten.
- 16.20 JAWECKI, Ch. (Wien): Fluid Inclusion Untersuchungen an Gesteinen des Niederösterreichischen Moldanubikums.
- 16.40 HÖGELSBERGER, H. (Wien): Flüssigkeitseinschlüsse in Paragneisen der Priedröf und Radentheiner Serie (Kärnten).
- 17.00 bis 17.30 Pause
- 17.30 Plenarvortrag von R. THOMAS (Freiberg/Potsdam): Schmelzeinschlüsse in Mineralen granitoider Gesteine - Abschätzung der Viskosität silikatischer Schmelzen aus Einschlußdaten.

## POSTERAUSSTELLUNGEN:

HÖGELSBERGER, H. (Wien): Composition and evolution of hydrothermal fluids of the Galway Bay (Ireland): Fluid inclusions and REE-chemistry of fluorites.

ZIEMANN, M. (Potsdam): Mikro-Ramanuntersuchungen an fluid inclusions mit dem MLR 1000.

Am Donnerstag, dem 19. März 1992 fand vormittags eine Arbeitstagung für "Insider" mit interessierten Teilnehmern einschließlich eines Kurzvortrag von H. FRITZ (Graz) mit dem Titel "Kontrolle der fluiden Phase bei der Verformung von Gesteinen" statt.

Themenschwerpunkte der Arbeitstagung mit Diskussionen und Gedankenaustausch waren:

- 1) eine Art Bestandsaufnahme der Geräte(typen) in Österreich, die für die FI-Forschung einsetzbar sind;
- 2) ein Bericht über Arbeitsrichtungen und -themen in Österreich (mit kurz- und mittelfristigen Forschungsprogrammen);
- 3) ein Informationsaustausch über Arbeiten, Literatur und Computerprogramme bzw. Daten-Auswertung und -Darstellung;
- 4) Gedanken über Lehrveranstaltungen bezüglich FI (Grundkurse mit Übungen, Speziallehrveranstaltungen).

Nach diesem Gedanken- und Erfahrungsaustausch bestand die Möglichkeit, mehrere Methoden der FI-Forschung praktisch kennenzulernen: Heiz- und Kühltisch mit Video (Ch. Jawecki), Infrarot-Spektrometrie (A. Beran, M. Götzinger) und Rasterelektronenmikroskopie mit EDX- Analytik (E. Libowitzky); nachmittags Studium an Schmelzeinschlüssen (R. Thomas).

Das Fluid Info Treffen verlief in einem freundschaftlichen Klima ("fluid inclusion family"), getragen von alloseitigem Interesse und Aufgeschlossenheit. Die Teilnehmer sprachen sich für ein Folgetreffen in etwa 2 Jahren aus; die Kollegen aus Leoben fanden sich bereit, in dieser Richtung initiativ zu werden.

Als Initiator und Tagungsleiter möchte ich allen Teilnehmern(innen) und Helfern(innen) für den harmonischen und informativen Verlauf des Fluid Info Treffens herzlich danken. Mein Dank gilt auch der Fa. Olympus für die finanzielle Unterstützung des Treffens. Dem Institut für Petrologie der Universität Wien danke ich für die Bereitstellung des Hörsaals 16.

M. A. Götzinger

**SCHMELZEINSCHLÜSSE IN MINERALEN GRANITOIDER GESTEINE -  
ABSCHÄTZUNG DER SOLIDUS-, LIQUIDUS- UND HOMOGENISIERUNGS-  
TEMPERATUREN UND -DRÜCKE**

von

**Rainer Thomas<sup>+</sup>**

(eingelangt am 28. 4. 1992, angenommen am 2. 6. 1992)

**Einleitung**

Bei der mikroskopischen Untersuchung von Gesteinsdickschliffen beobachtet man in transparenten Mineralen Quarz, Topas, Apatit, Turmalin, Granat, Sillimanit und manchmal auch im Kalifeldspat, neben der verwirrenden Vielfalt von Flüssigkeitseinschlüssen, silikatische Schmelzeinschlüsse. Bei Raumtemperatur bestehen solche Einschlüsse aus festen Phasen (Silikatglas und/oder Mineralphasen) und Resten fluider Komponenten (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> u.a.) in Form schwererkennbarer Filme zwischen den festen Phasen bzw. mehr oder weniger stark deformierter Gasblasen und/oder Flüssigkeitstropfen. Die Häufigkeit der Schmelzeinschlüsse variiert von Probe zu Probe beträchtlich.

Oft findet man in einem Gesteinsdickschliff von 8 cm<sup>2</sup> weniger als 10 Schmelzeinschlüsse. Jedoch gibt es auch Ausnahmen mit über 750 Schmelzeinschlüssen pro cm<sup>2</sup>.

In Abhängigkeit von der Zusammensetzung der Schmelze, vom Einschließungsort und der Abkühlungsgeschwindigkeit finden wir unterkühlte Schmelzen in Form von Glaseinschlüssen in den Mineralen vulkanisch extrusiver Gesteine (Glaseinschlüsse im Phänoquarz der Rhyolithen oder im Olivin basaltischer Gesteine). Diese Glaseinschlüsse enthalten durch die unterschiedlichen Ausdehnungskoeffizienten von Schmelze und Mineralwirt in der Regel eine Gas- bzw. Dampfblase und ähneln somit im Phasenaufbau und auch dem Aussehen nach den zweiphasigen Flüssigkeitseinschlüssen. Die Einschlüsse in Mineralen plutonisch intrusiver Gesteine sind in der Regel sehr klein. Durchmesserwerte um 10 µm sind typisch (siehe Abb. 1). Als Ergebnis der langsamen Abkühlung ist der Einschlußinhalt vollständig kristallisiert. Mikroskopisch wurden in den Schmelzeinschlüssen der Granite bisher folgende Mineralphasen identifiziert: Kalifeldspat, Albit, Quarz, Hämatit, Magnetit, Titanomagnetit, Ägirinaugit und Fluorit.

---

<sup>+</sup> Dr. Rainer Thomas  
Geoforschungszentrum Potsdam  
Telegrafenberg A 50  
D-O-1561 Potsdam

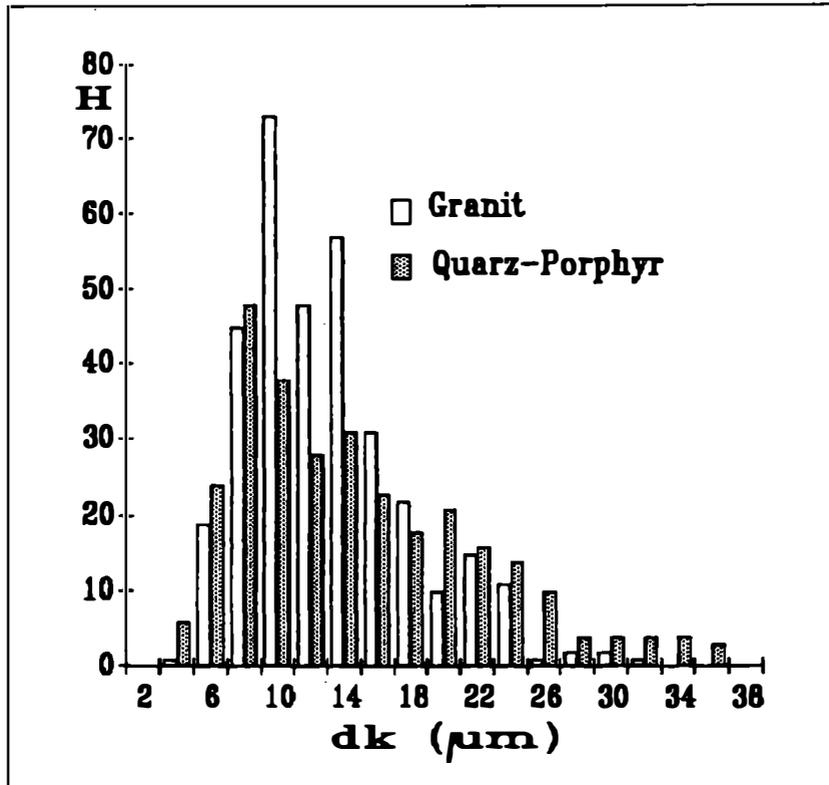


Abb. 1: Häufigkeitsverteilung der Einschlußdurchmesser  $d_k$  von Schmelzeinschlüssen im Quarz der Granite und Quarzporphyre des Erzgebirges.

Durch das Auftreten einer nahezu kugelförmigen Fluidphase (wäßrige Lösung + Dampfblase) unterscheiden sich die Schmelzeinschlüsse von eingeschlossenen Mineralphasen im Mineralwirt und sind dadurch gut zu erkennen.

Hauptanliegen der thermometrischen Untersuchungen an Schmelzeinschlüssen ist die Bestimmung der thermodynamischen Grundparameter Temperatur und Druck, d.h. Abschätzung oder Bestimmung der Solidus-, Liquidus- und Homogenisierungstemperaturen und -Drucke. Die Schmelzeinschlüsse stellen nahezu die einzigen direkt beobachtbaren Geothermometer, Geobarometer, Geopyknometer und Geoviskosimeter dar, die Informationen über die Bildungsbedingungen und Stoffeigenschaften gespeichert enthalten. Die Gewinnung dieser Daten ist ein Ziel der Thermobarometrie anhand von Einschlüssen. Darüber hinaus repräsentieren die Schmelzeinschlüsse direkte Proben des ehemaligen magmatischen Geschehens - aus der Analyse des Einschlußinhaltes mittels Mikrosondentechniken kann die stoffliche Evolution der Magmen vom Bereitstellungsraum der Schmelzen, dem Aufstieg und der Platznahme rekonstruiert werden. Mit keiner anderen Methode ist man in der Lage, solche Daten auf direktem Wege zu ermitteln.

## Phasenzusammensetzung und Phasenänderungen beim Erwärmen

Bedingt durch die geringe Größe der Einschlußobjekte ist eine detaillierte Beschreibung der Phasenänderungen aller in einem Einschlußsystem koexistierenden Phasen schwierig bzw. unmöglich - man muß sich daher auf die meßbaren Hauptänderungen, wie den Beginn der Verflüssigung (sicher erkennbar an dem Auftreten einer ersten Gasphase beim Aufheizen und nachfolgenden Abschrecken), der Verflüssigung (Schmelze + Gasphase) und der totalen Homogenisierung in der Schmelzphase (nur Schmelze) beschränken. In der Abb. 2 sind die charakteristischen Phasenänderungen in den Schmelzeinschlüssen der Granitquarze in Abhängigkeit von der Temperatur ( $t_0$ ,  $t_s$ ,  $t_M$  und  $t_H$ ) schematisch dargestellt.

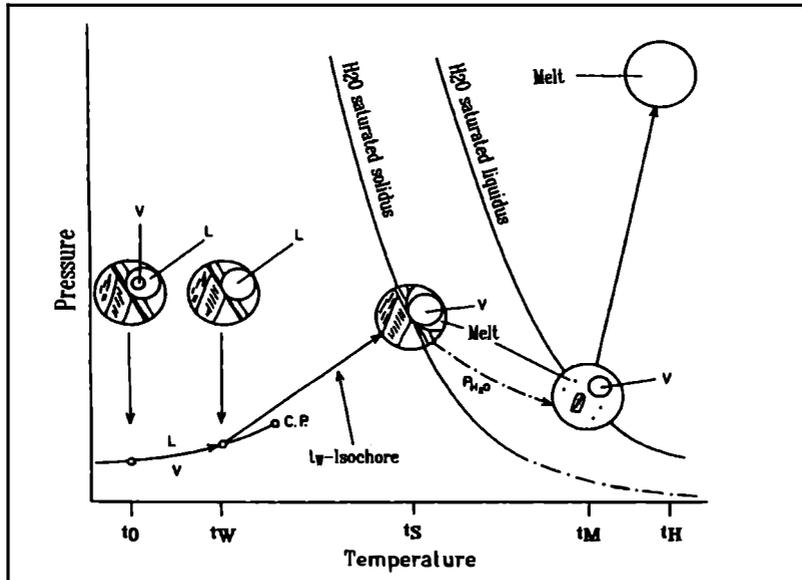


Abb. 2: Charakteristische Phasenänderungen in einem Schmelzeinschluß beim Erwärmen von Raumtemperatur  $t_0$  bis zur Homogenisierungstemperatur  $t_H$  im schematischen PT-Diagramm. V - Dampfphase, L - Lösung, C.P. - kritischer Punkt,  $t_w$  - Teilhomogenisierungstemperatur (Homogenisierung in der flüssigen Phase),  $t_s$  - Solidustemperatur,  $t_M$  - Liquidustemperatur.

Die erste wesentliche Änderung erfolgt bei Temperaturen zwischen etwa 200 und 400°C. In diesem Temperaturintervall homogenisiert die Dampfblase V in der flüssigen Phase L des Fluid-Subsystems. Die Temperatur der Homogenisierung ( $L + V = L$ ) im Subsystem wird mit  $t_w$  bezeichnet. Aus dem kryometrisch ermittelten Salzgehalt  $C_{NaCl}$  der Lösung des Fluid-Subsystems und der Teilhomogenisierungstemperatur  $t_w$  kann diejenige Isochore berechnet werden, die im PT-Raum die beiden Punkte  $t_w$  (auf der Zweiphasenkurve des Fluidsystems) und  $t_s$  (auf der Soliduskurve des Granitsystems) verbindet. Aus dem Isochorenschnittpunkt mit der Soliduskurve erhält man den Fluida-

Druck am Solidus. Darüber hinaus kann über eine Volumenbestimmung, der Temperatur  $t_w$  und der Salzkonzentration  $C_{NaCl}$  (als Äquivalent-%) der  $H_2O$ -Gehalt der Schmelzen abgeschätzt werden (siehe hierzu NAUMOV, 1979).

### **Bestimmung der charakteristischen Temperaturen mit den Methoden der Mikrothermometrie**

Die Bestimmung der Temperaturen  $t_s$  (Solidus),  $t_m$  (Liquidus) und  $t_h$  (homogene Schmelze) auf einem Mikroskopheiztisch ist durch die geringe Größe der Einschlüsse und durch die träge Schmelzkinetik der festen Silikatphasen recht schwierig. Die mittels Heiztischmethode erzielten Temperaturen dürften nach eigenen Erfahrungen in der Regel viel zu hoch ausfallen. Erschwerend kommt hinzu, daß viele Einschlüsse beim Aufheizen undicht werden. Zum "Undichtwerden" neigen insbesondere Einschlüsse  $> 10\text{mm}$ . Durch Fluidaabgabe beim "Undichtwerden" wird ein erheblicher Teil der Meßergebnisse in Richtung zu höheren Werten verfälscht. Aufgabe der thermometrischen Untersuchungen ist es daher, stets die niedrigsten Werte der charakteristischen Temperaturen zu finden.

Nach vielfältigsten Untersuchungen an Schmelzeinschlüssen mit verschiedenen Mikroskopheiztischen (Eigenbaumodelle, LEITZ-Mikroskop-Heiztisch 1350, LINKAM TH 1500) über einen langen Zeitraum kann festgestellt werden, daß die Heiztischmethode nur im Ausnahmefall zur Bestimmung der charakteristischen Temperaturen  $t_s$ ,  $t_m$  und  $t_h$  von silikatischen Schmelzeinschlüssen herangezogen werden kann. Ein Begründung für dieses Urteil wird aus den weiteren Ausführungen deutlich werden.

Als Methode der Wahl hat sich die Abschreck- oder Quenchingtechnik erwiesen. Bei dieser Technik werden die Proben in Form von kleinen Dickschliff-Chips in evakuierten Quarzampullen unter schwach reduzierenden Bedingungen bei Haltezeiten von 20 oder mehr Stunden aufgeheizt. Nach jedem Temperaturschritt wird die Probe innerhalb von wenigen Sekunden auf Raumtemperatur abgeschreckt. Die so "eingefrorenen" Phasenverhältnisse werden anschließend unter Immersionsöl mikroskopisch beurteilt. Als Einbettungsmittel und zur Herstellung von Dauerpräparaten eignet sich MOUNTEX der Firma MERCK mit einem Brechungsindex von  $\sim 1,67$ . Die Methode ist sehr zeitaufwendig, liefert jedoch korrekte Temperaturwerte, da eine genaue Eichung der Meßanordnung unproblematisch ist.

Zur Vermeidung der partiellen oder totalen Dekreпитation der Schmelzeinschlüsse mit hohen Fluidagehalten ist es zweckmäßig, die Quenchingexperimente unter Auflastdruck in einer Gasdruckapparatur durchzuführen. Als Druckmedium eignet sich z.B. He-Gas (THOMAS et al., 1992).

Zwei unterschiedliche Techniken der Quenching-Experimente wurden getestet - die Akkumulations-Technik und die Einzelschritt-Technik. Bei der Akkumulations-Technik werden die charakteristischen Temperaturen an ein und derselben Probe ermittelt, d.h. die jeweilige Probe wird hintereinander (bei gleichen Haltezeiten und  $\pm$  gleichen, relativ kleinen Temperaturschritten von ca.  $3-5^\circ\text{C}$ ) progressiv aufgeheizt und die

Probe nach jedem Temperaturschritt mikroskopisch bewertet. Durch statistische Auswertung der Beobachtungen erhält man die entsprechenden charakteristischen Temperaturen. Tabelle 1 und Abb. 3 zeigen die mit dieser Technik ermittelten Solidustemperaturen von F-reichen Schmelzeinschlüssen im Quarz und Topas aus einem Topas-Albit-Granit vom Huberstock/Schlackenwald.

Zahl der beobachteten Einschlüsse					
Temperatur (°C)	Versuchszeit (h)	Schmelzbeginn	Liquidus	unveränderte Einschlüsse	Gesamtsumme
592 ± 6	10	7 (8,5)	-	75 (91,5)	82
600 ± 4	10	31 (32,6)	-	64 (67,4)	95
609 ± 4	10	58 (50,4)	-	57 (49,6)	115
610 ± 6	10	51 (40,5)	-	75 (59,5)	126
621 ± 5	10	35 (34,6)	2 (2,0)	64 (63,4)	101
629 ± 4	10	33 (23,7)	3 (2,2)	103 (74,1)	139
634 ± 6	12	24 (34,8)	4 (5,8)	41 (59,4)	69
642 ± 6	15	14 (24,6)	11 (19,9)	32 (56,1)	57
651 ± 5	13	27 (46,6)	14 (24,1)	17 (29,3)	58
660 ± 3	13,5	25 (53,2)	13 (27,7)	9 (19,1)	47
670 ± 4	10	28 (25,2)	33 (29,7)	50 (45,0)	111
681 ± 8	10,5	68 (43,0)	54 (34,2)	36 (22,8)	158
689 ± 2	5	27 (27,0)	25 (25,0)	48 (48,0)	100
703 ± 5	10	10 (18,2)	32 (58,2)	13 (23,6)	55
718 ± 4	11	10 (18,2)	36 (65,4)	9 (16,4)	55
731 ± 7	10	17 (14,5)	80 (68,4)	20 (17,1)	117
735 ± 6	3	14 (12,4)	75 (66,4)	24 (21,2)	113
750 ± 3	8	23 (15,4)	11 (76,5)	12 (8,1)	149

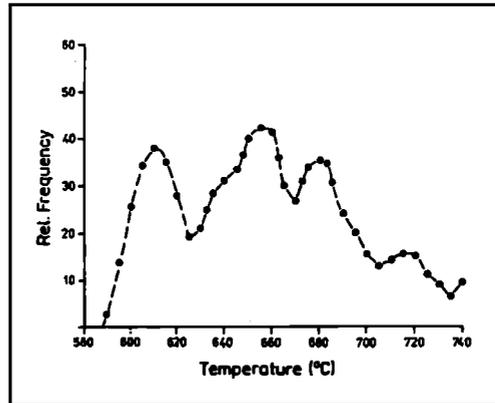
Tab. 1: Ergebnisse der thermometrischen Untersuchungen an Schmelzeinschlüssen in Quarz und Topas im Albitgranit (Phase III-IV) von Vysoky Kamen/ČSFR (18 Teilproben der Probe 17; Werte in () = auf 100 normierte Einschlußzahl).

Abb. 3: Ergebnisse der Quenching-Experimente an Schmelzeinschlüssen im Quarz und Topas aus einem Topas-Albit-Granit vom Huberstock/Schlackenwald ("Ak-kumulationsmethode"). Folgende Solidustemperaturen wurden für die Probe erhalten (Mittelwerte aus 2 Versuchsreihen):

$$t_s(1) = (607 \pm 9)^\circ\text{C}, n = 330$$

$$t_s(2) = (643 \pm 4)^\circ\text{C}, n = 771$$

$$t_s(3) = (678 \pm 4)^\circ\text{C}, n = 417$$



Bei der zweiten Technik wird für jeden Temperaturschritt eine neue Probe eingesetzt. Die einzelnen Temperaturschritte bleiben so "dokumentiert". Diese Methode ist optimierbar und liefert, wie im folgenden Abschnitt gezeigt werden wird, mehr Informationen und genauere Daten.

### **Beziehung zwischen Einschlußgröße, Temperatur und Gleichgewichtseinstellung**

Ausgehend von Untersuchungen zur Abschätzung der Gleichgewichtseinstellung bei der Durchführung von Hochdruck-Experimenten über die Interdiffusionskoeffizienten in silikatischen Schmelzen, wie sie von JOHANNES (1985) vorgenommen wurden, zeigte es sich, daß auch zwischen der Einschlußgröße und der Zeit der Gleichgewichtseinstellung im Einschlußsystem ein direkter Zusammenhang besteht, der auch durch das von JOHANNES verwendete Interdiffusionsmodell in einer ersten Näherung beschrieben werden kann. Für die Homogenisierung (bei konstanter Temperatur) in einem kugelförmigen Raum erhält man den Interdiffusionskoeffizienten  $D_i$  nach

$$D_i = \frac{r_E^2}{4 \cdot t} \quad (1)$$

( $r_E$  - Radius des kugelförmigen Einschusses in Zentimeter ( $2r_E = d_E$ ),  $t$  - Versuchszeit in Sekunden).

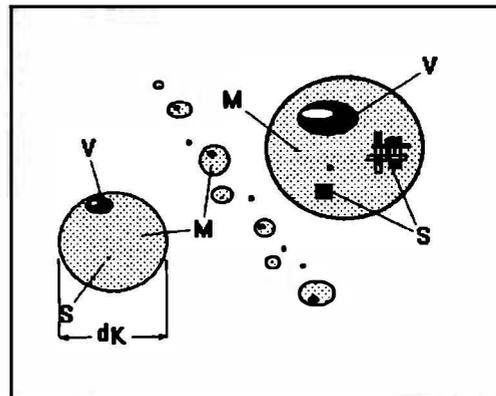
Einen großer Teil der Schmelzeinschlüsse kann man in einer ersten Näherung als kugelförmig betrachten. Abweichungen zu mehr abgeplatteten Formen (Ellipsoide) lassen sich beispielsweise mittels der Beziehung

$$2r_E = \sqrt{(D \cdot d)} \quad (2)$$

berücksichtigen ( $D$  - große Ellipsenachse,  $d$  - kleine Ellipsenachse). Als Kriterium für die Gleichgewichtseinstellung im Schmelzeinschlußsystem dienen Einschlüsse mit

kritischen Durchmesser-Werten  $d_k$ . Für die Bestimmung der Liquidustemperatur sind das Einschlüsse mit Schmelze + Dampfblase + winzigen Rest (gerade noch sichtbar!) der letzten festen Phase (siehe hierzu Abb. 4). Als Liquidusphase beobachtet man sehr häufig Kalifeldspat, Albit, Hämatit oder Magnetit. Für die Homogenisierungsexperimente dient die gerade noch sichtbare Dampfblase als Kriterium. Abb. 5 zeigt für die Liquidusexperimente den Zusammenhang zwischen dem kritischen Einschlußdurchmesser  $d_k$  und der Versuchszeit bei konstanter Temperatur. Der Zusammenhang kann durch ein Polynom 2. Grades hinreichend genau beschrieben werden.

Abb. 4. Skizze zur Definition des kritischen Einschlußdurchmessers  $d_k$  von Schmelzeinschlüssen im Quarz eines Quarzporphyrs: M - Schmelze (oder Glas bei Raumtemperatur), S - feste Kristallphasen, V - Gas- oder Dampfblase.



### Eine neue Methode zur Bestimmung der charakteristischen Temperaturen

Über die Beziehung (1) - dem Zusammenhang zwischen dem Interdiffusionskoeffizienten  $D_i$ , dem Einschlußradius  $r$  und der Zeit  $t$  ergibt sich eine ausgezeichnete Möglichkeit zur Anpassung der Versuchsbedingungen für die Quenching-Experimente an die realen Gegebenheiten (Zeit für die Gleichgewichtseinstellung, variable Einschlußdurchmesser). Darüber hinaus können die erhaltenen Meßdaten unter einheitlichen Bedingungen (Normierung) ausgewertet werden.

In Tabelle 2 sind die Ergebnisse der Quenching-Experimente an kristallisierten Schmelzeinschlüssen im Quarz eines Quarzporphyrs von Brand-Erbisdorf (bei Freiberg) zusammengestellt und in der Abbildung 6 graphisch dargestellt. Die Abbildung verdeutlicht anschaulich den oben genannten Zusammenhang zwischen Einschlußgröße, Versuchszeit und Temperatur.

Zur Bestimmung der charakteristischen Temperaturen  $t_m$  und  $t_h$  verfährt man wie folgt: Die Proben werden bei wenigstens 3 unterschiedlichen, jedoch konstanten Temperaturen (z.B. 700°C, 750°C und 800°C) im Quenching-Ofen eine bestimmte Zeit lang (z.B. 20 Stunden) erhitzt, danach abgeschreckt und mikroskopisch begutachtet, indem man nach Einschlüssen mit kritischen Phasenverhältnissen sucht und deren Durchmesser  $d_k$  mittels geeichteten Meßschraubenokular bestimmt. Gegebenenfalls können die gleichen Proben bei den gleichen Temperaturwerten erneut erhitzt und

durch Normierung über die Beziehung (1) ausgewertet werden, indem man graphisch den normierten kritischen Einschlußdurchmesser  $d_K$  gegen die Temperatur aufträgt. Genetisch kohärente Einschlußgenerationen korrelieren im  $d_K$ - $t$ - bzw. im  $\ln D_T$ - $10000/T$ -Diagramm (Arrhenius-Plot) miteinander. Mittels dieser Untersuchungsmethodik können häufig mehrere, genetisch unterschiedliche Einschlußgenerationen herausgefiltert werden (siehe weiter unten).

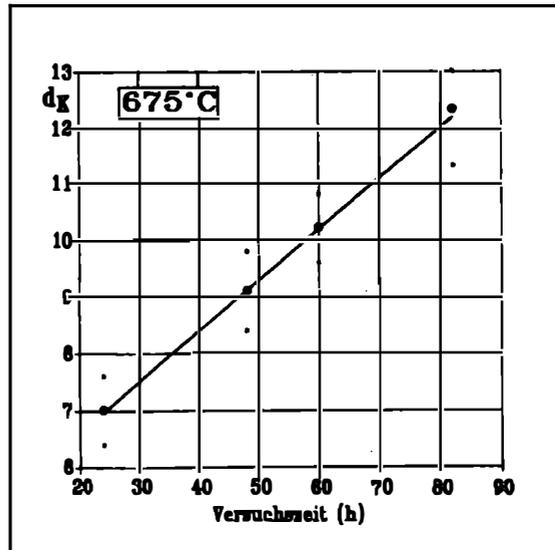


Abb. 5: Zusammenhang zwischen dem kritischen Einschlußdurchmesser  $d_K$  und der Versuchszeit (Stunden) bei konstanter Temperatur ( $675^\circ\text{C}$ ).

Erfüllen die Meßwerte die Bedingung (1), kann man durch quadratische Regression die empirische Regressionsparabel

$$d_K = A + B \cdot t + C \cdot t^2 \quad (3)$$

oder besser durch lineare Regression den Zusammenhang zwischen  $\ln D_T$  und der reziproken absoluten Temperatur  $T$  ermitteln:

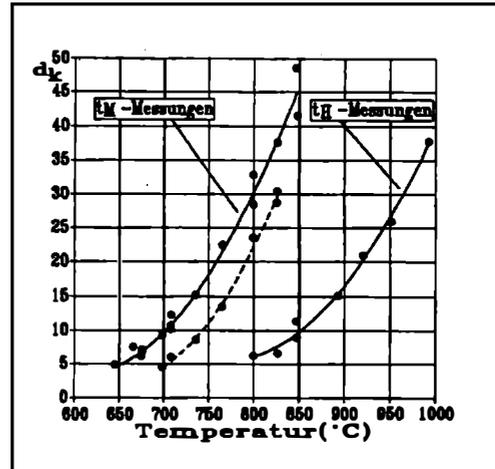
$$\ln D_T = A + 1000/T + B \quad (4)$$

---

Tab. 2: Ergebnisse der Quenching-Experimente an Schmelzeinschlüssen im Quarz des Quarzporphyrs von Brand-Erbisdorf (Glück-Auf-Schacht): Bestimmung des Interdiffusionskoeffizienten  $D_I$  und des auf 24 Stunden normierten kritischen Einschlußdurchmessers  $d_K$ . Typen I und II: Liquidus-Experimente; Type III: Homogenisierungs-Experimente. 

Run No.	Temperatur (°C)	Dauer (h)	$d_k$ (μm)	n	Typ	Diffusions-Koeffizient (cm <sup>2</sup> /sec)	$d_k^n$ (μm) (norm.)
1	645 ± 6	24	4.7 ± 0.8	8	I	1.598 * 10 <sup>-13</sup>	4.7
2	666 ± 6	24	7.4 ± 0.6	13	I	3.961 * 10 <sup>-13</sup>	7.4
3	675 ± 6	24	7.0 ± 0.6	6	I	3.545 * 10 <sup>-13</sup>	7.0
	675 ± 6	48	9.1 ± 0.7	8	I	2.963 * 10 <sup>-14</sup>	6.4
4	675 ± 6	60	9.4 ± 0.9	13	I	2.557 * 10 <sup>-13</sup>	5.9
5	675 ± 6	82	12.3 ± 1.0	11	I	3.203 * 10 <sup>-13</sup>	6.6
6	698 ± 6	24	4.5 ± 0.2	5	II	1.465 * 10 <sup>-13</sup>	4.5
	698 ± 6	24	9.1 ± 1.1	15	I	5.990 * 10 <sup>-13</sup>	9.1
7	708 ± 3	24	12.2 ± 1.4	14	I	1.077 * 10 <sup>-12</sup>	12.2
8	708 ± 3	48	5.2 ± 1.2	6	I	8.356 * 10 <sup>-13</sup>	10.7
9	708 ± 3	75	10.7 ± 1.0	10	II	2.650 * 10 <sup>-13</sup>	6.0
	708 ± 3	75	17.6	1	I	7.170 * 10 <sup>-13</sup>	9.9
10	708 ± 3	75	18.5 ± 0.7	10	I	7.922 * 10 <sup>-13</sup>	10.5
11	736 ± 4	24	8.6 ± 1.0	13	II	5.350 * 10 <sup>-13</sup>	8.6
	736 ± 4	24	15.2 ± 1.0	12	I	1.671 * 10 <sup>-12</sup>	15.2
12	765 ± 4	26	14.0 ± 1.6	9	II	1.309 * 10 <sup>-12</sup>	13.4
	765 ± 4	26	23.2 ± 2.3	10	I	3.594 * 10 <sup>-12</sup>	22.3
13	800 ± 6	15	22.4 ± 2.3	11	I	5.807 * 10 <sup>-12</sup>	28.3
14	800 ± 6	15	25.9 ± 2.2	10	I	7.764 * 10 <sup>-12</sup>	32.8
	800 ± 6	15	18.6 ± 0.4	8	II	4.004 * 10 <sup>-12</sup>	23.5
	800 ± 6	15	5.1 ± 0.6	6	III	3.010 * 10 <sup>-13</sup>	6.4
15	826 ± 5	25	29.3	1	II	5.962 * 10 <sup>-12</sup>	28.7
	826 ± 5	25	6.8 ± 1.4	6	III	3.211 * 10 <sup>-13</sup>	6.6
16	826 ± 5	10	19.7 ± 2.2	12	II	6.738 * 10 <sup>-12</sup>	30.5
	826 ± 5	10	24.2 ± 1.9	6	I	1.017 * 10 <sup>-11</sup>	37.5
17	847 ± 7	10	31.4 ± 3.8	10	I	1.712 * 10 <sup>-11</sup>	48.6
	847 ± 7	10	7.3 ± 0.8	11	III	9.252 * 10 <sup>-13</sup>	11.3
18	847 ± 7	30	46.3	1	I	1.241 * 10 <sup>-11</sup>	41.4
	847 ± 7	30	10.0 ± 1.0	10	III	5.787 * 10 <sup>-13</sup>	8.9
19	894 ± 5	30	17.0 ± 1.5	10	III	1.672 * 10 <sup>-12</sup>	15.2
20	920 ± 6	20	20.9	2	III	3.160 * 10 <sup>-12</sup>	20.9
21	951 ± 12	11	17.6	1	III	4.890 * 10 <sup>-12</sup>	26.0
22	992 ± 12	11	25.7	1	III	1.039 * 10 <sup>-11</sup>	37.9

Abb. 6: Ergebnisse der Quenching-Experimente (Liquidus- und Homogenisierungs-Experimente) an Schmelzeinschlüssen im Quarz des Quarzporphyrs von Brand-Erbisdorf/Erzgebirge:  $d_k$  - Temperaturkorrelation für eine Versuchszeit von 24 Stunden. Bei den  $t_M$ -Experimenten wurde eine zweite Einschlußgruppe ausgehalten, die wahrscheinlich auf Wasserverlust (Diffusion?) zurückzuführen ist.



Da der kritische Einschlußdurchmesser  $d_k$  bei konstanter Temperatur mit der Versuchszeit ansteigt, empfiehlt sich die zweite Darstellung für die Auswertung der Meßwerte. In Abbildung 7 sind die in der Tabelle 2 aufgeführten  $t_M$ -Meßergebnisse als Arrhenius-Plot dargestellt. Der sehr gute lineare Zusammenhang weist darauf hin, daß die Auflösung der Liquidusphasen in der silikatischen Schmelze hauptsächlich durch die Diffusion gesteuert wird.

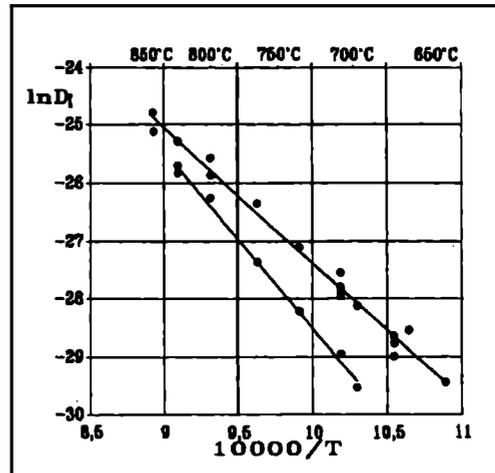


Abb. 7: Arrhenius-Plot für die Liquidus-Experimente an Schmelzeinschlüssen im Quarz des Quarzporphyrs von Brand-Erbisdorf.

Durch Extrapolation auf die empirisch ermittelten Einschlußdurchmesser-Werte  $d_k$  (Solidus und Homogenisierung) =  $1,105 \mu\text{m}$  und  $d_k = 1,427 \mu\text{m}$  und  $t = 3600$  Sekunden erhält man als gute Näherung die Solidus-, Liquidus- und Homogenisierungstemperaturen der untersuchten Schmelzeinschlüsse aus den beiden Gleichungen (1) und (4) durch Gleichsetzen:

$$\ln D_1 = A \cdot 10000 / T + B \quad (5)$$

bzw.

$$t(^{\circ}C) = 1 / ((\ln D_1 - B) / A) - 273,15 \quad (6)$$

Die Konstanten A und B ergeben sich aus dem Arrhenius-Plot durch linearen Regression und  $\ln D_1$  ist die Normierungskonstante für die charakteristischen Temperaturen. Für die Solidus- und Homogenisierungstemperaturen ist  $\ln D_1 = -29,182$  zu setzen, die Liquidustemperatur erhält man mit  $\ln D_1 = -28,671$ .

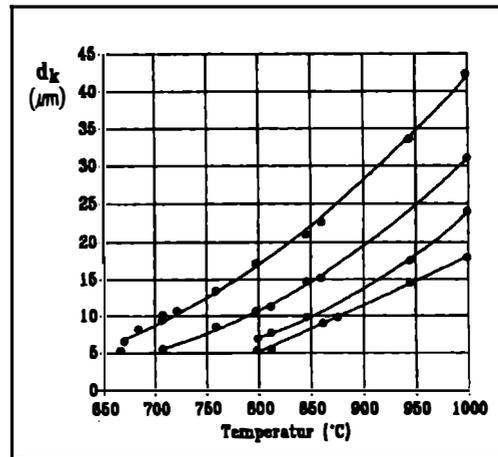


Abb. 8: Ergebnisse der Liquidus-Experimente an Schmelzeinschlüssen im Granitquarz (Kirchberger Granit OG3):  $d_k$  - Temperatur-Korrelation.

### Abschätzung des Druckes

Neben der Bestimmung des Druckes aus dem Schnittpunkt der aus  $t_w$  und der Salzkonzentration des Fluida-Subsystems berechneten Isochoren (z.B. nach ZHANG und FRANTZ, 1987) mit der Soliduskurve kann der Druck auch direkt über die jeweils ermittelten Solidustemperaturen abgeschätzt werden, da aus zahlreichen thermometrischen Untersuchungen an Schmelzeinschlüssen in Mineralen granitoider Gesteine hervorgeht, daß beim Aufheizen in den Schmelzeinschlüssen sich zuerst stets eine wassergesättigte Schmelze bildet. Die Solidustemperatur bzw. der Schmelzbeginn und der Fluida-Druck im Einschlußsystem ist dann eindeutig vom Wassergehalt der Schmelze und vom Bildungsdruck abhängig. Von Fluor-reichen Schmelzen abgesehen, können die meisten Granit-H<sub>2</sub>O-Systeme hinreichend genau mit dem Haplo-Granitsystem Qz-Or-Ab-H<sub>2</sub>O modelliert werden.

## Konstruktion des Phasendiagramms aus thermobarometrischen Untersuchungen an Schmelzeinschlüssen

Am Beispiel der Untersuchungen an einer Granitprobe (OG3-305/85(13)) aus dem Kirchberger Massiv/Westerzgebirge soll die Leistungsfähigkeit der vorgestellten Methodik demonstriert werden.

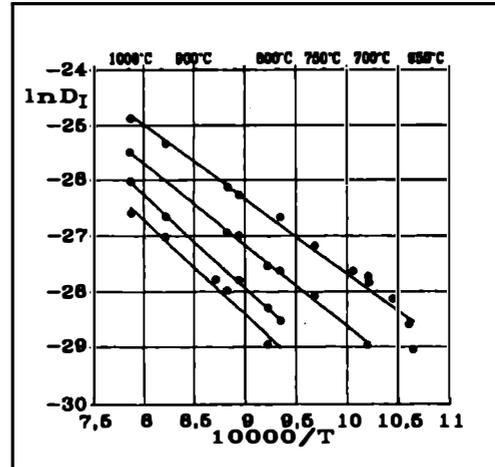


Abb. 9: Ergebnisse der Liquidus-Experimente an Schmelzeinschlüssen im Granitquarz (Kirchberger Granit OG3). Arrhenius-Plot:  $\ln D_I$  -  $1/T$  - Korrelation;  $D_I$  - Interdiffusionskoeffizient (in  $\text{cm}^2/\text{sec}$ ).

In den Abb. 8 und 9 sowie der Tabelle 3 sind die Ergebnisse der Quenching-Experimente unter Atmosphärendruck dargestellt. Ergänzt wurden diese Untersuchungen durch Hochdruck-Quenching-Experimente (THOMAS et al., 1991) - Abb. 10. Die nach beiden Methoden erhaltenen Daten wurden im PT-Diagramm (Abb. 11) zusammengefaßt. Aus der Abbildung folgt, daß aus den Untersuchungen von Schmelzeinschlüssen sehr wichtige petrogenetische Daten gewonnen werden können, die sonst kaum oder nur durch einen sehr hohen experimentellen Aufwand zugänglich sind.

### Schlußfolgerungen

Die Untersuchungen an silikatischen Schmelzeinschlüssen in Mineralen granitoider Gesteine mit der hier vorgestellten Quenching-Technik und Auswerte-Methodik gestatten die Ableitung wichtiger petrogenetischer Daten und qualifizieren diese Untersuchungstechnik zu einer quantitativen thermoanalytischen Meß-Methodik, die in Verbindung mit den Verfahren der Mikrosondentechniken einzigartige Daten zur Evolution granitischer Magmen liefern kann.

Die hier vorgestellte Methodik ist nicht nur auf  $\text{SiO}_2$ -reiche, saure Schmelzen beschränkt. Untersuchungen an Fluida-reichen Schmelzeinschlüssen in Mineralen eines Polzenites (Olivin-Mellilit) oder die Untersuchungen an wasserarmen Schmelzeinschlüssen in Mineralen aus granulitfazialer Umgebung zeigten die prinzipielle Anwendbarkeit dieser Methodik auf silikatische Einschlüsse schlechthin.

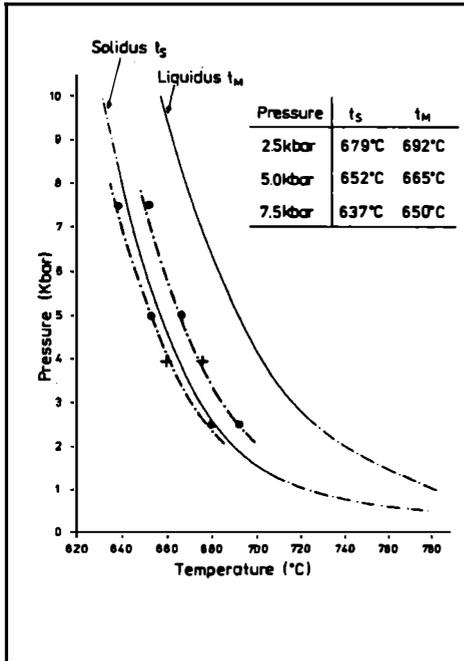


Abb. 10: Ergebnisse der Hochdruck-Quenching-Experimente am OG3-Granit von Kirchberg/Westerzgebirge (siehe hierzu: THOMAS et al., 1992).

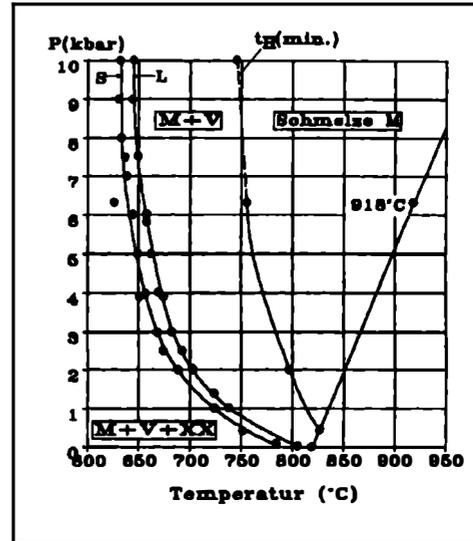


Abb. 11: PT-Diagramm für den OG3-Granit von Kirchberg - zusammengestellt aus den Ergebnissen der Quenching-Experimente unter He-Schutzgas-Druck und Atmosphären-Druck. S - Solidus, L - Liquidus, M - Schmelze, V - Dampfphase, XX - Kristallphasen.

Die Untersuchungen zeigen auch, daß ein großer Teil der bisher durchgeführten thermometrischen Bestimmungen an Schmelzeinschlüssen mehr oder weniger stark fehlerbehaftet sind, da Fragen der Gleichgewichtseinstellung in der Regel kaum oder nur rein qualitativ berücksichtigt wurden.

*"Measurements at melt inclusions require beside the determination of the temperature two further base units: metre as the unit of length and seconds as the unit of time. That's the point!"* (THOMAS et al., 1992).

Einschluß- gruppe	A	B	$t_s$	$t_M$	$t_H$
Liquidus-Experimente:					
I	-1,345	-14232	626°C	658°C	n.b.
II	-1,462	-14,004	690°C	724°C	n.b.
III	-1,671	-12,893	753°C	786°C	n.b.
IV	-1,701	-13,101	785°C	819°C	n.b.
Homogenisierungs-Experimente:					
I	-2,341	-6,431	n.b.	n.b.	756°C
II	-2,544	-5,419	n.b.	n.b.	798°C
III	-2,238	-8,832	n.b.	n.b.	827°C
IV	-2,994	-4,055	n.b.	n.b.	918°C

Tab. 3: Ergebnisse der Quenching-Experimente an Schmelzeinschlüssen im Granit-quarz der Probe 305/85(13). Koeffizienten der Gleichung  $\ln D_1 = A \cdot 10000/T + B$  und die Solidus- ( $t_s$ ), Liquidus- ( $t_M$ ) und Homogenisierungstemperaturen ( $t_H$ ).

## Literatur

- JOHANNES, W. (1985): The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: ASHWARD, J. R. (Ed.) Migmatites. - 36-85.
- NAUMOV, V. B., (1979): Determination of concentration and pressure of volatiles in magmatic melts based on study of inclusions in minerals. - Geochimija 7, 997-1007.
- THOMAS, R., MÜLLER, H.-J., RAAB, S. (1992): Quenching experiments on melt inclusions in minerals of granitic rocks - determination of the solidus, liquidus and viscosity of the melt. Chemie der Erde, in Vorbereitung.
- ZHANG, Y., FRANTZ, J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. Chemical Geology, 64, 335-350.

**DIE SCHEELIT-MAGNESIT-LAGERSTÄTTE TUX - NEUE ERGEBNISSE  
VON FLÜSSIGKEITSEINSCHLUSS- UND SR-ISOTOPENUNTERSUCHUNGEN**

von

**Johann G. Raith<sup>+</sup> und Walter Grum<sup>++</sup>**

(eingelangt am 5. 5. 1992, angenommen am 10. 6. 1992)

**Zusammenfassung**

Im Bereich der unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllitzone kommen in deren obersilurisch/unterdevonischen Anteilen schichtgebundene Scheelitvererzungen vor. Das bedeutendste dieser Vorkommen ist die Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. Es konnten mehrere Typen von rein wässrigen, untersättigten zweiphasigen L+V Einschlüssen des Systems  $H_2O - NaCl \pm CaCl_2 \pm MgCl_2$  unterschieden werden. Typ 1A ist durch relativ hohe Salinität (bis 24 Gew.% NaCl) und  $T_h$  bis 240 °C charakterisiert und tritt nur in grobspätigem Scheelit auf. Ihre  $CaCl_2/NaCl$  Verhältnisse liegen bei  $0,37 \pm 0,04$ , ihre Gesamtdichten bei  $0,99 \pm 0,02 \text{ g/cm}^3$ . Typ 1B Einschlüsse sind mäßig salinar (Scheelit: 10-12; Quarz:  $8,3 \pm 1,3$  Gew.% NaCl Äquiv.) und zeigen durchschnittlich niedrigere  $T_h$  (150-170 °C). Die gute Korrelation von  $T_h$  und Salinität in Scheeliten wird durch einen Verdünnungstrend erklärt. Einschlüsse des Typ 2 kommen in Quarz und Dolomit vor. Ihre mittlere  $T_h$  liegt bei  $156 \pm 16$  °C; sie sind allerdings durch sehr geringe Salinität (Durchschnitt 3,5 Gew.% NaCl Äquiv.) charakterisiert. Die 1A und 1B Einschlüsse sind möglicherweise mit dem Höhepunkt, die Typ 2 Einschlüsse mit der retrograden Abkühlung der alpidischen Metamorphose korrelierbar.

Sr-Isotopenuntersuchungen wurden an verschiedenen Scheelittypen, karbonatischen Nebengesteinen und Magnesit durchgeführt. Die  $^{87}Sr/^{86}Sr$  Verhältnisse sind deutlich an radiogenem Sr angereichert ( $>0,722$ ) und lassen keine Rückschlüsse auf die Genese der Erzanreicherung zu. Diese Fluids sind metamorpher Herkunft und von sauren Krustengesteinen bzw. sehr alten Gesteinen ableitbar. Möglicherweise stellen die umgebenden Quarzphyllite die Herkunftsquelle dar. Es gibt Hinweise, daß diese mobilisierenden Fluids eine ältere Scheelitvererzung überprägten. Die Magnesite sind in ihren Sr-Isotopenverhältnissen deutlich unterschiedlich (ca. 0,718). Metamorphen

- 
- + Dr. Johann G. Raith  
Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben  
Franz Josef Straße 18, A-8700 Leoben
- ++ Mag. Walter Grum  
Labor für Geochronologie, Arsenal, Objekt 214  
Franz-Grill-Straße 9, A-1030 Wien

Fluids kommt für die Mobilisation und Reicherzbildung der Scheelite offensichtlich entscheidende Bedeutung zu.

## **Einleitung**

Verschiedene Typen von Scheelitvererzungen, die alle als schichtgebunden interpretiert werden, sind innerhalb der Ostalpen zu unterscheiden. Neben der wirtschaftlich sehr bedeutenden Lagerstätte Felbertal (HÖLL, 1975; THALHAMMER et al., 1989), die im Penninikum liegt, gibt es zahlreiche kleinere Scheelitvererzungen, die vor allem im ostalpinen Kristallin und in den altpaläozoischen Anteilen des Unterostalpins lokalisiert sind (HÖLL, 1977; NEINAVAIÉ et al., 1989; RAITH, 1991).

In den unterostalpinen Serien des Ostalpins treten Scheelitvererzungen vor allem in karbonatisch-klastischen Anteilen der Innsbrucker und Radstädter Quarzphyllite auf (HÖLL, 1977; RAITH, 1990). Die Tuxer Lagerstätte nimmt durch die ungewöhnliche Assoziation von Wolfram mit Magnesit eine besondere Stellung ein. Außerdem ist sie das einzige Vorkommen mit einer gewissen wirtschaftlichen Bedeutung im Unterostalpin. In der vorliegenden Arbeit werden erste Ergebnisse von Flüssigkeitseinschluß- und Sr-Isotopenuntersuchungen aus dieser Lagerstätte vorgestellt.

## **Geologischer Rahmen**

Die Tuxer Lagerstätte liegt in den altpaläozoischen Anteilen der Innsbrucker Quarzphyllitzone (IQZ) im unmittelbaren Grenzbereich zu den penninischen Bündner Schieferen der Oberen Schieferhülle (LAGALLY & MILLER, 1974). Es ist eines von mehreren Vorkommen in diesem Bereich, die sich streichend über ca. 60 km von der Klamm Alm im Westen, bis hin nach Mühlbach/Neunkirchen im Osten, verfolgen lassen (Abb. 1). Diese Vorkommen treten immer in einem bestimmten stratigraphischen Niveau der IQZ, nämlich in deren stratigraphisch jüngsten Anteilen (Schwarzschiefer-Karbonat-Serie) auf. Diese ist durch Conodonten als oberstes Silur/unterstes Devon eingestuft (HÖLL & MAUCHER, 1967; HADITSCH & MOSTLER, 1983) und metallogenetisch durch das Vorkommen von Wolframmineralisationen gekennzeichnet. In den älteren Anteilen der IQZ (Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie; Karbonat-Serizitphyllit-Serie) fehlen W-Vererzungen. Die letztgenannten Serien sind durch Sb- und As-dominierte Vererzungen charakterisiert (MOSTLER et al., 1982). Auch in fazieller Hinsicht können die jüngsten Anteile der IQZ von der großen Masse der Innsbrucker Quarzphyllite abgetrennt werden. Sie wurden daher auch als eigene "Randphyllitserie" ausgeschieden (VELS, 1978). Diese Serie ist vor allem durch Einschaltungen von Schwarzschiefern und Karbonatgesteinen (Fe-Dolomite, Kalkmarmore, Magnesitgesteine) gekennzeichnet. Die regionale Verbreitung und die enge Verknüpfung mit spezifischen Gesteinen bzw. einer eigenen Faziesentwicklung des unterostalpinen Altpaläozoikums waren für die bisherige genetische Interpretation als schichtgebundene Wolframlagerstätte wesentliche Argumente.

Auch die Hauptmasse der klastischen Gesteine ist von dem typischen Quarzphyllit im Bereich der Tuxer Lagerstätte abtrennbar. Die typischen nichtkarbonatischen Neben-

gesteine sind dunkle, feinblättrige Phyllite ohne Quarzsegregate etc. (Tuxer Phyllite), während die metamorphen psammo-pelitischen Gesteine, die durch typische Quarzkauern auffallen, zurücktreten.

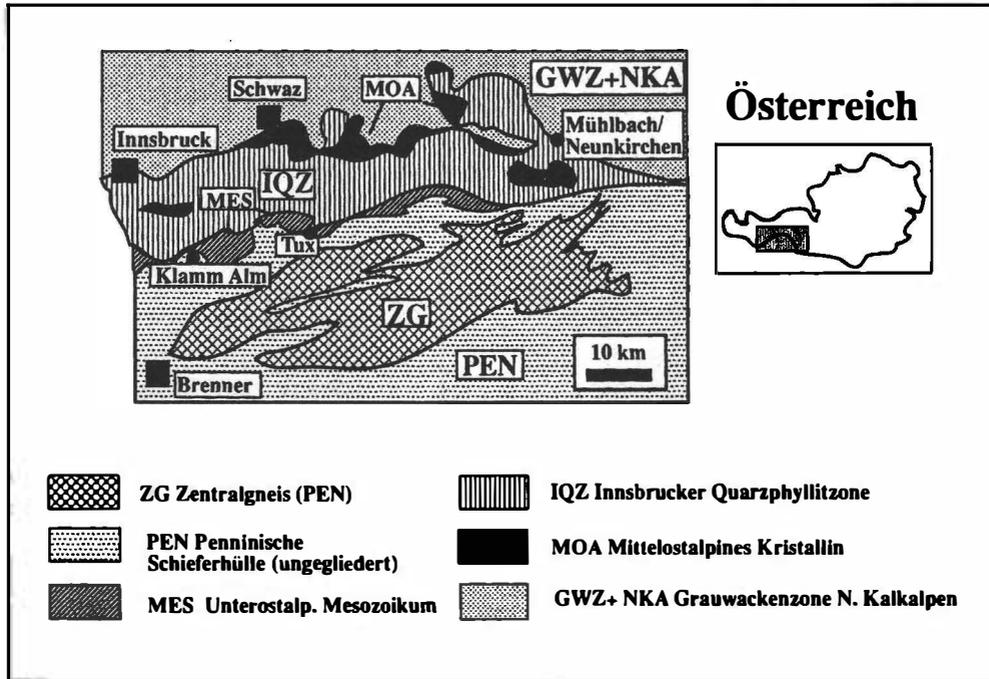


Abb. 1: Schematische geologische Skizze und Lokalisation schichtgebundener Schieferungsverzerrungen in der Innsbrucker Quarzphyllitzone.

Hinsichtlich der Metamorphose und Deformation sind mehrere Phasen zu unterscheiden. Obwohl eine variszische Metamorphose bisher nicht eindeutig nachgewiesen werden konnte, gibt es doch Argumente, die für eine präalpidische metamorphe Überprägung sprechen. So sind z.T. noch Relikte einer präalpidischen Deformation in diesen Gesteinen nachweisbar. VELS (1978) beschreibt im Quarzphyllit reliktsch erhalten, bereits durch die erste alpidische Deformation wiederverfaltete Quarzgängchen, die in ähnlicher Ausbildung in den mesozoischen Bündner Schieferungen fehlen. Generell unterscheidet er drei alpidische Deformationsakte (D1-D3). Eine erste penetrative Schieferung (S1) resultiert in einem metamorphen Lagenbau, ESE-WNW gerichteten B1-Achsen und einem (südvergenten?) Faltenbau im 10-100 m Bereich. In den klastischen Gesteinen kommt es zur Bildung von S1- parallelen Quarz-Karbonat-Gängchen, die während S2 und S3 passiv verfaltet bzw. wiederverfaltet werden. Die zweite alpidische Deformation ist ein zeitlich eng mit D1 zu verbindendes Deformationsereignis. Die zweite Schieferung (S2; Crenulation Cleavage) ist in den Phylliten der Randphyllit-Serie deutlich erkennbar und schräg zu S1 angelegt. Es kommt zu einer Glimmerumregelung und einer Anreicherung von Quarz und Karbonat in den Faltscheiteln. Die B2-Faltung ist nur im dm- max. m-Bereich, in Karbonatbänken bis

max. 10 m-Bereich ausgebildet. Die dritte nur schwach entwickelte alpidische Deformation, ebenfalls das Ergebnis einer N-S Einengung, erzeugt eine z.T. schwache Schieferung (S3, E-W gerichtete B3-Faltenachsen).

Hinsichtlich der Metamorphose sind die altpaläozoischen Gesteine der IQZ nur sehr schlecht charakterisiert. Das Auftreten von Aktinolith, Chlorit, Epidot, Biotit, Albit, Calcit, Quarz und Titanit in Metabasiten und von Quarz, Albit, Muskowit, Chlorit und Calcit in metapelitischen Gesteinen spricht für grünschieferfazielle Metamorphosebedingungen. Teilweise kommt bereits Biotit vor, sodaß zumindest bereichsweise die Bedingungen der Bio+ Mus Isograde überschritten wurden (HOSCHEK et al., 1980). Biotit, Granat und Staurolith, wie sie aus dem SW Teil der IQZ beschrieben werden, fehlen allerdings im Untersuchungsgebiet. Inwieweit auch Anteile des ostalpinen Altkristallins (Ötztalkristallin) als retrograd metamorphe Gesteine heute in die IQZ miteinbezogen sind, bzw. inwieweit Gesteine dieses Gebietes eine präalpidische Metamorphose durchschritten haben, bleibt derzeit ungeklärt. Aus dem benachbarten unterostalpinen Mesozoikum der Tarntaler Berge ist die Entwicklung der Metamorphose besser bekannt. Dort wird eine mehrphasige alpidische Metamorphoseabfolge beschrieben (DINGELDEY, 1991). Die mesozoischen Gesteine des Reckner-Komplexes waren demnach neben einer hochtemperierten "ozeanischen" Metamorphose (> 600 °C, < 2kbar), einer alpidischen Hochdruck-Metamorphose (Blauschieferfazies; 400 °C, 10-12 kbar) und einer jungalpidische Regionalmetamorphose (440 °C, 3-4 kbar) ausgesetzt.

## **Vererzung**

Über die Magnesit-Scheelit-Lagerstätte, die sich von 1927 bis 1976 in Abbau befand, liegen zahlreiche ältere Veröffentlichungen vor. Betreffend die Magnesitlagerstätte sei nur auf die Arbeiten von ANGEL & WEIß (1953) bzw. auf eine kurze Zusammenfassung von PIRKL (1986) verwiesen. Die Scheelitvererzungen dieser Lagerstätte wurden eingehender von WENGER (1964) und HÖLL & MAUCHER (1967) bearbeitet. Die letzten unveröffentlichten Untersuchungen, die von VOEST-Alpine AG durchgeführt wurden (BAUER, 1983), konzentrierten sich vor allem auf die Exploration und bergwirtschaftliche Bewertung der Scheelitmineralisationen. Eine Fortsetzung der scheelitführenden Serien nach Osten wurde in jüngster Zeit durch Kartierungen von ROBERTS (1990) belegt.

Im Gebiet um die Lagerstätte wurden Scheelitvererzungen in unterschiedlichen Lithologien und Paragenesen angetroffen. Scheelit wurde aus Phylliten und Schwarzschiefern, vor allem aber aus karbonatischen Gesteinen beschrieben. Innerhalb der Gruppe der karbonatischen Vererzungen kommen die massivsten Wolframerze in Eisendolomiten und untergeordnet in Magnesitgesteinen vor (WENGER, 1964). Für unsere Untersuchungen von Interesse sind außerdem fein gebänderte Scheeliterze in Eisendolomiten, ein Vererzungstyp, wie er auch obertägig im Hosergaben aufgeschlossen ist.

WENGER (1964) unterscheidet auf Grund unterschiedlicher Paragenesen und Morphologie drei Generationen von Scheelit. Eine erste Generation metallisch grau glänzender Scheelite ist mit Quarz, Dolomit, Magnesit, Apatit, Chlorit, Serizit, Pyrit und Tungstenit vergesellschaftet. Auf Grund der Texturen schließt er, daß diese Scheelite bereits vor dem Magnesit gebildet worden sein müssen. Eine zweite Generation

braun-honiggelb gefärbter Scheelite tritt in konkordanten und diskordanten Gängen auf. Diese Scheelite sind mit Quarz, Fe-Dolomit, Albit, Prochlorit, Apatit, Antimonit, Wolframit, Molybdänglanz und Kupferkies vergesellschaftet. Scheelit der dritten Generation ist bergwirtschaftlich uninteressant und kommt selten als Kluffmineral, z.T. aufgewachsen auf Scheelit 2, vor.

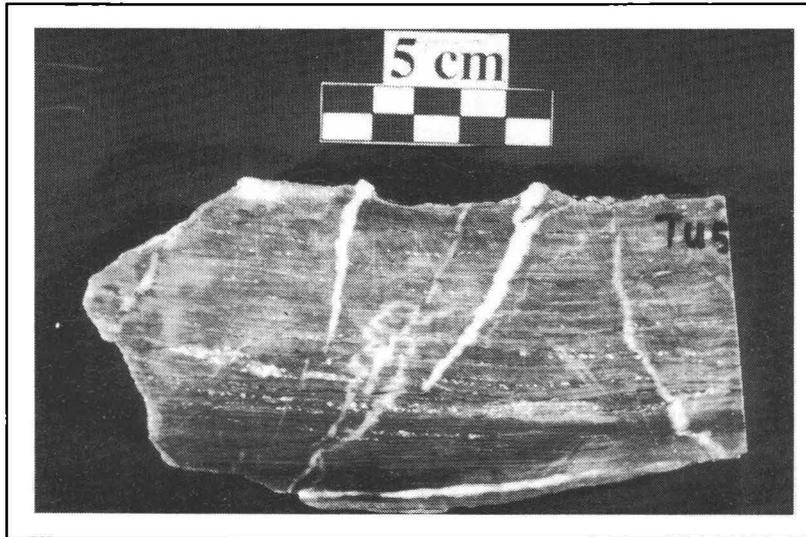


Abb. 2: Gebändertes Scheelit-Dolomiterz (TU 5), Hosergraben, Tux (Probe H. Neinavaie). Die feinen sf-parallelen Mineralzeilen bestehen aus Scheelit, diskordant durchsetzende Dolomitmobilisate sind scheelittfrei.

### Petrographie der vererzten Karbonatgesteine

Generell wurde versucht möglichst repräsentatives Probenmaterial von den unterschiedlichen Vererzungstypen für die Untersuchung der Flüssigkeitseinschlüsse, sowie für die Sr-Isotopenuntersuchungen auszuwählen.

Ein Probentyp sind gebänderte Scheeliterze in dunklen Eisendolomiten aus dem Hosergraben (z. B. TU 5; Abb. 2). Diese Proben sind durch eine feine lagenweise Anreicherung von Scheelit gekennzeichnet. Karbonat- und scheelitreiche Lagen wechsellagern im mm bis cm-Bereich. Die Scheelite sind, wie mikroskopisch erkennbar ist, unregelmäßig begrenzt, z.T. gelängt und eingeregelt, oft stark kataklastisch beansprucht, zerbrochen und undulös. Makroskopisch sind die scheelitführenden Eisendolomite durch geringe Gehalte an organischem Material, das ebenfalls lagenweise angereichert sein kann, schwarzgrau gefärbt. Die Eisendolomitkörner der karbonatischen Lagen sind im Vergleich zum Scheelit deutlich feinkörniger. Grobkörnigere Dolomit-Rekristallisate liegen entweder sf-parallel oder leicht diskordant zur deutlich erkennbaren Schieferung.

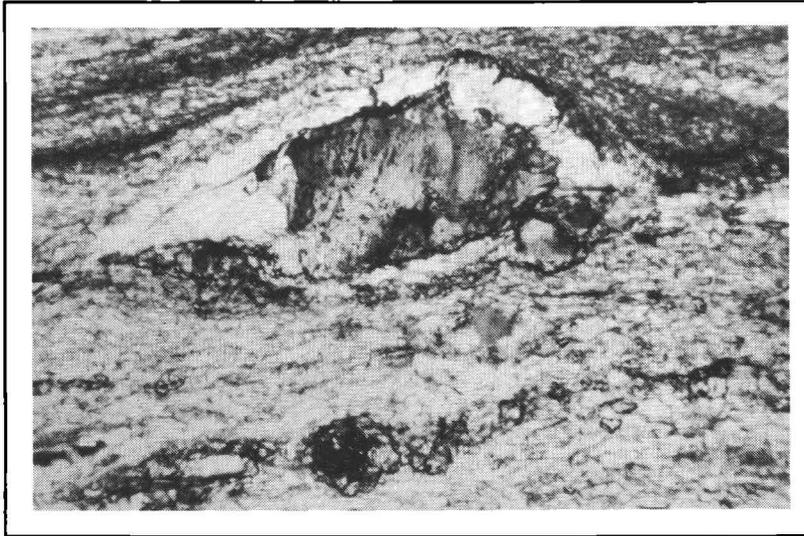


Abb. 3: Scheelitblasten und ausgewalzte kleinere Scheelitkörner in einer Matrix von Eisendolomit. Der Lagenbau, der durch graphitisches Pigment nachgezeichnet wird, ist eindeutig nicht-sedimentären Ursprungs. Heller, pigmentfreier Fe-Dolomit rekristallisiert in den Druckschattenbereichen um größere Scheelitblasten; Probe TU 5; (gekreuzte Nicols, Bildbreite 4,5 mm).

Die Mineraleinregelung und die Rekristallisation von Dolomit im Druckschattenbereich um größere Scheelitblasten zeigen, daß dieser Lagenbau nicht mehr als sedimentär interpretiert werden kann. Vielmehr handelt es sich um ein Schergefüge (Abb. 3). Im Zuge dieser scherenden Deformation kam es in diesem Gestein auch zu Drucklösungserscheinungen und dadurch zu einer zusätzlichen lagenweisen Anreicherung von graphitischer Substanz, Glimmermineralen und z.T. Scheelit. Apatit ist ein häufiger Begleiter von Scheelit. Diese Scheelite sind generell sehr reich an Einschlüssen (graphitische Substanz; Fluid Inclusions).

Ein weiterer Probentyp sind grobspätige sf-parallele Calcit-(Quarz-Scheelit)-Mobilisate in fein- bis mittelkörnigen Kalk-Dolomitmarmoren (TU 6). Diese Proben vom Hosergaben bestehen aus sehr grobspätigem Calcit  $\pm$  Quarz  $\pm$  Scheelit  $\pm$  Apatit. Neben  $\pm$  konkordanten Dolomitmobilisaten sind diskordante Dolomit-Quarz-Mobilisate, aber auch -Gänge weit verbreitet. Auch bei den Gängen lassen sich zwei Typen, verfaltete und eindeutig jüngere unverfaltete, unterscheiden. Beide Typen sind normalerweise scheelitfrei.

Neben scheelitführenden Proben wurden auch Magnesite und mit ihnen koexistierende Dolomite untersucht. Bei den Magnesiten handelt es sich um typische Spatmagnesite mit Kristallen von mehreren cm Größe, die den feinkörnigen Dolomit verdrängen. Die untersuchten Proben stammen aus dem Bereich des ehemaligen Martha II Lagers.

## **Methodik**

Mikrothermometrische Untersuchungen wurden mit Hilfe eines Heiz-Kühltesches der Fa. Fluid Inc. durchgeführt. Die Kalibration erfolgte mittels synthetischer FI-Standards. Die Meßgenauigkeit wird vom Hersteller im Bereich von -56,6 bis +660 °C mit  $\pm 0,1$  °C angegeben. Einzelne Einschlüsse wurden mittels Infrarot-Spektroskopie außerdem auf das Vorhandensein anderer molekularer Verbindungen, vor allem auf C-H Verbindungen, hin untersucht. Für die mikrothermometrischen Messungen wurde beidseitig polierte Dickschliffe (ca. 300 - 500  $\mu\text{m}$ ) verwendet.

Für die Untersuchung der Sr-Isotopen wurden die Minerale (Scheelit, Dolomit, Calcit) der Proben mittels Schwereretrennung und händisch unter dem Binokular separiert und analysenfein gemahlen. Die Proben wurden dann naßchemisch aufgeschlossen und Sr und Rb über Ionenaustauscher abgetrennt (Details siehe GRUM et al., 1992). Die Rb- und Sr-Gehalte wurden mit Hilfe der Isotopenverdünnungsanalyse ermittelt. Die Bestimmung der Isotopenverhältnisse erfolgte mit einem Festkörper-Massenspektrometer VG ALDERMASTON MM30 bei einer Beschleunigungsspannung von 6,8 kV. Die gemessenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnisse sind auf ein  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  Verhältnis von 0,11940 normalisiert. Die angegebenen Meßergebnisse beruhen auf 200-400 Einzelmessungen der jeweiligen Massen. Die angeführten Fehler entsprechen einer Standardabweichung von  $2\sigma$ . Die am Gerät gemessenen Werte für den Standard NBS 987 liegen 0,00011 unter dem international angegebenen Wert. Die gemessenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnisse wurden entsprechend korrigiert.

## **Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen**

Flüssigkeitseinschlüsse wurden in den Mineralen Scheelit, Quarz und Dolomit gemessen. Generell sind alle Einschlüsse als rein wässrige meist zweiphasige (L+V) Einschlüsse charakterisierbar. Auf Grund der mikrothermometrisch bestimmten Parameter Homogenisations-Temperatur ( $T_h$ ), finales ( $T_m$ ) bzw. eutektisches Eisschmelzen ( $T_e$ ), sowie der daraus berechneten Salinität, Dichte und Zusammensetzung werden mehrere Typen von Flüssigkeitseinschlüssen unterschieden (Tab. 1).

### **Typ 1A:**

Dieser Einschlußtyp wurde in cm-großen Porphyroblasten aus massiven Scheeliterzen (z.B. TU 36) und aus sf-parallelen Mobilisaten (TU 34) gefunden. Es handelt sich um untersättigte, deutlich salinare, zweiphasige (L+V) Einschlüsse des  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl- $\text{CaCl}_2$ -Systems. Sie werden durchschnittlich 5 - 15  $\mu\text{m}$  groß und sind massenhaft in diesen Scheeliten zu finden. Zumeist sind sie in Trails oder Clustern konzentriert und sekundären bzw. pseudosekundären Ursprungs. Sie sind durch relativ hohe Salinitäten gekennzeichnet, die zwischen 13,1 bis 22,3 Gew.% NaCl Äquiv. schwanken (Abb. 4). Auch die Homogenisations-Temperaturen variieren zwischen 160-240 °C, wobei die Homogenisation in die liquide Phase (V->L) erfolgt.  $T_h$  zeigt besonders in Probe TU 34 eine ausgezeichnete Korrelation mit der Salinität (Abb. 4). Eine derartige Korrelation kann am einfachsten als Verdünnungstrend interpretiert werden (siehe Diskussion). Die hohe Salinität ist nicht nur auf NaCl zurückzuführen. Eutektische Schmelztemperaturen <52 °C deuten auf Gehalte an  $\text{CaCl}_2$  hin. Da in zahlreichen Einschlüssen außerdem Hydrohalitschmelzen beobachtet werden konnte (-27,3 bis -21,6 °C),

kann daraus das  $\text{CaCl}_2/\text{NaCl}$  Verhältnis ermittelt werden (BORISENKO, 1977). Es beträgt für diesen FI-Typ  $0,37 \pm 0,04$ . Die berechnete Gesamtdichte ist  $0,99 \pm 0,02$ . Infrarotspektroskopische Untersuchungen bestätigen, daß es sich bei diesen Fluids um rein wässrige Einschlüsse handelt. Es wurden nur sehr geringe Mengen an anderen C-H Verbindungen, wahrscheinlich  $\text{CH}_4$ , in diesen Einschlüssen nachgewiesen.

Einschlußtypen	Typ 1A	Typ 1B	Typ 2
Beschreibung	pseudosekundär/sekundär (?) $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ 3-20 $\mu\text{m}$	pseudosekundär/sekundär (?) $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-(\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2)$ 5-25 $\mu\text{m}$	sekundär/primär in Scheelit $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-(\text{KCl})$ 10-60 $\mu\text{m}$
Wirtsmineral	Scheelit	Scheelit, Quarz	Quarz, Dolomit, Scheelitsäurme
$T_h$ (°C)	150-240	Scheelit: 150-170 Quarz: 160-170	92-176
Salinität (NaCl Gew. % Äquiv.)	13-22	Scheelit: ~10-12 Quarz: $8.3 \pm 1.3$	1-7 (Mean 3.5)
Dichte ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	$0.99 \pm 0.02$	Scheelit: 0.98-0.99 Quarz: 0.96	0.92-0.96
Salzzusammensetzung	$\text{CaCl}_2/\text{NaCl} = 0.37 \pm 0.04$	$T_i = -35^\circ\text{C}$ (MgCl <sub>2</sub> ) in Quarz	$T_i = -22$ (KCl?)
Bemerkungen	Verdünnungstrend mit Typ 1B	Abkühlungstrend in Quarz	ev. Verdünnungstrend

Tabelle 1: Zusammenfassende Charakteristik der in der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux beobachteten Fluid Inclusion-Typen.

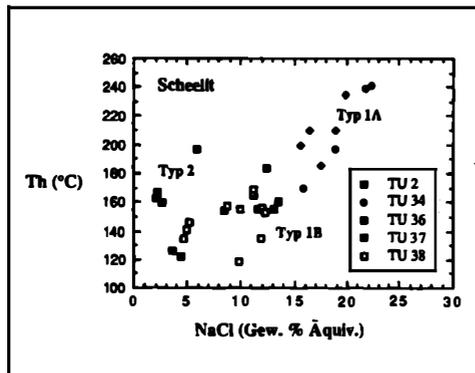


Abb. 4:  $T_h$  - Salinitäts-Diagramm von Fluid Inclusions aus Scheelit der Tuxer Lagerstätte.

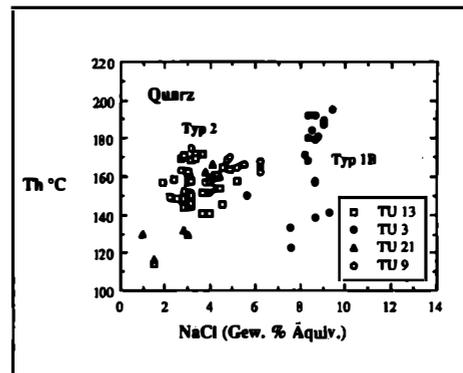


Abb. 5:  $T_h$  - Salinitäts-Diagramm von Fluid Inclusions aus Quarz der Tuxer Lagerstätte.

### Typ 1B:

Einschlüsse dieses Typs sind ebenfalls rein wässrige, untersättigte, mäßig salinare, zweiphasige (L+V) Einschlüsse des Systems  $H_2O-NaCl-CaCl_2-(MgCl_2)$ . Sie sind als sekundäre Einschlüsse in Scheelitmobilisaten und in einer älteren Gangquarzgeneration zu finden. Im Gegensatz zum Typ 1A sind die Salinitäten geringer (Abb. 4, 5). In den Scheeliten liegen diese bei ca. 10-12, in den Quarzen bei  $8,3 \pm 1,3$  Gew.% NaCl Äquiv. Die Homogenisationstemperaturen liegen sowohl im Scheelit als auch im Quarz zwischen 150-170 °C. Die Dichten betragen 0,98 - 0,99 in den Scheeliten, bzw. 0,96 im Quarz. Eutektische Schmelztemperaturen bei ca. -35 °C weisen auf  $MgCl_2$ -Gehalte hin. In den Scheeliten ist dieser Typ nicht eindeutig vom Typ 1A abtrennbar. Diese Fluids des Typs 1B könnten im Gegenteil die mäßig salinaren, kühleren Fluids sein, die mit den Typ 1A Fluids gemischt wurden (Abb. 4). In den Quarzen ist ein deutlicher, einfacher Abkühlungstrend zu erkennen (Abb. 5). Dies zeigt sich in einer großen Variation der  $T_h$  (130 und 200 °C), bei relativ konstanter Salinität (ca. 8-10 Gew.% NaCl Äquiv.).

### Typ 2:

Dies sind gering salinare, wässrige, zweiphasige (L+V) Einschlüsse des Systems  $H_2O-NaCl-(KCl?)$ . Sie treten in jüngeren Gangquarzen, in Kluftdolomiten, aber auch in den jüngsten Anwachs säuren der Scheelite (Scheelitgeneration 3; nach WENGER, 1964) auf und können bis 100  $\mu m$  groß werden (Abb. 6). Ihre durchschnittliche Größe variiert zwischen 10 - 25  $\mu m$ . Durch ihre geringe Salinität sind sie eindeutig von Fluids des Typs 1 unterscheidbar (Abb. 5). Die Gesamtsalinität schwankt zwischen 1 - 7 % Gew.% NaCl Äquiv. (Durchschnitt 3,5). Die Homogenisations-Temperaturen variieren zwischen 92 - 176 °C (Durchschnitt  $156 \pm 16$ ). Die Dichte wurde mit 0,92 - 0,96 (Durchschnitt  $0,94 \pm 0,01$ ) ermittelt. Neben NaCl könnten noch geringe Gehalte an KCl in den Fluids vorhanden sein. Eine Korrelation der beiden Parameter  $T_h$  und Salinität ist nicht feststellbar (Abb. 5). Es gibt aber Hinweise auf sehr gering salinare und niedrig temperierte Einschlüsse ( $T_h < 110$  °C, Salinität  $< 2$  Gew.%; Abb. 5). Inwieweit auch hier ein Verdünnungstrend mit kühleren und gering salinaren (meteorischen?) Fluids vorliegen könnte, muß mangels ausreichender Daten vorerst unbeantwortet bleiben.

## Sr-Isotopenuntersuchungen

Ziel dieser Untersuchungen war es Rückschlüsse auf die Herkunft der metalltransportierenden bzw. erzbildenden Fluids zu gewinnen, da sich besonders Sr-Isotopenuntersuchungen in karbonatischen Gesteinen für die Klärung in der Frage, inwieweit eine syn- bzw. epigenetische Bildung der Erze erfolgte, eignen. Bisher wurden insgesamt 8 Messungen an drei Handstücken durchgeführt. Eine gebänderte Erzprobe (TU 5) wurde mit einem grobspätigen Scheeliterztyp (Calcit-Scheelit-Mobilisat; TU 6) und einer Spatmagnetitprobe (TU 11) verglichen. Aus der Probe TU 5 wurden der feinkörnige, dunkle Dolomit, Scheelit und Dolomit aus einem diskordanten Gängchen analysiert (Abb. 2). Aus Probe TU 6 liegen Ergebnisse von dem feinkörnigen Calcit-Dolomit-Nebengestein, dem grobspätigen Calcit und dem Scheelit aus dem Mobilisat vor. Von TU 11 wurden der Spatmagnetit und der koexistierende feinkörnige Dolomit, den er verdrängt, untersucht. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2 zusammengefaßt.

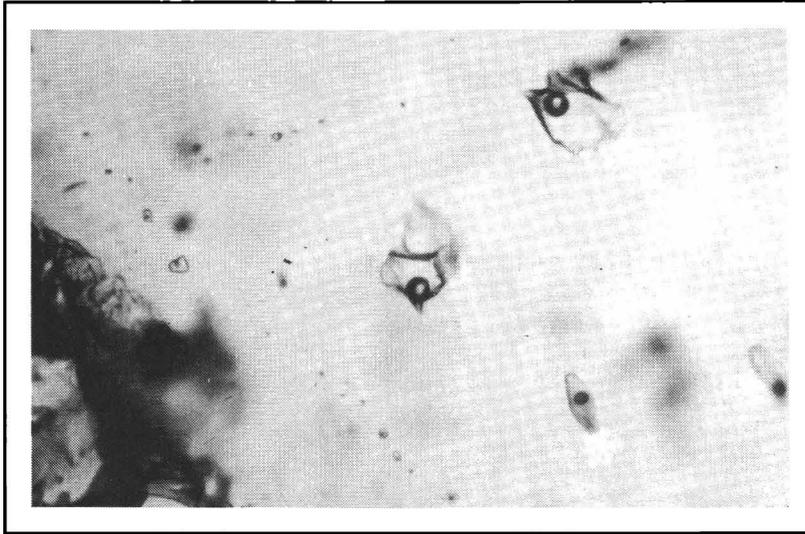


Abb. 6: Unregelmäßig geformte, wässrige, zweiphasige (L+V) Einschlüsse des Typs 2 aus einer Gangquarzprobe. Die Einschlüsse sind ca. 50  $\mu\text{m}$  groß; daneben sind Trails mit winzigen FI's sekundären Ursprungs zu erkennen.

Generell sind die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnisse in allen analysierten Proben deutlich an radiogenem Sr angereichert. Die karbonatischen Nebengesteine (TU 5/1, TU 6/1) zeigen ähnliche Werte von  $0,72779 \pm 0,00003$  bzw.  $0,72807 \pm 0,00005$ . Scheelit aus dem fein gebänderten Erz (TU 5/2) ergab  $0,72220 \pm 0,00011$ , Scheelit aus dem grobspätigem Mobilisat (TU 6/2)  $0,72954 \pm 0,00013$ . Das diskordante Dolomitmobilisat (TU 5/3) zeigt mit  $0,73449 \pm 0,00004$  einen noch deutlich höheren Wert. Die relativ starke Streuung dieser Daten belegt, daß es zu keiner vollständigen Homogenisierung des Sr-Isotopensystems gekommen ist. Die Sr-Gehalte der vererzten Dolomite sind überdurchschnittlich hoch (ca. 0,1 %; Tabelle 2), während die Rb-Gehalte den Durchschnittsgehalten von Karbonaten entsprechen. Mikrosondenuntersuchungen konnten nachweisen, daß vor allem Apatit der Sr-Träger in diesen Gesteinen ist.

Demgegenüber lassen sich Magnesit ( $0,71842 \pm 0,00002$ ) und Dolomit ( $0,71825 \pm 0,00002$ ) der Probe TU 11 deutlich abgrenzen. Magnesit und Dolomit zeigen niedrigere  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnisse (Tab. 2). Besonders auffällig ist die deutliche Abreicherung von Rb und Sr im Dolomit.

### **Diskussion**

#### **Abschätzung der Bildungsbedingungen der Fluids:**

Aus den ermittelten  $T_{\text{f}}$ -Werten können die minimalen Einschlußtemperaturen abgeleitet werden. Nur wenn es möglich ist, durch andere Methoden Druck oder Temperatur zu bestimmen bzw. abzuschätzen, ist es durch den Anstieg der Isochoren in einem P-T Feld möglich, bei bekanntem Druck die tatsächliche Bildungstemperatur (Druckkorrek-

Probennummer	Gestein	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)	Rb (ppm)
TU 5/1	Dolomit, feinkörnig	$0.72779 \pm 0.00003$	956.6	11.7
TU 5/2	Scheelit sf-parallel	$0.72220 \pm 0.00011$		
TU 5/3	Dolomitmobilisat, diskordant	$0.73449 \pm 0.00004$		
TU 6/1	Kalk-Dolomit	$0.72807 \pm 0.00005$	1139.4	11.9
TU 6/2	Scheelit Mobilisat	$0.72954 \pm 0.00013$		
TU 6/3	Calcit Mobilisat	$0.72986 \pm 0.00007$		
TU 11/1	Dolomit	$0.71825 \pm 0.00002$	22.0	0.32
TU 11/2	Spatmagnetit	$0.71842 \pm 0.00001$		

Tabelle 2: Korrigierte Ergebnisse der Sr-Isotopenmessungen an Scheelit, Dolomit und Magnetit aus der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux.

tur) und vice versa bei bekannter Temperatur den tatsächlichen Bildungsdruck abzuleiten. Nachfolgend wurde versucht die Bildungsbedingungen der Fluids des Typs 1A etwas besser einzugrenzen.

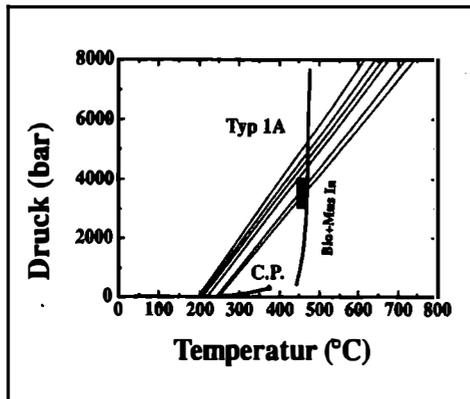


Abb. 7: Darstellung der Isochoren der Typ 1A Einschlüsse aus Scheelit in einem P-T Diagramm im Vergleich zur P-T-Box (kleines schwarzes Feld) der jungalpidischen Regionalmetamorphose (DINGELDEY, 1991) und der Biotit-Muskowit-Isograde; C.P. kritischer Punkt von  $\text{H}_2\text{O}$ .

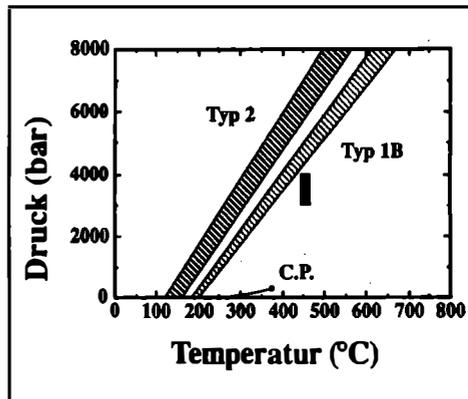


Abb. 8: Darstellung der Isochoren der Typ 1B und Typ 2 Einschlüsse aus Quarz in einem P-T Diagramm und im Vergleich zur P-T-Box (kleines schwarzes Feld) der jungalpidischen Regionalmetamorphose (DINGELDEY, 1991); C.P. kritischer Punkt von  $\text{H}_2\text{O}$ .

In den unmittelbaren pelitischen Nebengesteinen ist Biotit nicht bekannt, d. h. offensichtlich wurden bei der Metamorphose in diesem Gebiet die Bedingungen der Muskowit + Biotit-Isograde nicht überschritten. Weiters sind zumindest aus dem überlagernden Mesozoikum die P-T Bedingungen der nach DINGELDEY (1991) jungalpidischen Metamorphose genauer bekannt. Sie werden mit 440 °C, 3-4 kbar angegeben. Da die Isochoren der Typ1A Einschlüsse mit dieser P-T Box verschneiden, könnten sie durchaus im Zuge des alpidischen Metamorphoseereignisses ± synmetamorph entstanden sein (Abb. 7). Die tatsächliche Einschlußtemperatur der Fluids könnte damit max. ca. 450 °C betragen haben. Die Bildungsbedingungen der Typ 1B und Typ 2 Fluids können nicht näher eingegrenzt werden. Sie sind aber doch durch niedrigere Dichte und einen steileren Isochorenanstieg gekennzeichnet (Abb. 8). Da die Isochoren nicht mehr mit der P-T Box der jungalpidischen Metamorphose verschneiden, müssen diese Fluids bei niedrigeren Temperaturen, wahrscheinlich im Zuge der retrograden Abkühlung bei der Metamorphose, eingeschlossen worden sein. Dies wird auch durch textuelle Argumente unterstützt. Das Auftreten von Fluid Inclusions, vor allem des Typs 2, ist an die jüngsten Mineralbildungen in diskordanten Gängen und Klüften gebunden.

#### Sr-Isotopenuntersuchungen:

Die gemessenen Werte liegen signifikant über der Sr-Isotopenzusammensetzung altpaläozoischen Meerwassers (< 0,70900, BURKE et al., 1982). Die Sr-Isotopendaten liefern keinen Hinweis auf eine mögliche syngenetische Erzanreicherung. Derartig hohe Isotopenverhältnisse, wie sie in den scheelitführenden Proben gefunden wurden, sprechen für die Herkunft der mineralisierenden/mobilisierenden Lösungen aus einem sauren Gesteinsmilieu. Dabei müssen sowohl metamorphe als auch magmatische Fluids in Betracht gezogen werden. Eventuelle magmatische Fluids müßten von bestimmten sauren granitischen Gesteinen (z.B. S-Typ Granite) hergeleitet werden. Da granitische Gesteine in den unterostalpinen Serien und im Umkreis um die Tuxer Lagerstätte völlig fehlen, wird eine Ableitung der Fluids von Graniten daher ausgeschlossen. Die Fluids, die für die Mobilisation und den Transport von Wolfram verantwortlich waren, müssen daher als metamorphe Fluids interpretiert werden. Eine mögliche Quelle sind die benachbarten Innsbrucker Quarzphyllite. Dabei kann es sich entweder um durchströmende laugende, oder um tektonisch freigesetzte metamorphogene Fluids handeln. Durch den laufenden <sup>87</sup>Rb-Zerfall zu <sup>87</sup>Sr können auch sehr alte basische Gesteine derart hohe Sr-Isotopenverhältnisse zeigen. Derartige Gesteinserien sind in der Nähe der Lagerstätte nicht bekannt.

Sr zeigt beim Einbau in verschiedene, koexistierende Minerale keine bedeutsamen Fraktionierungseffekte. Daher ist die Beobachtung interessant, daß der Scheelit aus den gebänderten Erzen mit dem umgebenden Dolomit in einem isotopischen Ungleichgewicht steht (Tab. 2) und deutlich niedriger ist als der Scheelit aus dem Mobilisat (TU 6). Die niedrigeren Sr-Isotopenverhältnisse in Probe TU 5 sind durch unvollständige Rekristallisation des Scheelits und/oder der Erhaltung einer älteren Isotopie zu erklären. In jedem Fall kann dies als Indiz dafür verstanden werden, daß die Scheelitblasten in Probe TU 5 vor der scherenden Deformation niedrigere Sr-Isotopenverhältnisse aufwiesen.

Die Bildung von Magnesit ist eindeutig von der der Scheelite zu trennen. WENGER (1964) beschreibt auf Grund der Texturen, daß Scheelit der ersten Generation älter ist

als die Magnesitbildung. Dies zeigen auch die Isotopendaten. Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnisse des Magnesits sind deutlich niedriger. Offensichtlich kam es auch im dolomitisches Nebengestein in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Magnesiten zu einer deutlichen Verringerung der Sr-Gehalte und einer Angleichung der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnisse (Tab. 2). Ein Rückschluß auf die Isotopenzusammensetzung der magnesitbildenden Lösungen ist derzeit noch nicht möglich. Generell sind weitere Messungen zur Klärung dieser Fragen notwendig.

#### Lagerstättenkundliche Aspekte:

Die Ergebnisse der Flüssigkeitseinschluß- und Isotopenuntersuchungen erlauben keinerlei Aussagen über eine mögliche syngenetisch/ syndiagenetische Anreicherung des Wolframs im Zuge sedimentär-exhalativer Prozesse. Sie ermöglichen allerdings genauere Aussagen über die Mobilisation und Anreicherung von Wolfram während der Metamorphose. Besonders saline, ( $\pm$ )synmetamorphe Fluids scheinen für die sekundäre Konzentration von Wolfram in Form von massiven Scheeliterzen eine besondere Rolle zu spielen. Wolfram kann vor allem bei höheren Temperaturen in der Form von Wolfram-Chlorid-Komplexen transportiert werden. Daß Chlorid-Komplexe eine wichtige Rolle beim Wolframtransport durch metamorphe Fluids gespielt haben, ist durch die Beobachtung salinärer  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$  Einschlüsse in Scheelit belegt. Die Verdünnung bzw. Vermischung dieser Fluids (Typ 1A), die bei höheren Temperaturen von max. 450 °C eingeschlossen wurden (siehe oben), mit kühleren, geringer salinaren Fluids scheint für die Ausfällung des Wolframs ein entscheidender Prozeß zu sein. Ein Verdünnungstrend (positive Korrelation von  $T_h$  mit der Salinität; Abb. 4) ist an Scheeliten aus Tux eindeutig nachweisbar. Etwas vereinfachend kann die Ausfällung von Wolfram in Form von Scheelit durch diese Temperaturabnahme und Salinitätserniedrigung erklärt werden.

$\text{CO}_2$ -reiche Fluids, wie sie z. B. aus der Scheelitlagerstätte Felbertal bekannt wurden (SCHENK et al., 1990), sind in der Tuxer Lagerstätte nicht zu finden. Offensichtlich waren die Bedingungen der Regionalmetamorphose noch zu niedrig, um entsprechende Mengen an  $\text{CO}_2$  durch Dekarbonatisierungsreaktionen freizusetzen. Geringste Mengen an C-H-Verbindungen ( $\text{CH}_4$ ?) in den Typ 1A Inclusions könnten durch die Reaktion mit den dunklen, graphitische Substanz führenden Eisendolomiten, erklärt werden. Die kühleren, im Zuge der retrograden Abkühlung der Gesteine gebildeten Fluids (Typ 2), lagern Wolfram nur mehr sehr lokal um. Es bilden sich z.B. die klaren Scheelitsäume um die älteren Scheelite, die dann diese schwach salinaren Fluids einschließen.

Die Voranreicherung von Wolfram im Zuge sedimentär-exhalativer Prozesse, wie sie für diese Lagerstätten mehrfach vorgeschlagen wurden (HÖLL & MAUCHER, 1967; RAITH, 1990), kann auch nach diesen Untersuchungen nicht eindeutig bewiesen werden. Die weite regionale Verbreitung dieses Vererzungstyps in den Innsbrucker und Radstädter Quarzphylliten, die eindeutige stratigraphisch/fazielle Kontrolle, die stellenweise Assoziation mit sulfidisch/oxidischen Erzen und Metavulkaniten (RAITH, 1990), sprechen allerdings doch für eine prämetamorphe Anreicherung. Auch die Ergebnisse der Sr-Isotopenuntersuchungen weisen darauf hin, daß vor der Mobilisation eine Wolframvererzung vorhanden gewesen sein muß. Bei den weiteren, noch durchzuführenden Forschungen zur Genese dieser Lagerstätten, sollte neben syngenetisch/syndiagenetischen sedimentär-exhalativen Prozessen auch die Bedeutung von Evaporiten und evaporitischen Brines berücksichtigt werden. Wolfram kann

durchaus in solchen Milieus transportiert und angereichert werden. Auf die Anreicherung von Wolfram in rezenten Evaporiten des Searles Lake, Kalifornien (CARPENTER & GARETT, 1959), in metaevaporitischen Abfolgen von Halls Creek, Australien (RIRIE, 1989) oder auf die möglicherweise evaporitische Herkunft bestimmter W-führender Kalksilikatgesteine von Broken Hill, N.S.W., Australien (PLIMER, pers. Mitteilung) sei hier nur kurz hingewiesen.

Inwieweit die doch beträchtliche Salinität (bis 24 Gew.% NaCl Äquiv.) der metamorphen Fluids im Raum Tux mit einer Beteiligung von Evaporiten oder zumindest evaporitisch beeinflusster Sedimente in Zusammenhang steht, ist derzeit noch unklar. Natürlich könnten bei der Metamorphose von solchen Gesteinen stark salinare metamorphe Fluids entstehen. Andere Erklärungsmöglichkeiten für die Bildung hoch salinärer metamorpher Fluids wären rein retrograde Metamorphoseprozesse (CRAWFORD, 1979) ohne irgendeine Beteiligung evaporitischer Gesteine.

### **Schlußfolgerungen**

1. In der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux konnten in Scheelit, Quarz und grob-spätigem Dolomit unterschiedliche Typen von Flüssigkeitseinschlüssen unterschieden werden. Es handelt sich in allen Fällen um rein wässrige, untersättigte, zweiphasige (L+V) H<sub>2</sub>O-Salz Einschlüsse. Von diesen Einschlüssen wird den Typ 1A Einschlüssen, die nur in massiven Scheeliten gefunden werden konnten, eine besondere Bedeutung für die Wolframmineralisation beigemessen. Sie repräsentieren relativ hoch salinare (H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>), höher temperierte Fluids (T<sub>h</sub> bis 240 °C), die möglicherweise synmetamorph in Bezug zur jungalpidischen Metamorphose eingeschlossen wurden. Der Transport von Wolfram wird mit solchen Cl-reichen Lösungen in Beziehung gebracht.

2. Diese Fluids sind mit kühleren, mäßig salinaren metamorphen Fluids gemischt worden (Typ 1B). Dies erzeugt einen deutlichen Verdünnungstrend und erklärt die ausgezeichnete Korrelation von Salinität und T<sub>h</sub> in den Typ 1A Einschlüssen. Temperatur- und Salinitätserniedrigung werden als kritische Faktoren für die Ausscheidung des Wolframs angesehen. Jüngere, schwach salinare und kühlere Fluids (Typ 2), die im Zuge der retrograden Abkühlung eingeschlossen werden, sind für die weiträumige Mobilisation von Wolfram ungeeignet.

3. Die beschriebenen Fluids müssen in Zusammenhang mit der regionalmetamorphen Entwicklungsgeschichte des Gebietes gesehen werden. Synmetamorphe Fluids spielten bei der Umlagerung und sekundären Konzentration von Wolfram offensichtlich eine entscheidende Rolle. Die FI-Untersuchungen erlauben allerdings keinerlei Rückschlüsse auf die primäre Anreicherung von Wolfram, für die nach wie vor syngenetische/syndiagenetische Prozesse vermutet werden.

4. Die Isotopenuntersuchungen belegen, daß für die Mobilisation der Scheelite metamorphe Fluids wesentlich waren, die möglicherweise von den umgebenden Quarzphylliten herzuleiten sind. Es gibt aber Hinweise dafür, daß in den gebänderten Erzproben bereits vor diesem Fluid-Ereignis Scheelit existierte. Scheelit und Dolomit aus gebänderten Scheelit-Dolomit-Erzen, die bisweilen als stratiforme Erze interpretiert wurden, ergaben sehr hohe Sr-Isotopenwerte, die mit der Meerwasserisotopenzusammensetzung während des Silur/Devon nicht kompatibel sind. Das Studium der

Textur dieser Erze zeigt außerdem, daß die Bänderung der Dolomite z.T. durch Deformationsvorgänge erklärbar ist.

5. Die magnesitbildenden Fluids sind in ihrer Isotopenzusammensetzung deutlich von denen, die für die Bildung bzw. Mobilisation der Wolframvererzungen verantwortlich waren, zu trennen. Spatmagnetit und koexistierender Dolomit zeigen deutlich niedrigere Werte.

Ebenso wie die textuellen Untersuchungen (WENGER, 1964) bestätigen auch die Isotopenuntersuchungen, daß die Magnesitbildung unabhängig von der Scheelitvererzung zu sehen ist. Aber auch diese Proben sind gegenüber der Isotopenzusammensetzung von Meerwasser deutlich an radiogenem Strontium angereichert.

#### Danksagung

Die ersten Ergebnisse dieser Arbeit wurden auf Anregung von Herrn Dr. M. Götzinger beim 1. Österreichischen Fluid-Info Treffen, 18-19. März 1992, in Wien präsentiert. Für diesen Motivationsschub und für die Organisation dieser Tagung sei ihm an dieser Stelle noch einmal herzlich gedankt. Die Autoren danken den Herren Dr. H. Neinavale, Dr. M. Götzinger, Dr. F. Vavtar und Prof. R. Höll für die Überlassung, Herrn Mag. F. Melcher für den Transport von Probenmaterial. M. Roberts stellte freundlicherweise die Ergebnisse seiner Kartierungsarbeit zur Verfügung. Für die Untersuchung einzelner Fl-Proben mittels Infrarot-Spektroskopie bedanken wir uns bei Prof. A. Beran, für die chemische Aufbereitung der Proben zur Sr-Isotopenmessung bei Frau Ing. M. Jelencz. Nicht zuletzt danken wir Hrn. Dr. U. Klötzl für die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Dem Österreichischen Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (FWF) sei unser herzlichster Dank für die großzügige finanzielle Unterstützung im Rahmen der FWF-Projekte P7539-Geo und P7805-Geo ausgesprochen.

#### Literatur

- ANGEL, F., WEISS P. (1953): Die Tuxer Magnesitlagerstätte. Radex Rdsch. 1953, 335-352.
- BAUER, J. K. (1983): Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux-Lanersbach, Nordtirol, Österreich. Dokumentation und Bewertung der Lagerstätte hinsichtlich Wolframvererzung. - Unveröff. Ber. VOEST Alpine AG Eisenerz, 40 S., Eisenerz.
- BORISENKO, A. S. (1977): Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by cryometric method. Geologiya i. Geofisika, 18, 16-27.
- BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNIK, R. B., NELSON, H. F., OTTO, J. B. (1982): Variation of seawater <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr throughout Phanerozoic time. Geology, 10, 516-519.
- CARPENTER, L. G., GARETT, D. E. (1959): Tungsten in Searles Lake. Mining Engng., 11, 301-303.
- CRAWFORD, M. L., FILER, J., WOOD, C. (1979): Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. Bull. Miner., 102, 562-568.
- DINGELDEY, C. (1991): Metamorphoseentwicklung im Reckner Komplex (Tarntaler Berge, Tirol): Bh. Europ. J. Min., 3, 62.
- GRUM, W., FRIMMEL, H.E., KOLLER, F. (1992): Sr-Isotopendaten zur Genese der Antimonit-Lagerstätte Schläining (Burgenland). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, in Druck.

- HADITSCH, J.-G., MOSTLER, H. (1983): The succession of ore mineralization of the Lower Austroalpine Innsbruck Quartzphyllite. In: SCHNEIDER, H. J. (Ed.) Mineral Deposits of the Alps. pp. 51-59.
- HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. Abh. Bayer. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., 157, 1-114.
- HÖLL, R. (1977): Early Paleozoic ore deposits of the Sb-W-Hg formation in the Eastern Alps and their genetic interpretation. In: KLEMM, D. D., SCHNEIDER, H. J. (eds.) Time and strata-bound ore deposits; 169-198.
- HÖLL, R., MAUCHER, A. (1967): Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux. Sitzber. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1967, 1-11.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. C., MOSTLER, H., SCHRAMM, J.-M. (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) - A synopsis. Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 335-341.
- LAGALLY, U., MILLER, H. (1974): Der Nordrand des Tauernfensters bei Vorderlanersbach/Tirol. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, 374-384.
- MOSTLER, H., HEISSEL, G., GASSER, G. (1982): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. Arch. f. Lagerst.-forsch. Geol. B.-A., 1, 77-83.
- NEINAVAIE, H., PFEFFER, W., THALMANN, F. (1985): Ergebnisse der geochemischen Prospektion auf Stahlveredler im Bundesgebiet. Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 130, 111-115.
- PIRKL, H. (1986): Die Magnetit-Scheelit-Lagerstätte Tux in Tirol. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 78, 159-165.
- RAITH, J. G. (1990): Strata-bound scheelite in metacarbonate rocks - example from Lower Austroalpine Klamm Alm mineralization, Navis, Tyrol, Austria. - Transactions Instn. Mining Metallurgy, Sect. B, 99, B81-B90.
- RAITH, J. G. (1991): Stratabound tungsten mineralization in regional metamorphic calc-silicate rocks from the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. - Mineral. Deposita, 26, 72-80.
- RIRIE, G.T. (1989): Evaporites and strata-bound tungsten mineralization. Geology, 17, 139-143.
- ROBERTS, M. P. (1990): The Geology of the Hoarbergalm, Tyrol, Austria. Unpubl. Undergrad. mapping thesis. Univ. Cardiff, Wales.
- SCHENK, P., HÖLL, R., IVANOVA G. F., NAUMOV, V. B., KOPNEVA, L.A. (1989): Fluid inclusion studies of the Felbertal scheelite deposit. Geol. Rdsch. 79/2, 451-466.
- THALHAMMER, O. A. T., STUMPFL, E. F., JAHODA, R., (1989): The Mittersill scheelite deposit. Econ. Geol., 84, 1153-1171.
- VELS, B. (1978): Die geologische Stellung der Randphyllitserie (Altpaläozoikum) am Nordwestrand des Tauernfensters (Tirol, Österreich). Unveröff. Diss. Univ. Münster, 143 S.
- WENGER, H. (1964): Die Scheelitlagerstätte Tux. Radex Rdsch., 1964, 109-132.

**FLÜSSIGKEITSEINSCHLUSSUNTERSUCHUNGEN AN AUSGEWÄHLTEN  
PROBEN DES NIEDERÖSTERREICHISCHEN MOLDANUBIKUMS**

von

**Christine Jaweckl<sup>+</sup>**

(eingelangt am 14. 5. 1992, angenommen am 2. 6. 1992)

**Zusammenfassung**

In Proben aus dem Niederösterreichischen Moldanubikum wurden drei Typen von Flüssigkeitseinschlüssen in Quarzen identifiziert. Sie entsprechen den Zusammensetzungen  $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{N}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ . Das sekundäre Erscheinungsbild sowie mittlere bis geringe Dichten lassen auf Einschlußbedingungen am absteigenden Ast der Metamorphose schließen. Transpositionsphänomene führten zu Wasserverlust in ursprünglich gemischten  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -Einschlüssen und/oder zur Re-equilibrierung der Dichte. Aufgrund der Flüssigkeitseinschlußuntersuchung konnte eine Entwicklung von  $\text{CO}_2$ -dominierten hin zu gering salinaren, stickstoffhaltigen wäßrigen Fluiden festgestellt werden.

**Geologie**

Die Geologie des Österreichischen Anteils an der Böhmisches Masse wurde von FUCHS (1976) und FUCHS & MATURA (1976) eingehend beschrieben. Sie läßt sich in zwei großtektonische Einheiten, dem Moldanubikum und dem Moravikum, gliedern. Das im wesentlichen N-S streichende Moldanubikum weist einen internen Deckenbau auf: die tiefste Einheit, die Monotone Serie, wird durch einen Blastomylonithorizont von der darüberliegenden Bunten Serie getrennt. Letztere besteht aus einer Abfolge von Amphiboliten, Metapeliten, Marmoren und Kalksilikatgesteinen. Die tektonisch höchste Einheit, die Gföhler Einheit ist im wesentlichen aus einem Orthogneis und einem darüber liegenden Granulit aufgebaut. Die variszische Metamorphose wird für die Monotone Serie bei  $700^\circ$  und 4-5 kbar angegeben (LINNER, mündl. Mitt.). Die Bunte Serie ( $700-770^\circ$ , 7-9 kbar) und die Gföhler Einheit ( $750^\circ$ , 8,5-9 kbar) haben ähnliche Metamorphosebedingungen erfahren, unterscheiden sich jedoch im Deformationsgrad (PETRAKAKIS, 1986 und PETRAKAKIS & RICHTER, 1991). Die metamor-

---

<sup>+</sup> Anschrift des Verfassers  
Mag. Christine Jaweckl  
Institut für Petrologie der Universität Wien  
Dr. Karl Lueger-Ring 1, 1010 Wien.

phen Serien werden im Westen vom Südböhmischen Pluton diskordant geschnitten. Im Osten sind sie durch eine Überschiebungszone vom Moravikum abgegrenzt.

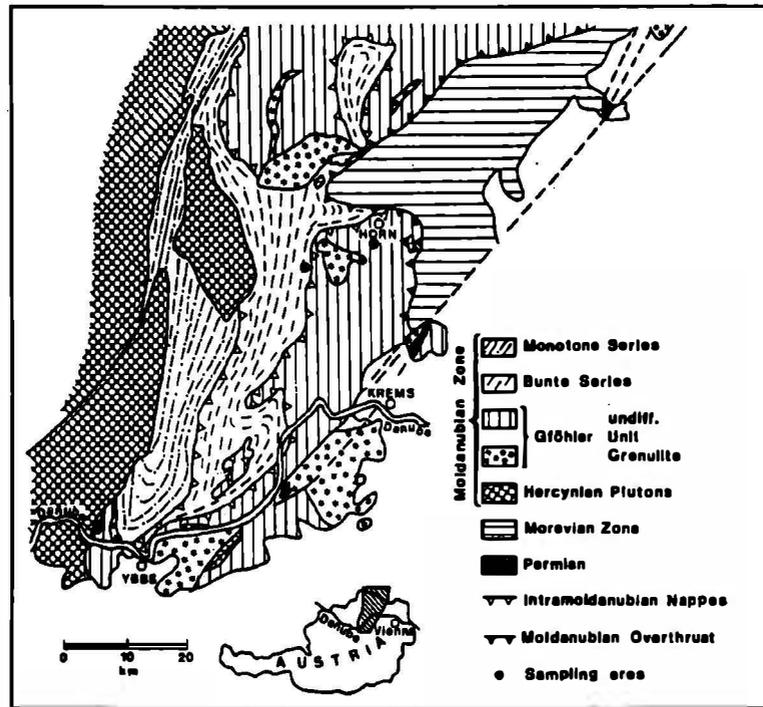


Abb. 1: Geologische Karte des Niederösterreichischen Moldanubikums nach FUCHS & SCHARBERT, 1979 (aus PETRAKAKIS, 1986) mit eingetragenen Probenpunkten.

## Einleitung

Die fluide Phase spielt bei metamorphen Prozessen zweifellos eine große Rolle. Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen erlauben es, sie hinsichtlich der Zusammensetzung und der Dichte zu charakterisieren. In dieser Arbeit wird versucht, die Fluidentwicklung in Bezug zur Metamorphosegeschichte des Moldanubikums zu klären. Die Ergebnisse der Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen an drei ausgewählten Proben aus dem Niederösterreichischen Moldanubikum sollen vorgestellt werden. Es handelt sich um einen Opx-führenden Granulit (89-GR-13) und einen Granatamphibolit (BS-DO-12) aus der Gföhler Einheit, sowie einem Granatamphibolit (GE-HO-21A) aus der Bunten Serie (Abb. 1). Intensive dünnstufmikroskopische Arbeit an zahlreichen anderen Gesteinen ergab, daß sich die Flüssigkeitseinschlußarten nicht wesentlich

von denen in den drei vorgestellten Proben unterscheiden. Die Bearbeitung und Interpretation der Einschlüsse ist aufgrund ihrer spezifischen Eigenschaften (wie geringe Größe, Auftreten von Transpositionsphänomenen sowie mehrerer Generationen) schwierig.

## **Methodik<sup>1</sup>**

Zur Flüssigkeitseinschlußuntersuchung wurden doppelt polierte Dickschliffe (150 bis 350  $\mu\text{m}$ ) verwendet. Die Messungen erfolgten an einem "Linkam"- und einem "Chaix-meca"-Heiz-Kühltisch mit einem Meßbereich von  $-196^\circ$  bis  $600^\circ\text{C}$ . Es wurden Schmelz- und Homogenisierungstemperaturen von  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  gemessen. Der volumetrische Wasseranteil von gemischten ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ - und  $\text{N}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -) Einschlüssen wurde optisch bestimmt. Die Isochoren der wäßrigen Einschlüsse wurden nach ZHANG & FRANTZ (1987), die übrigen nach HOLLOWAY (1981) berechnet. Für die Darstellung wurden die Isochoren jener Flüssigkeitseinschlüsse verwendet, die dem Maximum und/oder dem höchsten und dem niedrigsten Wert im Histogramm entsprechen.

## **Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen**

Im Allgemeinen sind die Einschlüsse klein, mäßig häufig bis selten, relativ stark von Transpositionsphänomenen betroffen und treten in "Trails" und "Clustern" auf (unter "Trails" versteht man Einschlußzüge, "Cluster" sind Einschlußgruppen). Es wurden drei Einschlußtypen identifiziert. Typ 1:  $\text{CO}_2$ -dominierte Einschlüsse ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  und  $\text{CO}_2$ ), Typ 2: gering salinare wäßrige Einschlüsse ( $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ ), Typ 3:  $\text{N}_2$ -dominierte Einschlüsse ( $\text{N}_2 + \text{H}_2\text{O}$  und  $\text{N}_2$ ).

Die Flüssigkeitseinschlüsse haben ein typisch sekundäres Auftreten (ROEDDER, 1984), ihre Gestalt reicht von idealer negativer Kristallform bis zu vollkommen unregelmäßigen Umrissen, wobei letztere auf Im- bzw. Explosion (Dekrepitation) infolge von Druckunterschieden in Einschluß und Gestein zurückgehen (TOURET, 1977; STERNER & BODNAR, 1989). Die Größe beträgt zwischen 1 und 10  $\mu\text{m}$ , manchmal bis 15

---

### <sup>1</sup> VERWENDETE ABKÜRZUNGEN

$T_m$	Schmelztemperatur in $^\circ\text{C}$
$T_h$	Homogenisierungstemperatur in $^\circ\text{C}$ (zur flüssigen Phase), $T_h^v$ (zur Gasphase), $T_h^c$ (kritisch)
FG	Füllungsgrad (Vol% $\text{H}_2\text{O}$ flüssig in wäßrigen, in $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ - und in $\text{N}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -Einschlüssen), $\text{FG} = 1 - V_{\text{CO}_2} / V_{\text{TOT}}$
d	Dichte in $\text{g}/\text{cm}^3$
$d_{\text{TOT}}$	Gesamtdichte
$V_{\text{TOT}}$	Gesamtvolumen in $\text{cm}^3$
$V_{\text{CO}_2}$	Volumen des $\text{CO}_2$ -Anteiles
$X_i$	Molenbruch der Komponente i

$\mu\text{m}$ . Die  $\text{CO}_2$ -Homogenisierung erfolgt meist, die  $\text{H}_2\text{O}$ -Homogenisierung immer zur flüssigen Phase.  $\text{N}_2$  homogenisiert zur Gasphase.

### **Probe 89-GR-13**

#### **Mikroskopische Beschreibung:**

Die Probe 89-GR-13 ist ein Granulit aus dem Dunkelsteiner Wald, der aus Granat, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Plagioklas, Quarz, Biotit und Akzessorien besteht und eine granoblastische Textur aufweist. Die Granate sind resorbiert und von einem polygranularen Ring aus Plagioklas umgeben.

Granat enthält Relikte von kleinen, jetzt leeren Flüssigkeitseinschlüssen mit kubischer negativer Kristallform, die häufig in Clustern auftreten. In wenigen dieser Relikte wurden Carbonatkristalle identifiziert. Es wird vermutet, daß diese Bildungen ehemalige  $\text{CO}_2$ -Flüssigkeitseinschlüsse sind, aus denen das Fluid entweder entwichen ist und/oder bei denen das  $\text{CO}_2$  mit der Hohlraumwand reagiert hat um Carbonat zu bilden. Bereichsweise treten in Granaten gehäuft wurmartige Einschlüsse auf, die auf späte, verheilte Risse zurückzuführen sind. Sie sind ebenfalls leer.

Meßbare Flüssigkeitseinschlüsse treten ausschließlich in Quarz, und zwar mäßig häufig in intragranularen Trails und Clustern auf. Die Typ 1-Einschlüsse sind bei Raumtemperatur ein- bis dreiphasig. Sie haben entweder eine nahezu ideale, negative Kristallform oder unregelmäßige, sternförmige Umrisse, die auf Transpositionsphänomene zurückgehen. Die häufig auftretende bimodale Größenverteilung ist ebenfalls ein Hinweis dafür. In wasserführenden Einschlüssen bildet  $\text{H}_2\text{O}$  meist einen dünnen, optisch schwer erkennbaren Saum um das  $\text{CO}_2$ . Das Vorhandensein einer  $\text{CO}_2$ -Gasblase bei Raumtemperatur zeigt geringe Dichte an. Wasserfreie Einschlüsse treten gemeinsam mit wasserführenden in Trails auf und sind genetisch mit ihnen verknüpft. Typ 2-Einschlüsse: Die wäßrigen Einschlüsse sind bei Raumtemperatur meist zweiphasig, und treten in intragranularen Trails auf. Viele Einschlüsse haben eine regelmäßige Form; sehr unregelmäßige Umrisse weisen auf Transpositionsphänomene hin. Typ 3-Einschlüsse:  $\text{N}_2$ -dominierte Flüssigkeitseinschlüsse sind selten und treten in Trails gemeinsam mit  $\text{H}_2\text{O}$ -Einschlüsse auf.

#### **Mikrothermometrie:**

Schmelz- und Homogenisierungstemperaturen sind in den Histogrammen (Abb. 2) dargestellt. Aus Tab. 1 sind die Einschlußtypen, die mikrothermometrischen Daten, die Zusammensetzung, die berechnete Dichte und der Füllungsgrad ersichtlich. Typ 1:  $T_m$  für  $\text{CO}_2$  reicht von  $-56,6^\circ$  (Tripelpunkt) bis  $-62,3^\circ$ . Die Schmelzpunkterniedrigung konnte auf verschiedene Gehalte von  $\text{CH}_4$  zurückgeführt werden. Raman-spektroskopische Messungen (BURKE & LUSTENHOUWER, 1987) ergaben bis zu 29 mol%  $\text{CH}_4$ . Diese  $\text{CH}_4$ -Gehalte wurden als Reaktionsprodukt im geschlossenen System C-O-H interpretiert (v.d. KERKHOF et al., 1991). Es konnte kein Zusammenhang zwischen  $T_m$ -Erniedrigung und  $\text{H}_2\text{O}$ -Gehalten festgestellt werden.

In den meisten Flüssigkeitseinschlüssen homogenisiert das  $\text{CO}_2$  zur flüssigen Phase. Der Streubereich für  $T_h$  liegt zwischen  $-4,9^\circ$  und  $+28,6^\circ$ , wobei die meisten Temperaturen über  $+15^\circ$  liegen. In sehr wenigen Fällen wurde Homogenisierung zur

Gasphase festgestellt. Die starke Streuung von  $T_h$  wird auf Transpositionsphänomene zurückgeführt.

Homogenisierungstemperaturen von  $\text{CO}_2$  um und über  $0^\circ$  zeigen eine relativ geringe Dichte an. Die Gesamtdichte eines  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -Einschlusses ist von der Homogenisierungstemperatur des  $\text{CO}_2$  und von der Zusammensetzung, v.a. vom Wassergehalt abhängig. Es hat sich gezeigt, daß sich drei spezifische Flüssigkeitseinschlüsse hinsichtlich der Gesamtdichte deutlich von den übrigen Typ 1 Einschlüssen unterscheiden. Sie sind durch die niedrigsten  $T_h$ -Werte ( $-4,0$  bis  $-4,9$ ) und durch hohe  $\text{H}_2\text{O}$ -Gehalte charakterisiert. Dies hat zur Unterteilung in Typ 1A (drei dichtere Flüssigkeitseinschlüsse) und Typ 1B (übrige  $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ -Flüssigkeitseinschlüsse) geführt. So beträgt die Gesamtdichte der 1A-Einschlüsse  $0,95$ - $0,97 \text{ g/cm}^3$ , die der 1B-Einschlüsse  $0,51$ - $0,85 \text{ g/cm}^3$ . Typ 2: Die Schmelzpunkterniedrigung reicht bis  $-5,6^\circ$ , was einer Salinität bis  $8,7 \text{ Gew\% NaCl}_{\text{eq}}$  entspricht. Homogenisierung erfolgt zwischen  $155$  und  $300^\circ$ . Typ 3:  $\text{N}_2$  homogenisiert zur Gasphase bei Temperaturen um den kritischen Punkt ( $-147^\circ$ ).

#### Interpretation:

Relative Chronologie: Aufgrund der Tatsache, daß Typ 1 und Typ 2 Einschlüsse immer in getrennten Trails auftreten, muß angenommen werden, daß die Fluide verschiedene Alter haben. Da keine textuellen Hinweise über die relative Chronologie vorhanden sind, wie isolierte, primäre Flüssigkeitseinschlüsse oder Ersatz eines älteren Fluids durch ein jüngeres unter Beibehaltung der charakteristischen primären Umrisse, kamen geologische und petrologische Überlegungen zum Tragen. Folgende Argumente unterstützen ein relativ älteres  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  Fluid: (1)  $\text{CO}_2$  ist die dominierende fluide Phase unter granulitfaziellen Bedingungen ("carbonic metamorphism", siehe z.B. TOURET, 1971; TOURET & DIETVORST, 1983; NEWTON, 1986). Es gibt in der hier beschriebenen Probe Hinweise auf ein syngranulitfazielles  $\text{CO}_2$ -reiches Fluid in Form der reliktschen Einschlüsse in Granat (s.o.). (2) Das granulitfazielle Gestein ist, bis auf sehr wenig Biotit, ausschließlich aus OH-freien Mineralen zusammengesetzt. Ein "relativ altes"  $\text{H}_2\text{O}$ -Fluid ist mit der Mineralogie und dem Metamorphosegrad nicht vereinbar.

$\text{H}_2\text{O}$ -Verlust: Wie oben erwähnt, treten  $\text{H}_2\text{O}$ -führende und  $\text{H}_2\text{O}$ -freie Typ 1 Flüssigkeitseinschlüsse meist nebeneinander in Trails auf, wobei der  $\text{H}_2\text{O}$ -Gehalt stark variieren kann ( $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0$  bis  $0,9$ ). Deshalb wird vermutet, daß  $\text{H}_2\text{O}$  bevorzugt aus gemischten  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -Einschlüssen entwichen ist. Die Entstehung von reinen  $\text{CO}_2$ -Einschlüssen infolge des  $\text{H}_2\text{O}$ -Verlustes aus ursprünglich gemischten  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -Einschlüssen ist bekannt (HOLLISTER, 1990) und wird auf intrakristalline Dislokationen aufgrund von Deformation zurückgeführt (BAKKER & JANSEN, 1990). In der beschriebenen Probe sind die drei Typ 1A-Einschlüsse durch hohe  $\text{H}_2\text{O}$ -Gehalte und hohe  $\text{CO}_2$ -Dichte (was eine hohe Gesamtdichte ergibt) gekennzeichnet, während die übrigen  $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ -Einschlüsse eine deutlich niedrigere Gesamtdichte aufweisen. Es wird angenommen, daß die 1A Einschlüsse das relativ älteste Fluid darstellen und die geringer dichten 1B Einschlüsse aus einem  $\text{H}_2\text{O}$ -Verlust und nachfolgender Dichte Re-equilibrierung von ursprünglich  $\text{H}_2\text{O}$ -reicheren Einschlüssen hervorgehen. Infolgedessen wird das in den Typ 1A Flüssigkeitseinschlüssen vorhandene Fluid als Relikt eines älteren Fluids angesehen.

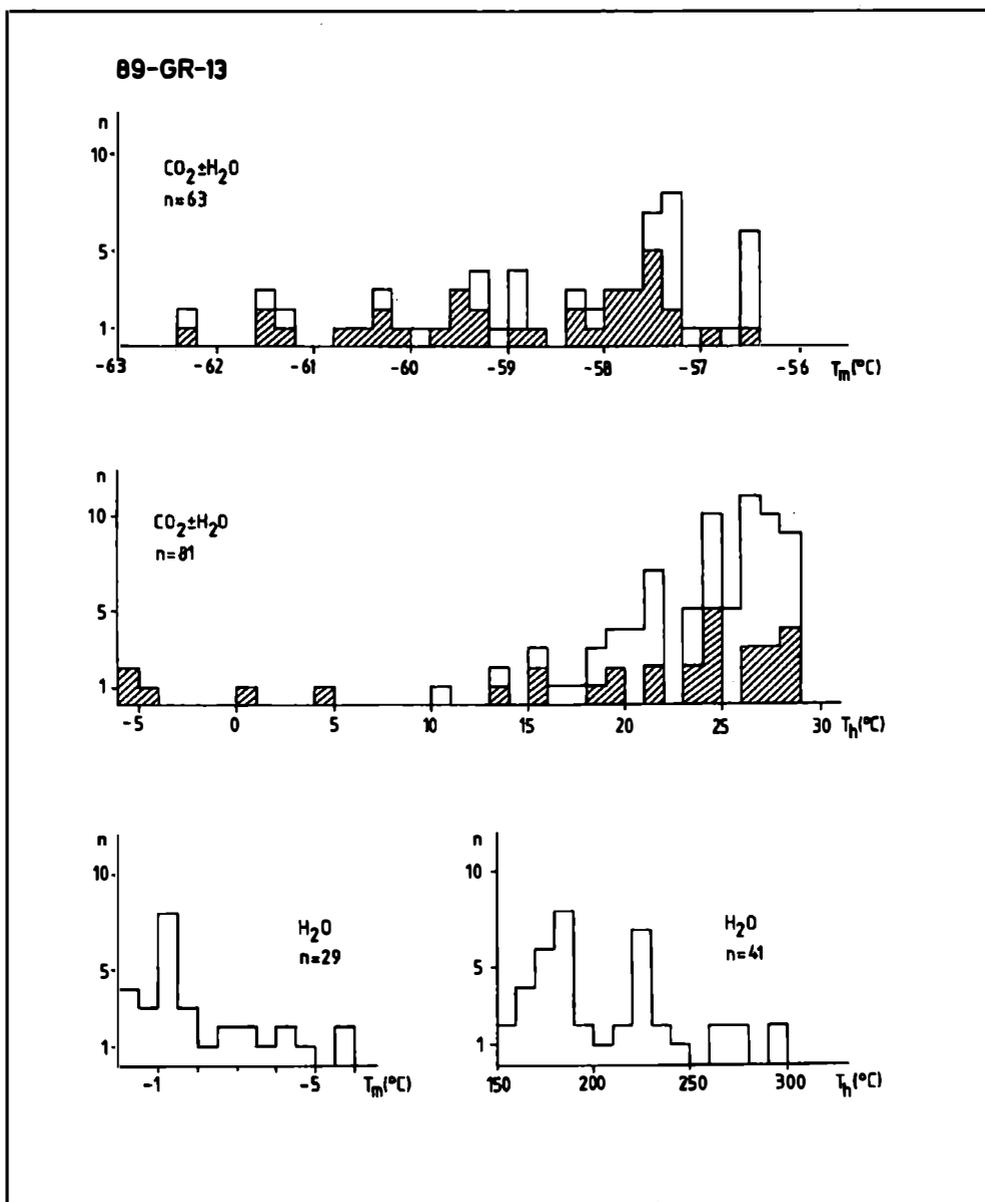
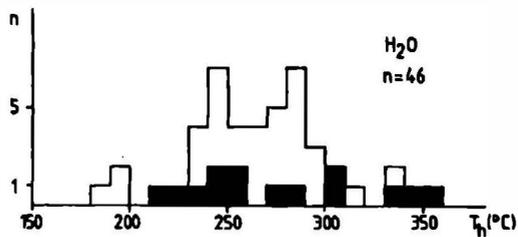
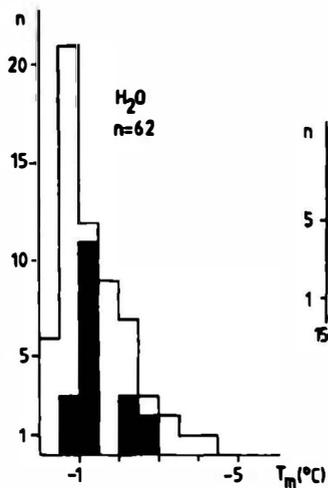
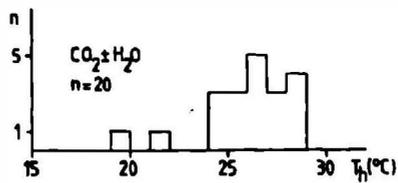
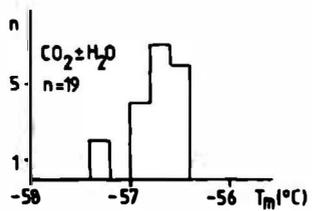
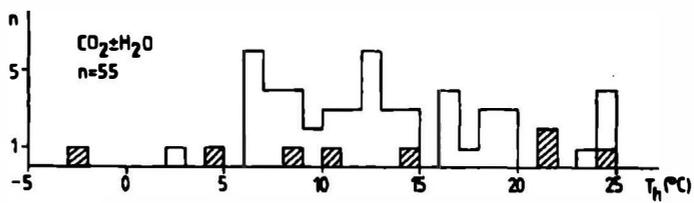
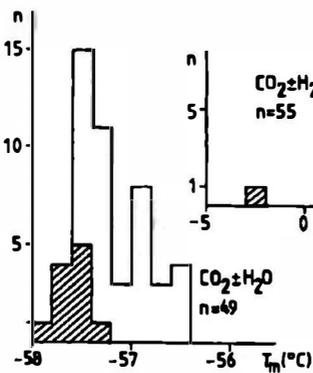


Abb. 2: Histogramme der Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz der verschiedenen Proben.  
 schraffiert: CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O; schwarz: H<sub>2</sub>O in Amphibolit.

### BS-DO-12



### GE-HO-21A



**Isochoren:** Von ausgewählten Flüssigkeitseinschlüssen wurden Isochoren berechnet und gezeichnet (Abb. 3). Die P/T-Bedingungen des Metamorphosehöhepunktes wurden von PETRAKAKIS (mündl. Mitt.) für diese Probe bei 750° und 10 kbar ermittelt. Es können vier Gruppen von Isochoren beschrieben werden, die den Einschlußtypen 1A, 1B, 2 und 3 entsprechen. Die Isochoren der Typ 1A Einschlüsse schneiden die P/T-Box, was ein Hinweis auf ein synmetamorphes Fluid sein könnte. Aus petrologischen Überlegungen (s.o.) ist jedoch ein Typ 1A Fluid mit  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5-0,8$  nicht kompatibel mit synmetamorphen Bedingungen (PETRAKAKIS, mündl. Mitt.). Aus diesem Grund wird angenommen, daß das 1A Fluid zu einem späteren Zeitpunkt im Laufe des P/T-Pfades anwesend war und als homogenes Fluid eingeschlossen wurde. Eine Temperatur um 500° erscheint wahrscheinlich, da ein zweiter Metamorphoseakt mit umfassender Rekristallisation bei 500° für die verschiedenen Einheiten des Moldanubikums beschrieben wird (PETRAKAKIS, 1986 und mündl. Mitt.; KUSCHNIG, 1986; HÖGELSBERGER, 1989). Durch P/T-Abfall während des Aufstieges kam es zu umfassenden H<sub>2</sub>O-Verlust, zu Transpositionsphänomenen und Dichte Re-equilibrirung in den CO<sub>2</sub> ± H<sub>2</sub>O Einschläüssen, was den sehr flachen Verlauf der 1B Isochoren zur Folge hat.

Die wäßrigen und Stickstoff-führenden Einschlüsse sind vermutlich in einem späteren Stadium der Gesteinsentwicklung gebildet worden.

**P/T-Pfad:** Aufgrund der Flüssigkeitseinschlußuntersuchung an dieser Probe konnte ein "Teilstück" des P/T-Pfades ermittelt werden (Abb. 3).

Die Entwicklungsgeschichte der fluiden Phase kann wie folgt zusammengefaßt werden:

(I) Bildung von CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O-Flüssigkeitseinschlüssen aus einem homogenen Fluid bei ca. 500°C (1A Einschlüsse). Dieses Fluid kann aus einer Überarbeitung von älteren CO<sub>2</sub>-führenden Einschläüssen im Gestein stammen ("reworking", ANDERSEN et al., 1989), oder erst zum Zeitpunkt der Einschlußbildung eingedrungen sein.

(II) Dekrepiration, H<sub>2</sub>O-Verlust und Dichte Re-equilibrirung des 1A Fluids.

(III) Bildung von H<sub>2</sub>O-Flüssigkeitseinschlüssen.

### **Probe BS-DO-12**

#### **Mikroskopische Beschreibung:**

Die Probe BS-DO-12 ist ein Granatamphibolit aus der Bunten Serie im Kamptal am Ostende des Thurnberger Stausees. Das Gestein besteht aus kurzsäuligen Amphibolen, Granat, Biotit, Quarz, Plagioklas und Akzessorien und hat eine nematoblastisch-phrophyroblastische Textur. Tripelpunkte zwischen Amphibol und Plagioklas zeigen einen guten Rekristallisationsgrad der Matrix an, während die resorbierten Granate textuell relictisch sind. Die Probe wird von einem ca. 6mm breiten Quarzgang durchschlagen.

Flüssigkeitseinschlüsse wurden ausschließlich in Quarz beobachtet. Im Amphibolit treten Typ 1 und Typ 2 auf, im Quarzgang Typ 2 und Typ 3.

**Amphibolit:** In den wenigen flüssigkeitseinschlußführenden Quarzen kommen CO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O und H<sub>2</sub>O in schlecht definierten Trails und Clustern meist gemeinsam vor.

In gemischten Einschlüssen bildet H<sub>2</sub>O meist nur einen dünnen Film um das CO<sub>2</sub>, das bei Raumtemperatur ein- und zweiphasig sein kann.

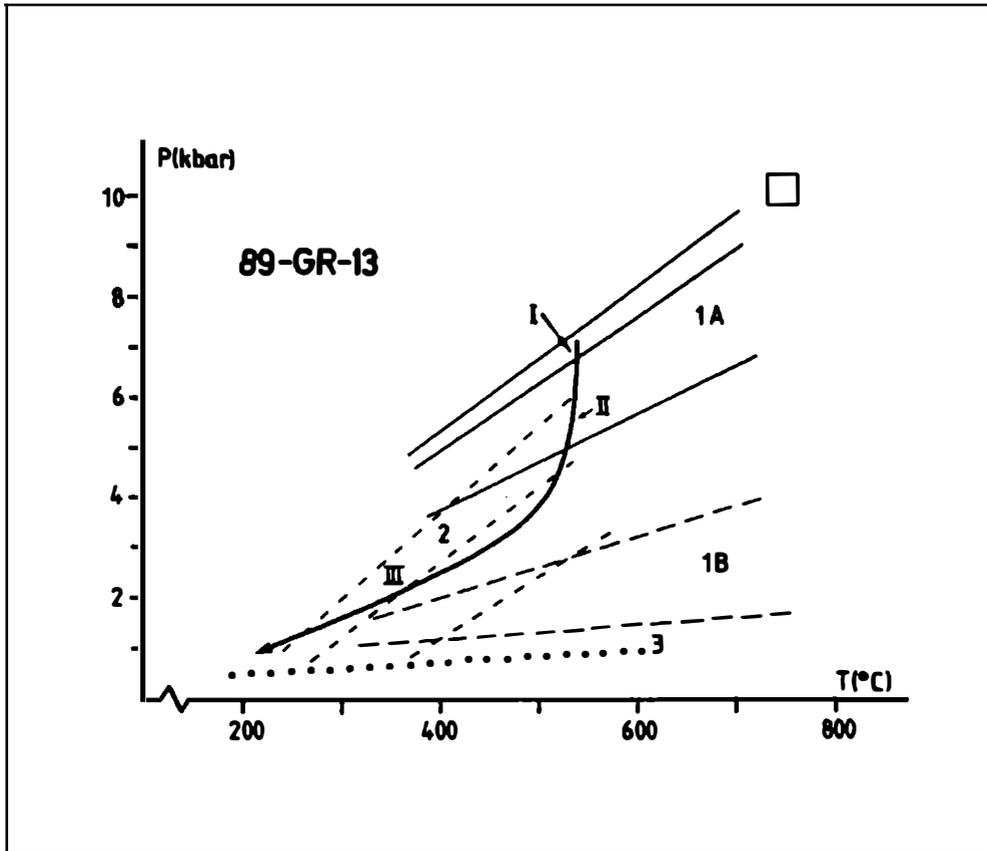


Abb. 3: Isochoren der Probe 89-GR-13. 1A, 1B, 2 und 3 entsprechen den Isochoren dieser Einschlußtypen. I, II und III sind Stadien der Fluidentwicklung (s. Text). Der Pfeil stellt ein Teil des P/T-Pfades dar. P/T-Box von PETRAKAKIS (mündl. Mitt.).

Quarzgang: Im Quarzgang sind wäßrige Flüssigkeitseinschlüsse sehr häufig. Sie bilden breite, intergranulare Trails und sind durch einen relativ konstanten Füllungsgrad innerhalb eines Trails gekennzeichnet. Stellenweise gibt es vollkommen dekrepitierte Einschlüsse. Einige benachbarte Quarze enthalten zahlreiche N<sub>2</sub>-Einschlüsse, die in Haufen getrennt von den wäßrigen Einschlüssen auftreten. In einem einzelnen Quarz wurden N<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O-Einschlüsse beobachtet, die zusammen mit reinen H<sub>2</sub>O- und N<sub>2</sub>-Einschlüssen vorkommen.

### Mikrothermometrie:

Die Ergebnisse der mikrothermometrischen Messungen sind in Abb. 2 und Tab. 1 angegeben. Die niedrige Gesamtdichte der Typ 1 Einschlüsse weist auf späte Re-equilibrierung hin. Weiters zeigt sich, daß die gemischten  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -Einschlüsse eine etwas höhere Gesamtdichte als die reinen  $\text{CO}_2$ -Einschlüsse besitzen, was als  $\text{H}_2\text{O}$ -Verlust interpretiert werden kann (s.o. Probe 89-GR-13).

Die Typ 2 Flüssigkeitseinschlüsse haben eine geringe Salinität (bis 7,4 Gew%  $\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ). Die Streuung von  $T_m$  und  $T_h$  für  $\text{H}_2\text{O}$ -Einschlüsse aus dem Amphibolit und aus dem Quarzgang ist gleich. In den Typ 3 homogenisiert  $\text{N}_2$  zur Gasphase bei Temperaturen um  $-150^\circ$  oder kritisch ( $-147^\circ$ ), was eine sehr geringe Dichte bedeutet. Das Auftreten von reinen  $\text{N}_2$ - und  $\text{H}_2\text{O}$ -Einschlüssen gemeinsam mit gemischten  $\text{N}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -Einschlüssen bedeutet entweder eine nachträgliche Entmischung der beiden Phasen oder die Einschlußbildung erfolgte unter unmischbaren Bedingungen.

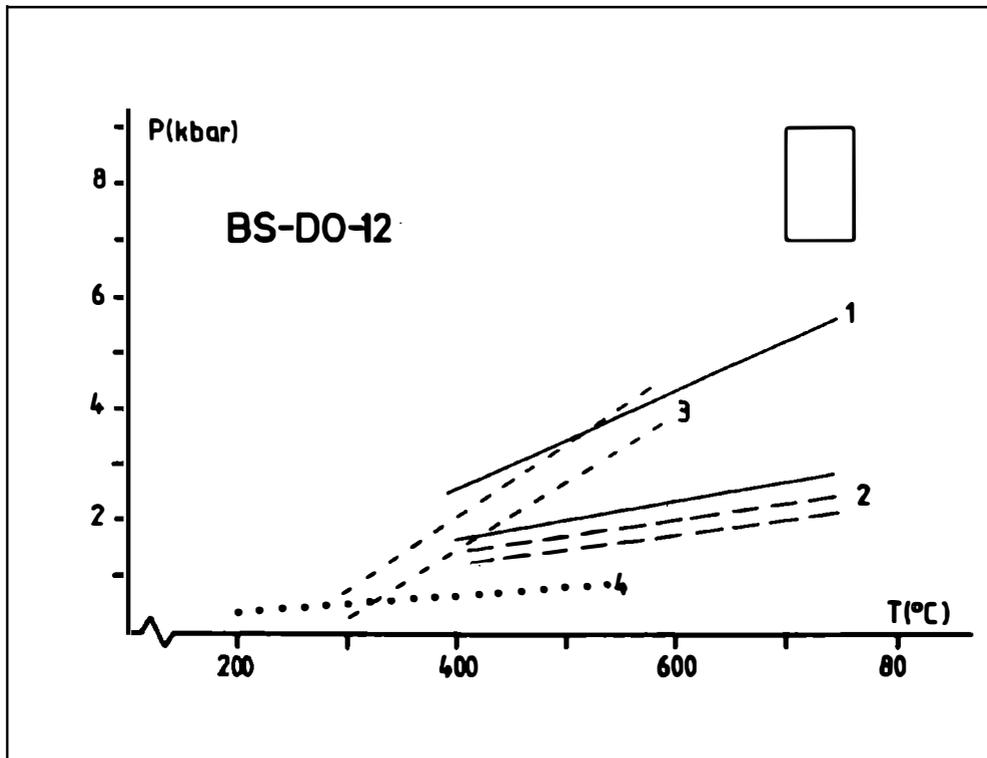


Abb. 4: Isochoren der Probe BS-DO-12. 1  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ , 2  $\text{CO}_2$ , 3  $\text{H}_2\text{O}$ , 4  $\text{N}_2$ . P/T-Box aus PETRAKAKIS (1986).

EINSCHLUSS	PARAMETER	89-GR-13		BS-DO-12	GE-HO-21A
Typ 1 (CO <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> O)	T <sub>m</sub> (CO <sub>2</sub> )	1A	1B		
	max	-57.0- -57.3	-56.6- -62.3	-56.6- -57.2	-56.6- -57.9
	T <sub>h</sub> (CO <sub>2</sub> )			-56.6- -56.8	-57.4- -57.6
	max	-4.0- -4.9	0.5-28.6	19.4-28.1	-9.1- 24.8
	X <sub>CO2</sub>	0.2-0.5	26-27	26-27	6 und 12
	X <sub>CH4</sub>	0	0.1-0.69	0.23-0.75	0.35-0.72
	X <sub>H2O</sub>	0.5-0.8	0.0-0.14		
	d <sub>TOT</sub> (CO <sub>2</sub> )		0.31-0.9	0.25-0.77	0.28-0.65
d <sub>TOT</sub> (CO <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> O)	0.95-0.97	0.52-0.66	0.65-0.78	0.71-0.89	
max		0.51-0.85	0.71-0.83	0.76-0.99	
FG (CO <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> O)	0.3-0.6	0.69	0.69	0.89 und 0.85	
		0.1-0.7	0.1-0.5	0.1-0.4	
Typ 2 (H <sub>2</sub> O+NaCl)	T <sub>m</sub>		0- -5.6	0- -4.7	-2.3- -5.2
	max		-1- -1.5	-0.5- -1	
	Salinität		0-8.7	0-7.4	3.8-8.1
	T <sub>h</sub>		155-300	180-360	170-420
	max		180-190	240 und 280	
	d <sub>TOT</sub>		0.71-0.93	0.57-0.9	0.48-0.96
max		0.9	0.82 und 0.75		
FG		0.8-0.9	0.6-0.9	0.5-0.9	
Typ 3 (N <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> O)	T <sub>h</sub> (N <sub>2</sub> )		T <sub>h</sub> <sup>v</sup> , T <sub>h</sub> <sup>c</sup>	T <sub>h</sub> <sup>v</sup> , T <sub>h</sub> <sup>c</sup>	T <sub>h</sub> <sup>v</sup> , T <sub>h</sub> <sup>c</sup>
	FG (N <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> O)		0.1-0.4	0.1-0.7	0.1-0.5

Tab. 1.: Flüssigkeits einschlußdaten aufgeschlüsselt nach Probennummer und Einschlußtyp. T<sub>m</sub>(CO<sub>2</sub>), T<sub>h</sub>(CO<sub>2</sub>): T<sub>m</sub> bzw. T<sub>h</sub> des CO<sub>2</sub>; "max": Maximum im Histogramm; X<sub>CO2</sub>, X<sub>CH4</sub>, X<sub>H2O</sub>: Molenbrüche in CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O-Einschlüssen; d<sub>TOT</sub>(CO<sub>2</sub>), d<sub>TOT</sub>(CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O): Gesamtdichte der CO<sub>2</sub>- bzw. der CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O-Einschlüsse; Salinität in Gew% NaCl<sub>eq</sub>.

### Isochoren:

Die Isochoren sind in Abb. 4 dargestellt. Einige gut definierte Trails von  $\text{CO}_2$ - und  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -Einschlüssen in Amphibolit sind ein Hinweis darauf, daß ein homogenes  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  Fluid das relativ älteste Fluid darstellt, das durch  $\text{H}_2\text{O}$ -Verlust oder Ersatz durch eine spätere wäßrige fluide Phase bezüglich der Dichte und des Inhaltes verändert wurde. Auf ein altes,  $\text{CO}_2$ -führendes Fluid weisen auch zahlreiche, winzige Carbonatkristalle in Granat hin. Der Quarzgang, der den Amphibolit durchschlägt, ist einem jüngeren Ereignis zuzuordnen: die wäßrigen und  $\text{N}_2$ -führenden Einschlüsse stellen das Fluid zur Zeit der Gangbildung dar, das vermutlich auch in das Nebengestein eingedrungen ist und dabei ältere Flüssigkeitseinschlüsse ersetzt hat.

Über den möglichen Verlauf eines P/T-Pfades lassen sich kaum Aussagen treffen, dazu fehlen petrologische Detailuntersuchungen. Wann die Bildung der  $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ -Flüssigkeitseinschlüsse erfolgte bzw. der Wasserverlust und die Dichte Re-equilibrierung ist ungewiß, bis auf die Tatsache, daß sie älter als die  $\text{H}_2\text{O}$ - und  $\text{N}_2$ -führenden Einschlüsse sind.

### **Probe GE-HO-21A**

#### Mikroskopische Beschreibung:

Die Probe GE-HO-21A ist eine granatreiche Linse aus einem Amphibolit der Gföhler Einheit im Kamptal bei Rosenberg. Das Gestein besteht aus Granat, Amphibol, Quarz, Plagioklas, Biotit und Akzessorien und hat eine nematoblastisch-porphyroblastische Textur. Die Granate sind reliktsch in Bezug auf die gut rekristallisierte Matrix (Tripelpunkte).

Alle drei Einschlußtypen treten in Quarz auf, wobei auch zwei oder drei im selben Kristall beobachtet wurden. Typ 1 Einschlüsse haben meist eine regelmäßige, ideale negative Kristallform.  $\text{CO}_2$ -Einschlüsse sind bei weitem die häufigsten, gemischte Einschlüsse kommen nur gemeinsam mit diesen vor. Das  $\text{CO}_2$  ist bei Raumtemperatur immer einphasig. Typ 1 Einschlüsse in Granat: Typ 1 Einschlüsse wurden auch in einem Granat beobachtet. Dabei handelt es sich um einen Cluster aus drei gemischten Einschlüssen, während reine  $\text{CO}_2$  Einschlüsse zahlreich im Granat verteilt auftreten. Typ 2 und Typ 3: Wäßrige Einschlüsse sind selten und kommen als Cluster und kurze Trails vor, die oft in der Nachbarschaft von  $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$  Einschlüssen liegen. Charakteristisch sind Trails aus  $\text{N}_2 + \text{H}_2\text{O}$ - und reinen  $\text{N}_2$ - und/oder  $\text{H}_2\text{O}$ -Flüssigkeitseinschlüssen. Ebenso wurden Quarze gefunden, in denen reine  $\text{N}_2$ -Trails reine  $\text{H}_2\text{O}$ -Trails kreuzen. Der Füllungsgrad der  $\text{H}_2\text{O}$ -Einschlüsse ist bimodal: es gibt Flüssigkeitseinschlüsse mit sehr kleiner Blase (FG=0,9) und solche mit großer Blase (FG=0,5-0,7).

#### Mikrothermometrie:

Typ 1: Die mikrothermometrischen Meßdaten sind aus Abb. 2 und Tab. 1 ersichtlich. Die Schmelzpunkterniedrigung des  $\text{CO}_2$  ist auf geringe Mengen an  $\text{CH}_4$  und/oder  $\text{N}_2$  zurückzuführen. Es zeigt sich, daß die Schmelzpunkterniedrigung des  $\text{CO}_2$  für die wasserführenden Einschlüsse größer als für die wasserfreien ist. Der Streubereich der Homogenisierungstemperaturen ist unabhängig vom Wassergehalt. Wie bei den beiden anderen Proben ist die Dichte der wasserführenden Einschlüsse größer als die der  $\text{H}_2\text{O}$ -freien. Typ 1 Einschlüsse in Granat: Wie bei den Einschlüssen in Quarz weisen die drei gemischten Einschlüsse eine geringe  $T_m$ -Erniedrigung um  $-57,5^\circ$  auf,

während die wasserfreien beim Tripelpunkt von  $\text{CO}_2$  ( $-56,6^\circ$ ) schmelzen. Auffallend ist die deutlich niedrigere Homogenisierungstemperatur ( $-9,1^\circ$  bis  $8,8^\circ$ ) der gemischten Einschlüsse, was eine höhere Dichte bedeutet. Die Homogenisierungstemperatur der reinen  $\text{CO}_2$  Einschlüsse (ca.  $15^\circ$ ), sowie der Wassergehalt ( $X_{\text{H}_2\text{O}}=0,28$  bis  $0,65$ ) ist ähnlich wie für jene in Quarz. **Typ 2:** Von den wäßrigen Flüssigkeitseinschlüssen konnten nur sehr wenig  $T_m$ - und  $T_h$ -Daten gewonnen werden (jeweils ca. 10). Dies liegt an der Seltenheit und geringen Größe der Flüssigkeitseinschlüsse und daran, daß viele Einschlüsse vor der Homogenisierung dekrepitierten.  $T_m$  schwankt zwischen  $-2,3^\circ$  und  $-5,2^\circ$  (3,8-8,1 Gew%  $\text{NaCl}_{\text{aq}}$ ),  $T_h$ -Messungen liegen um  $170^\circ$  ( $0,93\text{-}0,96\text{g}/\text{cm}^3$ ), bei  $300^\circ$  ( $0,76\text{g}/\text{cm}^3$ ) und zwischen  $380^\circ$  und  $420^\circ$  ( $0,48\text{-}0,6\text{g}/\text{cm}^3$ ). Diese Streuung entspricht den unterschiedlichen Füllungsgraden und ist vermutlich auf Transpositionsphänomene zurückzuführen. **Typ 3:**  $\text{N}_2$ -Einschlüsse homogenisieren zur Gasphase bei Temperaturen um den kritischen Punkt. Ihre geringe Dichte ist nicht unbedingt ein Hinweis auf späte Einschlüßbildung, da  $\text{N}_2$ -Einschlüsse stark zur Re-equilibrierung neigen.

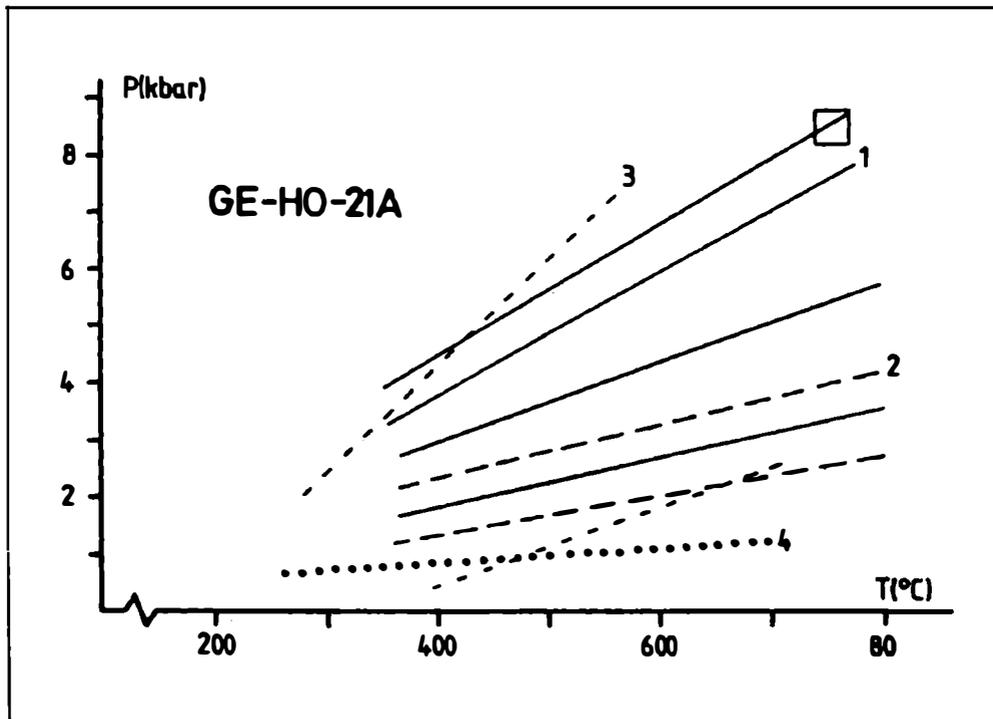


Abb. 5: Isochoren der Probe GE-HO-21A. Ziffern wie in Abb. 4. P/T-Box aus PETRAKAKIS & RICHTER (1991).

### Isochoren:

Die Isochoren der Probe GE-HO-21A sind in Abb. 5 dargestellt. Es zeigt sich, daß die Isochoren der  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -Einschlüsse deutlich steiler verlaufen als jene der reinen  $\text{CO}_2$ -Einschlüsse. Die Isochore eines der gemischten Einschlüsse in Granat schneidet die P/T-Box. Das durch jenen Einschluß repräsentierte  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ -Fluid kann als syn-metamorph angesehen werden. Die übrigen gemischten, aber weniger dichten Einschlüsse in Granat und Quarz wurden infolge von Transpositionsphänomenen (wie  $\text{H}_2\text{O}$ -Verlust) re-equilibrirt. Das durch die meisten Einschlüsse dokumentierte  $\text{CO}_2$ -Fluid kann entweder aus den älteren gemischten Flüssigkeitseinschlüssen abstammen (durch Remobilisierung), oder im Laufe der späteren P/T-Entwicklung eingedrungen sein. Für letztere Möglichkeit sprechen die unterschiedlichen Schmelztemperaturen (und damit Zusammensetzungen) der gemischten und der  $\text{H}_2\text{O}$ -freien Einschlüsse. Die wäßrigen und Stickstoff-führenden Einschlüsse stellen ein jüngerer Fluid dar, wobei die steile  $\text{H}_2\text{O}$ -Isochore ( $T_h = 170^\circ$ ) vermutlich auf Transposition zurückgeht. Die reinen  $\text{N}_2$ -Einschlüsse können aus einer Entmischung eines ehemals homogenen  $\text{N}_2 + \text{H}_2\text{O}$  Fluids hervorgehen.

### Schlußfolgerungen

Die untersuchten Proben aus dem Niederösterreichischen Moldanubikum sind durch verschiedene charakteristische Fluidtypen gekennzeichnet. Auffallend ist die Dominanz von  $\text{CO}_2$  und darunter besonders die Häufigkeit von  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  in den Flüssigkeitseinschlüssen. Ebenfalls herauszuheben ist das Auftreten von  $\text{N}_2$ -führenden Einschlüssen. Typ 1 Flüssigkeitseinschlüsse in Granat (Probe GE-HO-21A), sowie Relikte solcher in Granaten der Proben 89-GR-13 und BS-DO-12 sind Hinweise darauf, daß eine  $\text{CO}_2$ -reiche fluide Phase während der Granatbildung anwesend war. Dies kann am progredienten Ast oder am Höhepunkt der Metamorphose gewesen sein.

Aus seinen petrographischen Untersuchungen schließt PETRAKAKIS (1986), daß für Gesteine der südlichen Bunten Serie  $\text{H}_2\text{O}$ -untersättigte Metamorphosebedingungen angenommen werden müssen. Das Auftreten von trockenen Granuliten spricht ebenfalls für eine erniedrigte Wasseraktivität im Moldanubikum während der Hauptmetamorphose. Dieses frühe,  $\text{CO}_2$ -reiche Fluid ist in Flüssigkeitseinschlüssen nicht erhalten. Nur die gemischten Typ 1 Einschlüsse in Granat der Probe GE-HO-21A könnten dieses Fluid repräsentieren. Die Typ 1 Einschlüsse in Quarz aller drei Proben sind am absteigenden Ast der Metamorphose gebildet worden. Dies ist durch ihr sekundäres Erscheinungsbild und durch die mittlere bis geringe Dichte der Einschlüsse dokumentiert. Für diesen Vorgang werden Temperaturen von  $500^\circ$  bis  $600^\circ$  angenommen. Das entspricht den Bedingungen, die HÖGELBERGER (1989), KUSCHNIG (1986) und PETRAKAKIS (1986 und mündl. Mitt.) für die zweite Metamorphose ermittelten. Während der Abkühlung und dem Druckabfall kam es zu umfassenden Transpositionsphänomenen. Dies bewirkte den  $\text{H}_2\text{O}$ -Verlust und/oder die Dichte Re-equilibrirung in den  $\text{CO}_2$ -dominierten Einschlüssen, sowie Remobilisierung des Fluids. Diese Vorgänge kommen in der starken Streuung von  $T_h$ ,  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  und  $d_{\text{TOT}}$  zum Ausdruck.

Zu einem späteren Zeitpunkt war eine gering salinare, wäßrige fluide Phase mit gewissen Anteilen an Stickstoff anwesend. N<sub>2</sub> könnte aus dem Abbau von NH<sub>4</sub>-führenden Biotit und Feldspat stammen. Die N<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O-Einschlüsse sind zum Teil als mischbares Fluid eingeschlossen worden (über 400 °C; ANDERSEN et al., 1989).

### Danksagung

Herrn Prof. J. Touret (Freie Universität, Amsterdam) danke ich herzlich für seine Unterweisung in die Methode der Flüssigkeitseinschlußuntersuchung, für die Überlassung der Laboreinrichtung, für seine Hilfe und sein Interesse an meiner Arbeit. Herr Prof. W. Richter betreut die Dissertation, in deren Rahmen die vorliegenden Untersuchungen durchgeführt wurden, und Herr Dr. K. Petrakakis überließ mir thermobarometrische Daten. Belden Herren danke ich herzlich dafür, sowie für ihr Interesse und Ihre Diskussionsbereitschaft. Herr Dr. E. Burke (Freie Universität, Amsterdam) führte die Raman-spektroskopischen Messungen (Mikrodil 28) mit finanzieller Unterstützung der "WACOM" (research group for analytical chemistry of minerals and rocks) durch, welche vom "ZWO" (Netherlands Organisation for the Advancement of Pure Research) subventioniert wird. Ihm gebührt Dank, wie auch Herrn Dr. M. Götzinger, der das "Erste Österreichische Fluid-Info-Treffen" organisierte. Dem Fonds zur Förderung von wissenschaftlicher Forschung (FWF) bin ich für die Finanzierung (Projekt S4709-GEO) zu Dank verpflichtet.

### Literatur

- ANDERSEN, T., BURKE, E.A.J., AUSTRHEIM, H. (1989): Nitrogen-bearing, aqueous fluid inclusions in some eclogites from the Western Gneiss Region of the Norwegian Caledonides. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **103**, 153-165.
- BAKKER, J., JANSEN, J.B.H. (1990): Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations. - *Nature*, **345**, 58-60.
- BURKE, E.A.J., LUSTENHOUWER, W.J. (1987): Advantages of the application of a multichannel laser Raman microprobe (Microdil-28) in the analyses of fluid inclusions. - *Chem. Geol.*, **61**, 11-17.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 45-61.
- FUCHS, G., MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der Südlichen Böhmisches Masse. - *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 1-43.
- FUCHS, G., SCHARBERT, H.G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im Niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. - *Verh. Geol. B.-A.*, **2**, 29-49.
- HÖGELSBERGER, H. (1989): Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 1, 213-230.
- HOLLOWAY, J.R. (1981): Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust. In: Hollister, L.S., Crawford, M.L. (eds.): Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. - *Mineralogical Association of Canada*, **6**, 13-36.
- HOLLISTER, L.S. (1990): Enrichment of CO<sub>2</sub> in fluid inclusions in quartz by removal of H<sub>2</sub>O during crystal plastic deformation. - *J. Struct. Geol.*, **12**, 7, 895-901.
- KERKHOF V.D., A.M., TOURET, J.L.R., MAIJER, C., JANSEN, J.B.H. (1991): Retrograde methane-dominated fluid inclusions from high-temperature

- granulites of Rogaland, southwestern Norway. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 2533-2544.
- KUSCHNIG, G. (1986): *Geochemie und Petrologie der Amphibolite der Bunten Serie*. - Unveröff. Diss. Inst. f. Petrologie, Univ. Wien.
- NEWTON, R.C. (1986): Fluids of granulite facies metamorphism. - In: WALTHER J.V., WOOD, B.J. (Eds.): *Fluid rock interaction during metamorphism*. - Springer Verlag, 36-59.
- PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets. - *J. Met. Geol.*, 4, 323-344.
- PETRAKAKIS, K., RICHTER, W. (1991): Metamorphosebedingungen in der Gföhler Einheit. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1, 167-180.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions. - *Reviews in Mineralogy*, 12, 646p.
- STERNER, S.M., BODNAR, R.J. (1989): Synthetic fluid inclusions- VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift. - *J. Met. Geol.* 7, 2, 243-260.
- TOURET, J.L.R. (1971): Le facies granulite en Norvege meridionale. - *Lithos*, 4, I 239-249, II 423-436.
- TOURET, J.L.R. (1977): The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. - In: FRASER, D.C. (ed.): *Thermodynamics in Geology*. - D.Reidel Pub. Co., Dordrecht, Holland, 203-227.
- TOURET, J.L.R., Dietvorst, P. (1983): Fluid inclusions in high grade anatectic metamorphites. - *J. Geol. Soc. London*, 140, 635-649.
- ZHANG, Y.-G., FRANTZ, J.D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. - *Chem. Geol.*, 64, 335-350.

**ZUSAMMENSETZUNG UND HERKUNFT RETROGRAD GEBILDETER  
FLÜSSIGKEITSEINSCHLÜSSE IM NOCKGEBIET (KÄRNTEN)**

von

**Heinz Högelsberger<sup>+</sup>**

(eingelangt am 2. 4. 1992, angenommen am 19. 6. 1992)

**Zusammenfassung**

Anhand ihrer Charakteristika lassen sich für die retrograd entstandenen Flüssigkeitseinschlüsse im Kristallin des Nockgebietes zwei Bildungsprozesse unterscheiden.

(1) Fluide, die bei der Subduktion der Radentheiner unter die Priedröf Serie freigesetzt wurden, sind hauptsächlich durch CO<sub>2</sub>-dominierte Einschlüsse - mit geringen Gehalten an N<sub>2</sub> - dokumentiert. Die breite Streuung der Homogenisierungstemperaturen läßt auf einen weiten Temperaturbereich bei der Bildung und/oder nachträgliche Transpositionsphänomene schließen. Als mögliche Quelle für diese Fluide kommt der Magnetitkörper von Radenthein in Frage. Untergeordnet treten auch salzreiche wäßrige Einschlüsse auf.

(2) Retrograde Überprägungen im Kristallin der Priedröf Serie, die mit aus dem transgressiv überlagernden Permomesozoikum stammenden Wässern im Zusammenhang stehen, sind durch wäßrige Flüssigkeitseinschlüsse mit niedrigen Homogenisierungstemperaturen charakterisiert. CO<sub>2</sub>-dominierte Einschlüsse, die ebenfalls vorkommen, weisen beträchtliche Beimengungen an N<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub> auf.

**Einleitung**

Die Rolle von Fluiden bei metamorphen Prozessen ist Gegenstand zahlreicher geowissenschaftlicher Untersuchungen. Dabei werden deren Eigenschaften meist mittels thermodynamischer Berechnungen oder durch Phasenbeziehungen abgeleitet. Die Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen ist die einzige Methode, bei der Fluide direkt beobachtet und analysiert werden können.

Das Nockgebiet weist unterschiedliche Diaphtoresezonen auf, die sowohl durch Deckenbau als durch transgressive Sedimentation bedingt sind. Ziel dieser Arbeit ist die nähere Charakterisierung der Fluide, die jene retrograden Überprägungen verursacht haben.

---

<sup>+</sup> Dr. Heinz Högelsberger  
Institut für Geochemie der Universität Wien  
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

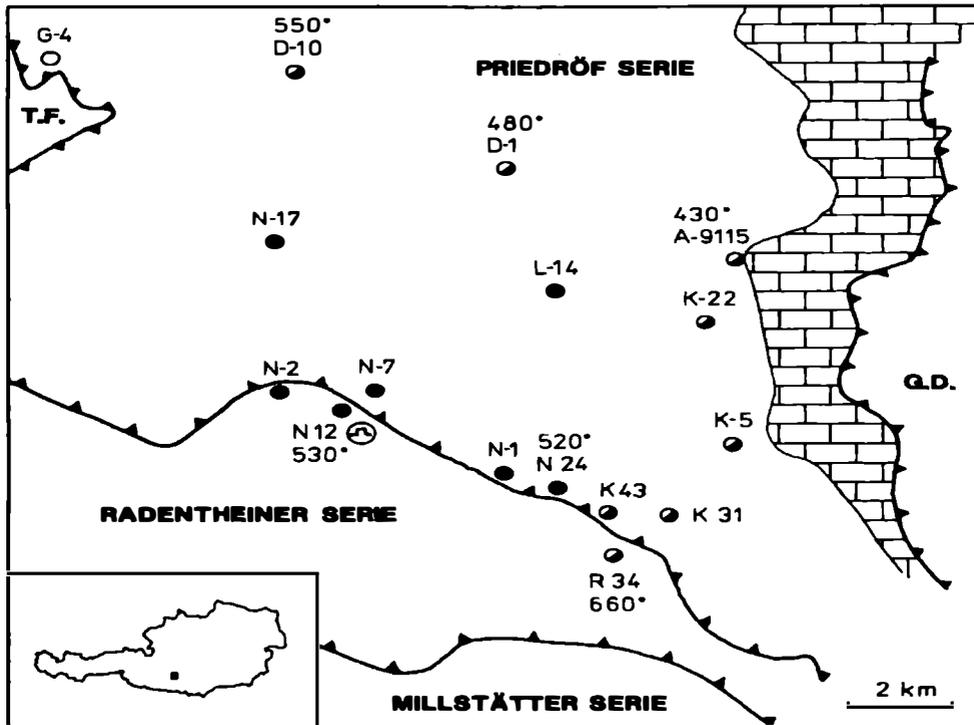


Abb. 1: Geologisch-tektonische Skizze des Kristallins zwischen Tauernfenster (T.F.) und Gurktaler Decke (G.D.) mit eingezeichneten Probenfundpunkten (Volle Kreise: CO<sub>2</sub>-dominierte Flüssigkeitseinschlüsse, leere Kreise: wäßrige Einschlüsse vorhanden). Metamorphosetemperaturen wurden für einzelne Proben mittels Granat-Biotit-Thermometrie (bei 5 kbar) kalkuliert (nach SCHIMANA, 1986). Ziegelsignatur für das transgressive Permomesozoikum; Steinbruchsymbol für die Magnesitlagerstätte Radenthein.

## Geologie

Das Kristallin zwischen dem Tauernfenster und der Gurktaler Decke läßt sich in drei Serien gliedern. Diese sind von Norden nach Süden bzw. vom Hangenden zum Liegenden die Priedröf, Radentheiner und Millstätter Serie. Sie können laut SCHIMANA (1986) anhand ihrer Entwicklungsgeschichte unterschieden werden. Während Priedröf und Millstätter Serie polymetamorph (variszisch und alpidisch) sind, weist die zwischengeschaltete Radentheiner Serie nur eine Metamorphose auf. Deren Alter ist durch Rb/Sr-Kleinbereichs- und Mineralisochronen mit 88-84 Ma belegt (SCHIMANA, 1986). Die Temperaturen dieser alpidischen Metamorphose nehmen generell nach S und W hin zu (Abb. 1). In der Priedröf Serie kommt es an der Deckengrenze zur

unterlagernden Radentheiner Serie zu intensiver Diaphtorese. Dies führt SCHIMANA (1986) auf Dehydrierungsreaktionen der Radentheiner Serie während ihrer aufsteigenden Metamorphose zurück. Retrograde Überprägung ist auch an der Oberkante des Priedröf-Kristallins im Bereich des überlagernden Stangalm-Mesozoikums zu beobachten.

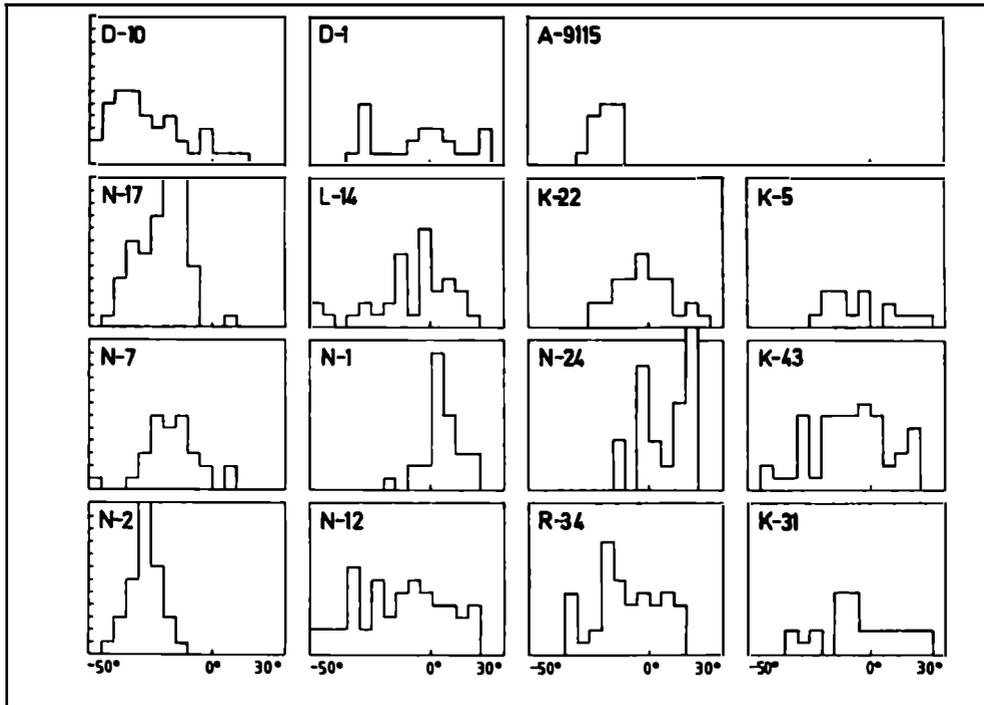


Abb. 2: Histogramme der Homogenisierungstemperaturen aller CO<sub>2</sub>-dominierter Einschlüsse. 1 Teilstrich = 1 Messung.

### Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen

Um eine optimale Korrelation zwischen den unterschiedlichen Methoden zu gewährleisten, wurden größtenteils jene Proben herangezogen, die schon SCHIMANA (1986) bearbeitet hat. Alle untersuchten Einschlüsse befinden sich in Matrixquarzen von Metapeliten der Priedröf und Radentheiner Serie. Eine Ausnahme bildet Probe A-9115; hierbei handelt es sich um einen Quarzgang in unmittelbarer Nähe des transgredierten Permomesozoikums.

Generell treten zwei Gruppen von Flüssigkeitseinschlüssen auf: CO<sub>2</sub>-dominierte und wäßrige. Die CO<sub>2</sub>-dominierten stellen die große Mehrheit der gefundenen und untersuchten Einschlüsse dar. Sie sind bei Raumtemperatur meist einphasig (flüssiges Kohlendioxid), weisen ovale Formen auf und sind in Gruppen ("cluster") angeordnet. Ihre Größe liegt unter 5 µm. Wäßrige Einschlüsse kommen nur untergeordnet in einigen Proben vor. Sie sind zweiphasig (flüssig und gasförmig) und haben meist längliche, zuweilen auch unregelmäßige Formen. Ihr Auftreten ist oft an verheilte Risse gebunden und verläuft somit entlang von Einschlusszügen ("trails"). Die größten Durchmesser liegen im Bereich von 10 µm. Alle Einschlüsse werden im Bezug zu ihrem Wirtsm Mineral als sekundär angesehen.

Probe	T <sub>h</sub> in °C	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>
N-2	-35,0	95	5	Spuren
	-25,4	94	5	1
	-18,5	95	4	1
R-34	alle T <sub>h</sub>	100	-	-
K-22	-32,5	94	5	1
	2,2	99	-	1
K-43	-42,0	94	6	Spuren
	-38,5	76	24	-
	-27,5	94	6	Spuren
	-5,2	95	5	Spuren
	12,1	98	2	-

Tab. 1: T<sub>h</sub>-Werte und Raman-Analysen (in Mol.%) von CO<sub>2</sub>-dominierten Einzeleinschlüssen in jeweils zwei Proben der Radentheiner (N-2, R-34) und Priedröf Serie (K-22, K-43).

#### CO<sub>2</sub>-dominierte Einschlüsse:

Mittels mikrothermometrischer Methoden ("Heiz/Kühl-Tisch" Linkam THM-600) wurden Schmelz- und Homogenisierungstemperaturen (=T<sub>h</sub>) von beiden Einschlussarten bestimmt. Die dabei gewonnenen Daten erlauben die Berechnung physikochemischer Parameter des Fluids wie Dichte und Zusammensetzung. Histogramme von T<sub>h</sub>-Werten CO<sub>2</sub>-dominierter Einschlüsse von 15 Proben zeigen eine große Variationsbreite (Abb.

2). Auffällig ist, daß benachbarte Proben aus der Priedröf und der Radentheiner Serie (z.B. R-34 - K-43) sehr ähnliche Verteilungsmuster aufweisen. Nur selten ist ein ausgeprägtes Verteilungsmaximum zu beobachten (z.B. Proben N-1, N-2). Meist zeigen die  $T_h$ -Daten eine weite Streuung. Anscheinend sind die Einschlüsse über einen großen Bereich von P-T-Bedingungen hinweg entstanden oder re-equilibriert worden. Sie spiegeln daher eher eine kontinuierliche Entwicklung als ein punktuellere Ereignis wider.

Gehalte von Methan und/oder Stickstoff in den  $\text{CO}_2$ -Einschlüssen führen zu einer progressiven Schmelzpunktniedrigung unter  $-56.6^\circ$ . In Abb. 3 sind die gemessenen Schmelztemperaturen ( $=T_m$ ) zu den  $T_h$ -Werten in Beziehung gesetzt. Weder für Einschlüsse der Priedröf noch der Radentheiner Serie gibt es einen offensichtlichen Zusammenhang zwischen dem Gehalt an Beimengungen zum  $\text{CO}_2$  und der Dichte. In beiden geologischen Einheiten liegen die Schmelztemperaturen zwischen  $-56.6^\circ$  (für reines Kohlendioxid) und  $-60.2^\circ$ .

Die Zusammensetzung der  $\text{CO}_2$ -dominierten Einschlüsse wurde in vier Proben mittels Raman-Spektroskopie (BURKE & LUSTENHOUWER, 1987) analysiert. Tab. 1 gibt den Chemismus dieser ausgewählten Einzeleinschlüsse an.

Wie in Abb. 3 ergibt sich auch hier keine Korrelation zwischen Dichte (repräsentiert durch  $T_h$ ) und Zusammensetzung. Die Gehalte an Methan sind durchwegs niedrig ( $\leq 1\%$ ), während Stickstoff meist in einer Menge von 4-6% vorhanden ist. Nur eine Probe (R-34) enthält reine  $\text{CO}_2$ -Einschlüsse.

In Probe A-9115 weisen auffällig niedrige Homogenisierungstemperaturen von  $-117.3^\circ$  bis  $-100.2^\circ$  (Abb. 2) auf größere Konzentrationen von  $\text{CH}_4$  und/oder  $\text{N}_2$  hin. Um diese Beimengungen abschätzen zu können, wurden von drei Bruchstücken der Probe die enthaltenen Fluide mit einem Quadrupolmassenspektrometer (Balzers QMG 511) analysiert. Tab. 2 gibt die Gesamtfluidzusammensetzung dieser Teilproben an.

$\text{H}_2\text{O}$	$\text{CO}_2$	$\text{N}_2$ & $\text{CO}$	$\text{CH}_4$	$\text{C}_2\text{H}_6$
97,2	1,5	0,8	0,4	0,1
96,9	1,8	0,9	0,3	0,1
96,7	2,0	0,8	0,4	0,1

Tab. 2: Massenspektrometrische Gasanalysen des Gesamtfluides von drei Teilproben der Probe A-9115 (in Mol.%)

Unter der Annahme, daß das H<sub>2</sub>O in den wäßrigen, alle anderen Komponenten in den CO<sub>2</sub>-dominierten Einschlüssen enthalten sind, läßt sich die Zusammensetzung letzterer bestimmen. Sie bestehen durchschnittlich aus ca. 57% CO<sub>2</sub>, 27% N<sub>2</sub>, 13% CH<sub>4</sub> und 3% höheren Kohlenwasserstoffen. Zwischen N<sub>2</sub> und CO kann bei dieser Meßmethode nicht unterschieden werden, doch wird Stickstoff bei weitem überwiegen.

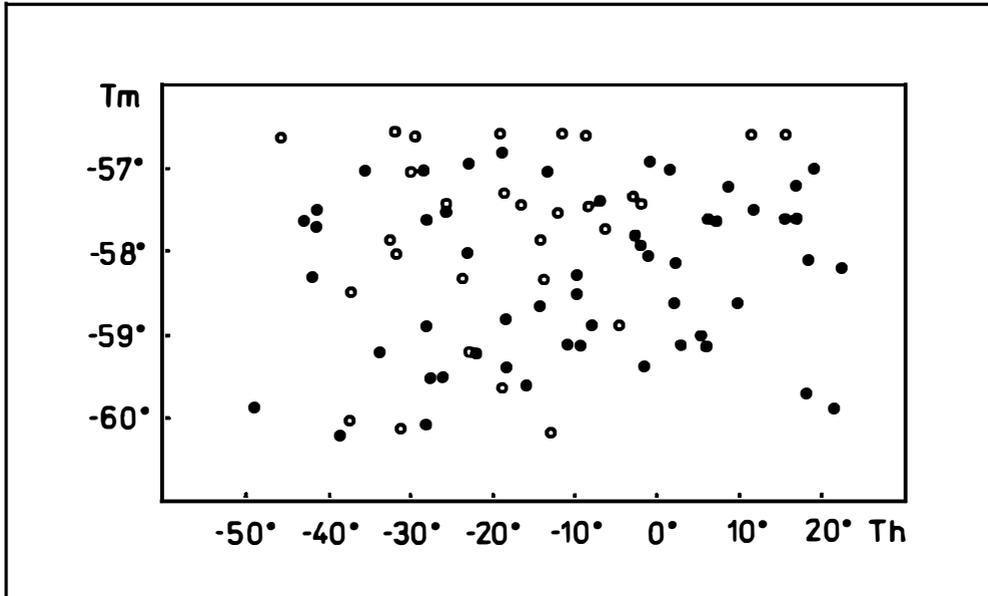


Abb. 3: Diagramm von Homogenisierungstemperatur (= T<sub>h</sub>) gegen Schmelztemperatur (= T<sub>m</sub>) von CO<sub>2</sub>-dominierten Einschlüssen (Volle Kreise für Priedröf Serie, leere Kreise für Radentheiner Serie).

#### Wäßrige Einschlüsse:

Wäßrige Einschlüsse sind nur in einem Teil der untersuchten Gesteine zu finden. Einzig in Probe G-4 kommen sie ausschließlich vor. Wie auch bei den CO<sub>2</sub>-dominierten Einschlüssen, erfolgt die Homogenisierung in die flüssige Phase (Verschwinden der Gasblase). Die dabei gemessenen Temperaturen sind auch in den Proben selbst sehr unterschiedlich und variieren von 70° bis 315°. Nur A-9115 weist einen relativ engen Bereich von T<sub>h</sub>-Werten zwischen 97° und 171° auf. Auch die Salzgehalte sind variabel, meist jedoch hoch (17-26 Gew.% NaCl-Äquivalent). Die mikrothermometrischen Daten deuten darauf hin, daß neben NaCl noch andere Salze - vermutlich CaCl<sub>2</sub> - in der Lösung enthalten sind.

## Diskussion und Schlußfolgerungen

Aufgrund mikrothermometrischer Messungen lassen sich die bei den beiden diaphtoserzeugenden Prozessen beteiligten Fluide im Nockgebiet unterscheiden und voneinander abtrennen:

(1) Fluide, die aus den transgredierte Sedimenten in das Kristallin migrierten, hinterließen größtenteils wäßrige Einschlüsse mit generell niedrigen Homogenisierungstemperaturen. Die ebenfalls auftretenden CO<sub>2</sub>-dominierten Einschlüsse beinhalten größere Mengen an N<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub>, was sich in T<sub>h</sub>-Werten < -100° niederschlägt (Probe A-9115).

(2) Flüssigkeitseinschlüsse, die auf die Subduktion und Metamorphose der Radentheiner Serie zurückgehen, sind hauptsächlich CO<sub>2</sub>-dominiert, während die wäßrigen Einschlüsse eher selten sind. Beide Typen homogenisieren in einen großen Temperaturintervall.

Für die Tatsache, daß CO<sub>2</sub>-dominierte Flüssigkeitseinschlüsse bei weitem überwiegen, gibt es mehrere Erklärungsmöglichkeiten.

So zeigt sich in vielen retrograd überprägten Arealen, daß das ursprünglich vorhandene wäßrige Fluid durch Hydrierungsreaktionen verbraucht wurde. Eventuell verbleibende wäßrige Fluide werden durch diesen Anreicherungsprozeß hochsalinar (CRAWFORD et al., 1979). Die an den Mineralreaktionen unbeteiligte Kohlendioxidkomponente bleibt in Form von Flüssigkeitseinschlüssen erhalten. Allerdings sind nicht nur in den "retrograden" Anteilen der Priedröf Serie, sondern auch in der "prograden" Radentheiner Serie (Probe R-34) salzreiche wäßrige Einschlüsse zu finden.

HOLLISTER (1990) sowie BAKKER & JANSEN (1990) beschreiben Mechanismen (z.B. plastische Deformation), bei denen aus ursprünglich gemischten H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Einschlüssen bevorzugt Wasser entweicht. Unterschiedliche physikalische Eigenschaften, wie Oberflächenspannung, sorgen dafür, daß Wasser entlang von Gitterstörungen des Quarzes aus den Einschlüssen migrieren kann. Das zurückbleibende Kohlendioxid füllt das gesamte Volumen auf, wodurch sich dessen Dichte reduziert. Tritt dieser Prozeß ein, geben mikrothermometrische Messungen weder die ursprüngliche Fluidzusammensetzung, noch die Einschlußbedingungen wider. Es gibt jedoch keine Hinweise (z.B. reliktsch erhaltene H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Einschlüsse), daß es in der Priedröf Serie zu dieser Entwicklung gekommen ist.

Geht man davon aus, daß die beobachteten Flüssigkeitseinschlüsse ein tatsächlich vorhandenens Fluid repräsentieren, benötigt man dafür eine entsprechende Lieferquelle. Die Magnesitlagerstätte von Radenthein könnte in der Lage sein, bei der alpidischen Überprägung große Mengen an Kohlendioxid freizusetzen. Dieses CO<sub>2</sub>-reiche Fluid würde durch die benachbarten Gesteine migrieren und vorhandene Wässer "wegspülen". Aus Abb. 1 ist ersichtlich, daß Proben in unmittelbarer Nähe des Magnesitkörpers ausschließlich CO<sub>2</sub>-dominierte Einschlüsse aufweisen, während in größerer Entfernung zusätzlich auch wäßrige Einschlüsse vorkommen. In Probe G-4 konnten überhaupt keine CO<sub>2</sub>-Fluide mehr nachgewiesen werden.

Chemische Analysen zeigen, daß Stickstoff die häufigste Beimengung in den CO<sub>2</sub>-dominierten Einschlüssen ist. Das N<sub>2</sub> kann sowohl biogenen Ursprungs sein, als auch als NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-Ion K substituiert haben, um dann beim Zerfall von Feldspäten, Amphibolen und Schichtsilikaten freigesetzt zu werden (ANDERSEN et al., 1989).

### Dank

Ich bedanke mich bei Michael Götzinger für die Erlaubnis zur Mitbenützung des verwendeten Heiz/-Kühltesches (FWF Projekt-Nr. P6972-GEO), als auch für die Organisation des "1. Österreichischen Fluid Info Treffens", in dessen Rahmen diese Arbeit präsentiert wurde. Ernst Burke (Freie Universität Amsterdam) führte freundlicherweise die Raman-Analysen durch, Walter Grum die massenspektrometrischen Gesamtfluidmessungen. Mein Dank gilt auch Robert Schimana für die Bereitschaft, mir seine Proben und Unterlagen zur Verfügung zu stellen. Dieses Projekt wird vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt-Nr. P7187-GEO) finanziert.

### Literatur

- ANDERSEN, T., BURKE, E.A.J., AUSTRHEIM, H. (1989): Nitrogen-bearing, aqueous fluid inclusions in some eclogites from the Western Gneiss Region of the Norwegian Caledonides.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **103**, 153-165.
- BURKE, E.A.J., LUSTENHOUWER, W.J. (1987): Advantages of the application of a multichannel laser Raman microprobe (Microdil-28) in the analysis of fluid inclusions.- *Chem. Geol.*, **61**: 11-17.
- BAKKER, R.J., JANSEN, B.H. (1990): Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations.- *Nature*, **345**, 58-60.
- CRAWFORD, M.L., FILER, J., WOOD, C. (1979): Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism.- *Bull. Mineral.*, **102**, 562-568.
- HOLLISTER, L.S. (1990): Enrichment of CO<sub>2</sub> in fluid inclusions in quartz by removal of H<sub>2</sub>O during crystal-plastic deformation.- *J. Struct. Geol.*, **12**, 895-901.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich).- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **33**, 221-232.

## **ABSCHÄTZUNG DER VISKOSITÄT SILIKATISCHER SCHMELZEN AUS EINSCHLUSSDATEN**

von

**Rainer Thomas<sup>+</sup>**

(eingelangt am 28. 4. 1992, angenommen am 2. 6. 1992)

### **Einleitung**

In der experimentellen Petrologie wird die Viskosität silikatischer Schmelzen bei hohen Temperaturen und Drucken im allgemeinen mit den folgenden drei klassischen Methoden ermittelt:

1. mit der Kugelfallmethode,
2. mit der Rotations-Zylindermethode und
3. mit der Kapillardurchflußmethode

Viskositätsmessungen an Fluid-reichen Schmelzen bei hohen Temperaturen und Drucken sind sehr aufwendig und werden daher nur in ganz wenigen Laboratorien durchgeführt. Vom Autor wurde deshalb versucht, den bereits von EINSTEIN (1905) theoretisch begründeten Zusammenhang zwischen der Diffusion und der Viskosität für die Bestimmung oder Abschätzung der Viskosität silikatischer Schmelzen zu nutzen.

### **Die Beziehung zwischen Diffusion und Viskosität**

Der Zusammenhang zwischen Diffusion und Viskosität kann durch die folgende Gleichung beschrieben werden (EINSTEIN, 1905):

$$D = \frac{R \cdot T}{N} \cdot \frac{1}{(6 \cdot \pi \cdot \eta \cdot r)} \quad (1)$$

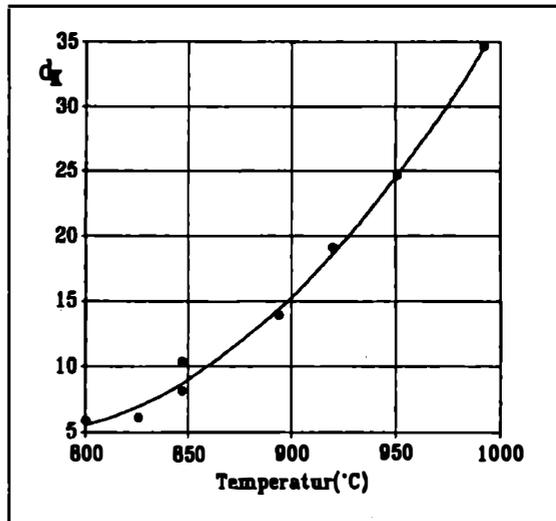
D - Diffusionskoeffizient, T - Temperatur in Kelvin, R - Gaskonstante (83,12 cm<sup>3</sup> . bar/Grad . Mol), N - Avogadro-Zahl,  $\eta$  - Viskosität, r - Radius des diffundierenden Ions oder Moleküls.

---

Dr. Rainer Thomas  
Geoforschungszentrum Potsdam  
Telegrafenberg A 50  
D-O-1561 Potsdam

*"Der Diffusionskoeffizient der suspendierten Substanz hängt also außer von universellen Konstanten und der absoluten Temperatur nur vom Reibungskoeffizienten der Flüssigkeit und von der Größe der suspendierten Teilchen ab." (EINSTEIN, 1905, S. 555-556).*

Abb. 1: Zusammenhang zwischen dem kritischen Einschlußdurchmesser  $d_k$  (in mm) und der Temperatur für eine Versuchszeit von 20 Stunden: Quarzporphyr von Brand-Erbisdorf/Erzgebirge.



Prinzipiell ist  $D$  aus der Viskosität des Lösungsmittel und aus den Moleküldaten des gelösten Stoffes berechenbar. Die Gleichung läßt sich, wenn  $D$  bekannt ist, für kugelförmig gelöste Moleküle zur Ermittlung der Viskosität heranziehen. Man sieht, daß  $D$  umgekehrt proportional der Viskosität

und dem Teilchenradius ist. Außerdem muß  $D$  nach der Gleichung (1) mit steigender Temperatur schnell größer werden, denn  $D$  ist  $T$  proportional, und  $\eta$  des Lösungsmittels wird außerdem mit wachsender Temperatur kleiner. Daraus folgt, daß bei Viskositätsbestimmungen die Temperatur sehr exakt gemessen und auch konstant gehalten werden muß.

**Zusammenhang zwischen der Einschlußgröße und der Zeit für die Einstellung des Schmelzgleichgewichtes**

Ausgehend von Untersuchungen zur Abschätzung des Interdiffusionskoeffizienten in silikatischen Schmelzen, wie sie von JOHANNES (1985) durchgeführt wurden, kann gezeigt werden, daß zwischen der Einschlußgröße und der Zeit der Gleichgewichtseinstellung in einem Einschlußsystem ein direkter Zusammenhang besteht, der durch das von JOHANNES verwendete Interdiffusionsmodell recht gut beschrieben werden kann. Für die Homogenisierung (bei konstanter Temperatur) in einem kugelförmigen Raum erhält man den Interdiffusionskoeffizienten  $D_I$ , nach

$$D_I = \frac{r_E^2}{4 * t} \tag{2}$$

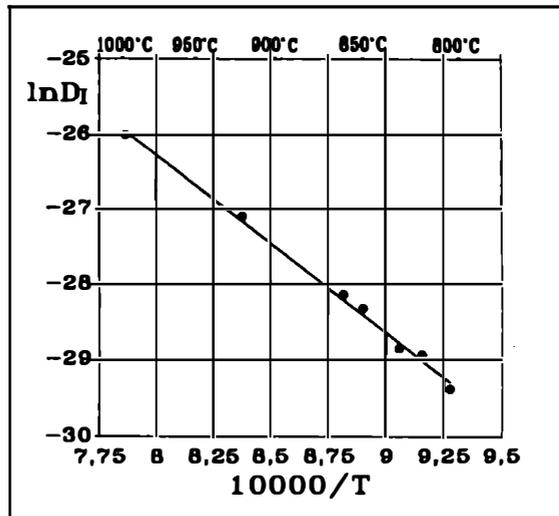
( $r_E$  - Radius des kugelförmigen Einschusses in Zentimeter,  $t$  - Versuchszeit in Sekunden). Diese Beziehung stellt für unseren Fall jedoch nur eine erste Näherung dar. Wie

bereits erwähnt wurde, kann man aus der Gleichung (1) bei bekannten Viskositäts- und Moleküldaten den Interdiffusionskoeffizient  $D_I$  berechnen. Setzt man für  $\eta$  die nach SHAW (1972) bzw. nach McBIRNEY & MURASE (1984) aus den Gesteins-Hauptchemismus berechneten Viskositätsdaten ein, so erhält man für den erforderlichen Proportionalitätsfaktor  $k$  einen Wert von 0,318 ( $k$  wurde aus 13 unterschiedlichen Homogenisierungsexperimenten abgeleitet:  $k = 0,318 \pm 0,034$ ). Einsetzen von  $k$  in die Beziehung (2) führt auf eine verbesserte Gleichung zur Berechnung des Diffusionskoeffizienten aus den Homogenisierungsexperimenten (siehe hierzu auch HECKEL & BALASUBRAMANIAM (1971) sowie BRADY & YUND (1983):

$$D_I = \frac{r_E^2}{4 * 3,145 * t} \quad (3)$$

Leider läßt sich die Viskosität aus den Liquidusexperimenten mit dieser einfachen Beziehung nicht errechnen. Der Zusammenhang ist etwas komplizierter; die Untersuchungen hierzu sind jedoch noch nicht abgeschlossen.

Abb. 2: Änderung des Interdiffusionskoeffizienten  $D_I$  ( $\text{cm}^2/\text{sec}$ ) mit der Temperatur - Arrhenius-Plot für Schmelzeinschlüsse im Quarz des OG3-Granits von Kirchberg/Westerzgebirge.



Einen großen Teil der Schmelzeinschlüsse kann in guter Näherung als kugelförmig betrachtet werden. Abweichungen zu mehr abgeplatteten Formen (Ellipsoide) lassen sich beispielsweise mittels der Beziehung

$$2r_E = \sqrt{D * d} \quad (4)$$

berücksichtigen ( $D$  - große Ellipsenachse,  $d$  - kleine Ellipsenachse).

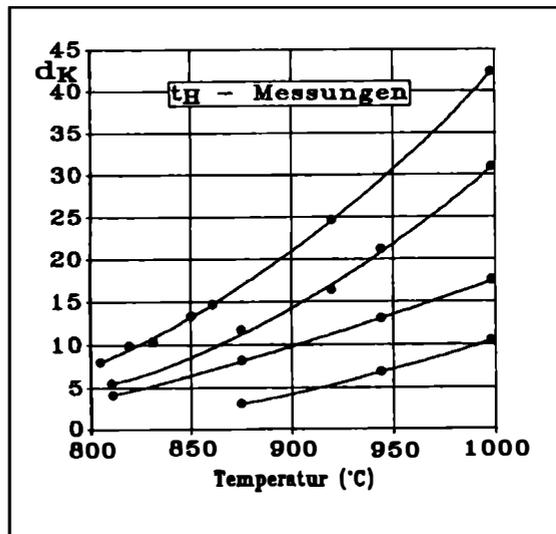
Als Kriterium für die Gleichgewichtseinstellung im Schmelzeinschlußsystem dienen Einschlüsse mit kritischen Durchmesser-Werten  $d_k$ . Bei den Homogenisierungsexperimenten wird der Durchmesser derjenigen Einschlüsse als kritisch bezeichnet, bei denen die Dampfblase bei mikroskopischer Betrachtung gerade noch zu erkennen ist.

Für homogenisierte Einschlüsse gilt dann:  $d_k \geq d_H$  ( $d_H$  - Durchmesser des homogenisierten Einschlusses).

### **Methodik**

Zur Bestimmung der kritischen Einschlußdurchmesser  $d_k$  wird die Abschreck- oder Quenchingtechnik verwendet. Bei dieser Technik werden die Proben in Form von kleinen (l) polierten Dickschliff-Chips in evakuierten Quarzampullen unter schwach reduzierenden Bedingungen bei Haltezeiten von 20 bis 100 Stunden aufgeheizt. Nach jedem Temperaturschritt wird die Probe innerhalb von wenigen Sekunden auf Raumtemperatur abgeschreckt. Die so "eingefrorenen" Phasenverhältnisse werden anschließend unter Immersionsöl mikroskopisch beurteilt. Von Einschlüssen, die dem Kriterium  $d_k \geq d_H$  genügen, wird mittels geeichtem Meßschraubenokular der Durchmesser  $d_k$  bestimmt.

Abb. 3: Abhängigkeit des kritischen Einschlußdurchmessers  $d_k$  (in mm) unterschiedlicher Einschlußgenerationen im Quarz von der Temperatur bei einer konstanten Versuchszeit von 20 Stunden: OG3-Granit von Kirchberg.

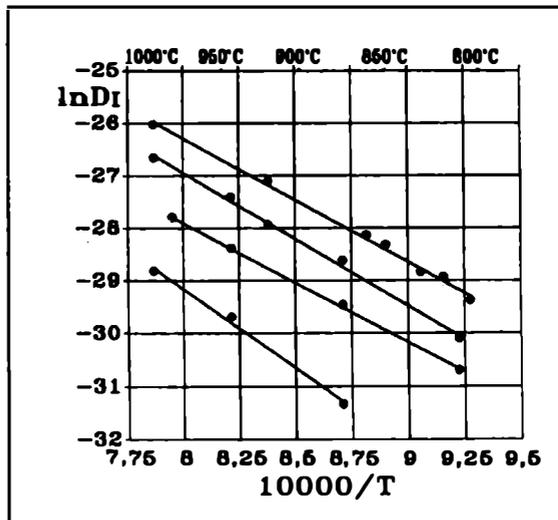


Die Methode ist sehr zeitaufwendig, liefert jedoch korrekte Temperaturwerte, da eine genaue Eichung der Meßanordnung unproblematisch ist. Zur Bestimmung der Viskositätsdaten sollten die Quenchingexperimente bei wenigstens drei unterschiedlichen Temperaturwerten (z.B. 700, 800 und 900 °C) durchgeführt werden.

Abb. 1 zeigt den Zusammenhang zwischen dem kritischen Einschlußdurchmesser  $d_k$  und der Temperatur für eine Versuchszeit von 20 Stunden. Versuche mit längeren oder auch kürzeren Haltezeiten wurden über die Beziehungen (2) bzw. (3) "normiert". Der Zusammenhang zwischen dem kritischen Einschlußdurchmesser  $d_k$  und der Temperatur läßt sich durch ein Polynom 2. Grades hinreichend genau beschreiben. Berechnet man aus dem kritischen Einschlußdurchmesser-Werten  $d_k$  und der Versuchszeit den Interdiffusionskoeffizienten  $D_i$  für die jeweilige Temperatur, so erhält man für genetisch gleichwertige Einschlußgruppen im  $\ln D_i - 1/T$ -Diagramm (Arrhenius-Plot) lineare Beziehungen (siehe Abb. 2). Dieser lineare Zusammenhang zwischen dem

Interdiffusionskoeffizienten  $D_i$  und der reziproken absoluten Temperatur ist ein Beweis dafür, daß die Gleichgewichtseinstellung im Schmelzeinschluß durch Diffusionsprozesse gesteuert wird.

Abb. 4:  $\ln D_i$ - $1/T$ -Diagramm, erstellt aus den Daten für die vier unterschiedlichen Einschlußgenerationen im Quarz des OG3-Granits von Kirchberg ( $D$  in  $\text{cm}^2/\text{sec}$ ).



Durch Extrapolation der Diffusionsdaten (Beziehung (3)) auf eine Versuchszeit von 1 Stunde und einen  $d_k$ -Wert von 0,623 mm (empirisch aus Quenching-Experimenten unter Normaldruck bzw. Heliumschutzdruck bis 7,5 kbar abgeleitet) erhält man die minimale Homogenisierungstemperatur  $t_H$ .

Zur Berechnung der Viskosität aus den Diffusionsdaten benötigt man den Radius der diffundierenden Moleküle. Für die Homogenisierungs-Experimente wurde das nach BERMAN (1988) berechnete Molvolumen des Wassers bei den entsprechenden Versuchstemperaturen für einen Druck von 1 Bar als Basis für die Radien der diffundierenden  $\text{H}_2\text{O}$ -Partikel verwendet.

### Ergebnisse der Viskositätsabschätzung anhand von Schmelzeinschlüssen

In der Abb. 3 sind die Ergebnisse der  $d_k$ -Bestimmungen an einer Granitprobe aus dem Kirchberger Massiv (Probe 305/85(13)) graphisch dargestellt. Unter Zugrundelegung dieser Daten wurden die Gleichungen für die Diffusion und die Viskosität berechnet und die Ergebnisse in den Abb. 4 und 5 für genetisch unterschiedliche Einschlußgruppen veranschaulicht. In der Abb. 5 sind die Ergebnisse der Viskositätsbestimmungen aus den Homogenisierungs-Experimenten an der oben genannten Probe als  $\ln \eta$ -Temperatur-Plot dargestellt. Zum Vergleich wurden nach dem Modell von SHAW (1972) bzw. dem Computer-Programm von McBIRNEY & MURASE (1984) die Viskositäten aus der chemischen Analyse des untersuchten Gesteins für unterschiedliche Wassergehalte in der Schmelze berechnet (punktierte Linien im Diagramm). Der Vergleich zeigt eine relativ gute Übereinstimmung der beiden Modellbetrachtungen.

No.	Gestein/Herkunft	A	B	t <sub>H</sub> (Min.)
1	Quarzporphyr/Oberhof	2,358	-8,683	825 °C
2	Quarzporphyr/Brand- Erbisdorf (bei Freiberg)	2,57	-11,303	794 °C
3	Granitporphyr von Oelsen	1,742	-3,559	793 °C
4	OG3-Granit von Kirchberg	2,262	-9,237	756 °C
		2,466	-10,257	798 °C
		2,092	-6,203	829 °C
		2,915	-11,611	918 °C
5	JG1-Granit von Eibenstock	1,421	-1,936	697 °C
		1,561	-4,164	654 °C
		1,448	-1,792	724 °C
6	Falkenberger Granit	1,587	-2,96	738 °C
		2,037	-8,922	669 °C

Tabelle 1: Ergebnisse der Viskositätsbestimmungen an Schmelzeinschlüssen in granitoiden Gesteinen (eine Auswahl): die Koeffizienten der Arrheniusgleichung  $\ln \eta = A \cdot (10000/T) + B$  und die minimale Homogenisierungstemperatur, berechnet aus den Diffusionsdaten.

Aus thermobarometrischen Untersuchungen ergaben sich für die untersuchte Probe ( $6,7 \pm 1.1$ ) Ma.-% Wasser. Daneben treten auch Einschlüsse mit deutlich niedrigeren Gehalten von etwa 3,7 Ma.-% auf.

Durch Änderungen der chemischen Zusammensetzung der Schmelze beim Aufstieg, insbesondere durch die Änderung der Wassergehalte, resultiert eine beachtliche Variation der Viskositätsdaten. Aus den Diagrammen ist ersichtlich, daß auch der Wassergehalt der Einschluß-Schmelzen recht gut abgeschätzt werden kann. Die Abb. 6a und 6b präsentieren die Ergebnisse der Viskositätsbestimmungen für zwei unterschiedliche Quarzporphyrproben im  $\ln \eta$ -1/T-Plot. In der Tabelle 1 sind die Resultate

der Untersuchungen an einigen granitoiden Gesteinen exemplarisch zusammen- gestellt.

Abb. 5: Viskositätsdaten für die Einschlußschmelzen im Quarz des Granits von Kirchberg ( $\eta$  in Poise).

Die vorgestellten Ergebnisse re- präsentieren Viskositätsdaten der häufigsten Einschlußgenerationen. Daneben treten auch sporadisch Einschlüsse mit erheblich abwei- chenden Daten auf (so z.B. Schmelzeinschlüsse mit extrem hohen oder auch sehr niedrigen Wassergehalten), die demonstrieren, daß bei den Kristallisations- prozessen erhebliche Fluktuationen in der Zusammensetzung der Schmelzen (Wassergehalt!) auf- treten können.

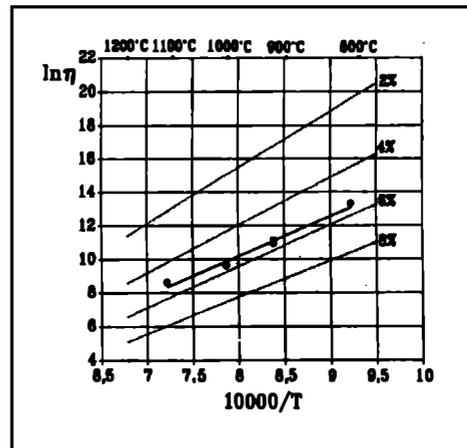
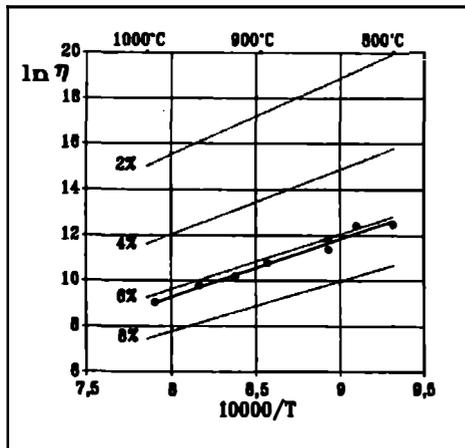
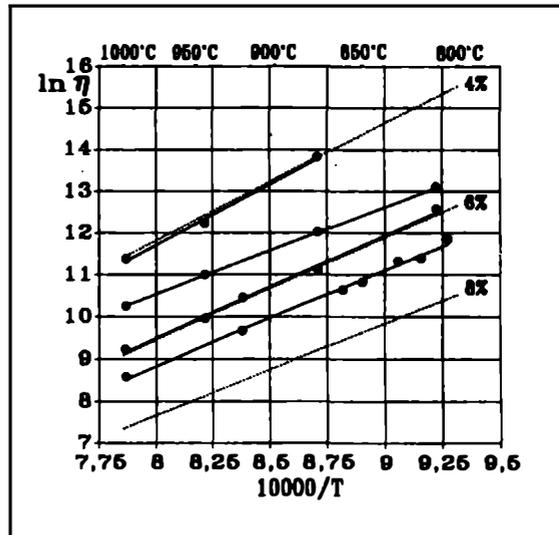


Abb. 6a und 6b: Viskositätsdaten (durchgezogene Linien) für den Quarzporphyr von Brand-Erbisdorf/Erzgebirge (6a) und den Quarzporphyr von Oberhof/Thüringen (6b). Die punktierten Linien wurden aus dem Gesteinschemismus der beiden Proben nach dem Modell von SHAW (1972) für unterschiedliche H<sub>2</sub>O-Gehalte (2 bis 8%) in der Schmelze berechnet - sie dienen zum Vergleich und zur Abschätzung des Wassergehaltes in der Schmelze.

## Zusammenfassung

Mit der vorgestellten neuen Methodik kann die Viskosität silikatischer Schmelzen aus Homogenisierungsmessungen an Schmelzeinschlüssen in Mineralen magmatischer und metamorpher Gesteine abgeschätzt werden. Da häufig in den Gesteinsmineralen mehrere genetisch unterschiedliche Einschlüßgenerationen auftreten, die die verschiedenen Entwicklungsetappen der Schmelzen widerspiegeln, läßt sich auch die Änderung der Viskosität im Verlauf der Magmen-Evolution bestimmen. Mit keiner anderen einfachen Methode ist man in der Lage, relative Änderungen der Viskosität silikatischer Schmelzen im Mikrobereich zu ermitteln. Durch Kopplung mit der Mikrosonden-analytischen Bestimmung des Hauptelementchemismus der Schmelzeinschlüsse ist die vorgestellte Methode ausbaufähig.

## Literatur

- BERMAN, R. G., (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . *Journal of Petrology*, **29**, 445-522.
- BRADY J. B., YUND, R. A., (1983): Interdiffusion of K and Na in alkali feldspars: homogenization experiments. *Am. Mineralogist*, **68**, 106-111.
- EINSTEIN, A., (1905): Über die von der molekularkinetischen Theorie der Wärme geforderte Bewegung von in ruhenden Flüssigkeiten suspendierten Teilchen. *Annalen der Physik*, 4. Folge, **17**, 549-560.
- HECKEL, R.W., BALASUBRAMANIAM, M., (1971): The effects of heat treatment and deformation on the homogenization of compacts of blended powders. *Metallurgical Transactions*, **2**, 379-391.
- JOHANNES, W., (1985): The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: ASHWARD, J. R. (Ed.): *Migmatites*. S. 36-85.
- McBIRNEY, A. R., MURASE, T., (1984): Rheological properties of magma. *Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci.*, Palo Alto **12**, 337-357.
- SCARFE, C.M., (1986): Viscosity and density of silicate melts. In: Scarfe, C. M. (Ed.): Chapter 2, 36-56, *Short course in silicate melts*. MAC, Ottawa.
- SHAW, H. R., (1972): Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *American Journal of Sci.*, **272**, 870-893.
- THOMAS, R., (1992): Schmelzeinschlüsse in Mineralen granitoider Gesteine - Abschätzung der Solidus-, Liquidus- und Homogenisierungstemperaturen und -Drucke. - *Mitt.Österr.Miner.Ges.* **137** (1992), 11 - 24.
- THOMAS, R., MÜLLER, H.-J., RAAB, S., (1992): Quenching experiments on melt inclusions in minerals of granitic rocks - determination of the solidus, liquidus and viscosity of the melt. - *Chemie der Erde*, in Vorbereitung.
- YODER, H. S., (1982): Experimental methods for determination of transport properties of magma. - *Phys. Chem. Earth*, **13-14**, 375-408.

**ERGEBNISSE DER THERMOBAROMETRISCHEN UND MIKRO-RAMAN-SPEKTROMETRISCHEN UNTERSUCHUNGEN AN SCHMELZ- UND GASEINSCHLÜSSEN IM SILLIMANIT (REINBOLT HILLS/OST-ANTARKTIKA)**

von

**Rainer Thomas<sup>+</sup>, Martin Ziemann<sup>++</sup> und Jochen Hofmann<sup>+++</sup>**

(eingelangt am 28. 4. 1992, angenommen am 2. 6. 1992)

**Zusammenfassung**

Anhand thermobarometrischer, kryometrischer und Mikro-Laser-Raman-spektrometrischer Untersuchungen an silikatischen Schmelzeinschlüssen und syngenetischen CO<sub>2</sub>- und N<sub>2</sub>-reichen Gaseinschlüssen mit variabler Dichte werden die Bildungsbedingungen für die Sillimanitkristallisation aus der Schmelze abgeschätzt (Solidus: 719 °C, 6,1 kbar; Liquidus: 747 °C, 6,3 kbar). Die Ursachen für die Bildung von Gaseinschlüssen mit unterschiedlichen Dichtewerten (<0,98 bis 1,06 g/cm<sup>3</sup>) werden diskutiert. Durch das Fehlen sekundärer Einschlußgenerationen sind die Untersuchungsergebnisse relativ eindeutig. Gleichzeitig demonstrieren diese Untersuchungen jedoch, daß durch "Differentiationsprozesse" bei der und nach der Einschlußbildung erheblichen Stoffverschiebungen in den Einschlußsystemen auftreten können. In Mineralen mit mehreren unterschiedlichen Einschlußgenerationen (Regelfall) können solche Stoffverschiebungen leicht zu Fehlinterpretationen der mikrothermometrischen Untersuchungsergebnisse führen.

---

<sup>+</sup> Dr. Rainer Thomas  
Geoforschungszentrum Potsdam  
Telegrafenberg A 50  
D-O-1561 Potsdam

<sup>++</sup> Dipl. Phys. Martin Ziemann  
Universität Potsdam  
Telegrafenberg A 43  
D-O-1561 Potsdam

<sup>+++</sup> Prof. Dr. Jochen Hofmann  
Bergakademie Freiberg  
Institut für Geologie  
Bernhard-von-Cotta-Straße 2  
D-O-9200 Freiberg

## Probenherkunft und Beschreibung

Der untersuchte Sillimanit stammt aus einem Pegmatit aus den zur (?jung- bis mittel-proterzoischen) ostantarktischen Granulitprovinz gestellten "Pryds Bay Metamorphics", für die eine komplizierte radiogeochronologische Geschichte nachgewiesen wurde (SHERATON et al., 1984) und die am Ostrand des Amery-Eisschelfes in der Insel Reinbolt-Hill (70°30' E, 72°30' S) aufgeschlossen sind. Die Insel besteht aus einer Sequenz von felsischen und mafischen granulitfaziellen Gneisen und Charnockiten. Beschreibungen der Geologie von Reinbolt Hill wurden u.a. von RAVICH & KAMENEV (1972), HOFMAN (1978), GREW & MANTON (1977) sowie von NICHOLS & BERRY (1991) gegeben. In den im Südteil der Insel vorkommenden porphyroblastischen Charnockiten (Opx + Plag + Qz + porphyrobl.Akf) und damit verbundenen, z.T. migmatischen Biotit-Gneis-Einschaltungen (Si + Gr + Bi + Plag + Akf + Qz) treten foliationskonform mehrere, bis 1m mächtige Pegmatitgänge (Qz + Plag + perth. Akf + (Gr, Si, Zr)) auf. Auffallend sind prismatische, z.T. verzwilligte, hellgelbe bis lichtgelbgrüne durchsichtige Sillimanitkristalle bis zu 5 cm Länge. Eine geologische und mineralogisch-geochemische Beschreibung der Pegmatite gaben FEDOROV & GRIKUROVA (1980). Mineralogische und mineralchemische Untersuchungen wurden von GREW (1980) durchgeführt (Tab. 1). Proben, die für diese Untersuchungen verwendeten Sillimanites wurden im australen Sommer 1973/74 während Feldarbeiten gemeinsam von E. Grew und von J. Hofmann genommen.

Chemische Zusammensetzung:	SiO <sub>2</sub>	37,20 ± 1,33%
	TiO <sub>2</sub>	≤ 0,026%
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	61,99 ± 0,46%
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,81 ± 0,47%
Gitterparameter:	a <sub>0</sub>	= 7,4885 Å
	b <sub>0</sub>	= 7,6756 Å
	c <sub>0</sub>	= 5,7734 Å
	V <sub>0</sub>	= 331,85 Å <sup>3</sup>

Tabelle 1: Chemische Zusammensetzung und Gitterkonstanten des Sillimanits (nach GREW, 1980).

Die optisch klaren Kristalle eignen sich sehr gut für kristalloptische Studien, für Absorptions-Untersuchungen und für die Bestimmung der elastischen Konstanten. Bei mikroskopischen Untersuchungen der Kristalle wurden zahlreiche, nahezu isometrische Gaseinschlüsse mit Durchmesserwerten von 5 bis 100 µm gefunden. Daneben treten parallel zur c-Achse langgestreckte Schmelzeinschlüsse auf, die im Extremfall mehrere Millimeter lang sein können. Jedoch wurden für den größten Teil der Einschlüsse Werte zwischen 10 und 100 µm beobachtet. Bei Raumtemperatur bestehen

die Schmelzeinschlüsse aus festen Silikaten, kleinen opaken Phasen, Spinell, Magnetit und Graphit sowie oft mehreren Gasblasen. Wasser-reiche Sekundäreinschlüsse, wie sie zum Beispiel im Quarz der Paragenese auftreten, konnten nicht gefunden werden.

---

### **Gas-Einschlüsse:**

Sublimationspunkt:  $-(60,1 \pm 0,4) \text{ }^\circ\text{C}$ , n = 17 (je 5 x)

Homogenisierungstemperatur:

$-(10,4 \pm 0,4) \text{ }^\circ\text{C}$ , n = 8

$-(16,2 \pm 1,5) \text{ }^\circ\text{C}$ , n = 41

$-(23,1 \pm 1,7) \text{ }^\circ\text{C}$ , n = 97

### **Schmelzeinschlüsse<sup>1</sup>:**

$t_s = 719 \text{ }^\circ\text{C}$  P = 6,09 kbar

$t_M = 747 \text{ }^\circ\text{C}$  P = 6,30 kbar

( $t_s$  - Solidus,  $t_M$  - Liquidus)

---

Tabelle 2: Ergebnisse der thermobarometrischen Untersuchungen an Gas- und Schmelzeinschlüssen im Sillimanit. Bei einer Meßgenauigkeit der Temperatur von  $\pm 6 \text{ }^\circ\text{C}$  ergibt sich für die Druckangabe eine Streuung von  $\pm 0,05$  kbar. Die im Text angegebene Streuung von  $\pm 0,5$  kbar schließt die durch Diffusionsprozesse hervorgerufenen Änderungen der Einschlüßdichte mit ein.

### **Thermobarometrische Untersuchungen und Ergebnisse**

Zur Rekonstruktion der Bedingungen der Sillimanitkristallisation eignen sich thermobarometrische Untersuchungen.

Die Tieftemperaturmessungen wurden mit dem Heiz- und Kühltisch der Firma J. Reynolds Fluid Inc., Denver/USA durchgeführt. Die Bestimmung des  $\text{CO}_2$ -Sublimationspunktes und der Homogenisierungstemperatur der Gaseinschlüsse erfolgte mit

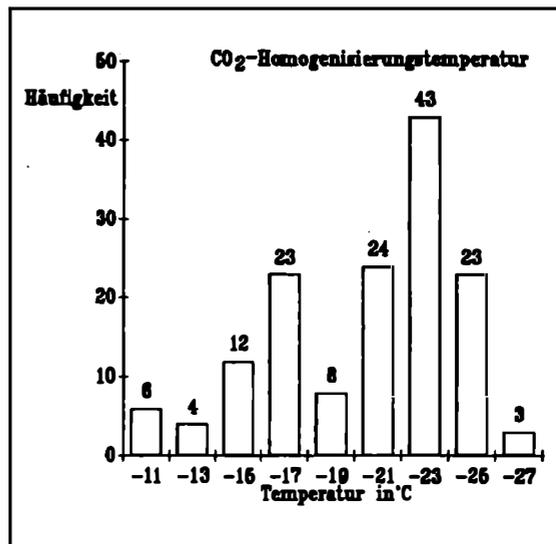
---

<sup>1</sup> sekundär veränderte Einschlüsse wurden für die Bestimmung der minimalen Solidus- und Liquidus-Temperatur nicht berücksichtigt

einer Genauigkeit von besser  $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$  wobei sich jeder Meßwert aus 5 Wiederholungsmessungen ergab.

Die Solidus-, Liquidus- und die Homogenisierungstemperatur der Schmelzeinschlüsse wurde mit der Quenching-Technik mit einer Genauigkeit von  $\pm 6^{\circ}\text{C}$  mittels der  $\text{InD}_1$ -Extrapolations-Methode (THOMAS, 1992) ermittelt ( $D_1$  - Interdiffusionskoeffizient). Die Ergebnisse der thermobarometrischen Untersuchungen sind in der Tabelle 2 und in den Abbildungen 1 und 2 zusammengestellt.

Abb. 1: Ergebnisse der thermometrischen Untersuchungen an Gas-Einschlüssen im Sillimanit: Häufigkeitsverteilung der Homogenisierungstemperaturen (die Homogenisierung erfolgt stets in der flüssigen Phase).



Aus den Quenching-Experimenten wurde die Viskosität der silikatischen Schmelze abgeschätzt (Abb. 3). Diese Untersuchungen zeigen, daß in der Schmelze etwa 6-7%  $\text{H}_2\text{O}$  gelöst sind. In einer Haplo-granitischen Schmelze lösen sich bei einem Druck von 6,1 kbar etwa 10 bis 11 % Wasser, d.h. die silikatischen Schmelzen der Einschlüsse sind Wasser-untersättigte Schmelzen.

Für die totale Homogenisierung großer Schmelzeinschlüsse ergab sich ein Wert von  $1086^{\circ}\text{C}$ . Durch Autooxidation im Einschluß, die verstärkt bei  $820^{\circ}\text{C}$  einsetzt, ist dieser Wert stark verfälscht. Bei den Quenching-Experimenten konnte beobachtet werden, daß (im Gegensatz zu Untersuchungen an Schmelzeinschlüssen in Mineralen granitoider Gesteine) zwischen der Liquidus- und der Homogenisierungstemperatur  $t_m$  und  $t_H$  praktisch keine Temperaturdifferenz feststellbar ist ( $t_m \sim t_H$ ). Differenzen treten nur bei Einschlüssen auf, die durch "Abschnürvorgänge" bei der Einschlußbildung zu stofflich heterogenen Teilsystemen mit unterschiedlichen Phasenbeständen (Mineralphasen, fluide Komponenten) differenzierten.

Zur Bestimmung des Drucks am Solidus kann man davon ausgehen, daß die erste sich bildende Schmelze Haplo-granitische Zusammensetzung besitzt (Albit-Kalifeldspat-Quarz-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>). Da kein sichtbares Wasser in den Einschlüssen nachgewiesen werden konnte, handelt es sich um Wasser-untersättigte Schmelzen. Unter Verwendung der von KEPLER (1988) erhaltenen experimentellen Ergebnisse am Haplogranit-System Albit-Kalifeldspat-Quarz-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub> muß der Druck am Solidus größer 5 kbar sein.

Abb. 2: Abhängigkeit des N<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>+CO<sub>2</sub>-Molverhältnisses von der Sublimationstemperatur des CO<sub>2</sub> in den Gas-Einschlüssen im Sillimanit (schwarze Punkte - Ergebnisse der kryometrischen Messungen (berechnet aus den Daten von GUILHAUMOU et al., 1981), schwarze Dreiecke - Raman-spektrometrische Daten).

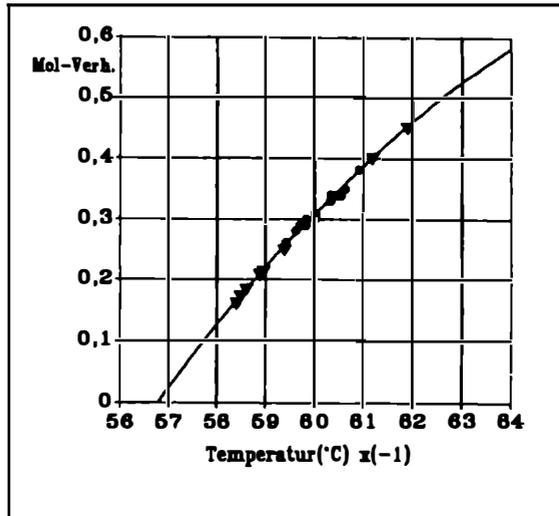
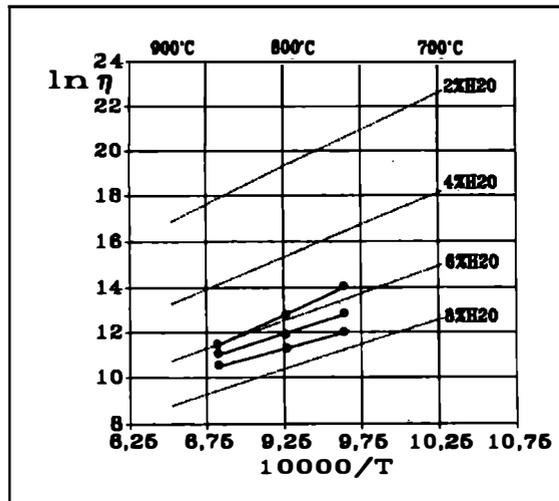


Abb. 3: Ergebnisse der Viskositätsbestimmungen an Schmelzeinschlüssen im Sillimanit (durchgezogene Linien). Die punktierten Linien entsprechen den nach SHAW (1972) berechneten Viskositätsdaten (in Poise) granitischer Schmelzen mit unterschiedlichen Wassergehalten (2-8%); diese Daten dienen zum Vergleich.



Unter der Voraussetzung, daß die Gas- und Schmelzeinschlüsse kogenetisch sind, erhält man über die Isochorengleichungen für die Gaseinschlüsse und den jeweiligen charakteristischen Temperaturen (Solidus, Liquidus) in einer ersten Näherung den Bildungsdruck. Für die Berechnung der Isochorengleichungen muß die Zusammensetzung der Gasphase bekannt sein. Aus den kryometrischen Untersuchungen folgt, daß  $\text{CO}_2$  die Hauptkomponente der Gasphase ist. Aus der Abweichung der gemessenen Sublimationstemperatur ( $-60,1\text{ }^\circ\text{C}$ ) von der des reinen  $\text{CO}_2$  ( $-56,6\text{ }^\circ\text{C}$ ) sind weitere Gaskomponenten zu erwarten, für deren qualitativen Nachweis und der quantitativen Abschätzung die Mikro-RAMAN-Spektrometrie eingesetzt wurde.

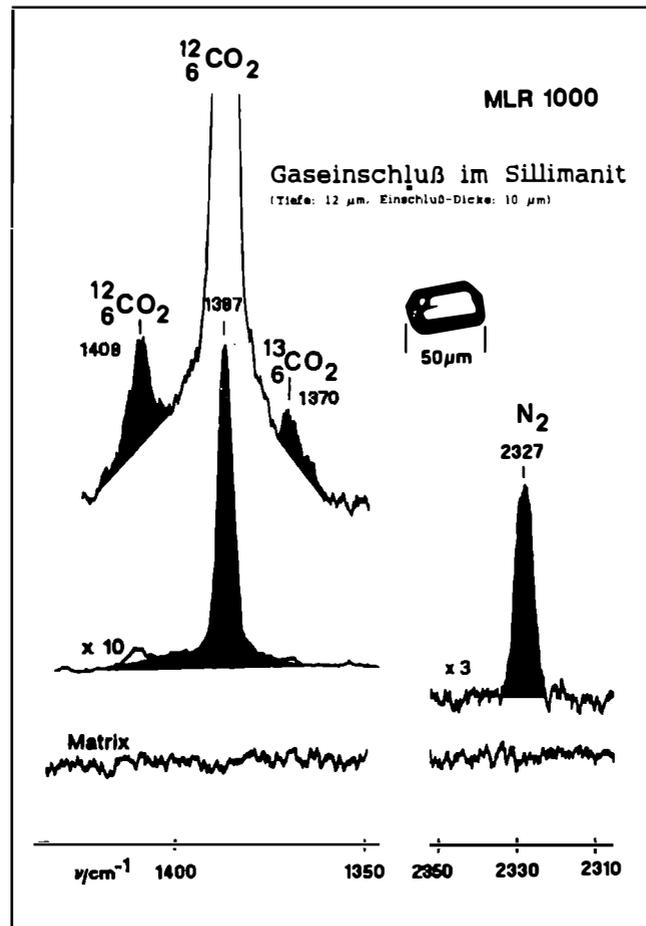


Abb. 4: Raman-Spektren von  $\text{CO}_2$  und  $\text{N}_2$  in einem Gaseinschluß im Sillimanit.

## RAMAN-Messungen

Die Untersuchungen erfolgten mit der RAMAN-Sonde MRL 1000 der ehemaligen Hochdruck-Forschungsstelle in Potsdam. Das Gerät wurde von R. Ziemann konzipiert, aufgebaut und betrieben. Die Überprüfung der Untersuchungsergebnisse erfolgte am gleichen Probenmaterial in Lille/Frankreich mit der RAMAN-Sonde XY (Dilor), an der Universität Göttingen mit der RAMAN-Sonde Ramanor U-1000 (Jobin Yvon) und an der Universität Potsdam mit dem Gerät OMARS 89 (Dilor). Als Laseranregung wurden an allen genannten Ramanspektrometern Argon-Laser mit 514.5 nm Wellenlänge eingesetzt. Die Laserleistung betrug maximal 50 mW auf der Probe.

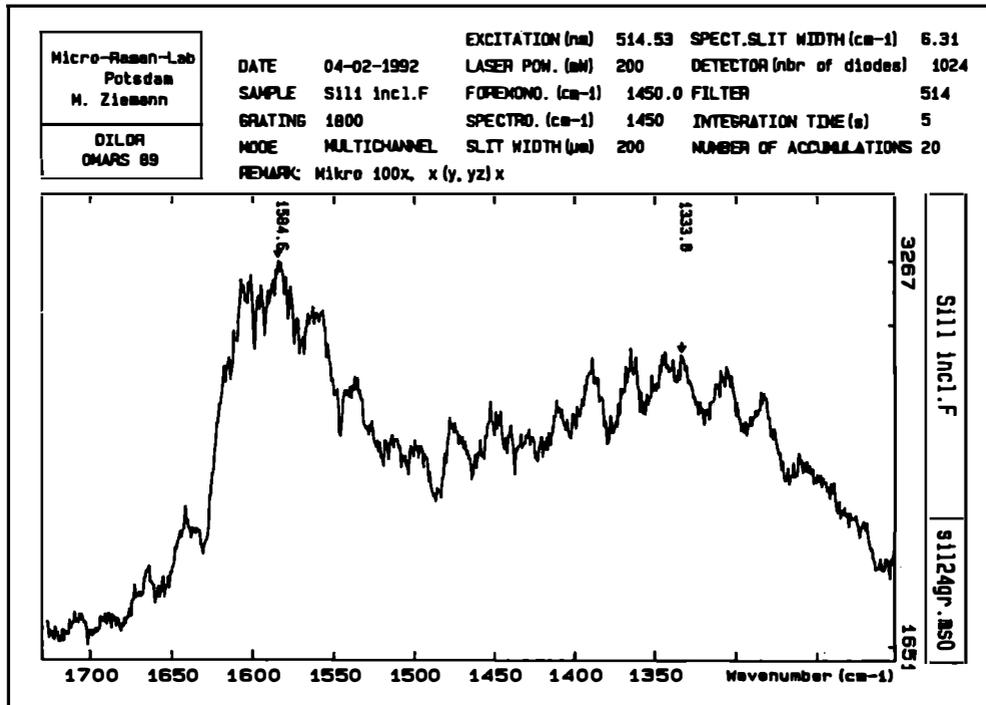


Abb. 5: Raman-Spektrum von Graphit in einem Gas-Einschluß im Sillimanit.

Aus den RAMAN-spektrometrischen Untersuchungen resultiert, daß die Gasphase im wesentlichen nur aus  $\text{CO}_2$  und  $\text{N}_2$  besteht; andere Komponenten konnten, selbst in sehr großen Einschlüssen nicht eindeutig nachgewiesen werden (siehe Abb. 4).

Aus diesen Untersuchungen ergibt sich ein  $\text{N}_2/\text{N}_2 + \text{CO}_2$ -Molverhältnis von:  $(0,203 \pm 0,03, n = 13)$ . Dieser Wert unterscheidet sich signifikant von den kryometrisch ermittelten Wert für das  $\text{N}_2/\text{N}_2 + \text{CO}_2$ -Molverhältnis =  $(0,295 \pm 0,02, n = 17)$ . Als Ursachen für diese Abweichung können sowohl physikalische Gründe (Wahl der relativen Streuquerschnitte für  $\text{N}_2$  und  $\text{CO}_2$ ) als auch statistische Probleme (die Raman-

messungen erfolgten meist an sehr großen Einschlüssen) genannt werden. Weiterhin steht z.Z. eine genaue Eichung mittels geeigneter Proben mit unterschiedlichen  $N_2/N_2+CO_2$ -Molverhältnissen noch aus. Maximalwerte von 0,45 wurden in kleinen Einschlüssen im Hof "dekrepitierter Einschlüsse" bestimmt.

Vernachlässigt man die Stickstoffkomponente, so erhält man aus der Homogenisierungstemperatur der Gaseinschlüsse (die Homogenisierung erfolgt in der flüssigen Phase) folgende Isochorengleichungen:

- 1) ( $t_H = -10,4 \text{ °C}$ ):  $P = 337,2 + 7,894 * t - 0,000645 * t^2$
- 2) ( $t_H = -16,2 \text{ °C}$ ):  $P = 395,4 + 8,406 * t - 0,000676 * t^2$
- 3) ( $t_H = -23,1 \text{ °C}$ ):  $P = 479,2 + 8,992 * t - 0,000703 * t^2$

Für die primären Gaseinschlüsse im Quarz der gleichen Paragenese wurde eine Homogenisierungstemperatur von  $(-15,1 \pm 0,5) \text{ °C}$  und eine Sublimationstemperatur von  $-60,3 \text{ °C}$  (10 Messungen) bestimmt. Dieser Befund deutet darauf hin, daß die Einschlüsse, die durch die Homogenisierungstemperaturen der 1. und 3. Gruppe repräsentiert werden, durch sekundäre Prozesse (z.B. Diffusion) aus den Einschlüssen der mittleren Gruppe 2 hervorgegangen sind.

Mit diesen Gleichungen (1 bis 3) und  $t_s$  (Solidus) und  $t_m$  (Liquidus) resultieren die beiden Datenpunkte

$$t_s = 719 \text{ °C} \quad P = (6,1 \pm 0,5) \text{ kbar}$$

$$t_m = 747 \text{ °C} \quad P = (6,3 \pm 0,5) \text{ kbar}$$

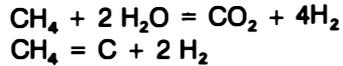
für die Einschlüßbildung (~ Sillimanitkristallisation).

NICHOLS & BERRY (1991) bestimmten aus Mineralgleichgewichts-Reaktionen für das Dekompressionsstadium einen P-T-Pfad, der durch die Punkte  $800 \text{ °C}$ ,  $7 \text{ kbar}$  und  $690 \text{ °C}$ ,  $5 \text{ kbar}$  charakterisiert ist. Damit fällt das Ende des Pegmatitstadiums (Solidus) etwa mit dem Post-D3-Stadium von NICHOLS & BERRY (1991) zusammen.

## **Diskussion**

Anhand der thermometrischen und den Mikro-RAMAN-spektrometrischen Untersuchungen kann gezeigt werden, daß die Zusammensetzung und die Dichte der primären Gaseinschlüsse nicht konstant ist. Selbst innerhalb eines Schmelzeinschlusses konnten Unterschiede in der Gaszusammensetzung nachgewiesen werden. Die stärksten Abweichungen wurden an großen "partiell dekrepitierten" Gaseinschlüssen mit einem Hof kleiner, sekundärer Einschlüsse beobachtet und nachgewiesen (partielle Dekrepitation darf hier nicht als ein rasch abgelaufener Prozeß verstanden werden!). Die Unterschiede können auf Diffusionsprozesse im "halboffenen" System, eventuell entlang von Versetzungen und Mikrorissen zurückgeführt werden (siehe hierzu auch BAKKER und JANSEN (1990), wobei durch die Molekülradien-Unterschiede zwischen

N<sub>2</sub> und CO<sub>2</sub> eine Stofftrennung im Druckgradienten zwischen dem großen Zentraleinschluß und den peripheren Mikroeinschlüssen, die z.Z. ihrer Entstehung miteinander kommunizierten, resultierte. In großen Gaseinschlüssen konnte mit der RAMAN-Technik Graphit nachgewiesen werden (Abb. 5). Dieser Befund deutet darauf hin, daß das "fehlende" Wasser in den Gas-Einschlüssen nach den folgenden Reaktionen



aus der Gasphase der Einschlüsse durch Wasserstoffdiffusion entfernt wurde. Möglicherweise wird ein Teil des Wasserstoffs in Form von OH-Gruppen ins Sillimanitgitter eingebaut (vgl. hierzu: BERAN et al., 1983). In den Schmelzeinschlüssen ist das Wasser wahrscheinlich in Form OH-haltiger Minerale konserviert. Untersucht man die Proben unmittelbar nach den Quenching-Experimenten mikroskopisch, so kann man auf Spaltflächen um Schmelzeinschlüsse frei bewegliches Wasser beobachten.

Diese Befunde demonstrieren, daß Einschlüsse bei hohen Temperaturen und Drücken nicht als geschlossene Systeme betrachtet werden können. Druckabschätzungen müssen diesen Umstand berücksichtigen, da beispielsweise bei der Entfernung des Wassers aus den Einschlüssen durch H<sub>2</sub>-Diffusion erhebliche Dichteänderungen möglich sind.

Thermobarometrische Untersuchungen an Proben mit oft vielen, genetisch unterschiedlichen Einschlußgenerationen zwingen zu größter Vorsicht.

## Literatur

- BAKKER, R.J., JANSEN, J.B.H. (1990): Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations. - *Letter to Nature*, **345**, 58-60.
- BERAN, A., HAFNER, S., ZEMANN, J. (1983): Untersuchungen über den Einbau von Hydroxylgruppen im Edelstein-Sillimanit. - *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg. 1983, H. 5, 219-226.
- FEDOROV, L. F., GRIKUROVA, D. V., (1980): Sillimanitführende RE-Pegmatite von Reinbolt Hill (Ostantarktika). - *Trudy Sov. Antarkt. Eksped.*, Leningrad **70**, 107-111 (russ.).
- GREW, E. S., (1980): Sillimanite and ilmenite from high-grade metamorphic rocks of Antarctica and other Areas. - *Journal of Petrology*, **21**, 39-68.
- GREW, E. S., MANTON, W. I., (1977): Age of Zircons from pegmatite at Reinbolt Hills, Ingrid Christensen Coast, Antarctica. - *Transact. Am. Geophys. Union*, **58**, 1250.
- GUILHAUMOU, N., DHAMELINCOURT, P., TOURAY, J.-C., TOURET, J., (1981): Etude des inclusions fluides du système N<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> de dolomites et de quartz de Tunisie septentrionale. Données de la microcryoscopie et de l'analyse à la microsonde à effet Raman. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45**, 657-673.
- HOFMANN, J., (1978): Tektonische Beobachtungen im hoch- und schwachmetamorphen Fundament der Gebirgsumrandung des Lambertgletschers (Ostantarktika). - *Freiberger Forschungshefte*, C335, 7-110.

- JOHANNES, W., HOLTZ, F., (1990): Formation and composition of H<sub>2</sub>O-undersaturated granitic melts. - In: ASHWORTH, J. R., BROWN, M. (Eds.): High temperature metamorphism and crustal anatexis. - Unwin Hyman: London, 87-104.
- KEPPLER, H., (1988): Experimentelle Untersuchung von Modellsystemen für die Schmelzbildung in Krustengesteinen bei Gegenwart von H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Fluidphasen. - Dissertation, Universität Karlsruhe, 121 S.
- KEPPLER, H., (1989): The influence of the fluid phase composition on the solidus temperatures in the haplogranite system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. - Contrib. Mineral. Petrol., 102, 321-327.
- NICHOLS, G. T., BERRY, R. F., (1991): A decompressional P-T path, Reibolt Hills, East Antarctica. - J. metamorphic Geol., 9, 257-266.
- RAVICH, M. G., KAMENEV, E. N., (1972): Das kristalline Fundament der Ostantarktischen Plattform. - Leningrad: Gidrometeoizdat (1972), 685 S. (russ.).
- SHERATON, J. W., BLACK, L. P., McCULLOCH, M. T., (1984): Regional geochemical and isotopic characteristics of high-grade metamorphics of the Prydz Bay area. - J. Prec. Res., 26, 169-198.
- THOMAS, R., (1992): Schmelzeinschlüsse in Mineralen granitoider Gesteine - Abschätzung der Solidus-, Liquidus- und Homogenisierungstemperaturen und -Drucke. - Mitt. Öster. Mineral. Ges., 137, 11-24.

**WIE ALT IST DER WEINSBERGER GRANIT ?**  
**U/PB VERSUS RB/SR GEOCHRONOLOGIE**

von

**Fritz Finger<sup>+</sup> und Albrecht von Quadt<sup>++</sup>**

(eingelangt am 25. 11. 1991, angenommen am 21. 7. 1992)

Der Weinsberger Granit als verbreitetste Granitart des Südböhmischen Batholiths war in der Vergangenheit schon mehrfach Gegenstand geochronologischer Bearbeitungen. Als meistzitierte Information bezüglich seines Bildungsalters hatte sich dabei in den letzten Jahren eine von S. SCHARBERT (1987) vorgestellte Rb/Sr WR Isochrone von  $349 \pm 4$  Ma etabliert. Diesem Datum stehen nun aber neue konkordante U/Pb Alter von Monaziten und Zirkonen des Weinsberger Granits gegenüber, welche wesentlich jüngere Werte um 320 Ma ergeben haben (VON QUADT & FINGER, 1991). Wir beobachten somit wieder einmal das bei Graniten weltweit bekannte Phänomen, daß Rb/Sr WR Isochronen z.T. Alter ergeben können, welche weit über den U/Pb Altern von Zirkonen und Monaziten liegen, was von vielen Autoren als Ausdruck einer unvollständigen Sr-Homogenisierung im Granitmagma bei gleichzeitiger Beteiligung von verschiedenen Magmenquellen gedeutet wird (vgl. z.B. ZHENG, 1989). Basierend auf ganz neuen geologischen Informationen über den magmatischen Internbau des Weinsberger Granitplutons wird im folgenden ein Versuch einer geochronologischen Neuinterpretation der bislang vorliegenden Sr-Isotopendaten unternommen.

Die angesprochenen neuen Erkenntnisse ergaben sich i.w. durch systematische zirkonmorphologische Untersuchungen, welche unlängst im Rahmen einer Salzburger Diplomarbeit (STÖBICH, 1992) im großen geschlossenen Verbreitungsgebiet des Weinsberger Granits im östlichen Mühl- und westlichen Waldviertel durchgeführt wurden. Die Arbeit zeigt, daß der Weinsberger Granitpluton hier in mindestens zwei genetisch unterschiedliche Magmenbereiche zerfällt:

Ein erster südlicher Bereich, welcher durch das Auftreten von großen Zirkonen mit dominanten (100)+(101) Flächen sehr genau definiert werden kann, erstreckt sich von der Donau weg bis etwa zur Linie Freistadt-Königswiesen. Zusätzlich zu diesen "Zirkonleitformen" tritt hier häufig noch ein zweiter Zirkontyp mit großen (211) und

- 
- + Univ.Doz. Dr. Fritz Finger  
Institut für Mineralogie der Universität Salzburg  
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg
- + + Dr. Albrecht von Quadt  
Institut für Kristallographie und Petrographie  
ETH Zentrum, CH-8092 Zürich

(110) Flächen auf, sodaß sich vielfach eine für Granite recht ungewöhnliche bimodale Zirkonpopulation ergibt, welche auf eine heterogene Magmengenese (ev. Magmenmischung) hinzuweisen scheint. Im Gelände ist dieser Bereich I des Weinsberger Granitplutons oft durch fließende Übergänge in granitoide Migmatite (Schlierengranite bzw. Grobkorngneise) gekennzeichnet, woraus zu schließen ist, daß es sich dabei insgesamt um ein sehr tiefes, vermutlich schlecht homogenisiertes Magmenstockwerk im Aufschmelzungsbereich der präexistenter Kruste handelt. Ein ähnlich tiefes Niveau des Weinsberger Granits mit gleicher Zirkontypologie ist übrigens auch in der Mühl-  
scholle des westlichen Mühlviertels aufgeschlossen.

Nördlich der Linie Königswiesen-Freistadt schließt dann, mit herzynisch streichendem Grenzverlauf, ein andersartiger Magmenbereich mit signifikant unterschiedlicher Zirkonpopulation an, und zwar ergeben die Zirkone hier nur ein einziges Trachtmaximum im linken oberen Quadranten des Pupin-Diagramms, was auf eine einheitliche Magmengenese schließen läßt (vgl. PUPIN, 1980). Nach Norden hin läßt sich dieser Sektor II des Weinsberger Granitplutons bis zur Staatsgrenze verfolgen, gegen Nordosten hin endet er etwa an der Linie Weitra-Zwettl, ab welcher wieder die typischen Zirkontrachten des Sektors I zu finden sind (vgl. STÖBICH, 1992). Wie die durchwegs scharf begrenzten Scholleneinschlüsse von Dachmaterial nahelegen, handelt es sich beim Sektor II um einen schon mehr palinogenen Bereich, in welchem sich das Magma vom anatektischen Niveau bereits etwas absetzen konnte (vgl. HAUNSCHMID, 1989). Sicherlich ist von einem solchen "Intrusivbereich" viel eher zu erwarten, daß sich eine primäre Homogenisierung im Rb/Sr Isotopensystem ergeben hat, während sich im anatektischen Bereich I vermutlich nur sehr lokal entsprechende Homogenitätsbereiche herausbilden konnten.

Wenn man nun für eine Rb-Sr Isochronenberechnung ausschließlich Daten aus dem Sektor II des Weinsberger Granitplutons verwendet (Abb. 1), ergibt sich eine Isochrone von  $328 \pm 6$  Ma und somit ein Alterswert, der mit den vorliegenden U/Pb Daten viel eher in Einklang zu bringen ist. Aber auch angesichts der oben skizzierten geologischen Voraussetzungen muß dieser jüngeren Isochrone eine wesentlich höhere Wahrscheinlichkeit eingeräumt werden, das Bildungsalter der Weinsberger Granits zu repräsentieren.

Verwendet man umgekehrt nur den Bereich I des Weinsberger Granits zur Isochronenberechnung, würde sich in Abb. 1 eine annähernd parallele Regressionsgerade mit einem Alter von  $336 \pm 19$  Ma und einem vergleichsweise niedrigeren Initial von etwa 0,708 ergeben (offene Symbole). Etwa dasselbe Initial haben bezeichnenderweise auch zwei enge Verwandte des Weinsberger Granits, nämlich der Rastenberger Granodiorit und der Schlierengranit (Abb. 1). Die große Streuung der Analysendaten für den Bereich I weist, ebenso wie die schon erwähnte, für diesen Abschnitt typische bimodale Zirkonpopulation, auf eine heterogene Magmenentstehung hin. Das im Vergleich zum Sektor II deutlich niedrigere Initial läßt die Zumischung einer primitiveren Sr-reichen Quelle möglich erscheinen. Denkbar wäre hier z.B. ein amphibolitisches Protolithmaterial oder aber auch der Einfluß einer primitiven Unterkrusten- oder Mantelschmelze.

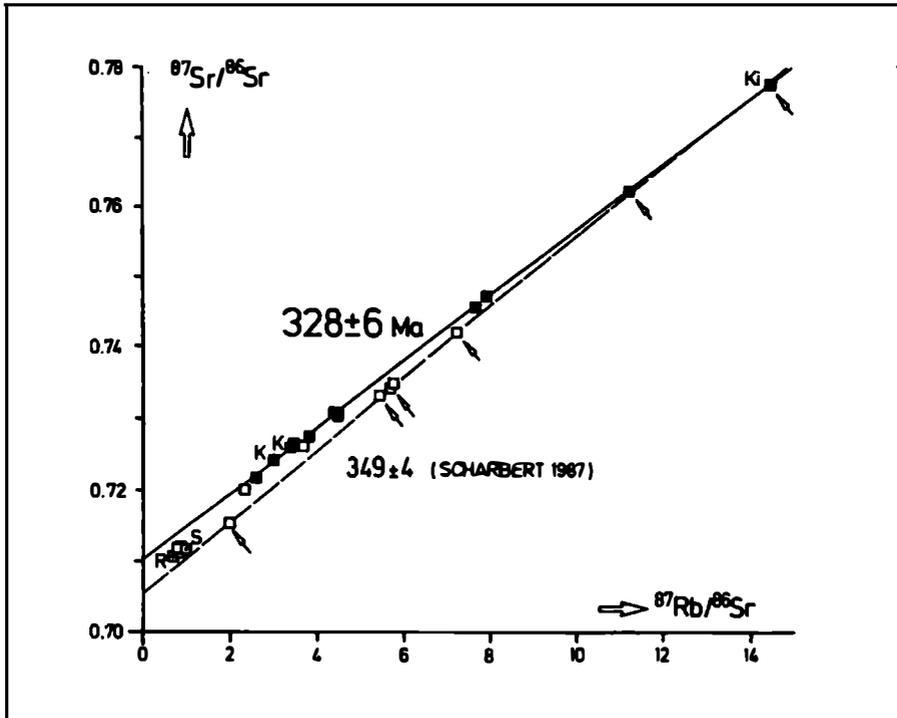


Abb.1: Isochronendiagramm mit Eintragungen von Rb-Sr WR Daten für den Weinsberger Granit und einige verwandte Gesteine (KI=Pseudokinzigit, R=Rastenberger Granodiorit, S=Schlierengranit). Datenquellen: SCHARBERT 1987, LIEW et al. 1989, sowie eigene noch unpublizierte Analysen. Die Pfeile markieren jene Proben, die von SCHARBERT (1987) zur Berechnung der  $349 \pm 4$  Ma Isochrone (strichliert eingezeichnet) verwendet wurden. Dunkle Symbole markieren jene Proben, die aus dem palingenen Sektor II des Weinsberger Granits stammen (K=Kalifeldspat). Es handelt sich dabei um die in SCHARBERT (1987) aufgeführten Proben 3/84, 17/85, 17a/85, 18/85, 18/85 MiE, 18/85 MiG, 19/85, 31/85, 32/85 sowie um zwei eigene Analysen von Weinsberger Granit aus dem Plochwalder Steinbruch nördlich von Sandl ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 7,68; 7,92; ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m = 0,74588 \pm 8; 0,74731 \pm 6$ ). Die aus diesen 11 Proben berechnete Isochrone ergibt ein Alter von  $328 \pm 6$  Ma ( $\text{Sr}_0 = 0.7102$ ; MSWD=11). Offene Symbole stehen für Proben aus dem Bereich I des Weinsberger Granits.

In diesem ganzen Zusammenhang ist schließlich noch ein weiterer Umstand bemerkenswert: In ihrer ausführlichen Arbeit von 1987 hat SCHARBERT eine Gruppe von Weinsberger Granitproben aus der Gegend von Grein als Mischung des Weinsberger Granitmagmas mit assimiliertem Paramaterial erkannt. Diese offensichtlich durch das Nebengestein kontaminierten Proben sind in Abb. 1 nicht dargestellt, eine Berechnung zeigt aber, daß sie im  $1/\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Diagramm die

bei weitem beste Korrelation bei einem Alter von 320-330 Ma aufweisen, sodaß zu dieser Zeit ein Mischungsereignis angenommen werden könnte (FAURE, 1977). Geologisch gesehen kann ein solches Mischungsereignis aber wiederum nur im Zusammenhang mit der Bildung des Weinsberger Granit stattgefunden haben.

In Anbetracht der bisher vorliegenden Daten sind wir jedenfalls davon überzeugt, daß der Weinsberger Granit ein wesentlich jüngeres Bildungsalter hat als bisher angenommen, und ein solches paßt ja auch viel besser ins regionale tektonische Bild: Denn wenn wir heute davon ausgehen, daß die hauptsächlich variszischen Deckenbewegungen samt Regionalmetamorphose im östlich an den Weinsberger Granit anschließenden Moldanubikum um etwa 340 - 350 Ma erfolgten (VAN BREEMEN et al., 1982; FRIEDL et al., 1992), so müßte der Weinsberger Granit auch auf Grund des Geländebefundes jedenfalls als jünger als diese kollisionären Prozesse eingestuft werden.

#### Literatur:

- FAURE, G. (1977): Principles of Isotope Geology.- Wiley, New York, 464 pp.
- FRASL, G., FINGER, F. (1991): Exkursionsführer in den Südböhmischen Batholith. - European Journ. Mineral. **3**, Bh.2, 23-40.
- FRIEDL, G., VON QUADT, A., FRASL, G., FINGER, F. (1992): Neue U/Pb Altersdaten aus der südlichen Böhmischen Masse. - Frankfurter Geowiss. Arb., Serie A, **11**, 149-153.
- HAUNSCHMID, B. (1989): Das Granitgebiet um Plochwald zwischen Sandl und Windhaag im nordöstlichen Oberösterreich mit besonderer Berücksichtigung des dortigen Plochwalder Granits und des Pseudokinzigits. - Dipl. Arb. Univ. Salzburg, 171 S.
- LIEW, T.C., FINGER, F., HÖCK, V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. - Chem. Geol., **78**, 41-55.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. - Contrib. Mineral. Petrol. **73**, 207-220.
- SCHARBERT, S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. - Mitt. Österr. Miner. Ges. **132**, 21-37.
- STÖBICH, D. M. (1992): Trachtstudien an den akzessorischen Zirkonen des Weinsberger Granits im östlichen Mühlviertel und westlichen Waldviertel. - Dipl. Arb. Univ. Salzburg, 60 S.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P., VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci. **73**, 89-108.
- VON QUADT, A., FINGER, F. (1991): Geochronologische Untersuchungen im österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths: U-Pb Datierungen an Zirkonen, Monaziten und Xenotimen des Weinsberger Granits. - Europ. Jour. Min. **3**, Bh.1, 281.
- ZHENG, Y.F. (1989): Influences of the nature of the initial Rb-Sr system on isochron validity. - Chem. Geol. **80**, 1-16.

# VORTRÄGE



**GEOLOGIE UND GEOCHEMIE DER INSEL ZABARGAD**  
**(ÄGYPTEN, ROTES MEER)**

Zusammenfassung zum gleichnamigen Film C 2026 des  
Österreichischen Bundesinstitutes  
für den Wissenschaftlichen Film (Wien).

von

**Gero Kurat<sup>+</sup>**

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft  
gemeinsam mit dem Verein der Freunde des Naturhistorischen  
Museums in Wien

am 11. März 1991

**Zusammenfassung:**

An Hand von geologischen, geophysikalischen, petrologischen und geochemischen Daten wird versucht, die Herkunft und Entwicklung der Insel Zabargad zu rekonstruieren. Zabargad ist demnach ein Stück des oberen Erdmantels, welches, aus einem Diapir unterhalb des Roten Meeres kommend, in die zerbrochene Kruste eingedrungen ist. Die Erdmantel-Gesteine Zabargads sind frische durch den Aufstieg tektonisch beanspruchte und chemisch größtenteils unfraktionierte Spinell-Lherzolithe. Kleinere Bereiche erlebten chemische Veränderungen durch Bildung und Abfuhr von partiellen Schmelzen (an Spurenelementen verarmte Harzburgite) oder durch migrierende fluide Phasen, die zu Anreicherungen von Spurenelementen führten (metasomatische Hornblende- und Klinopyroxen-Harzburgite). Monomineralische Ganggesteine (Klinopyroxenite, Orthopyroxenite, Hornblendite, Olivinite und Plagioklasite) sind wahrscheinlich auch durch fluide Phasen gebildet worden. Dazu zählen auch die Olivinite, welche das Wirtgestein der berühmten und seit Jahrtausenden begehrten Peridote von Zabargad sind.

**Einführung:**

Zabargad (vormals St.John's Island) ist eine kleine, etwa 3x3x3 km messende Insel im Roten Meer. Sie befindet sich rund 60 km von der Halbinsel Ras Banas am Rande

---

<sup>+</sup> Prof. Dr. Gero Kurat  
Naturhistorisches Museum Wien  
Burgring 7, Postfach 417, A-1014 Wien

des Abbruches zum zentralen Graben des Roten Meeres. Zabargad ist bekannt und berühmt für seine Peridot-Vorkommen, welche seit Jahrtausenden abgebaut wurden. Trotz der weiten Verbreitung, welche die Peridote fanden, war praktisch nichts über ihr Vorkommen bekannt, ja nicht einmal Peridote auf Matrix existierten - auch nicht bei der Firma, welche den Abbau betrieb. Für uns war es daher ein besonderes Anliegen, der Frage nach der Herkunft und Entstehung der Peridote mittels eines Lokalaugenscheins nachzugehen.

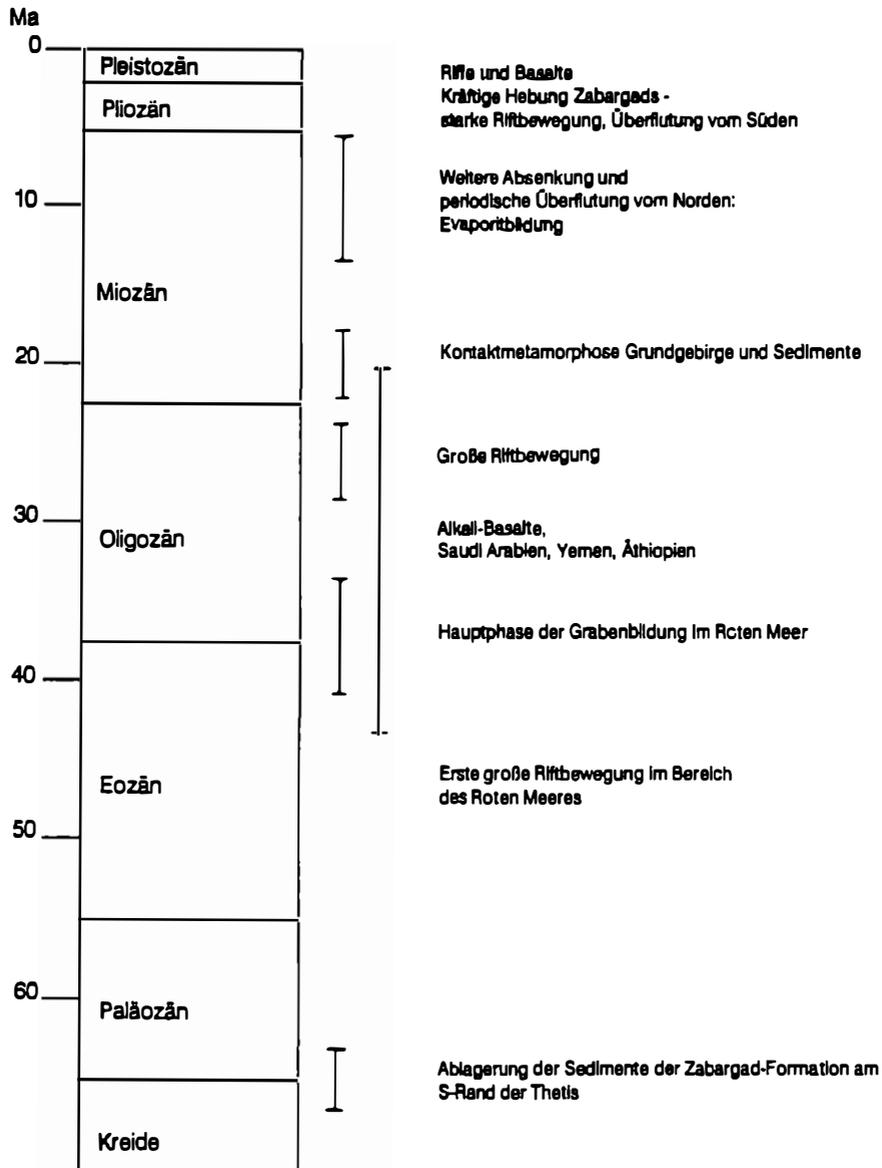
Auch über die Insel selbst war herzlich wenig bekannt. Die erste (und bis zu unserer Expedition einzige) geologische Erkundung erfolgte durch MOON (1923). Er beschrieb eine Vielzahl von Gesteinen, darunter auch Peridotite. Die Natur und Herkunft dieser Peridotite war ebenfalls unklar. Einige wenige Proben in der Sammlung des Naturhistorischen Museums, aufgesammelt im Jahre 1895 (POTT, 1898) von der Expedition des Schiffes "Pola" der Österreichisch-Ungarischen Marine zeigten, daß auf Zabargad frische peridotitische Gesteine existieren. Aufgrund der Position der Insel im Roten Meer hatten wir die spekulative Hoffnung, daß diese Peridotite Stücke des das Rote Meer unterlagernden oberen Erdmantels sein könnten.

Der Plan, die Insel zu besuchen war schon alt, als uns mit der Lockerung der Restriktionen aus militärischen Gründen ein erster Besuch im Jahre 1980 ermöglicht wurde. Die El Nasr Phosphate Company (Cairo) und der Geological Survey of Egypt (Cairo) organisierten die Expedition, der eine zweite im Jahre 1986 folgte. Unabhängig von uns besuchte und bearbeitete eine zweite Gruppe um Enrico Bonatti (BONATTI et al., 1981, 1983, 1986) die Insel. Ein Teil unserer bisherigen Ergebnisse wurde meist in kleinen Berichten veröffentlicht (KURAT et al., 1982a,b, 1983, 1984, NTAFLAS et al., 1984, OBERLI et al., 1987) und in der Begleitveröffentlichung für den Film zusammengefaßt (KURAT, 1991). Der große Bericht über die bisherigen Ergebnisse ist in Ausarbeitung. An unserer zweiten Expedition nahm auch Adolph Nicolas teil, der eine Struktur-Analyse der Insel durchführte (NICOLAS et al., 1985, 1987). Hier versuche ich, die wichtigsten Ergebnisse unserer Arbeiten und jener einer Vielzahl von in- und ausländischen Kollegen kurz zusammenzufassen.

### **Geologie:**

Zabargad hat eine raue Morphologie mit der höchsten Erhebung rund 250 m über dem Meeresspiegel. Rund ein Drittel der Inseloberfläche ist von Alluvionen, älteren und jüngeren Riffen und Evaporiten bedeckt. Daneben finden sich eine überraschende Vielfalt von Gesteinen: Peridotite, Gneise, Metasedimente und Basalte. Die Peridotite sind in drei Körpern vertreten: dem main peridotite hill (MPH), dem central peridotite hill (CPH) und northern peridotite hill (NPH) (Terminologie nach MOON, 1923). Sie bestehen hauptsächlich aus Spinell-Lherzoliten mit untergeordneten Anteilen an Harzburgiten, Duniten und Plagioklas- und/oder Amphibol-führenden Gesteinen. Alle Gesteine sind frisch und nur untergeordnete Serpentinisierung ist in einigen Zonen des MPH zu beobachten. Die Peridotite werden bereichsweise von Gängchen und Gängen meist monomineralischer Gesteine durchschlagen. Es finden sich Klinopyroxenite, Orthopyroxenite, Hornblendite, Olivinite und Plagioklasite.

# ZABARGAD - ZEITTADEL



Tab. 1: Zeittafel zur Entwicklung von Zabargad

Die Kontakte der Peridotite zu den Gneisen sind tektonisch. Kleine Verschuppungen sind vorhanden. Die Rekristallisation dieser Schuppen und des unmittelbaren Kontaktes ist  $18,4 \pm 1,0$  Ma alt (OBERLI et al., 1987), was wir als Kontaktalter interpretieren. Die Gneise sind retrograde Hochtemperatur-Hochdruck-Metamorphite (vergl. BOUDIER et al., 1988; SEYLER & BONATTI, 1988) und werden von einer Vielzahl von Amphibolit-Gängen durchschlagen. In ihrem Aussehen ähneln sie sehr den auf dem Festland aufgeschlossenen Gneisen des Grundgebirges.

Ebenfalls in tektonischem Kontakt, zum Teil jedoch auch die Peridotite überlagernd, findet sich eine Sediment-Formation, welche kontaktmetamorph überprägt wurde (Zabargad Formation nach BONATTI et al., 1981, 1983, 1986). Diese Formation besteht aus Wechsellagerungen klastischer Sedimente, Kalken, bituminösen Tonen und Evaporiten. Es sind dies wahrscheinlich Ablagerungen eines kontinentalen Flachmeeres (der Thetis) aus der späten Kreide oder dem frühen Tertiär (Tab. 1).

Basalte finden sich in kleinen Extrusionen und als Spaltenfüllungen in den Peridotiten und Metasedimenten. Sie haben tholeiitische Affinität, sind jedoch meist zu Doleriten fraktioniert. Sie sind durchwegs sehr jung (etwa 0,7 - 1,5 Ma nach EL SHAZLY et al., 1974).

Schon im Zuge der "Pola" Expedition fand TRIULZI (1889) im Bereich von Zabargad eine sehr kräftige positive Gravitationsanomalie, welche durch moderne Messungen bestätigt wurde (STYLES & GERDES, 1983). Diese Anomalie bedeutet, daß die Insel Zabargad von Gesteinen hoher Dichte bis zu einer Tiefe von mindestens 8 km unterlagert wird. Es ist wahrscheinlich, daß diese Gesteine Peridotite sind, was bedeuten würde, daß die auf der Insel aufgeschlossenen Peridotite ihre Wurzeln im oberen Erdmantel haben. Wir sehen also nur die Spitze eines aus dem Erdmantel herausragenden peridotitischen Gesteinsberges, wahrscheinlich ein tektonisch in die Kruste eingeschuppter Block des obersten oberen Erdmantels.

### **Die Peridotite:**

Die Gefüge der Peridotite spiegeln die tektonischen Vorgänge wider. Protogranulare Gefüge (Terminologie nach MERCIER & NICOLAS, 1975) fehlen. Die Hauptmasse zeigt protogranular-porphyrklastische Gefüge mit allen Übergängen zu porphyroklastisch-equigranularen Gefügen (vergl. BOUDIER & NICOLAS, 1986 und NICOLAS et al., 1980) und den niedrig temperierten Myloniten im Randbereich der Peridotite.

Die Hauptmasse der Peridotite sind Spinell-Lherzolithe mit der im obersten oberen Erdmantel stabilen Mineralassoziation. Harzburgite und Dunite sind selten. Nur wenige Gesteine zeigen eine beginnende Plagioklasbildung, eine unvollständige Anpassung an die geringeren Drücke während des Eindringens in die Kruste. Zur Einstellung eines neuen Gleichgewichtes unter den Bedingungen der Plagioklas-Peridotit-Fazies fehlte wahrscheinlich die dazu nötige Zeit.

Die Mineral-Mineral Gleichgewichte sind vielfach unter verschiedensten Bedingungen eingefroren und erlauben es daher, die Aufstiegsgeschichte der Peridotite aus dem

oberen Erdmantel zu rekonstruieren. Mit Hilfe der "single pyroxene thermobarometry" nach MERCIER (1980) können wir den Aufstieg der Zabargad Peridotite verfolgen (Abb. 1). Naturgemäß zeigen nur wenige Relikte, daß die Zabargad Peridotite aus großer Tiefe stammen. Die maximale Tiefe können wir natürlich nicht mehr feststellen, doch reicht das "Gedächtnis" einiger Pyroxene bis in die Zeit, zu der sich die Peridotite noch im tieferen oberen Erdmantel befanden (Tiefe ca. 85 km, T 1270 °C).

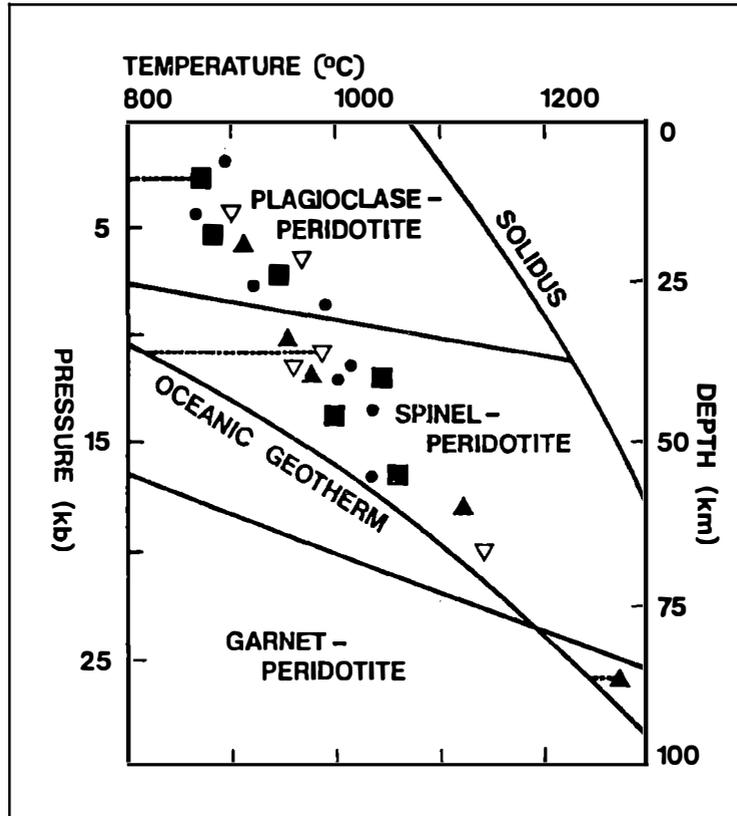


Abb.1: Bildungsbedingungen (nach MERCIER, 1980) von reliktschen Mineralkörnern (Porphyroklasten) und von rekristallisierten Mineralien in Peridotiten und Ganggesteinen von Zabargad. Quadrate: Klinopyroxene aus Peridotiten. Punkte: Orthopyroxene aus Peridotiten. Dreieck gefüllt: Klinopyroxene aus Pyroxeniten. Dreiecke offen: Orthopyroxene aus Pyroxeniten. Aus Wissenschaftlicher Film 42 (1991) mit Genehmigung des ÖWF, Wien.

In diesem Bereich liegen die Mineral-Gleichgewichtsbedingungen nahe der ozeanischen Geotherme. Das ist schon etwas ungewöhnlich, da sich das Rote Meer Rift ja im kontinentalen Bereich befindet und daher niedrigere Gleichgewichtstemperaturen zu erwarten wären. Die durch die Mineralgleichgewichte angezeigten hohen Tempera-

turen können als Hinweis darauf gewertet werden, daß im Erdmantel unterhalb des Roten Meeres eine positive Temperaturanomalie existiert und diese auch wahrscheinlich die Ursache für die Grabenbildung ist.

Mit abnehmendem Druck nehmen auch die Gleichgewichtstemperaturen der Peridotit-Mineralen ab. Allerdings entfernen sie sich in der Projektion in Abb. 1 zunehmend von der ozeanischen Geothermie in Richtung höherer Temperaturen. Dies nehmen wir als Nachweis für einen relativ raschen Aufstieg, der ein Abkühlen der Peridotitmasse auf die Umgebungstemperatur verhinderte. In der Folge intrudierte der aufsteigende Peridotitblock in die Kruste und verursachte dort kontakmetamorphe Umwandlungen in den Gesteinen der tiefen Kruste (Gneise) und den darüber lagernden Sedimenten (Zabargad Formation).

Die chemische Zusammensetzung der Zabargad Peridotite ist entsprechend ihrer Herkunft aus dem kontinentalen oberen Erdmantel monoton. Die Hauptmasse der Spinell-Lherzolithe hat Haupt- und Spurelementgehalte, wie sie dem primitiven Erdmantel entsprechen (JAGOUTZ et al., 1979) (Abb. 2). Sie sind also unfraktioniert und haben möglicherweise seit ihrem Bestehen keinerlei geochemische Fraktionierung erfahren. Neben den dominierenden primitiven Lherzolithen finden sich untergeordnet Peridotite, welche Fraktionierungen zeigen. Es finden sich sowohl solche, welche an Spurenelementen verarmt, als auch solche, welche angereichert sind. Die Verarmung ist ein Hinweis darauf, daß diese Gesteine möglicherweise partiell aufgeschmolzen wurden und die Schmelze abgegeben haben. Diese migrierte wahrscheinlich zur Erdoberfläche und extrudierte als Basalt, ein Prozeß, der weltweit verbreitet abläuft. Die Anreicherung von Gesteinen mit Spurenelementen erfolgt ebenfalls im Erdmantel und wird Metasomatose genannt. Bei diesem Prozeß durchdringen migrierende fluide Phasen, welche reich an Spurenelementen sind die Gesteine und lagern zumindest einen Teil dieser Elemente in diesen ab. Die Gesteine des oberen Erdmantels sind allerdings meist impermeabel - auch für die sehr beweglichen fluiden Phasen. Voraussetzung für die Migration dieser fluiden Phasen ist das Vorhandensein von Porenraum. Dieser wird gewöhnlich durch tektonische Prozesse geschaffen. Diese Situation ist sehr anschaulich durch eine Probe von Zabargad dokumentiert. Ein Handstück (Probe Z-17) besteht aus einem protogranular-porphyrklastischen Harzburgit mit verarmten Spurenelementgehalten und - durch eine scharfe Grenze getrennt - einem porphyroklastisch equilibrierten Hornblende-Harzburgit, der an Spurenelementen angereichert ist. Offensichtlich ermöglichte die stärkere Tektonisierung des einen Teiles dieses Gesteines das Eindringen einer fluiden Phase und somit eine Metasomatose (Abb. 2).

### **Ganggesteine und Peridot:**

In den Peridotiten von Zabargad finden sich eine Reihe von meist ultramafischen Ganggesteinen. Diese sind meist monomineralisch und umfassen Klinopyroxenite, Orthopyroxenite, Hornblendite, Olivinite und Plagioklasite. Üblicherweise werden diese Gesteine als Differentiate einer Schmelze in Gängen betrachtet. Unsere Beobachtungen an Ganggesteinen auf Zabargad sind mit diesem Modell nicht vereinbar. Die Spurenelementgehalte der Minerale sind typischerweise sehr hoch und unvereinbar

mit den gut bekannten Mineral-Schmelze-Verteilungskoeffizienten. Die Minerale der Gänge tendieren zu einem Riesenwachstum. Orthopyroxene und Hornblenden mit bis zu 1 m Länge wurden beobachtet. Die Minerale sind vielfach auch reich an "Flüssigkeitseinschlüssen", welche allerdings keine Flüssigkeit enthalten, sondern neben einigen Kristallen (meist Halit), N<sub>2</sub> und CO<sub>2</sub> führen. Dies gilt für alle Ganggesteine, auch für die Olivinite, welche den gesuchten Peridot enthalten. Diese Olivinite bestehen aus großen Platten (bis 20 cm) von braunem, undurchsichtigen Olivin. In den Hohlräumen zwischen diesen Platten finden sich (offenbar als späte Ausscheidung) die klar durchsichtigen Peridot-Kristalle. Das Gesteinsgefüge und die "Flüssigkeitseinschlüsse" der Olivinite (und Pyroxenite) lassen allein den Schluß zu, daß sie Produkte einer fluiden Phase und nicht einer Silikatschmelze sind (vergl. auch CLOCCHIATTI et al., 1981). Die Arbeiten zur Ergründung der Genese der Ganggesteine sind noch im Gange, das wesentliche Ergebnis kann jedoch schon an Hand der vorliegenden Daten vorweggenommen werden: sie sind wahrscheinlich die Produkte migrierender fluiden Phasen.

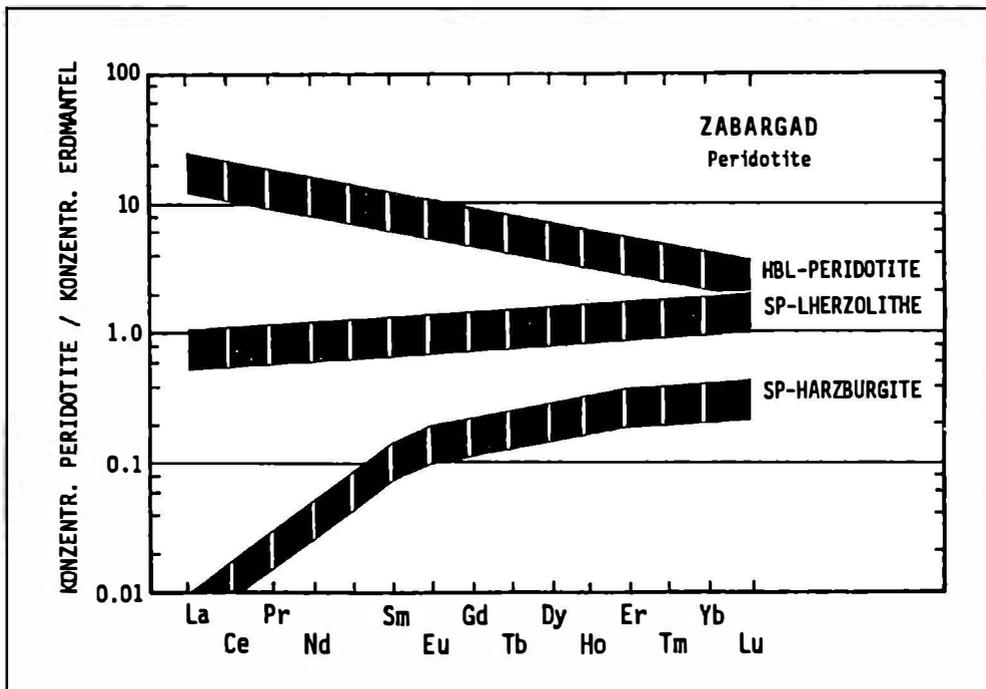


Abb.2: Die Gehalte an Seltenen Erden der wichtigsten Peridotite Zabargads, normiert auf die Zusammensetzung des oberen Erdmantels (JAGOUTZ et al., 1979). Die Hauptmasse der Peridotite (Spinel-Lherzolithe) ist unfraktioniert. Daneben finden sich untergeordnet an Spurenelementen verarmte Harzburgite und auch einige an Spurenelementen angereicherte Gesteine (Hornblende-Harzburgit). Aus Wissenschaftlicher Film 42 (1991) mit Genehmigung des ÖWF, Wien.

## **Geschichte der Insel Zabargad:**

Die Geschichte der Insel Zabargad ist naturgemäß eng mit der Geschichte des Roten Meeres verbunden (vergl. GIRDLER & STYLES, 1974; MARTINEZ & COCHRAN, 1988; MENZIES et al., 1990; NICOLAS et al., 1985, 1987). Diese beginnt mit der Ausbildung einer thermischen Anomalie wahrscheinlich im tiefen Erdmantel unterhalb des Afrikanisch-Arabischen Kontinentes. Aus dieser Wärmeanomalie, die natürlich noch heute besteht (vergl. DZIEWONSKI & WOODHOUSE, 1987) löst sich ein Diapir, welcher die Lithosphäre (der oberste obere Erdmantel mit Kruste und den darauf liegenden Sedimenten der Zabargad-Formation) anhebt und einen Dom bildet. Fortgesetztes Strecken der Lithosphäre führte zum Bruch vor rund 48 Ma (vergl. BARTOV & STEINITZ, 1980) mit der Trennung der Nubischen von der Arabischen Platte (siehe Zabargad-Zeittafel; Tab. 1). In der Folge bildete sich ein Graben (Hauptphase etwa 41-34 Ma, GIRDLER & STYLES, 1974). Vor rund 20 Ma erreichten die Erdmantelgesteine in einer verstärkten Bewegungsphase im Bereich der heutigen Insel Zabargad die Erdkruste, wobei sie diese und die darüber lagernden Sedimente der Zabargad-Formation kontaktmetamorph veränderten. Der Graben sank tiefer ab und wurde im Miozän (ca. 10 Ma) periodisch vom Mittelmeer her überflutet. Es bildeten sich mächtige Evaporit-Ablagerungen (bis zu 3.000 m Mächtigkeit) von denen Reste auch auf Zabargad erhalten sind. Weitere kräftige Hebe- und Riftbewegungen brachten die Erdmantelgesteine im Pliozän (5-2 Ma) an die Oberfläche. Das Rote Meer Rift wurde vom Indischen Ozean her überflutet. Das Rote Meer war geboren und mit ihm die Insel Zabargad. Die heute hoch über dem derzeitigen Wasserspiegel liegenden fossilen Riffe aus dem Pliozän und Pleistozän dokumentieren, daß die Insel heute weiter im Wachsen begriffen ist. Es wird noch viele Millionen Jahre dauern, bis aus dem Roten Meer ein richtiger Ozean wird, in dessen Fluten die Insel letztlich wohl versinken wird.

## **Dankagung**

Die El Nasr Phosphate Company, Cairo, und der Geological Survey of Egypt, Cairo, organisierten die Expeditionen nach Zabargad, die die Basis der Studie bildeten. Finanzielle Unterstützung erhielten wir vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt Nr. 4773) und dem Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung. Bei der Erarbeitung der für diesen Bericht verwendeten Daten waren maßgeblich beteiligt: T.Ntafos und F.Brandstätter (Naturhistorisches Museum Wien), H.Palme und B.Spettel (Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz), J.Touret (Frije Universität, Amsterdam), R.Oberli (Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich) und M.Prlinz (American Museum of Natural History, New York, N.Y.). Ein ausführlicher wissenschaftlicher Bericht ist in Ausarbeitung. Den Film machte H.Kerschner (Österreichisches Bundesinstitut für den Wissenschaftlichen Film, Wien) mit Unterstützung des Institutes.

## **Literatur**

- BARTOV, Y., STEINITZ, G. (1980): Sinistral movement along the Gulf of Aqaba - its age and relation to the opening of the Red Sea. - *Nature*, **285**, 220-222.
- BONATTI, E., CLOCCHIATTI, R., COLANTONI, P., GELMINI, R., MARINELLI, G., OTTONELLO, G., SANTACROCE, R., TAVIANI, M., ABDEL-MEGUID, A.A.,

- ASSAF, H.S., EL TAHIR, M.A. (1983): Zabargad (St.John's) Island: an uplifted fragment of sub-Red Sea lithosphere. - *J. Geol. Soc. London*, **140**, 677-690.
- BONATTI, E., HAMLIN, P.R., OTTONELLO, G. (1981): The upper mantle beneath a young oceanic rift: peridotites from the Island of Zabargad ( Red Sea). - *Geology*, **9**, 474-479.
- BONATTI, E., OTTONELLO, G., HAMLIN, P.R. (1986): Peridotites from the Island of Zabargad ( St. John ), Red Sea: petrology and geochemistry. - *J. Geophys. Res.*, **91**, 599-631.
- BOUDIER, F., NICOLAS, A. (1985/86): Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 84-92.
- BOUDIER, F., NICOLAS, A., JI, S., KIENAST, J.R., MEVEL, C. (1988): The gneiss of Zabargad Island: deep crust of a rift. - *Tectonophys.*, **150**, 209-227.
- CLOCCHIATTI, R., MASSARE, D., JEHANNO, C. (1981): Origine hydrothermale des olivines gemmes de l'île de Zabargad (St. Johns) Mer Rouge, par l'étude de leurs inclusions. - *Bull. Mineral.*, **104**, 354-360.
- DZIEWONSKI, A.M., WOODHOUSE, J.H. (1987): Global images of the Earth's interior. - *Science*, **236**, 37-47.
- EL SHAZLY, E.M., SALEEB ROUFAIEL, G.S., ZAKI, N. (1974): Quaternary basalt in Saint John's Island, Red Sea, Egypt. - *Egypt.J.Geol.*, **18**, 137-148.
- GIRDLER, R.W., STYLES, P. (1974). Two stage Red Sea floor spreading. - *Nature*, **247**, 7-11.
- JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUS, G., SPETTEL, B., LORENZ, V. (1979): The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. - *Proc. Lunar. Planet. Sci. Conf.*, **10**, 2031-2050.
- KURAT, G. (1991): Geologie und Geochemie der Insel Zabargad (Ägypten, Rotes Meer). - *Wiss. Film (Wien)* **42**, 134-142.
- KURAT, G., BRANDSTÄTTER, F., PALME, H., SPETTEL, B., PRINZ, M., TOURET, J. (1983): Mobilizations in upper mantle rocks from Zabargad, Red Sea. - *Terra cognita*, **3**, 125.
- KURAT, G., NIEDERMAYR, G., PRINZ, M. (1982a): Peridot von Zabargad, Rotes Meer. - *Aufschluss*, **33**, 169-182.
- KURAT, G., NIEDERMAYR, G., PRINZ, M., BRANDSTÄTTER, F. (1982b): High temperature peridotite intrusive into an evaporite sequence, Zabargad, Egypt. - *Terra cognita*, **2**, 240.
- KURAT, G., NTAFLAS, T., BRANDSTÄTTER, F., PALME, H., SPETTEL, B., PRINZ, M., TOURET, J. (1984): Metasomatism of the upper mantle rocks from Zabargad Island, Red Sea. - *IGC Abstracts V, Sect.*, **10,11**, Moskau, 324-325.
- MARTINEZ, F., COCHRAN, J.R. (1988): Structure and tectonics of the northern Red Sea: catching a continental margin between rifting and drifting. - *Tectonophys.*, **150**, 1-32.
- MENZIES, M., BOSENCE, D., EL-NAKHAL, H.A., AL-KHIRBASH, S., AL-KADASI, M.A., ALSUBBARY, A. (1990): Lithospheric extension and the opening of the Red Sea: sediment-basalt relationships in Yemen. - *Terra Nova*, **2**, 340-350.
- MERCIER, J.-C.C. (1980): Single-pyroxene thermobarometry. - *Tectonophys.*, **70**, 1-37.
- MERCIER, J.C.C., NICOLAS, A. (1975): Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. - *J. Petrol.*, **16**, 454-487.

- MOON, F.W. (1923): Preliminary geological report on St. John's Island, Red Sea. - Geolog. Surv. Egypt, Gov. Press, 36pp.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F., BOUCHEZ, J.L. (1980): Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. - Am. J. Sci., 280, 192-210.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F., LYBERIS, N., MONTIGNY, R., GUENNOC, P. (1985): Zabargad (Saint-John) Island: a key-witness of early rifting in the Red Sea. C.R.Acad.S.Paris II, 1063-1068.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F., MONTIGNY, R. (1987a): Structure of Zabargad Island and early rifting of the Red Sea. - J.Geophys. Res., 92, 1-42.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F., MONTIGNY, R. (1987b): Structure of Zabargad Island and early rifting of the Red Sea. - J. Geophys. Res., 92, 461-474.
- NTAFLOS, T., BRANDSTÄTTER, F., KURAT, G. (1984): Petrologie der Ultramafitite von Zabargad, Rotes Meer. - Fortschr. Mineral.,B 1, 62, 174-176.
- OBERLI, R., NTAFLS, T., MEIER, M., KURAT, G. (1987): Emplacement age of the peridotites from Zabargad Island (Red Sea): a zircon U-Pb study. - Terra Cognita, 7, 334.
- POTT, P.E. von. (1898): Expedition S.M. Schiff "Pola" in das Rothe Meer. - Berichte der Commission für Oceanographische Forschungen, 1-18.
- SEYLER, M., BONATTI, E. (1988): Petrology of a gneiss-amphibolite lower crustal unit from Zabargad Island, Red Sea. - Tectonophys., 150, 177-207.
- STYLES, P., GERDES, K.D. (1983): St.John's Island (Red Sea): a new geophysical model and its implications for the emplacement of ultramafic rocks in fracture zones and at continental margins. - Earth Planet. Sci. Lett., 65, 353-368.
- TRIULZI, A.E.von. (1889): Expedition S.M. Schiff "Pola" in das Rothe Meer, nördliche Hälfte. Wissenschaftliche Ergebnisse 11. Relative Schwerebestimmungen. - Denkschr.K. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl., 65, 131.

**REGIONAL ZONING OF PEGMATITE POPULATIONS AND  
ITS INTERPRETATION**

by

**Petr Černý\***

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft  
am 3. Mai 1991

Zonal distribution of different types of granitic pegmatites within their regional populations was commented on already 150 years ago. In his classic descriptive review of the subject, HEINRICH (1953) quotes authorities such as De Beaumont, Brögger, Van Hise and Emmons who either provided information on individual cases or generalized contemporary views. The present understanding of regional pegmatite zoning is based on numerous studies conducted by, e.g., HUTCHINSON (1955), BEUS (1960), KRETZ (1968), SOLODOV (1971), VARLAMOFF (1972) and ROSSOVSKYI (1974). Recent additions to the literature include GINSBURG et al. (1979), ČERNÝ et al. (1981), MEINTZER (1987) and TRUMBULL (1990), to name a few.

Thus the fact of regional pegmatite zoning has been well established by countless observations over the past 150 years. Explanations of its origin were largely intuitive, but in some cases they anticipated quite correctly the present-day interpretation based on theoretical considerations and experimental evidence.

**Characteristics of regional zoning**

The focus of a regionally zoned pegmatite population is a granitic intrusion parental to the pegmatites, a magmatic body from which the residual pegmatite melts differentiated and eventually intruded into their final location (ČERNÝ & MEINTZER, 1988). The pegmatites constituting such a cogenetic group may range from interior bodies (within the granite) through marginal intrusions (along the granite/country rock contacts) to exterior dikes (outside and away from the parent granite, usually at distances of less than ~2 km).

---

\* Prof.Dr. Petr Černý  
Department of Geological Sciences  
University of Manitoba  
240 Wallace Building  
Winnipeg, Mainitoba, Canada R3T 2N2



Fig. 1: Concentric pattern of regional zoning in the Jiajika area, western Sichuan Province, China (modified from Yang et al., 1990; scale not given). Crosses - the parent two-mica granite; A - muscovite-microcline-albite pegmatites I, B - muscovite - microcline-albite pegmatites II, C - muscovite-albite pegmatites, D - muscovite-albite-spodumene pegmatites, E - muscovite-lepidolite-spodumene-albite pegmatites.

The pegmatites form a halo above the parent granite and around its sloping flanks. This 3d feature can normally be observed only in planar subhorizontal sections given by the current level of erosion, but the vertical dimension is occasionally exposed in mountainous terrains (e.g., TEMNIKOV, 1971, ROSSOVSKIY et al., 1975, ROSSOVSKIY & SHMAKIN, 1978, PUSHKO & SADOVSKIY, 1981). A well-expressed concentric zoning (Fig. 1) is rather exceptional, as the shape of any pegmatite group is strongly affected by the general structural style of the broader host environment (GINSBURG et al., 1979), by the shape of the parent granite intrusion (particularly its apex; BEUS, 1960), and by the distribution and attitude of potential pre-intrusion host structures (KRETZ, 1968). Consequently, strongly unidirectional groups are rather common,

constrained by regional structures (Fig. 2), or possibly by asymmetric differentiation within the parent granites (GASTIL et al., 1991; Fig. 3). The geologically most rational 3d setting of regional structures and of the parent granite must always be taken into account when interpreting the zoning patterns, particularly in cases of irregular morphologies of granitic cupolas (Fig. 4; VARLAMOFF, 1972; cf. also BEUS, 1960, and Fig. 5 in ČERNÝ, 1989).

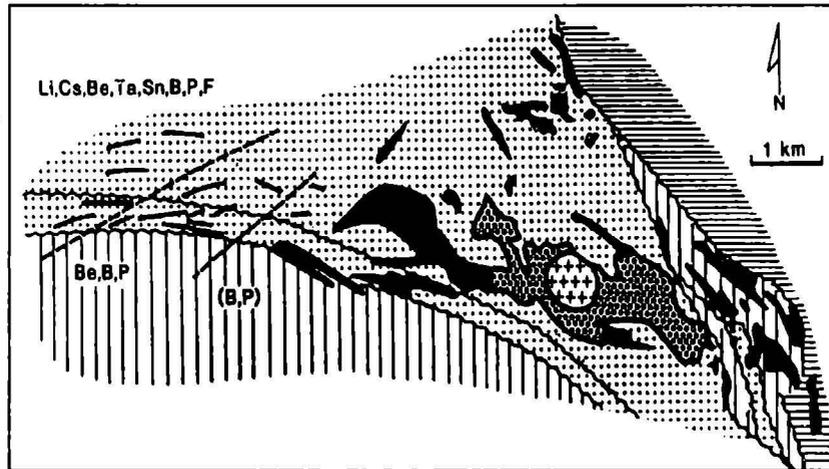


Fig. 2: An asymmetrically zoned pegmatite group at Osish Lake, Manitoba, intruded along regional faults (modified from ČERNÝ, 1989). Fractionation of the pegmatites increases westward from the internally zoned parent granite with fine-grained biotite-bearing core (crosses), coarse-grained garnet + muscovite facies (circles) and pegmatitic garnet + muscovite + tourmaline outskirts.

The total of observations by researchers quoted above (and many others) leads to the following generalized sequence, from the granitic source outward (see ČERNÝ, 1991a for terminology of pegmatite classification):

- 1) barren,
- 2) (rare-earth type),
- 3) beryl-columbite subtype,
- 4) beryl-columbite-phosphate subtype,
- 5) spodumene and/or petalite, ± amblygonite subtypes,
- 6) lepidolite subtype,
- 7) albite-spodumene type,
- 8) albite type.

This is, of course, a composite sequence assembled from segments documented in diverse fields. Among the most common deviations from this idealized scheme is the rather frequent absence of zone (2), and the variable representation of zones (5), (6) and (7). It is quite common that only one of the three latter zones is developed, with a very restricted proportion of the other two categories. This evidently depends on the chemistry of the parent melts (activities of F, P) and on the regime of pegmatite crystallization (homogeneous, stress-affected albite-spodumene type). The albite type sub (8) is difficult to rank, as it is rather scarce and its position is poorly defined even in specific individual groups. It can be actually found associated with any of the zones (5) to (7).

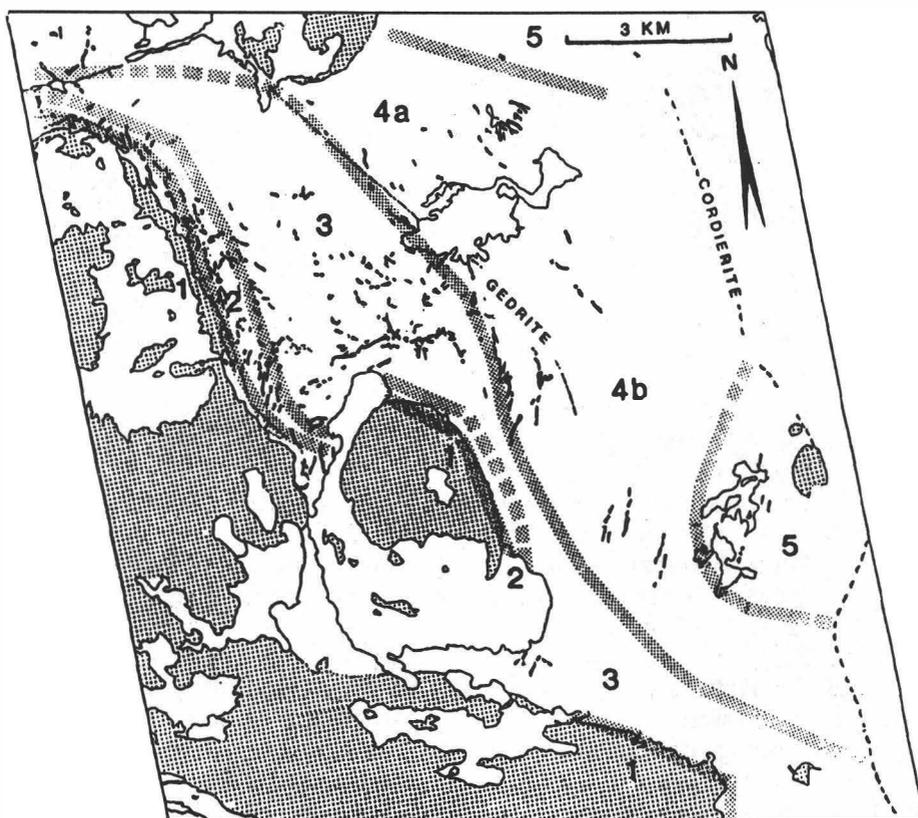


Fig. 3: Regional zoning of the Sparrow-Thomson-Hidden lake group in the Yellowknife field, Northwest Territories (after MEINTZER, 1987). 1 - beryl-columbite pegmatites, 2 - barren zone, 3 - beryl-columbite ( $\pm$  phosphate) pegmatites, 4a - zoned spodumene pegmatites with Be, Nb  $\geq$  Ta, 4b - albite-spodumene pegmatites, 5 - zoned spodumene pegmatites with Be, Nb  $\geq$  Ta,Sn.

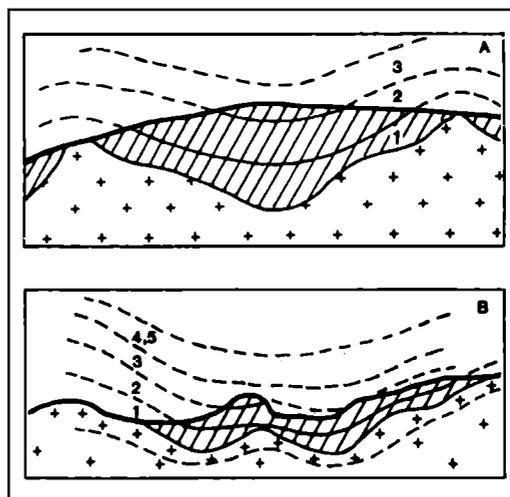
## Discussion

Paragenesis and geochemistry of zoned pegmatite groups (Fig. 5) show a marked increase of volatile components - Li, Rb, Cs, B, P, F - from the inner to the outer zones. The contents of these elements can attain as much as 1 wt.% Li, 1.4 wt.% Rb, 2 wt.% Cs, 0.5 wt.% B, 1 wt.% P and 1.3 wt.% F in the bulk composition of solidified pegmatites (ČERNÝ, 1991a). Some of the above components could have been significantly higher in the pegmatite melts, as indicated by holmquistite, tourmaline and Li, Rb, Cs, F-enriched biotite in exocontact aureoles.

The progressive increase in the volatile components is particularly strong in the upward direction, above the parent granite intrusions, as shown by well-exposed vertical profiles. This is also supported by the fact that granites parental to the most fractionated pegmatites with extreme accumulation of rare elements (e.g., Tanco, Bikita, Greenbushes) are not exposed by erosion.

The outward enrichment in Li, Rb, Cs, B, P and F provides the principal clue for understanding the origin of regional zoning. Increased concentrations of these elements strongly influence some properties of pegmatite melts, namely the H<sub>2</sub>O content, viscosity, density and thermal stability, and consequently their mobility.

Fig. 4: Vertical zoning in the Berere (A) and Sahatany (B) pegmatite groups, Madagascar (modified from VARLAMOFF, 1972). Schists overlying parent granites (ruled over crosses, respectively) host 1 - homogeneous biotite pegmatites, 2 - zoned muscovite- biotite-tourmaline pegmatites, 3 - zoned pegmatites with beryl and muscovite, 4,5 - Li-bearing pegmatites.



Li, B and P increase the solubility of H<sub>2</sub>O in pegmatite melts. Experiments conducted with the highly fractionated Li, Rb, Cs, B, P, F-enriched Macusani glass show that 75-85% crystallization of an initially H<sub>2</sub>O-undersaturated melt generates a homogeneous residual magma containing 15-20 wt.% of dissolved H<sub>2</sub>O (LONDON et al., 1989).

One of the effects of increased H<sub>2</sub>O content is the lowering of the liquidus and solidus temperatures of pegmatite melts. This effect is considerably enhanced by Li (STEWART, 1978), Cs (HENDERSON & MANNING, 1984, HENDERSON & MARTIN, 1985),

B (MANNING & PICHAVANT, 1988), P and F (LONDON, 1990). Experiments indicate a crystallization span from  $-620^{\circ}$  to  $-450^{\circ}\text{C}$  for  $\text{H}_2\text{O}$ , Li, Rb, Cs, B, P, F-rich melts of Macusani glass at 2.5 kbar, much lower than  $-730^{\circ}$  to  $-650^{\circ}\text{C}$  for hydrous haplogranite magmas (LONDON et al., 1989).

Another significant effect of the discussed components is the reduction of viscosity. Increased substitution of  $\text{OH}^-$  and  $\text{F}^-$  for  $\text{O}^{2-}$ , the presence of tetrahedral  $\text{B}^{3+}$  and  $\text{P}^{5+}$ , and excess of Al in peraluminous magmas all promote depolymerization of quartzo-feldspathic melts, and consequently increase their fluidity (LONDON, 1991, 1992; DINGWELL, 1988, DINGWELL et al., 1992).

Density of pegmatite magmas is also affected. Enrichment of the melts in B, P and F was experimentally shown to decrease density (DINGWELL et al., 1992). Li and  $\text{H}_2\text{O}$  should have, of course, the same effect.

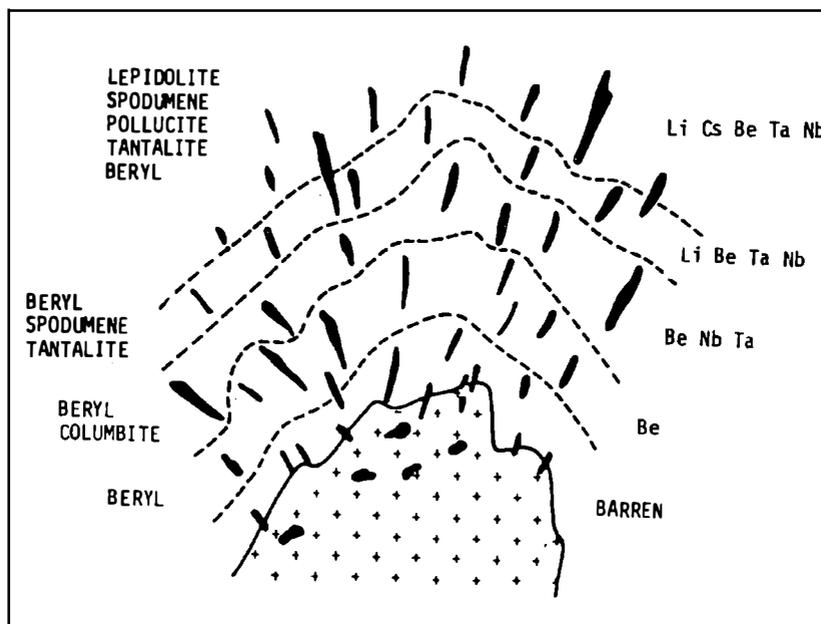


Fig. 5: Schematic view of regional zoning in a cogenetic granite-pegmatite group (modified from ČERNÝ, 1991b). Besides the elements (and minerals) indicated, the contents of B, P and F (tourmaline, phosphates, lepidolite) also increase outwards but not necessarily in a simple quantitative correlation with the others.

The combined effects of the above factors translate into increased mobility and thermal stability of pegmatite melts enriched in  $\text{H}_2\text{O}$ , Li, Rb, Cs, B, P and F. Such melts acquire an intrinsic capacity to migrate farther away (and particularly upward) from

their pluton-sized parent intrusions relative to geochemically more primitive magmas. Thus, the distance of any pegmatite type from its source is proportional to the relative thermal stability and fluidity of its particular melt composition (ČERNÝ, 1982, 1991b; ČERNÝ & MEINTZER, 1988). The viscous melts crystallizing as barren to beryl-columbite-pegmatites should be arrested in their sluggish migration close to their parent plutons, solidifying at relatively high temperatures. In contrast, the rather fluid melts generating e.g. pegmatites of the lepidolite subtype should travel much farther down the thermal gradient surrounding their parent plutons, before they reach liquidus temperature.

It is obvious from the proceeding discussion that pronounced regional zoning can be expected, and is found, mainly in the most widespread family of granitic pegmatites - the peraluminous association concentrating Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Nb, Ta, B, P and F. In contrast, subaluminous to metaluminous magmas generating pegmatites enriched in Nb, Ti, Y, REE, Zr, Th, U and F are generally poorer in the liquidus- and viscosity-depressing components. Consequently, these pegmatites are commonly formed within, or in close vicinity of their granitic parents, and regional zoning is developed only in a rudimentary manner, if at all.

## References

- BEUS, A.A. (1960): Geochemistry of beryllium and the genetic types of beryllium deposits. - Acad. Sci. U.S.S.R. Moscow, 329 pp. (in Russian).
- ČERNÝ, P. (1982): Petrogenesis of granitic pegmatites. In: P. Černý, (Ed.): Granitic Pegmatites in Science and Industry. - Mineral. Assoc. Canada Sh. Course Handb., 8, 405-461.
- ČERNÝ, P. (1989b): Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum. - In: MÖLLER, P., ČERNÝ, P., SAUPÉ, F. (Eds.): Lanthanides, Tantalum and Niobium. - Springer-Verlag, p. 271-299.
- ČERNÝ, P. (1990): Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield. - Geol. Rundschau, 79, 183-226.
- ČERNÝ, P. (1991a): Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. - Geosci. Canada, 18, 49-67.
- ČERNÝ, P. (1991b): Rare-element granitic pegmatites, Part II: Regional to global environments and petrogenesis. - Geosci. Canada, 18, 68-81.
- ČERNÝ, 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 Dept. Energy and Mines, Min. Res. Div. Econ. Geol. Rep., ER80-1, 234 pp.
- ČERNÝ, P., MEINTZER, R.E. (1988): Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. - In: TAYLOR, R.P., D.F. STRONG, D.F. (Eds.): "Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits" - CIM Spec. Vol., 39, 170-207.

- DINGWELL, D.B. (1988): The structures and properties of fluorine-rich magmas: a review of experimental studies. - In: TAYLOR, R.P., D.F. STRONG, D.F. (Eds.): Granite-Related Mineral Deposits. - CIM Spec. Vol., 39, 1-12.
- DINGWELL, D.R., KNOCHÉ, R., WEBB, S.L. (1992): Effects of boron, fluorine and phosphorus on the viscosity and density of haplogranitic melts. - Geol. Assoc. Canada-Mineral. Assoc. Canada Ann. Meeting, Abstracts, 17, A27.
- GASTIL, G., NOZAWA, T., TAINOSHO, Y. (1991): The tectonic implications of a symmetrically zoned plutons. - Earth Planet. Sci. Letters, 102, 302-309.
- GINSBURG, A.I., TIMOFEYEV, I.N., FELDMAN, L.G. (1979): Principles of geology of the granitic pegmatites. - Nedra, Moscow (in Russian).
- HEINRICH, E. Wm. (1953): Zoning in pegmatite districts. - Amer. Mineral., 38, 68-87.
- HENDERSON, C.M.B., MANNING, D.A.C. (1984): The effect of Cs on phase relations in the granite system: stability of pollucite. - Nat. Env. Res. Council, Progr. Experm. Petrology, 25, 41-42.
- HENDERSON, C.M.B., MARTIN, J. (1985): Continuity of magmatic and hydrothermal processes in granite systems. - 2nd Internat. Symp. Hydrotherm. Reactions, Penn. State Univ. 1985, Progr. Abstr. 24.
- HUTCHINSON, R.W. (1955): Regional zonation of pegmatites near Ross Lake, District of Mackenzie, Northwest Territories. - Geol. Surv. Canada Bull., 34, 50 pp.
- KRETZ, R. (1968): Study of pegmatite bodies and enclosing rocks, Yellowknife-Beaulieu Region, District of Mackenzie. - Geol. Surv. Canada Bull., 59, 109 pp.
- LONDON, D. (1990): Internal differentiation of rare-element pegmatites; a synthesis of recent research. - Geol. Soc. America Spec. Pap., 246, 35-50.
- LONDON, D., MORGAN, G.B. VI, HERVIG, R.L. (1989): Vapor-undersaturated experiments in the system macusanite - H<sub>2</sub>O at 200 MPa, and the internal differentiation of rare-element pegmatites. - Contrib. Mineral. Petrol., 102, 1-17.
- MANNING, D.A.C., PICHAVANT, M. (1988): Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. - In: TAYLOR, R.P., D.F. STRONG, D.F. (Eds.): Granite-Related Mineral Deposits. - CIM Spec. Vol., 39, 13-24.
- MEINTZER, R.E. (1987): The mineralogy and geochemistry of the granitoid rocks and related pegmatites of the Yellowknife pegmatite field, Northwest Territories. - Unpubl. Ph.D. thesis, Univ. Manitoba, Winnipeg, 708 pp.
- PUSHKO, YE. P., SADOVSKIY, YU. A. (1981): Vertical range and boundary surfaces of rare-metal mineralization in pegmatites. - Internat. Geology Rev., 23, 811-823.
- ROSSOVSKIY, L.N. (1974): Regular orientation of minerals as an indicator of the conditions of formation of rare-metal pegmatites. - Zapiski Vses. Mineral. Obshch., 103, no. 1, 44-51. (in Russian).
- ROSSOVSKIY, L.N., CHMYREV, V.M., SALAKH, A.S. (1976): Vertical range and zoning of spodumene pegmatite deposits in Afghanistan - Doklady Acad. Sci. USSR, 227, p. 85-87. (AGI transl.)
- ROSSOVSKIY, L.N., SHMAKIN, B.M. (1978): Unique example of vertical geochemical zoning in pegmatites of the Hindu Kush, Afghanistan. - Doklady Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Sect., 240, 204-206.
- SOLODOV, N.A. (1971): Scientific Principles of Perspective Evaluation of Rare-Element Pegmatites. - Nauka Moscow, 292 p. (in Russian).
- STEWART, D.B. (1978): Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. - Amer. Mineral., 63, 970-980.

- TEMNIKOV, YU. I. (1971): Horizontal and vertical zoning in Transbaikal pegmatite fields. - Doklady Acad. Sci. USSR, 196, 54-56. (in Russian).
- TRUMBULL, R.B. (1990): The age, petrology and geochemistry of the Archean Sinceni pluton and associated pegmatites in Swaziland: a study of magmatic evolution. - Unpubl. Ph.D. thesis, Technische Universität München, 147 pp.
- VARLAMOFF, N. (1972): Matériaux pour l'établissement des types et de la zonéographie des pegmatites granitiques à métaux rares de Madagascar. - Acad. Roy. Sci. d'Outre Mer, Sci. Nat. Méd. N.S., 18-6, 72 pp.
- YANG, Y.-Q., et al. (1988): Petrogenetic and metallogenetic characteristics of the Xikeng granitic pegmatites, Fujian Province. - Geochem. Beijing, 7, 121-135.



## **SCHÄTZE UNTER TAG: ALTER TIROLER BERGBAU**

von

**Peter Gstrein<sup>+</sup>**

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft  
am 6. Juni 1991

### **1. Vorbemerkungen**

Innerhalb der Alpen wurde bereits in vorgeschichtlicher Zeit - wenngleich mit Unterbrechungen - vielerorts Bergbau betrieben. Später lagen die wichtigsten Abbaugebiete in den Bundesländern Kärnten, Steiermark, Salzburg und Tirol; letztgenanntes wurde durch die reichen Fahlerzlagerstätten im Raume Schwaz im 15. und 16. Jh. das bedeutendste Ag- und Cu-Revier Mitteleuropas. Wie ältere Darstellungen (z.B. von "Triumpfbögen") zeigen, baute das Land Tirol damals auf drei Reichtümern auf: Dem Silber (und Kupfer) von Schwaz-Brixlegg, dem Salz von Hall und dem Weinbau. Erstgenanntes ist bei der momentanen Wirtschaftslage nicht gewinnbringend abbaubar, der heimgesagte Bergbau am Haller Salzberg verschlingt jährlich Millionen Schilling aus dem Staatssäckel für Sicherungsarbeiten und der Weinbau ist (aus klimatischen Gründen!) fast gänzlich eingegangen. Nur noch in zwei Weingärten wird der "Tiroler Sauerampfer" kultiviert. Dafür hat Tirol eine neue, einstweilen sehr lukrative "Lagerstätte" übererschlossen: Es ist der Fremdenverkehr.

### **2. Topographie**

Tirol wird zu Recht als "Land im Gebirge" bezeichnet. Diese Ansicht vertrat auch schon Kaiser Maximilian I, der meinte, daß dieses Land einem groben, faltigen Lodenkittel vergleichbar sei: Von außen abweisend aber für den Insider heimelig wärmend. Vor den unwirtlichen Falten dieses Kittels standen auch die damaligen Prospektoren, vielleicht auch der Homo Tirolensis vom Hauslabjoch. Dennoch ist es im Verlaufe der Jahrhunderte gelungen, auch die in den entlegendsten Hochkaren gelegenen Erzausbisse zu beschürfen. Diese - und damit auch die Spuren bergmännischer Tätigkeit - reichen von der Sohle des Inntales bis in die Gipfelregionen hinauf, wo aus klimatischen Gründen (<3000 m ü.NN.) eine ganzjährige Abbautätigkeit nicht möglich war.

---

<sup>+</sup> Dr. Peter Gstrein  
Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität  
Innrain 52, Bruno Sanderhaus  
A-6020 Innsbruck

Die "Wege" auf denen einst die Erze bzw. Konzentrate zu Tal gebracht wurden waren nur zu oft lang und nicht immer leicht gangbar.

### **3. Allgemeine Bergbaugeschichte**

Bereits in vorgeschichtlicher Zeit gewann man im Land Tirol mehrerenorts Kupfererze (Silber war damals uninteressant), wobei der urnenfelderzeitliche Bergbau auf der Kelchalm (SSE Kitzbühel) von PITTIONI ausgezeichnet dokumentiert wurde. Neuere Untersuchungen (GSTREIN) lassen erkennen, daß in Tirol bereits in der späten (? , auch schon frühen) Bronzezeit Fahlerze gesucht, abgebaut, aufbereitet und verhüttet wurden. Eine La-Tène-zeitliche Bergbauepoche auf Eisenerze kann noch nicht sicher nachgewiesen werden. Während der Herrschaft der Römer sollen in der Wildgruben (Bb. im Obernbergtal) Bleierze gebrochen worden sein. Ob im 8. - 10 Jh. in den Kitzbüheler Alpen gebaut wurde ist nicht sicher.

Im 13. und 14. Jh. finden wir Verleihungen von Eisenerzgruben - besonders in den Tuxer Voralpen. Die Betriebe erwiesen sich aber merkwürdigerweise als nicht sehr rentabel (zum Teil in hochalpinen Lagen), obwohl die Vorkommen für die damalige Zeit nicht als arm zu bezeichnen wären. Mit der Einführung des Seigerprozesses im späten 14. Jh. wurden nun die wegen ihres Silbergehaltes begehrten Fahlerze interessant! Man "durchkuttete" das ganze Land auf entsprechende Erzausbisse. Die Suche war ein voller Erfolg, besonders im Raume Schwaz/Brixlegg. Nun waren aber für den Seigerprozeß große Mengen an Blei(glanz) unbedingt notwendig. Entsprechende Erze fanden sich aber im Bereiche der Fahlerzlagerstätten nur selten. Deshalb mußten entsprechende Erze auf mühevollste Weise aus Südtirol (Bergbau Schneeberg) und sogar von Bleiberg/Kärnten nach Schwaz/Brixlegg gebracht werden. Somit begann eine neue Prospektionswelle auf Galenit und andere Bleiminerale, die besonders in den Nördlichen Kalkalpen gute Ergebnisse brachte. Die zum Teil mit einbrechenden Galmeie wurden für die Herstellung von Messing mit herangezogen, während die reichlich vorhandene Zinkblende nicht verhüttet werden konnte und somit im Berg verblieb oder auf die "Taub"-Halde geworfen wurde.

Die Kohlevorkommen Tirols sind zwar für den Wissenschaftler interessant, wirtschaftlich spielten sie aber eine weniger bedeutende Rolle. Das einzig wichtige Vorkommen war jenes bei Bad Häring (tertiäre Braunkohle). Es wurde von 1760 bis 1954 gebaut. Der Ölschieferabbau läßt sich in Tirol ab der Mitte des 14. Jh. nachweisen, ist aber - wie neuere Funde zeigen - möglicherweise auch noch älter. Offiziell noch weiter reicht der Salzbergbau im hinteren Halltal zurück (spätes 13. Jh.). Ob schon zur Römerzeit aus natürlichen Solequellen Salz gewonnen wurde ist noch nicht belegt. Ab dem 16. Jh. gewannen nun die zum Teil schon in früherer Zeit betriebenen Eisenerzlagerstätten zunehmend an Bedeutung. Der Manganbergbau spielte in Tirol nur eine untergeordnete Rolle. Wesentlich interessanter erschienen die Goldvorkommen im mittleren Zillertal, die auch heute noch in der Presse für Schlagzeilen sorgen können. Die Lagerstätten wurden angeblich erst im 17. Jh. entdeckt. Die Abbautätigkeit reicht - mit Unterbrechungen - bis in das 20. Jh. An mehreren Bächen, deren Einzugsgebiet im Innsbrucker Quarzphyllit liegt, wurde schon in früherer Zeit - wenngleich nicht sehr gewinnbringend - Gold gewaschen. Bereits Ende des 18. Jh. baute man am Bergbau

Kogl (Brixlegg) Baryt ab. Der Bergbau wurde 1969 angeblich wegen Erschöpfung der Lagerstätte eingestellt. Mit Beginn des 20. Jh. blühte der Magnesitbergbau auf - Österreich lag noch in den Fünfzigerjahren in der Weltproduktion (!) mit Abstand an der ersten Stelle.

Besonders während der beiden Weltkriege waren Molybdänerze (Stahlveredelung) gesucht. Die Pb-Zn-Lagerstätten des Raumes Nassereith - Imst enthielten zum Teil so viel Wulfenit, daß dieser gebaut werden konnte. Ende des zweiten Weltkrieges versuchte man, die am Fußstein (hinterstes Valsler Tal) auf zum Teil über 2900 m ü. NN. vorhandenen Molybdänite aufzuschließen und hereinzugewinnen.

Von dem einstmals zum Teil reichen Erzbergbau in Tirol ist - sehen wir vom montanhistorischen Aspekt ab - fast nichts mehr übrig geblieben. Die noch in Betrieb stehenden Bergwerke können mit einer Hand abgezählt werden. Dafür florieren, der Wirtschaftslage entsprechend, die Steinbrüche, Schottergruben und Zementwerke. Das wahre Knappenethos ist ziemlich verschwunden und wird nur noch im intimsten bergmännischen Kreise gepflegt. Randaliche Musikkapellen und Vereine und die, wie Pilze nach dem Regen, aus dem Boden schießenden Schaubergwerke und Bergbaumuseen versuchen auch noch, die alte Tradition weiterzugeben. Die große bergbauliche Renaissance wird also in Tirol wohl ausbleiben. Aber wie sagt der italienische Bergmann so treffend: "Finche c'è tempo c'è speranza!" (während er seine pasta wickelt). Und die Hoffnung darf ein Bergmann nie aufgeben.

#### **4. Die Bergbaue Tirols (Auswahl)**

##### 4.1. Triadische Gesteine der Nördlichen Kalkalpen

###### 4.1.1. Pb-Zn-Cu-Mo-Fe-Lagerstätten im Wettersteinkalk und umgebenden Sedimenten

Es können mehrere Bergbauzentren ausgeschieden werden; dazwischen liegen erzärmere, bzw. erzfreie Zonen.

###### 4.1.1.1. Bereich Nassereith W Gurgltal

###### 4.1.1.1.1. Bereich Heiterwand: Südabdachung

Zahlreiche, hoch hinauf reichende Grubenbaue (> 2300 m ü. NN), Pb-Zn im obersten Wettersteinkalk, vorwiegend schichtgebunden, Bergbau St. Veit: S Schweinsteinoch gelegen, vorwiegend Fluorit und Zinkblende führende Lagerstätte mit nicht unbedeutendem Auftreten zum Teil selteneren Kupfermineralen. Tektonik und Genese noch immer umstritten.

###### 4.1.1.1.2 Bereich Alpleskopf - Brunwaldkopf

Bergbau Reißenschuh (W - SW Alpleskopf): Viele Tagbaue, wenig tiefreichender Bergbau in hochalpiner Lage, Mineralisationen durchwegs schichtungskonkordant (Pb/Zn). Bergbau Dirstentritt: Wichtigstes Bergbauggebiet im Raume Nassereith; Dirstentritter Hauptgang: Über 1000 m im Einfallen aufgeschlossen, Schichtungsdiskordante Lagerstätte mit vorwiegend Pb und Mo, dazu Fluorit und wenig Zn. Bis 1952 in Betrieb. Bergbau am Brunwaldkopf: Pb-Zn-Fluoritmineralisationen ohne größere Bedeutung; schichtungskonkordant im obersten Wettersteinkalk.

#### 4.1.1.2. Bereich Nassereith östlich des Gurgltales

Das Gebiet umfaßt die W- und S-Flanke des Wanneck (2495 m) wie auch die gegen die Handschuhspitzen hin streichende Südostabdachung. Es finden sich zahlreiche, oftmals auch kleinräumige Reviere. Wichtigere Abbaugebiete waren:

Bergbau Feigenstein: Stock- und gangförmige Mineralisationen, Bleiglanz >> Zinkblende, angeblich auch Baryt. Oberster bis oberer Wettersteinkalk, tektonisch gestört. Erst um 1700 (!) entdeckt, Blüte 18. Jh., Heimsagung 1930.

Mathias- und Sigmundgrube: Im SW-S-Gehänge des Söllberges umgegangener Bergbau auf Bleiglanz und Galmei. Zum Teil häufig Cd-Mineralien wie auch Fluorit. Oberster bis oberer Wettersteinkalk, Erze vorwiegend schichtungskonkordant.

Haverstock und Hochwart (=Hochwacht): Im 15. und 16. Jh. wichtiges Bergbaurevier; hochalpin mit ausgedehnten Taubhalden. Vorwiegend Bleiglanz/Zinkblende, zum Teil auch Kupferminerale und lokal Fluorit.

Bergbau an den Handschuhspitzen: Bis über 2400 m ü. NN hinaufreichender Bergbau SW-S-SE-E Handschuhspitzen im obersten bis oberen Wettersteinkalk. Zahlreiche, meist nur wenig tieferreichende Stollen und Tagbaue in einem fast nicht durchdringbaren Latschengürtel. Die Halden sind, da sie durchwegs sehr alt sind, lokal reich an Zinkblende. Bergbau im 15. und 16. Jh., Versuche im 18. und 19. Jh.

#### 4.1.1.3. Bereich Imst

##### 4.1.1.3.1. Bergbaue am Laagersberg bis herab zur Blauen Grotte

Über diese Gruben, die angeblich auch tiefer gereicht haben sollen, ist fast nichts bekannt. Im Bereich der Blauen Grotte (oberster Wettersteinkalk/dolomit) vorwiegend Bleierze mit Fluorit.

##### 4.1.1.3.2. Bergbau am Tschirgant

Die im obersten bis oberen Wettersteindolomit betriebenen Grubenbaue reichen (mehrere Teilreviere) vom Gipfel (2372 m) bis zum Bigerbach hinunter (TR. Frauenbrunnen), wo man noch im ersten Weltkrieg auf Blei- und Molybdänminerale (Wulfenit) schürfte. Vorwiegend Bleiglanz mit zum Teil reichlichem Fluorit und weniger Zinkblende. Wulfenit! Weiter östlich bestand auch noch bei Magerbach ein Pb-Bergbau in dem auch Mo-Mineralien anstanden. Er wurde während der vergangenen Jahre wegen der dort gefundenen Wulfenitkristalle (honiggelb, tafelig, XX-bis > 10 mm Kantenlänge) bekannt. Auch schöne Cerussit-xx konnten aufgefunden werden. Das Vorkommen scheint aber - so die Informationen seitens des Mineraliensammlerverbandes - ziemlich erschöpft zu sein.

##### 4.1.1.4. Westliches Karwendelgebirge

Als Repräsentant für die zahlreichen hier einst betriebenen Gruben, die sie erreichten nie größere Bedeutung, soll das Revier am Hohen Gleirsch (2495 m) erwähnt werden. Mehrere Tagbaue und zahlreiche, wenig tief reichende Stollen wurden vom Gipfel bis ca. 2000 m ü. NN betrieben. Es ist der oberste Wettersteinkalk mineralisiert (Pb/Zn), reichliches Vorkommen von Descloizit.

##### 4.1.1.5. Mittleres Karwendelgebirge

Das bergbauliche Zentrum bildet der Bergbau Lafatsch mit zahlreichen - auch tiefer reichenden - Stollen an der Reps und auch östlich davon. Die in den Fünfzigerjahren durch die BBU erfolgten Untersuchungen (Stephaniestollen/Raibler Stollen) schlossen

bedeutende Erzvorkommen auf (Zn>Pb), aber bereits die geographische Lage (z.B. Naturschutzgebiet) bedingte ein Einstellen der Bergbautätigkeit. Die Bleierze wurden, einst durch das Vomper Loch ("Knappensteig") nach Schwaz gebracht, da sie dort dringendst für die Verhüttung der "Silber"erze benötigt wurden. Stellenweise reichlich Fluorit (zum Teil violett) und Anhydrit, wichtige und noch nicht ausgearbeitete Lagerstätte, Tiefbohrungen bis zu 200 m unter Ebensohle brachten positive Ergebnisse. Die Erze liegen in den obersten 200 m des Wettersteinkalkes.

#### 4.1.2. Bitumenlagerstätten

Kleine, zum Teil genutzte Anreicherungen von "Ölschiefen" bzw. bituminösen Mergeln finden wir innerhalb der Nördlichen Kalkalpen vielerorts. Die Absätzigkeit der Lagerstätten führte aber überall zum baldigen Einstellen der Schurftätigkeit. Folgende bedeutendere Lagerstätten können genannt werden.

Gebiet der Seefelder Berge: Ankerschlag (N Seefeld), Hochanger (ENE Seefeld), Raum Zirler Kristenalm und Eppzirler Alm. Alle Vorkommen liegen im Hauptdolomit. Der Abbau ist bereits im 14. Jh. belegt; die "Fundsage" recht berühmt (Kampf des Riesen Haymon mit dem Riesen Thyrsus - "Thyrschenblut". Thyrsus soll ja auch die Pb-Lagerstätte Dirstentritt aufgeschlossen haben!). Die Abbautätigkeit wurde 1964 eingestellt, das Rohöl wird nun von Frankreich importiert. Die Reichtzonen sind ziemlich regellos verteilt, wobei die Ölgehalte meist 10-12%, fallweise aber bis 25% betragen. An der Seebergspitze (Achensee) baute man zu Beginn des 20. Jh. auf bituminösen Hauptdolomit. Der Betrieb wurde schon bald in das Bächental verlagert.

Bitumenmergelbergbau im Bächental: Der Bergbau wird als Familienbetrieb (Gebr. Albrecht) geführt. Die Mergel werden im Tagebau hereingewonnen und in der Nähe geschwelt. Die Veredelung des Öles erfolgt in Jenbach. Das Alter der Lagerstätte ist jurassisch; sie bildete sich in einem kleinräumigen, vermutlich N-S-streichenden Becken.

#### 4.1.3. Kohlebergbau

Es bestehen zahlreiche Vorkommen, die aber alle - mit Ausnahme jenes bei Bad Häring - unbedeutend waren. Alter: Tertiär (Häring). Kohlevorkommen auch innerhalb der Raibler Schichten und der Gosau.

#### 4.1.4. Bergbau am Südhang der Innsbrucker Nordkette

Zahlreiche meist kleinere Reviere zwischen Kranebitter Klamm und Halltal. Bergbauliches Zentrum im Raum Höttinger Graben. Vorwiegend Fahlerze (Tennantite) und Bleiglanz, zum Teil auch Zinkblende, Sekundärminerale und Pyrit wie üblich. Die Erze treten bevorzugt im Hauptdolomit auf, wobei oft eine Grenzlage zur überlagernden Inntaldecke zu beobachten ist. Auch Karbonatgesteine der Raibler Schichten können mit Pb-Zn-Erzen mineralisiert sein. Zum Teil junge Lagerstätte, durch alpidische Remobilisation entstanden (Fahlerze). Kleine Eisenlagerstätten in den obersten Reichenhaller Schichten (z.B. Bodensteinalm).

#### 4.1.5. Salzbergbau im hinteren Halltal ("Haller Salzberg")

Unter Umständen wurden schon zur Römerzeit natürliche Soleaustritte genutzt. Untertägige Gewinnung begann 1272 mit dem Anschlagen des Oberberg- bzw. des Wasserbergstollen. Nach nicht ganz 700 Jahren wurde der Betrieb 1967 eingestellt. Damit war der Haller Salzberg jener Montanbetrieb Tirols, der am längsten ohne Unter-

brechung in Betrieb gestanden ist. Das Grubengebäude besteht aus acht Stollen. Die Genese ist gleich wie bei den anderen alpinen Salzlagerstätten; dies gilt ebenso für den Mineralbestand, wobei hier den Anhydritanteil auffallend hoch ist. Als seltene Funde gelten z.B. Fluorit und Galenit. Wie abgeteufte Schurfschächte und Bohrungen zeigten, reicht der Salzstock noch mindestens 450 m in die unverritzte Teufe. Es dürfte sich um die größte Salzlagerstätte der Alpen handeln.

#### 4.2. Lagerstätten innerhalb der Gesteine der "Trias südlich des Inn" (Raum Schwaz-Wörgl)

Es wurden besonders im Bereich des Mittelgebirgsterrassen, S bis SE Rattenberg, zahlreiche Gruben mit zum Teil gutem Erfolg betrieben. Vererzt sind so ziemlich alle Gesteine vom Buntsandstein bis zum Hauptdolomit. Die Genese ist nur zum Teil geklärt, was auch durch die komplizierte Tektonik verursacht wird, die die Stratigraphie gänzlich durcheinandergebracht hat.

Minerale: Vorwiegend Fahlerze (Tennantit-Schwazit-Tetraedrit), dazu Bleiglanz, Zinkblende (und deren Sekundärbildungen), Baryt, Eisenerze usw. Am Geyer reichlich Kobalt- und Nickelerze (Erythrinvorkommen!), die sogar zeitweise Ziel des Abbaues waren. Neuerdings auch Funde von Silberlocken.

#### 4.3. Lagerstätten innerhalb der Nördlichen Grauwackenzone

##### 4.3.1. Vorwiegend auf Kupferkies, zum Teil auch Fahlerze betriebene Gruben innerhalb paläozoischer Phyllite usw.

Diese Bergbaue liegen in der weiteren Umgebung von Kitzbühel und erreichten zum Teil wirtschaftliche Bedeutung!

Rerobichl: Sehr wichtiger und ausgedehnter Bergbau, der einzige in Tirol der fast nur im Schachtbau betrieben wurde. Er liegt nördlich Kitzbühel im Hügelland zwischen Reither Ache und Großer Ache - die fünf tiefsten Schächte reichten über 600 m hinab, der Hl. Geistschacht soll 1618 886 m Tiefe erreicht haben (It. Reißwerk) und war bis 1872 der tiefste Schacht der Erde. Es war also damals möglich bis über 100 m unter NN - und das in Tirol - hinabzusteigen. Die höheren Teile der Lagerstätte waren fahlerzbetont (Agl), nach der Teufe nahm aber der Kupferkies mehr und mehr zu.

Bergbau auf der Kelchalm: Montanhistorisch sehr wichtiger Bergbau, da hier ab 1950 eine ausgezeichnete Dokumentation des schon urnenfelderzeitlich betriebenen Bergbaues erfolgte. Die Lagerstätte soll 1769 wiederentdeckt worden sein. Einzig genutztes Erz war Kupferkies, andere Erzminerale (z.B. Fahlerze) treten nur ganz untergeordnet auf.

Weitere wichtigere Bergbaureviere dieses Gebietes sind: Kupferplatte (bei Jochberg), Gebra-Lannern (ESE Kitzbühel, vorwiegend Ankerit bis Siderit, auch ged. Cu, ged. Hg usw. als Raritäten), Schattberg-Sinnwell (W Kitzbühel, Kupferkies > Fahlerze). Bergbaue S Brixental bis Penningberg usw.

##### 4.3.2. Fahlerzbergbaue innerhalb des devonischen Schwazer Dolomits

Es waren dies die reichsten und gewinnbringendsten Gruben Tirols, wie auch ganz Mitteleuropas. Über sie mehr zu schreiben, könnte mehrere Bücher füllen! Also hier nur ein kurzer Steckbrief:

Topographie: Die mineralisierten Gesteine ziehen mit Unterbrechungen vom Kitzbüheler Horn über die Hohe Salve, die Grat Spitze, das Grabner Joch, den Reither Kogl,

den Larchkopf und der Mehrerkopf in den Raum Schwaz. Das Dolomitgestein fällt, da es ein Härtling ist, schon morphologisch auf.

Bergbaugeschichte: Bronze D-zeitlicher Bergbau scheint nun sicher zu sein; ebenfalls urnenfelderzeitlicher. Dann bergbauliche "Ruhephase". Wiederauffinden der Lagerstätten um 1400, dann kam die große Blüte, die bis etwa 1550 andauerte. Durch das Einführen der Schießarbeit kam es nach 1670 zu einer Nachblüte, die vier bis sechs Jahrzehnte anhielt. Erzabbau am Falkenstein/Schwaz bis 1957, nun Dolomitbergbau. Der Baryt-Fahlerzbergbau am Großkogel konnte bis 1969 betrieben werden.

Mineralogie: Es handelt sich um eine monomineralische Fahlerzlagerstätte. Die Erze ("Schwazite") zeigen chemisch gesehen kein einheitliches Bild, es liegen dem Tetraedrit nahe Fahlerze vor, deren Gehalte an As, Zn und Hg bzw. Ag typisch ist. Es finden sich zahlreiche, auch seltene Sekundärminerale. Gangart: Dolomit, Quarz, Calcit, selten Anhydrit/Gips, Cölestin. Am Kogel sehr viel Baryt.

Genese: Vermutlich devonische azzendente (hydrothermale) Anlieferung der Metalle. Durch mehrfache jüngere Umlagerungen wird das Bild der Lagerstätte kompliziert. Fahlerz- und Barytbildung sind nicht zeitgleich (Baryt ist jünger).

#### 4.4. Mineralisationen innerhalb der Kellerjochgneise (Raum Schwaz)

Polymetallische Mineralisationen, die zum Teil reich gebaut wurden (z.B. am Schwazer Eisenstein, SW Schwaz). Vorwiegende Gangart waren Eisenkarbonate, die zusammen mit Kupferkies, Fahlerzen, Zinkblende, Bleiglanz wie auch hochwertigen Silbererzen (Rotgiltigerze usw.) einbrachten. Maximale Belegschaft im 15./16.Jh. bis über 2000 Mann (!). Die Erze finden sich in retrograd metamorphem Altkristallin (Mittelostalpin nach TOLLMANN); die Genese ist noch umstritten.

#### 4.5. Vererzungen im unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit

##### 4.5.1. Kupfer- und eisenerzdominierte Lagerstätten

Von Ellbögen im Westen zieht durch das Arzetal eine  $\pm$  reich mineralisierte Zone gegen ENE bis zum Zillertal (Finsingtal, z.B. Bergbau Lamark). Auch weiter nördlich finden wir in den Tuxer Voralpen Bergbauspuren. Vorwiegend wurde hier auf in Marmoren zusammen mit Eisenkarbonaten einbrechende Kupfererze gebaut.

##### 4.5.2. Goldbergbau im Raume Zell am Ziller

Das wichtigste Revier war jenes am Hainzenberg, SE Zell am Ziller. Auch nördlich davon wurde am Rohrberg eifrig nach Gold gesucht. Neben Berggold treten auch viele andere Erzminerale auf (Fahlerze, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Magnetkies, Kupferglanz, Arsenkies usw.). Die Erze treten in der Form von "Goldquarzitlagern" innerhalb der Quarzphyllite auf. Am Hainzenberg wurde die Lagerstätte auf >800 m im Streichen und >200 m im Einfallen aufgeschlossen. Auffinden der Lagerstätte angeblich erst im frühen 17. Jh., zur Zeit des 2. Weltkrieges noch versuchsweiser Abbau. Derzeit wird laut neuester Untersuchungen diese Lagerstätte als wirtschaftlich interessant eingestuft.

##### 4.5.3. Magnesit-Scheelitbergbau

NE Lanersbach im Tuxertal wurde um 1912 ein bedeutendes Magnesitvorkommen entdeckt, das bis 1977 in Abbau stand. In den letzten Jahren konnte sich der Betrieb nur durch die hier inzwischen aufgefundenen Scheelitanreicherungen über Wasser

halten. Fundstelle für zahlreiche Minerale (schöne Quarz xx, Antimonite, usw.). Eventuell wirtschaftlich noch interessante Lagerstätte!

#### 4.6. Bergbau innerhalb der Gesteine des Penninikums und Helvetikums (Tauernfenster)

Beim Vortrieb der vielen Überleitungsstollen für den Kraftwerksbau kamen zahlreiche, schöne Mineralstufen aber auch Erzminerale an den Tag. Aus bergbaulicher Sicht spielte diese Zone aber nie eine bedeutendere Rolle.

Nicht unerwähnt sollen die Vorkommen schleifbaren Granates am Roßbuggen und der IV. Hornspitze (Raum Berliner Hütte) sein. Ende des 2. Weltkrieges versuchte man, die Molybdänitvorkommen im Raume Alpeiner Scharte - Fußstein bergbaulich zu nutzen. Es kam aber nur zu einem Aufschließen der Lagerstätte. Wenngleich bereits Transportweg und Aufbereitung fertiggestellt waren, brachte das Kriegsende auch ein Ende der bergbaulichen Aktivitäten.

#### 4.7. Bergbaue in den Stubai und Ötztaler Alpen (mittelostalpinen Altkristallin mit zum Teil auflagernder Trias)

Hier bestanden sehr viele, meist aber nur weniger bedeutende Reviere bis Schurfspuren. Im Bereiche Obernberg ("Wildgrube") sollen schon die Römer Bleierz gebrochen haben. Später baute man hier Fahlerze und zum Teil auch Zinkblende. Außerdem kommen noch Baryt und Fluorit vor. Letztgenannter steht in Sammlerkreisen hoch im Kurs. Stücke aus älteren Sammlungen zeigen auch entsprechend prächtige Stufen. Fluorit I (= ältere Generation) ist ± violett und zeigt würfelige aber auch oktaedrische Kristallformen; der gesuchte Fluorit II ist farblos und kristallisiert in einer Kombination Würfel/Rhombendodekaeder. Die Lagerstätte liegt im Wettersteindolomit der mittelostalpinen Trias. Die Gesteine des Verrucano (Perm) sind vielfach mineralisiert, wobei die Magnetitlagerstätten (Raum Fulpmes) einige Bedeutung erlangten. Es wurden auch Kupferkies-Pyritlagerstätten beschürft.

Innerhalb des Altkristallins selbst finden wir vorwiegend Cu- und Fe-Sulfide, manchmal auch polymetallische Mineralisationen. Beispiele: Kupferbergbaue im Wörgetal (Küh-tai), bei Sautens (Haderlehengraben) oder am Pui(t)kogel im Geigenkamm. Im Glockturm-kamm bzw. den Nauderer Bergen finden wir recht häufig Spuren bergbaulicher Tätigkeit. Das am besten gebaute war jenes im Platzer Tal ob Tösens. In Gneisen treten vorwiegend Blei- und Zinkerze auf. Die Stollenmundlöcher dieses hochalpinen Bergbaues liegen zwischen 2400 m und 2900 (I) m ü.NN. Die alten Knappenhäuser und die Aufbereitung sollten nun dem Erdboden gleichgemacht werden. Es bestehen jedoch zum Glück private Initiativen, die versuchen, dieses einmalige Industriedenkmal nicht nur vor der Vernichtung zu retten, sondern es auch durch entsprechende Restaurierung der Nachwelt zu erhalten.

### **Schlußbetrachtung**

Damit schließt sich irgendwie der Kreis. Sei es geographisch was unsere Rundwanderung durch die Bergbaue Tirols betrifft oder auch historisch: Nach etwa 4000 Jahren Bergbautätigkeit, die von Höhepunkten und depressiven Phasen gekennzeichnet war, steht man nun in Tirol nahezu überall vor "verschlossenen Türen". Die letzte große Schließungswelle überrollte uns in den Sechzigerjahren. Steht es um den Bergbau in

unserem Lande wirklich so schlecht? Die Metallpreise am Weltmarkt und die Betriebskosten arbeiten gegen den Bergmann. Eine gewisse Renaissance erlebte der Bergbau aber, weil man erkannt hat, daß er touristisch zu nutzen ist. Und dafür ist es immer möglich, Subventionen jeder Höhe aufzutreiben. Die wie die Pilze nach dem warmen Sommerregen neu wachsenden Schaubergwerke und Bergbaumuseen sprechen nur zu sehr dafür. Und das ist ja das Gute an der Sache: Zahlreiche an die "glorreiche" Bergbauzeit in Tirol erinnernde Bauwerke wie auch Grubenbaue werden nun nicht mehr zerstört oder "verschandelt", sondern wieder aufgebaut und belebt, um dem interessierten Besucher einen kleinen Hauch des bergbaulichen "damals" vermitteln zu können. In diesem Sinne nicht nur dem Bergbau Tirols ein

GÜCK AUF !



**THE BROKEN HILL PB-ZN-AG DEPOSIT, AUSTRALIA**

by

**Ian Plimer<sup>+</sup>**

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft  
am 2. Dezember 1991

The Broken Hill Pb-Zn-Ag deposit, N.S.W., Australia occurs in the Lower Proterozoic Willyama Supergroup metasediments, metavolcanics and metaplutonics which have undergone numerous events of coeval deformation and high grade metamorphism. Maximum weathering and erosion of the Willyama Supergroup took place during the Late Proterozoic and Permian glaciations and some 100 Mt of massive sulphides have been removed during and after the Permian glaciation. The lowermost parts of the Willyama Supergroup comprise metamorphosed deformed felsic volcanics and immature clastic sediments interpreted as continental crust. The overlying sequence comprises felsic gneiss, amphibolite, albite rocks, metasediments and exhalites. These are interpreted as the products of intracontinental rifting or a hot spot resulted in crustal thinning, an elevated geothermal gradient and the deposition of bimodal volcanics, immature clastic sediments, hot spring precipitates and evaporites. This sequence is overlain by the Broken Hill Group comprising metasediments, amphibolite, felsic gneiss and sulphide rocks and associated quartz-sulphide, quartz-gahnite, quartz-garnet, quartz-magnetite with quartz-tourmaline exhalites. The change from evaporitic, lacustrine and shallow water conditions to the deep water high energy conditions of sedimentation of the Broken Hill Group is interpreted as sudden deepening coincidental with rifting, a great increase in the geothermal gradient, flooding of the sequence with basalt, lower crustal melting to produce volcanics and high level plutons and the cooling of these new crustal rocks with resultant submarine hot spring precipitates. The Broken Hill Group is overlain by metaturbidites (interpreted as rift fill) and carbonaceous metapelites, metapsammites and calc-silicates (interpreted as platform cover).

The Broken Hill Pb-Zn-Ag sulphide deposit has enjoyed a number of events of coeval high grade metamorphism and deformation. Deformation has produced attenuation of the sulphide masses, mass movement of sulphides into fold hinges, sulphide rock

---

<sup>+</sup> Prof. Dr. Ian Plimer  
Department of Geology  
The University of Melbourne  
Parkville Victoria 3052  
Australia

brecciation, chaotic folding and foliation, flow structures and injection of sulphides into silicate wall rocks. Sulphide rocks have a coarse grained granoblastic high metamorphic grade mineral assemblage comprising sulphides, pyroxenes, pyroxenoids, garnets, spinels and feldspar. Sulphide and silicate porphyroblasts are developed and transgressive sulphide-rich pegmatites are common.

At the waning stage of high grade metamorphism sulphide breccias were formed, sulphide minerals were injected into transgressive fractures and redistribution took place by secondary hydrothermal processes. The sulphide rocks moved relative to the enclosing psammitic and psammopelitic rocks and the sulphide-silicate interface is defined by silicate and sulphide mylonites. Exsolution and replacement of earlier prograde silicate and sulphide minerals formed a galaxy of new minerals. Secondary hydrothermal processes formed pegmatoid masses, transgressive sulphide-silicate veins and cavities.

The earliest dated retrogression was at 1570 Ma however field data suggest that retrogression took place before this time. It appears that retrogression continued for a considerable time. Retrogression of the sulphide rocks occurred in shear zones which transgressed and displaced prograde sulphide rocks resulting in brecciation, plastic flow, sulphide injection and retexturing. Ag, As, Sb, Cu and Pb moved from prograde sulphide rocks into shear zones and fold hinges and prograde minerals underwent retrogression to other sulphides, exsolution and replacement. Secondary hydrothermal processes formed transgressive Ag-rich quartz, sulphide and carbonate veins.

The sulphide rocks are transgressed and displaced by minor fault zones. Sulphide rocks were fractured and retextured and new phases formed by decomposition, exsolution and replacement. Sequential precipitation of carbonates and other phases on fault planes and in crystal-lined cavities is characteristic. The age of faulting is unknown.

The Broken Hill orebody comprises 8 sulphide horizons in the southern end of the field, two of which are continuous for the 7.5 km strike length of the orebodies. The morphology suggests deposition in a half graben. The lack of a prominent footwall alteration zone suggests fault-focussed hydrothermal fluid flow or stratal flow. The presence of discrete sulphide rocks with very low Si and Al contents hosted by high energy psammitic sediments suggests that ore precipitation was very rapid. Above, at the edge and underneath the sulphide masses are garnet-quartz and quartz-magnetite-garnet-F apatite rocks suggesting that the geothermal system associated with ore deposition evolved in both space and time from more oxidising (? lower T), to more reducing (? higher T) and to more oxidising (? lower T) conditions. REE studies of exhalites associated with the Broken Hill orebody demonstrate that ore fluids at the depositional site are similar to modern hydrothermal fluids at mid ocean ridges or the Red Sea metalliferous sediments whereas those exhalites beneath, peripheral to and above the sulphide rocks have REE patterns similar to hydrothermal precipitates which have been exposed to seawater for some time. These data suggest that sulphide deposition was rapid in anoxic second order basins and that hydrothermal precipitates in second order basins, first order basins and on horsts can be

differentiated. The orebody geochemistry suggests a mantle component (CO<sub>2</sub>, F, LIL) and an evaporitic component (Br, I). Radiogenic and stable isotope studies suggest that the sulphide rocks have a mantle (S, Sr), a lower crustal (Pb) and a continental evaporitic component (B). REE data is equivocal however a modified seawater dominated system is not excluded.

A perennial problem at Broken Hill has been the energy and the volume of fluid required to deposit 300 million tonne of high grade sulphide rocks. Recent work has shown the presence of plutons coeval with mineralisation and the abundance of evaporitic rocks stratigraphically beneath the sulphide rocks. Intrusion of high level plutons, basalts and felsic volcanics into wet deep water sediments, evaporites and volcanics associated with an event of rifting could produce a massive geothermal system. This pluton-driven hydrothermal system in thin crust in wet sediment beneath the sea floor could contain mantle, lower crustal, modified seawater and evaporitic components, could be a short-lived high energy system focussed in the deepest half graben or second order basin and could produce supersaline fluids with a high metal-carrying capacity. Sudden P-T-X changes to this fluid upon entry into a deep water anoxic basin could result in the rapid deposition of large quantities of submarine hydrothermal precipitate with extensive spillover into first order basins and on to horsts.

Similar environments exist in the Bohemian Massif and the Svecokarelian of Sweden. It is argued that the repeated and more mature rifting at Broken Hill and pluton-driven hydrothermal systems in evaporites resulted in sulphide rock masses at least two orders of magnitude larger than at Bodenmais (Germany) or in the Bergslagen area of Sweden.

The intrusion of a high pressure granite (1570 Ma) and deposition of fluvioglacial sediments at 1100 Ma show that in the Middle Proterozoic, there was at least 12 km of uplift of Willyama Supergroup rocks. Weathering and erosion of the Willyama Supergroup at Broken Hill commenced in the Middle Proterozoic and continued through the Late Proterozoic glaciation. Because the Broken Hill orebodies have been partially retrogressively metamorphosed, deformed, sheared, partially remobilised and intruded by minor pegmatites during the Delamerian Orogeny dated at 520 Ma, it is highly unlikely that the orebodies underwent the Late Proterozoic weathering and erosion. However, substantial weathering and erosion of the orebody took place during the Permian glacial period and a large volume (possibly as much as 100 Mt) of massive sulphide was removed at this time. This huge mass of Pb, Zn and Ag may have been removed to and concentrated in the Palaeozoic-Mesozoic-Tertiary basin to the east of Broken Hill however it is more likely that the products of weathering were infinitely diluted in Permian seawater.

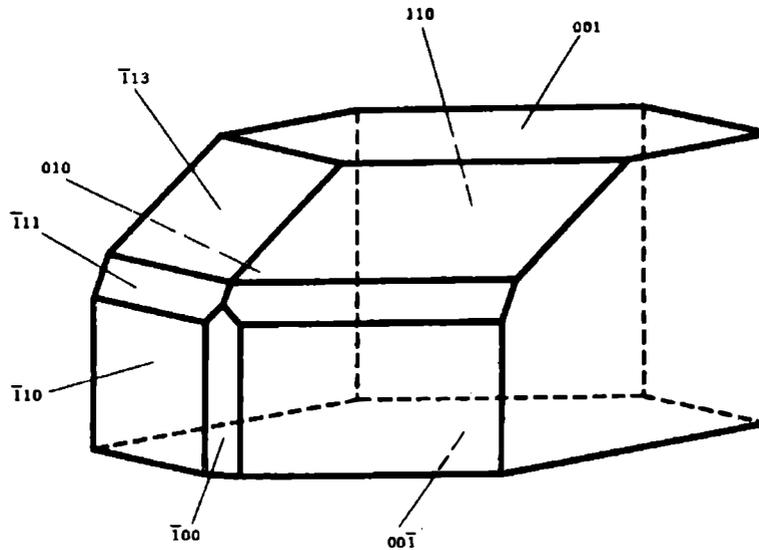
Fluctuating temperate, tropical and arid climatic regimes in the Tertiary and minor block uplift resulted in a spectacular metastable assemblage of secondary oxides, halides, tungstates, molybdates, phosphates, carbonates, sulphates and sulphides for which Broken Hill is famous. The secondary zone has a crude zonation from an uppermost gossan, an oxide zone, a complex zone and a carbonate zone. Carbonates directly overlie fresh sulphides, no supergene zone is developed, weathering is to a

maximum depth of 1200 m and the secondary zone shows evidence of multiple collapse, rejuvenation and mineral reprecipitation. These features are interpreted as the orebody's response to changing groundwater compositions during the changing of climates during the Tertiary and Holocene.

# MinPet 92

Tagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Stainz, 27. September bis 2. Oktober 1992



Weinebeneit, Blick  $[\bar{1}00]$

## Themenschwerpunkte:

**Kluft- und Hohlraumminerale, Hochdruckmetamorphosen,  
Granite, Pegmatite und Vulkanite,  
Freie Themen**

**Kubiena-Symposium**

## **DÜNNSCHLIFF-MIKROSKOPIE VON ORGANISMEN UND WURZELN IM UNGESTÖRTEN BODENGEFÜGE**

**ALTEMÜLLER H.-J.**

Platanenweg 8, D-W-3303 Vechede.

Bericht über die Anwendung von Farbstoffen für die Hellfeld- und Fluoreszenz-Mikroskopie. Bodenfärbung vor der Imprägnierung mit Harzen sowie Färbungen am ungedeckten Dünnschliff. Wurzel/Boden Kontaktzonen, Bodenbakterien, Pilze, Kleintiere.

## **ZUR AKKUMULATION VON LÖSUNGSRÜCKSTÄNDEN BEI DER VERWITTERUNG VON KALKGESTEIN**

**ALTEMÜLLER H.-J.**

Platanenweg 8, D-W-3303 Vechede.

Bedeutung der Lösungsrückstände für die Eigenschaften der Böden über Kalkgestein. Probleme der Unterscheidung von Fremdmaterial, das an der Oberfläche aufgetragen wird. Dargestellt wird ein besonders aufschlußreiches Beispiel aus Dolomitmarmor im Gebiet des Großglockners.

## **VULKANISCHE UND POSTVULKANISCHE ERSCHEINUNGEN IN ISLAND**

**BECHERER, K.**

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

Island ist eine der zahlreichen vulkanischen Inseln, die als Spitzen des atlantischen Rückens über den Meeresspiegel hinausragen. Im übrigen setzt sich der unterseeische Gebirgszug mit einer Gesamtlänge von fast 70.000 km um die Südspitze Afrikas durch den Indischen und weit in den stillen Ozean fort.

Die geologisch junge ( $16 - 18 \cdot 10^6$  a) und etwas über 100.000 km<sup>2</sup> große Insel kann man in die drei Gebiete einteilen: der West- und der Ostteil der Insel bestehen haupt-

sächlich aus mehreren km mächtigen flach lagernden Basaltschichten miozänen-pliozänen Alters. Sie bilden in der Regel ziemlich eintönige (Hoch)plateaus mit Resten von Zentralvulkanen. Zwischen den Basaltlagen sind stets Sedimentschichten eingeschaltet, was auf eine intermediäre Förderung der Basalte schließen läßt. Der Mittelteil Islands wird durch eine von N nach S streichende sowohl topographisch als auch geologisch äußerst unruhige Zone gekennzeichnet; sie teilt sich etwa im Zentrum Islands in zwei Äste, von denen einer die ursprüngliche N-S-Richtung beibehält, der andere sich nach Südwesten wendet. In diesen Abschnitten befinden sich zahlreiche aktive Vulkane, die unterschiedliche Förderprodukte geliefert haben. Seit ungefähr 1100 Jahren wurden etwa 900 Ausbrüche beobachtet. Es existieren alle möglichen Vulkantypen, wie Linear- und Zentralvulkane, Schildvulkane, aber auch Explosionskrater. Die in jüngster Zeit tätigen Vulkane sind: Hekla (1975-1981, 1990 und 1991), Askja (1961) und Krafla (1980-1984). Auch subglazial tätige Vulkane sind zu erwähnen, wie Katla und Grimsvötn.

Eine Besonderheit stellt die im Norden Islands liegende Halbinsel Tjörnes dar. In ihr fehlen die sonst überall präsenten Plateaubasalte; hingegen sind in den Sedimenten auch makroskopisch erkennbare zahlreiche Reste von Meerestierchen (hauptsächlich Muscheln) vorhanden. Das bedeutet, daß dieser Teil einmal unter Wasser gelegen ist, alle anderen Gebiete der Insel jedoch nicht!

An über zweihundert Stellen kann man die postvulkanische Aktivitäten gut studieren. Sie bestehen in der Hauptsache aus Fumarolen (bisweilen mit Geysirtätigkeit) und auch aus Solfataren. Mofetten und Soffionen fehlen praktisch völlig. Daneben kommt es mancherorts zur Ausbildung von "Schlammtöpfen", bei denen mit Tonmineralien beladene Wässer infolge Ausströmens heißer Wasserdämpfe durcheinander gewirbelt werden. Die Solfataren wiederum bewirken eine rasche Zersetzung und Umwandlung der Gesteine: neben Gipsausblühungen und Bildungen von (schlecht definierbaren) Aluminiumsulfaten kommt es zu Absetzungen von ged. Schwefel, der durch seine gelbe Farbe auffällt.

Die Blasen- und Hohlräume der Basalte bergen vielerorts spät-hydrothermale Mineralbildungen, so alle möglichen Zeolithe, Chalcedon u.a.m. Zu erwähnen ist das relativ spärliche Vorkommen von Kalziumkarbonaten, wie Aragonit und Calcit. Eine Ausnahme bildet das Auftreten von ganz besonderen reinem Calcit an einer Fundstelle im Osten Islands ("Isländischer Doppelspat" von Helgustadir). Der Calcit ist dort dem Basalt gangförmig eingelagert; die Fundstelle belieferte Jahrzehnte hindurch die gesamte Welt mit Calcitrhoedern erstklassiger Güte, die vor allem für optische Zwecke benötigt wurden. Der erwerbsmäßige Abbau ruht allerdings schon geraume Zeit und heute ist dort die gesamte Gegend ein Naturschutzgebiet.

Im Zuge einer Exkursion im Sommer 1991, die wegen der großen Teilnehmerzahl in zwei Turnussen geführt wurde, konnten alle diese Erscheinungen und Fundstellen studiert und besucht werden. Ein Referat und ein Film sollen sowohl über die Beobachtungen als auch über die Erlebnisse detailliertere Aufschlüsse geben.

- SAEMUNDSSON, K., KRISTJANSSON, L., et al. (1980): Iceland. - Reykjavik: Iceland. Glaciolog. Soc.
- SCHWARZBACH, G. (1983): Geologenfahrten in Island. - 5. Aufl. Köln: Karawane-Verlag.

## **DER AMMONIUMGEHALT PEGMATITISCHER FELDSPÄTE**

### **BERAN, A.**

Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

Ammonium-hältige Feldspäte und Glimmer sowie Tonminerale (Illit, Montmorillonit) und Minerale der Alunit-Gruppe stehen in engem Zusammenhang mit Mineralisationen sedimentär-exhalativer Lagerstätten und spielen bei deren Prospektion mittels "remote sensing" im nahen IR-Bereich eine praktisch wichtige Rolle (KROHN & ALTANER, 1987). SOLOMON & ROSSMAN (1988) weisen Ammonium-Ionen IR-spektroskopisch in Mikroklinen von Pegmatiten der Southern Black Hills, South Dakota nach und geben einen  $\text{NH}_4$ -Gehalt von etwa 500 ppm an. Die  $\text{NH}_4$ -Gehalte der Kalifeldspäte des Pegmatits von Alijo-Sanfins, Portugal betragen 288 bis 550 ppm, die  $\text{NH}_4$ -Gehalte der Muskovite variieren zwischen 346 und 458 ppm. Kalifeldspat und Plagioklas eines Pegmatits vom Ryoke belt, Japan enthalten 42 bzw. 16 ppm  $\text{NH}_4$  (HALL & NEIVA, 1990).

Die pegmatitischen Gesteine der Lokalität Zagrlski Potok bei Busovaca, Bosnien enthalten cm-große Hyalophane in Edelsteinqualität. Die idiomorphen Kristalle in Orthoklas-Tracht sind mit Quarz, Albit, Siderit und Rutil vergesellschaftet (BARIC, 1972). Die nicht-polarisierten IR-Spektren dieser Feldspäte sind durch breite Absorptionsbanden mit Maxima bei 3601, 3211 (stärkste Bande), 3075 und 2851  $\text{cm}^{-1}$  charakterisiert (Gerät Nicolet 60SX FTIR). Die Absorptionen werden im wesentlichen der  $\nu_3$ -Bande des Ammonium-Ions zugeordnet und entsprechen dem Absorptionsspektrum des synthetischen Buddingtonits (VONCKEN et al., 1988). Messungen mit polarisierter IR-Strahlung zeigen eine deutliche Richtungsabhängigkeit der Absorptionsbanden, was auf den strukturellen Einbau des Ammonium-Ions auf die M-Position des Feldspats schließen läßt. EMS-Analysen der Hyalophane ergaben 0,12 Gew.% N, was einem  $\text{NH}_4$ -Gehalt von 1500 ppm entspricht (Gerät Jeol 733 Mikrosonde). Als N-Standard wurden synthetischer und natürlicher Buddingtonit verwendet. Die Formel des Hyalophans errechnet sich zu  $\text{K}_{0,43}\text{Ba}_{0,40}\text{Na}_{0,15}(\text{NH}_4)_{0,03}\text{Sr}_{0,01}\text{Al}_{1,42}\text{Si}_{2,58}\text{O}_{8,00}$  (BERAN et al., 1992).

Die im wesentlichen an die Feldspäte und Glimmer gebundenen  $\text{NH}_4$ -Gehalte der Pegmatite können auf assimilierte oder aufgeschmolzene Sedimente, bzw. auf im

Zusammenhang mit metamorphen Prozessen an  $\text{NH}_4$  angereicherte Metasedimente zurückgeführt werden.

- BARIC, L., (1972): Hyalophan aus Zagrlski (Zagradski) Potok unweit von Busovaca in Zentralbosnien. - Wissensch. Mitt. Bosnisch-Herzegovin. Landesmuseum (Sarajevo), 2/C, 5-37.
- BERAN, A., ARMSTRONG, J., ROSSMAN, G.R., (1992): Infrared and electron microprobe analysis of ammonium ions in hyalophane feldspar. - Eur.J.Mineral., (im Druck).
- HALL, A., NEIVA, A.M.R., (1990): Distribution of the ammonium ion in pegmatites, aplites and their minerals from central northern Portugal. - Mineral. Mag., 54, 455-461.
- KROHN, M.D., ALTANER, S.P., (1987): Near-infrared detection of ammonium minerals. - Geophysics, 57, 924-930.
- SOLOMON, G.C., ROSSMAN, G.R., (1988):  $\text{NH}_4$  in pegmatitic feldspars from the southern Black Hills, South Dakota. - Amer. Mineral., 73, 818-821.
- VONCKEN, J.H.L., KONINGS, R.J.M., JANSEN, J.B.H., WOENSDREGT, C.F., (1988): Hydrothermally grown buddingtonite, an anhydrous ammonium feldspar ( $\text{NH}_4\text{Al-Si}_3\text{O}_8$ ). - Phys. Chem. Minerals., 15, 323-329.

## **PYROXEN-FÜHRENDE GESTEINE DES KAUNERTALES. ÖTZTAL-STUBAI-KRISTALLIN**

### **BERNHARD, F., KAINDL, R., und HOINKES, G.**

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

Im ostalpinen Ötztal-Stubai-Kristallin des mittleren Kaunertales (Bereich Verpeil Fisslad) wurden verschiedene Pyroxen-führende Gesteine aufgefunden, die bisher aus diesem Gebiet noch nicht beschrieben wurden.

1) Hedenbergit-führender Granitgneis, ca. 1 km südlich Feichten im Talboden. Dieses feinkörnige Gestein wurde von HAMMER (1924) als "Quarzdioritaplit" beschrieben, jedoch ohne Erwähnung von Pyroxen. Es bildet einen etwa 20m mächtigen Körper innerhalb Pyroxen-freier, Hornblende- und Biotit-führender Granitgneise, wobei die Übergänge zu diesen kontinuierlich sind. Es enthält die Paragenese Albit ( $\text{Ab}_{95-98}$ ), Alkalifeldspat ( $\text{Or}_{97}$ ), Quarz, Hedenbergit ( $\text{Hd}_{70}\text{Di}_{20}\text{Ae}_7\text{Jd}_3$ ), Ferro-edenitische Hornblende, Klinozoisit, Titanit, Akzessorien. Chemisch ist dieses Gestein als Granit zu klassifizieren, ohne signifikante Unterschiede zu den benachbarten Pyroxen-freien Granitgneisen. In diesen tritt eine m-mächtige, stark verfälschte Diopsid-Biotitschieferlinse mit hornblendereichen Kontaktzonen zum Granitgneis auf.

2) Diopsid-Hornblendegneis, knapp südöstlich Feichten.

Das nur schwach geschieferte, mittelkörnige Gestein enthält die Paragenese Plagioklas (stark serizitisiert,  $Ab_{70}$  in Relikten), Alkalifeldspat ( $Or_{96}$ ), Diopsid ( $Di_{66} Hd_{27} Ae_4 Jd_3$ ), Magnesiohornblende, Biotit, wenig Quarz, Akzessorien. Die Verbandsverhältnisse dieses Gesteins sind noch nicht näher bekannt, möglicherweise entstammt es einem kleinen Hornblende-Biotit-Augengneiskörper.

3) Diopsid-Albit-Mikroclin-Fels, Madatschkopf, Verpeil

Dieses feinkörnige Gestein bildet eine dm-mächtige Linse innerhalb eines etwa 30 m mächtigen Bänderamphibolitzuges. Neben Diopsid ( $Di_{69} Hd_{29} Jd_2$ ), Albit ( $Ab_{99}$ ) und Mikroclin ( $Or_{96}$ ) tritt An-reicherer Plagioklas ( $Ab_{65}$ ), Tremolit, Biotit, wenig Quarz und möglicherweise primärer Calcit auf.

4) Eklogit, südlich der Verpeilhütte

Er tritt als eklogitfazielles Relikt innerhalb von diablastischen Granatamphiboliten und Bänderamphiboliten auf und führt die Eklogitparagenese Omphacit ( $Jd_{47} Di_{45} Hd_4 Ae_4$ ), Granat (zonar, Ränder  $Alm_{46} Pyr_{36} Gros_{17} Spes_1$ ), Barroisit, Kyanit, Phengit (Si 3.42 pro 11 O), Quarz, Rutil. Häufig treten Symplektite aus Diopsid und Plagioklas nach Omphacit auf. Granat ist immer von schmalen Säumen aus Al-reichem Amphibol ( $Al_2O_3$  max. 21.5 Gew-%) umgeben.

5) Andradit-führender Pyroxen-Hornblendegneis, Pfroskopfkar oberhalb Fisslad

Er bildet eine mehrere Meter mächtige Einschaltung im Grenzbereich zwischen Para- und Orthogneisen. Die Paragenese enthält fleckige Verwachsungen von Ferroaktinolith, Ferrohornblende und Diopsid ( $Di_{50} Hd_{50}$ ), Plagioklas, Epidot, und als Nebengemengteile homogenen, andraditreichen Granat, Titanit, Quarz, Biotit, Akzessorien.

Während Eklogite als älteste Hochdruckgesteine im Ötztal-Stubai-Kristallin schon lange bekannt sind, sind die anderen Pyroxen-führenden Gesteine in ihrer petrologischen Bedeutung noch unklar. Da texturelle Kriterien eher für eine metamorphe Bildung der Pyroxene in den beschriebenen Gesteinen sprechen, ist daraus möglicherweise ein reliktsch erhaltenes hochtemperiertes Metamorphoseereignis im Bereich des Kauner-ales abzuleiten.

Diese Arbeiten werden mit finanzieller Unterstützung durch das FWF-Projekt S4705 durchgeführt.

HAMMER, W. (1924): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75000, Blatt Landeck.

## **BLÜMEL, F.**

A-3034 Maria Anzbach 247.

Prof. Prof. h.c. Dr. Dr. h.c. Walter Kubiena wurde 1897 in Mähren, welches damals zu Österreich-Ungarn gehörte, geboren. Mit 18 Jahren wurde er zur Armee eingezogen und bereits 1915 geriet er in russische Gefangenschaft und kam nach Sibirien. Schon in der Gefangenschaft reifte in Kubiena der Wunsch Wissenschaftler zu werden. Trotz der vielfach unmenschlichen Verhältnisse in der Gefangenschaft lernte er Bodenkunde, Geologie und Geographie. Als es ihm gelang über die Mandschurei weiter nach Europa und Wien zu flüchten, studierte er 1921 Landwirtschaft und Geologie. Durch das Buch von K. Glinka und die Doktrin von W. W. Dokutschaeff erinnerte er sich an die Böden von Sibirien. Von diesem Zeitpunkt an, lebte er vor allem für die Bodenkunde. Nach dem Landwirtschaftsstudium an der damaligen Hochschule für Bodenkultur und jener der Geologie an der Universität Wien, widmete er sich bei Prof. Waksman in den USA der Bodenmikrobiologie.

An den zahlreichen Lehr- und Forschungsstätten in den USA, in Spanien, Deutschland und Österreich arbeitete er an grundlegenden, vielseitigen Problemen der Bodenkunde und besonders der Bodenmikroskopie. Mit Hilfe der Bodenmikroskopie konnte er bodenbiologische Vorgänge und deren Bedeutung erkennen.

1938 wurde Prof. Kubiena zum Direktor des Institutes für Geologie und Bodenkunde an der damaligen Hochschule für Bodenkultur in Wien ernannt. Seit dieser Zeit baute er die Bodenkunde zur Wissenschaft aus, und befaßte sich besonders mit der Entwicklungslehre der Böden, der Bodensystematik und der Bodenmorphologie. Die zahlreichen Veröffentlichungen aus dieser Zeit sind in der Literatur angegeben und liegen zum Teil hier auf. Sie umfassen die allgemeine Bodenkunde, die Bodenmikromorphologie, die Bodenmikrobiologie, die Humusforschung, die Bodenentwicklung, die Bodensystematik, die Bodenmineralogie, die Düngung und die Pflanzenernährung. Als Institutsvorstand bildete er Schüler aus, die sich auch mit der Bodenmikromorphologie befaßten. So veröffentlichte damals schon A. Proißl seine intensiven Untersuchungen über die Bodenmineralien und die Bodenbildungen im Waldviertel (NÖ).

Man arbeitete auch an der Gefügestabilität und konnte durch die Mikromorphologie Ausbildungsformen erkennen.

In den Jahren 1938 bis 1945 wurden auch Methoden zur Herstellung von Bodendünnschliffen ausgearbeitet. Wegen des Krieges mußte die wissenschaftliche Tätigkeit zum Teil eingestellt werden. Nach dem Krieg befaßte sich V. Janik mit Bodenmineralogie und den Beziehungen chemischer Daten zu einigen mikromorphologischen Untersuchungsergebnissen.

Seit dieser Zeit gab es in Österreich keine eingehenden Forschungen auf dem Gebiet der Mikromorphologie. Erst durch die Herausgabe des in Manuskriptform vorliegenden Buches von W. Kubiena wurde die Mikromorphologie von F. Solar in dieses Buch wieder aufgenommen.

In anderen Ländern wurde jedoch nach dem Krieg die Mikromorphologie für Arbeiten in der Paläopedologie, Bodenmineralogie, Bodengefügekunde, Bodenbiologie und in anderen Fachgebieten intensiv eingesetzt. Eine Reihe von Veröffentlichungen sind erschienen.

Über diese wissenschaftliche Tätigkeit soll im Verlauf des Symposiums berichtet werden. Als Schüler von W. Kubiena und im Bewußtsein der Bedeutung der Mikromorphologie für manche Fachbereiche, freut es mich, daß sich auch österreichische Fachexperten mit Vorträgen an diesem Symposium beteiligen.

### **THE ERROR-CONTRIBUTION OF GARNET NONIDEALITY TO THE UNCERTAINTIES OF PT-ESTIMATES: THE GARNET - BIOTITE GEOTHERMOMETER AND THE GASP GEOBAROMETER AS AN EXAMPLE**

**DACHS, E.**

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

Mixing properties of Fe-Mg-Ca-Mn garnets including their standard deviations and correlations have been rederived from available solution calorimetry-, phase equilibrium and volumetric data using a least square technique. The deduced parameters are consistent with the thermodynamic data set of BERMAN (1988), which was used to calculate the position of end-member equilibria. Two sets of parameters have been extracted: in model 1, Margules enthalpy parameters ( $W_{H,i}$ ) are first fitted from solution calorimetry data and then used to constrain Margules entropy parameters ( $W_{S,i}$ ) from phase equilibrium data; in model 2,  $W_{H,i}$ 's and  $W_{S,i}$ 's are simultaneously extracted from phase equilibrium data. In case of the pyrope - almandine join two submodels, 2a and 2b have been derived from Fe-Mg exchange experiments between garnet and orthopyroxene, predicting pronounced nonideality and almost ideal mixing, respectively.

Testing the parameter sets by application to natural assemblages shows that (1) model 1 yields garnet - biotite temperatures too low for grossular-rich garnets of samples containing staurolite, (2) pressures estimated via the reaction muscovite + almandine = annite +  $Al_2SiO_5$  + quartz (annite standard-state properties being derived from the Fe-Mg exchange experiments between garnet and biotite of FERRY & SPEAR, 1978, with garnet nonideality based on model 2b parameters) are in close agreement to results of GASP geobarometry in contrast to using garnet activity model 2a. The reliability of model 2b-parameters is further confirmed by application to

Al<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub>-bearing rocks, that are placed within the correct field of their Al<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub>-polymorph. The error contribution of garnet nonideality on PT-estimates is explored by propagating garnet mixing properties and their errors and correlations derived through the thermodynamic formulations of the garnet - biotite geothermometer and the GASP geobarometer. Model 1-parameters produce large uncertainties ( $2\sigma_T > 200$  °C,  $2\sigma_p$  2,4 - 3 kbar for the samples investigated), an effect of  $W_H$ - and  $W_S$ -parameters stemming from independent sources without interdependencies. In the case of model 2, standard deviations and correlations of garnet mixing properties propagate to much smaller  $2\sigma$ -uncertainties of 30 - 52 °C in temperature and 0,8 - 1,3 kbar in pressure. Including estimated standard deviation of and correlation between  $\Delta H_R$  and  $\Delta S_R$  in error propagation, raises the uncertainty in the pressure estimate by further 0,1 - 0,3 kbar, and by a negligible amount for temperature. The effect of regarding compositional uncertainty on  $\sigma_p$  and  $\sigma_T$ , in addition to the uncertainty of garnet activity and of  $\Delta H_R$  and  $\Delta S_R$ , is demonstrated for one sample, for which standard deviations and correlation matrices of the measured mineralchemical quantities have been incorporated in error propagation. In this case  $2\sigma_p$  is increased by only 0,1 kbar to  $\pm 1,4$  kbar, and  $2\sigma_T$  by 12 °C to  $\pm 54$  °C, indicating that  $2\sigma_p$  and  $2\sigma_T$  can be probably kept below about  $\pm 1,5$  kbar and  $\pm 60$  °C in applications of the garnet - biotite geothermometer and the GASP geobarometer, if sample inhomogeneity is not a serious problem.

BERMAN, R.G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. - J. Petrology, 29, 445-522.

## **ERSTE ERGEBNISSE VON U/PB ALTERSDATIERUNGSARBEITEN AM RASTENBERGER GRANODIORIT IM NIEDERÖSTERREICHISCHEN WALDVIERTEL**

**FRIEDL, G.<sup>\*</sup>, VON QUADT, A.<sup>\*\*</sup> und FINGER, F.<sup>\*\*\*</sup>**

- \* Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.
- \*\* Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH Zürich, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich, Schweiz.
- \*\*\* Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg, Österreich.

Im Zuge eines derzeit laufenden Kooperationsprogrammes zwischen der ETH Zürich und der Universität Salzburg wurde im Frühjahr dieses Jahres mit U/Pb Datierungsarbeiten an Zirkonen und Monaziten des Rastenberger Granodiorits begonnen. Die genaue Kenntnis des Intrusionsalters dieses Granodiorits ist für regionaltektonische Interpretationen insofern besonders wichtig, als das Gestein einen vom großen Südböhmischen Batholith isolierten trichterförmigen Pluton bildet, welcher den intramolda-

nubischen Deckenbau des Waldviertler Gneisgebietes diskordant durchschlägt (vgl. z.B. FUCHS & MATURA, 1976). Der Rastenberger Pluton stellt somit vom Geländebefund her eine Zeitmarke für den Abschluß der variszischen Deckentransporte im Waldviertel dar.

Petrographisch ist der Rastenberger Granodiorit mit seinen großen dicktafeligen Kalifeldspäten dem Weinsberger Granit des Südböhmischen Batholiths recht ähnlich und er wird daher üblicherweise auch als eine Variante dieses Granits aufgefaßt, jedenfalls aber ist er zu den "Älteren Granitoiden" des Südböhmischen Batholiths im Sinne von FRASL & FINGER (1991) zu stellen. Lokal wird das Gestein noch diskordant von jüngeren Feinkorngranitgängen der Mauthausener/Freistädter Gruppe durchbrochen. Auffällig ist der bei gleichzeitigem Kalireichtum relativ mafische "durbachitische" Chemismus des Rastenberger Granodioritkörpers, welcher übrigens auch beim Weinsberger Granit stellenweise zu beobachten ist (FRASL & FINGER, 1991).

Den Datierungsarbeiten liegen bisher 5 Zirkon- und 3 Monazitfraktionen zugrunde. Zirkone und Monazite wurden dabei zunächst mit den dafür üblichen Mineralseparationsmethoden (Schweretrennung, Magnetscheider) angereichert und dann durch Handauslese reinst separiert, wobei Kristalle mit Trübungserscheinungen generell vermieden wurden. Die Monazite wurden dann weiter nach Korngrößen getrennt.

Die Zirkone wurden nach eingehendem mikroskopischem Studium der Gesamtpopulation und einer entsprechenden genetischen Bewertung (siehe z.B. FINGER, 1989) nach morphologischen Aspekten in Fraktionen getrennt, wobei gedrungene idiomorphe Kristalle von höher elongierten ebenfalls idiomorphen Kristallen abgetrennt wurden.

Die wichtigsten bisher vorliegenden Ergebnisse der U/Pb-Isotopenanalytik sind:

- 1.) Die drei Monazitfraktionen weisen konkordante Alter von  $324 \pm 1$ ,  $323 \pm 1$  und  $323 \pm 2$  Ma auf, welche von uns als magmatische Bildungsalter interpretiert werden.
- 2.) Obwohl sorgfältig darauf Bedacht genommen wurde, metamikte Kristalle zu vermeiden, ist an allen Zirkonfraktionen geringfügiger Bleiverlust zu beobachten.
- 3.) Die Fraktion der gedrungenen Zirkone beinhaltet zudem eine ererbte Bleikomponente, obwohl an den zur Meßung verwendeten Kristallen im Lichtmikroskop (allerdings ohne Einbettungsmedium) keinerlei ältere Kerngebilde erkannt werden konnten.
- 4.) Die langprismatischen Zirkone bilden eine Diskordia mit einem oberen Einstichpunkt von  $328 \pm 10$  Ma. Dieses Alter ist im Fehlerbereich nicht von den Monazitaltern zu unterscheiden. Der untere Einstichpunkt der Diskordia weist auf tertiären oder noch jüngeren Bleiverlust hin. Letzteres Phänomen ist in der Böhmischen Masse offenbar sehr verbreitet (siehe auch FRIEDL et al., 1992; VON QUADT & FINGER, 1991).

### Diskussion:

Die erzielten Ergebnisse bestätigen erneut, was schon andere U/Pb Datierungen der letzten Zeit ergeben haben, nämlich daß die Älteren Granitoide des Südböhmischen Batholiths zumindest zu einem größeren Teil wesentlich später gebildet wurden als bisher zumeist angenommen (vgl. SCHARBERT, 1987).

Für den Weinsberger Granit des nordöstlichen Mühlviertels haben VON QUADT & FINGER (1991) konkordante Zirkon- und Monazitalter von  $316 \pm 17$  Ma bzw.  $318 \pm 4$  Ma gemessen. Eine von FINGER & VON QUADT (1992) i.w. nach Daten von SCHARBERT (1987) berechnete Rb/Sr WR Isochrone ergab für einen auf Grund zirkonmorphologischer Kriterien als genetisch einheitlich eingestuften Teilbereich des insgesamt ziemlich heterogenen Weinsberger Granitplutons ein Alter von  $328 \pm 6$  Ma. Alles in allem scheint sich die magmatische Kristallisation der Älteren Granitoide des Südböhmischen Batholiths somit i.w. im späteren Visé bzw. an der Wende Visé-/Namur vollzogen zu haben.

Nachdem die Älteren Granitoide des Südböhmischen Batholiths in ziemlich großer Tiefe erstarrt sein dürften (FRASL & FINGER, 1991), ist mit einem langdauernden magmatischen Kristallisationsprozeß zu rechnen, der sich u.U. über etliche Jahrtausende hin erstreckt haben könnte. Dies könnte bewirken, daß Monazite auf Grund ihrer vergleichsweise etwas niedrigeren Schließungstemperatur ( $725 \pm 25$  °C) geringfügig jüngere U/Pb Alter ergeben als die magmaeigenen Zirkone (PARRISH, 1990). Im Fehlerbereich der bisher vorliegenden Daten sind derartige mögliche Unterschiede allerdings nicht aufzulösen. Das von VON QUADT & FINGER (1991) beim Weinsberger Granit gemessene konkordante Xenotimalter von  $314 \pm 4$  Ma sollte jedenfalls eher das Ende als den Beginn des magmatischen Kristallisationsprozesses angeben. Über die Schließungstemperatur von Xenotim ist leider derzeit noch wenig bekannt.

Die an etlichen Granitarten des Südböhmischen Batholiths mit der Rb/Sr WR Methode gefundenen Isochronen von etwa 350-360 Ma (SCHARBERT, 1987, SCHARBERT in FRANK et al., 1991) stellen unserer Ansicht nach eher Scheinisochronen dar, welche sich auf Grund mangelhafter primärer Magmenhomogenisierung ergeben haben (FINGER & VON QUADT, 1992).

FINGER, F., (1989): N-type, C-type and X-type zircons in granites.- Europ. Jour. Mineral. 1, Bh.1, 46.

FINGER, F., VON QUADT, A., (1992): Wie alt ist der Weinsberger Granit ? U/Pb vs. Rb/Sr Geochronologie.- Mitt. Österr. Mineral. Ges. 137, in Druck.

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

FRASL, G., FINGER, F., (1991): Exkursionsführer in den Südböhmischen Batholith.- European Journ. Mineral. 3, Bh.2, 23-40.

FRIEDL, G., QUADT, A. von, FRASL, G., FINGER, F. (1992): Neue U/Pb Altersdaten aus der südlichen Böhmisches Masse.- Frankfurter Geowiss. Arb., Serie A, 11, 217-218.

- FUCHS, G., MATURA, A., (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmi-  
schen Masse.- Jb. Geol. B.-A. 119, 1-43.
- PARRISH, R.R., (1990): U-Pb dating of monazite and its application to geological  
problems.- Can. J. Earth Sci. 27, 1431-1450.
- SCHARBERT, S., (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubi-  
kums in Österreich.- Mitt. Österr. Miner. Ges. 132, 21-37.
- VON QUADT, A., FINGER, F., (1991): Geochronologische Untersuchungen im öster-  
reichischen Teil des Südböhmischen Batholiths: U-Pb Datierungen an Zirkonen,  
Monaziten und Xenotimen des Weinsberger Granit.- Europ. Jour. Min. 3, Bh. 1,  
281.

**IS ZIRCON MORPHOLOGY INDICATIVE OF A MANTLE OR CRUSTAL ORIGIN OF  
A GRANITE ? COMPARISON OF PUPIN INDICES WITH SR AND ND ISOTOPE  
DATA OF 26 AUSTRIAN GRANITES**

**FINGER, F.\*, HAUNSCHMID, B.\*\*, SCHERMAIER, A.\*\* and VON QUADT, A.\*\***

- \* Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.
- \*\* Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.
- \*\*\* Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH Zürich, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich, Schweiz.

It has been proposed by PUPIN (1980) that the morphology of accessory granite zircons, evaluated by means of Pupin diagrams (Fig. 1), can be used to decide whether a granite (s.l.) is derived mainly from a mantle source or mainly from a crustal source. To test this hypothesis, we have studied the zircon populations of 26 granite samples of different geological settings of Austria, from which Sr and Nd isotope data and additional geochemical informations were available. The sample set reaches from pure crustal granites, derived from a sedimentary source (a,b,c in Fig. 1), to primitive hornblende-tonalites and quartz-diorites, which should be mainly mantle-derived, for their  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ratios are always very low (0.703-0.704) and coupled with positive  $\epsilon\text{Nd}$  values (u,v,w in Fig. 1). The samples intermediate between these two extremes are mostly I-type granites in the chemical sense (CHAPPELL & WHITE, 1974), four of them (m,n,x,y in Fig.1) have some affinities to A-type granites (high Zr, U, Th, Y and HREE). One group of I-type granites (Tauern Window, i-t in Fig. 1) is likely to have originated from mixing of mantle and crustal melts and spans a respective  $\epsilon\text{Sr}$ - $\epsilon\text{Nd}$  mixing line. For the I-type granite samples of the Bohemian Massif (d-h), which are relatively  $\text{K}_2\text{O}$ -rich and have generally low  $\epsilon\text{Nd}$  values (ca.-4 to-7), a pure or dominant-ly crustal origin is generally assumed (melting of old intermediate crustal sources).

The main results of our study can be summarized as follows:

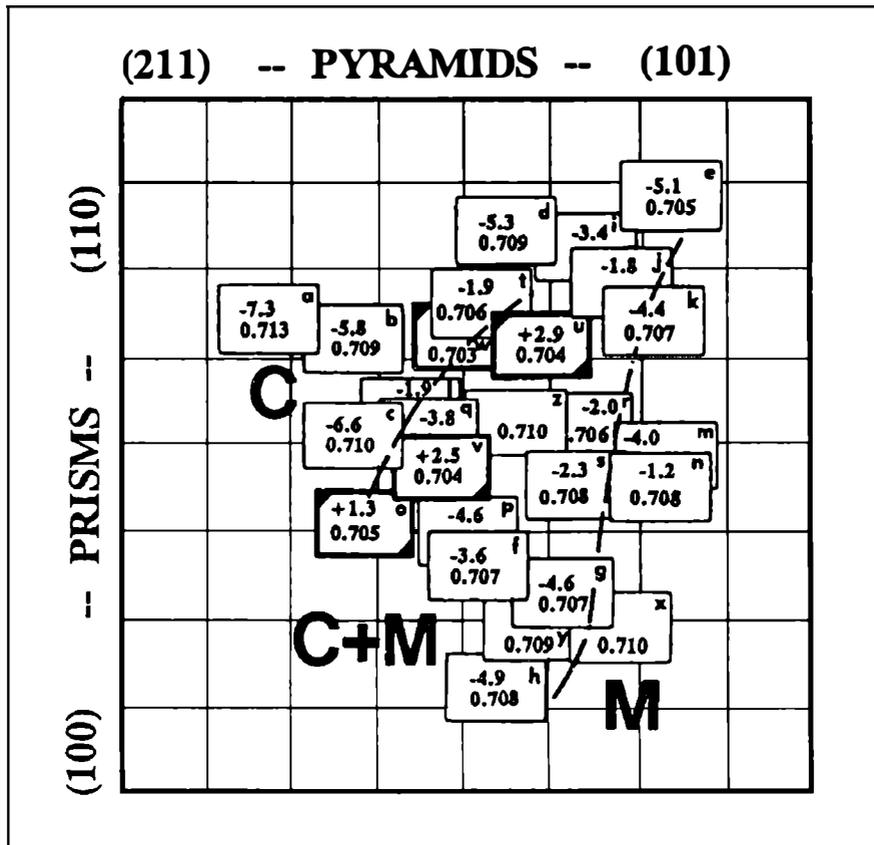


Fig. 1: Schematic Pupin-diagram with fields of granites of crustal (C), mantle (M) and crustal + mantle (C+M) origin, as proposed by PUPIN (1980). Shown are the mean points of the investigated granites (s.l.), calculated according to the method of PUPIN (1980), and additional informations about the  $\epsilon\text{Nd}$  and/or  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  model initial ratios of these granites. The most mantle near isotope values are marked with heavy outlines. Sample locations and data sources:

- 1.) Variscan granites of the Bohemian Massif: a: Eisgarn granite; b: Schärding granite; c: Wolfsegg granite (all S-types); d: Mauthausen granite, e: Freistadt granodiorite; f: Weinsberg granite; g: Schlieren granite; h: quartz-monzodiorite, Sarleinsbach (LIEW et al., 1989).
- 2.) Variscan granites of the Tauern Window; i: Kölnbrein leucogranite; j: Sonnblick granite; k: Romate syenite; l: Göß granodiorite; m: granite, Tauern tunnel; n: granite, Thomanbauern Alm; o: Malta tonalite; p: Hochweißenfeld granite; q: Venediger tonalite; r: Venediger granodiorite; s: granite, Nördliche Sulzbachzunge; t: Knorrkogel granite (VON QUADT & FINGER, in prep., FINGER et al., 1992).
- 3.) Granites of the Cetic Massif: u: granodiorite, Buchdenkmal; v: tonalite, Achtal; w: quartz-diorite Achtal (THÖNI, 1991; VON QUADT & FINGER, unpubl.).

- 4.) Cadomian granites of the Moravian unit: x: Maissau granite; y: granite, Feldberg near Roggendorf; z: granite, Pulkau (FINGER et al., 1992).
- 1.) The three S-type granites of the sample set fall in field C (=crustal granites) of the Pupin-diagram (Fig. 1). Nearly all I-type granites, no matter if mainly crustal or mainly mantle derived, fall in the M+C field. The I/A transitional type granites fall with only one exception in the M (=mantle) field.
  - 2.) There is no systematic gradient in the isotopic data from the left (crustal field) to the right (mantle field) of the Pupin-diagram. Those granites which fall into or very near to the mantle field of the diagram do not have isotope values which would imply a mainly mantle origin (Fig. 1). The probably mainly mantle derived granites with very low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ratios and positive  $\epsilon\text{Nd}$  values (with heavy outlines in Fig. 1), do not fall into the mantle field of the Pupin-diagram. Their position in the centre of the diagram would rather imply a low mantle influx according to the concept of PUPIN (1980).

On the basis of our data set (see also SCHERMAIER et al., 1992) we conclude that the Pupin-diagram is effective in separating S-, I- and A-type granites (in the chemical sense), but not very reliable in estimating the degree of mantle input in an I- or A-type granite.

- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. - *Pacific Geol.*, **8**, 173-174.
- FINGER, F., FRASL, G., DUDEK, A., JELINEK, E., THÖNI, M. (1992): Cadomian plutonism in the Moravo-Silesian basement. - in: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds.): *Tectonostratigraphic evolution of the central and eastern European orogens*. - Springer Verlag (in press).
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., SCHERMAIER, A., VON QUADT, A., SCHINDLMAIER, A.O., STEYRER, H.P. (1992): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps) - insight into an intra-Alpine Variscan batholite. - in NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J.: *The Variscan basement in the Alps*. - Springer Verlag (in press).
- LIEW, T.C., FINGER, F., HÖCK, V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. - *Chem. Geol.*, **76**, 41-55.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 207-220.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B., SCHUBERT, G., FRASL, G., FINGER, F. (1992): Diskriminierung von S-Typ und I-Typ Graniten auf der Basis zirkontypologischer Untersuchungen. - *Frankfurter Geowiss. Arb., Serie A*, **11**, 149-153.
- THÖNI, M. (1991): Neue Rb/Sr-Daten an Mineralien und Gesteinen des Leopold von Buch-Denkmales und am Tonalit von Schaitten. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **37**, 157-162.

## BILDUNG VON AKZESSIONISCHEN SELTENE-ERDEN-MINERALIEN IN TITAN-REICHEN ADERN DER ADAMELLO KONTAKTAUREOLE

GIERE, R.

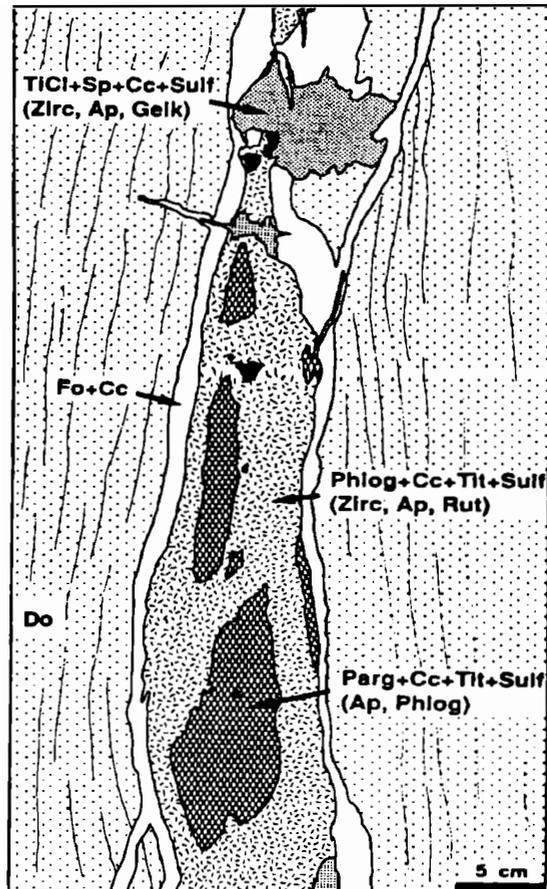
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Bernoullianum, CH-4056 Basel, Schweiz.

Am Kontakt zwischen einer Tonalitintrusion des Tertiären Re di Castello Plutons (Adamello Batholith, Norditalien) und Triadischen Dolomitmarmoren wurden hydrothermale Titan-reiche Adern gefunden, die beweisen, daß Titan und Zirkonium unter gewissen geologischen Bedingungen von Fluids transportiert werden können und nicht als allgemein *immobile* Elemente betrachtet werden dürfen.

Abb. 1: Mineralogische Karte einer Ti-reichen Ader in kontaktmetamorphem Dolomitmarmor (Do).

Ap = Apatit, Cc = Calcit, Fo = Forsterit, Geik = Geikielit, Parg = Pargasit, Phlog = Phlogopit, Rut = Rutil, Sp, = Spinell, Sulf = Sulfide, TiCl = Titanklinohumit, Tit = Titanit, Zirc = Zirkonolit.

Die hydrothermalen Adern kommen in kontaktmetamorphen, chemisch reinen Dolomitmarmoren vor und zeichnen sich durch vier verschiedene Mineralzonen aus (Fig. 1): 1) Forsterit + Calcit, 2) Pargasit + Calcit + Titanit + Sulfide, 3) Phlogopit + Calcit + Titanit + Sulfide, und 4) Titanklinohumit + Spinell + Calcit + Sulfide.



Titan und Zirkonium sind wichtige Komponenten in den drei zentralen Zonen. Hauptträger dieser Komponenten sind Titanklinohumit, Phlogopit, Pargasit und Titanit sowie die Akzessorien Geikielit ( $\text{MgTiO}_3$ ), Rutil und Zirkonolit ( $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$ ). Fluor-Apatit tritt in diesen Zonen überall auf und ist als idiomorphe Kristalle immer mit den Ti-, Zr-, REE- und ACT-haltigen Mineralien assoziiert (REE = Seltene Erden, ACT = Aktinide). Diese textuelle Beobachtung weist auf eine genetische Beziehung zwischen der Kristallisation von Apatit und derjenigen der Akzessorien hin.

Das Ader-bildende Fluid hat ein breites Spektrum chemischer Elemente transportiert, die nicht im Dolomitmarmor enthalten waren (z.B. Ti, Zr, REE, ACT). Isotopenanalysen an Gesamtgesteinsproben deuten darauf hin, daß das Ader-bildende Fluid annähernd im Nd-Isotopengleichgewicht mit dem nahegelegenen Tonalit stand und damit magmatischen Ursprungs ist. Dieses Resultat wird bestätigt durch Isotopendaten für Strontium, Schwefel, und Sauerstoff. Die Sr- und O-Isotopendaten zeigen aber deutlich, daß das ursprünglich magmatische Fluid auch Dolomit-Komponenten enthält. Diese Resultate stimmen mit Feldbeobachtungen überein, welche auf eine Aderbildung *während* der Intrusionsphase hinweisen. Das Ader-bildende Fluid ist deshalb vermutlich durch Separation aus dem tonalitischen Magma entstanden.

Eine thermodynamische Analyse der Phasenbeziehungen in den Ti-reichen Adern deutet darauf hin, daß sich die Aderminerale in einem relativ Wasser-reichen Milieu ( $X_{\text{CO}_2} \approx 0,2$ ) bei Temperaturen um 500-600 °C und einem Totaldruck von 2 kbar gebildet haben. Außerdem erlauben Paragenese und Mineralzusammensetzungen eine Berechnung von Fugazitäten verschiedener Spezies; die Berechnungen zeigen, daß das Fluid während der Bildung der Ti-reichen zentralen Aderzonen *reduzierend*,  $\text{H}_2\text{S}$ -, HCl- und HF-reich war.

Die akzessorischen REE-Mineralien Zirkonolit, Titanit und Aeschynit-(Ce) sind chemisch deutlich zoniert. Weil diese Akzessorien während ihrer Kristallisation die Spurenelemente nur geringfügig fraktionieren, widerspiegeln die Zonierungen die chemische Zusammensetzung des Ader-bildenden Fluids. Die diskontinuierlichen Zonierungen zeigen, daß die Konzentration von vielen Spurenelementen (REE, ACT) aber auch diejenige von Fluor im Fluid während der Aderbildung variabel war.

Korrosionserscheinungen an Zirkonolit beweisen, daß dieses Mineral nicht während des ganzen Aderbildungsprozesses stabil war. Deshalb läßt sich aus den berechneten Fugazitäten herleiten, daß Zirkonolit von einem reduzierenden, mit F, P, S oder Cl angereicherten Fluid korrodiert werden kann, was bedeutende Konsequenzen hat auf seine Eignung als Wirtmineral für hoch-radioaktive Abfälle.

## **SPODUMENFÜHRENDE PEGMATITE DES ALTKRISTALLINS UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER SPODUMENLAGERSTÄTTE "WEINEBENE"**

**GÖD, R.**

Bundesversuchs - und Forschungsanstalt Arsenal, Franz Grillstraße 4, Objekt 214, A-1030 Wien.

Im Bereich des ostalpinen Altkristallins treten, von der Landesgrenze Osttirol/Südtirol im Westen bis in den Raum Birkfeld im Osten eine Reihe von Fundpunkten spodumenführender Pegmatite auf (Tab. 1), deren bedeutendstes Vorkommen die Spodumenlagerstätte "Weinebene" darstellt. In allen bisher bekanntgewordenen Fällen handelt es sich dabei um schichtparallele, unzonierte Körper und Gänge, deren Ausdehnung üblicherweise im m - bis 10 -er m Bereich liegt, im Falle der "Weinebene" aber die km - Grenze bei weitem übersteigt. Diskordante Gänge oder Mineralisationen sind bisher nicht bekanntgeworden. Als Nebengesteine treten Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite und in einem Falle auch Marmor auf. Großtektonisch gesehen liegen diese Fundpunkte im Bereich des Mittelostalpinen Altkristallin.

Ein weiteres Charakteristikum der bis jetzt untersuchten Vorkommen ist die distinkte, einheitliche und gleichzeitig monotone geochemische Paragenese von Lithium, Beryllium und Zinn. Während sich die Lithiumgehalte im Prozentbereich bewegen können, liegen die Konzentrationen an Beryllium und Zinn im Bereich um hundert ppm. Zwischen diesen genannten Elementen sowie den Alkalien besteht keine erfaßbare Korrelation.

Aufgrund der vorliegenden Untersuchungen können für den Fall der "Weinebene" nachfolgende Argumente für die Herleitung der Pegmatite durch *Fraktionierung aus granitischen Restschmelzen* ins Treffen geführt werden:

- (i) textuelle Beobachtungen (primäres Fließgefüge),
- (ii) die Übereinstimmung des durchschnittlichen  $\text{Li}_2\text{O}$  - Gehaltes von ca. 1,6% mit dem ternären Minimum im System Albit - Eucryptit - Quarz,
- (iii) der Spurenchemismus,
- (iv) der sehr niedrige K/Rb Quotient von etwa 20 und schließlich
- (v) schwache Mineralzonierungen.

Mit einiger Vorsicht können diese Argumente wohl auch auf andere Spodumenvorkommen des Altkristallins übertragen werden.

Am Beispiel der "Weinebene" läßt sich auch erkennen, daß die Pegmatite zu einem *spätorogenen Zeitpunkt* intrudierten und altersmäßig höchstwahrscheinlich als *spätvariszisch* einzustufen sind.

ANGEL, F., MEIXNER, H., (1953): Die Pegmatite bei Spittal an der Drau. - Carinthia II, 143, 165 - 168.

Tab. 1: Zusammenstellung spodumentführender Pegmatite im ostalpinen Altkristallin.

Literatur	Fundpunkt	Bundesland	ÖK-Blatt	Gauß-Krüger Koord.	Nebengestein	Geol. Auftreten
1	Kreuzeckgruppe	Kärnten	180 Winklern	-19930/192050	Gneis	s-paralleles Mobilisat
2	Spittal/Drau, Edling	Kärnten	182 Spittal/Drau	13600/183960	Schiefergneis	s-paralleler Gang
3	Hirnkogel/Pusterwald	Steiermark	129 Donnersbach	74680/244900	Glimmerschiefer	?
4	Oberzeiring/Lachtal	Steiermark	130 Trieben	77260/2377130	Glimmerschiefer	s-parallele Gänge
5	Weinebene/Koralpe	Kärnten	188 Wolfsberg	197700/189800	Amphib., Glimmersch.	s-parallele Gänge
6	Klementkogel/Pack	Steiermark	188 Wolfsberg	198250/201200	Glimmerschiefer	s-parallele Gänge
7	Deutschlandsberg	Steiermark	189 Deutschlandsbg.	210680/191000	Marmor	?
8	Gleinalpe/Arzbachgraben	Steiermark	133 Leoben	-83300/235500	Glimmerschiefer	s-parallele Gänge(?)
9	St. Radegund	Steiermark	164 Graz	-63560/230480	Glimmerschiefer	s-parallele Gänge
10	Birkfeld/Angerkristallin	Steiermark	135 Birkfeld	-48640/243720	Marmor/Glimmersch.	s-parallele Gänge
11	Villach/Landskron	Kärnten	201 Villach	43360/167200	-	glazialer Block
12	Gailtaler Alpen/Spitznock	Kärnten	199 Hermagor	13400/174650	-	glazialer Block
13	Hüttenberg/Saualpe	Kärnten	186 St.Veit/Glan	93590/200250	-	Bergbauhalde
14	Rieserferner	Südtirol	-	-	Gneis	s-paralleler Gang

Literaturangaben: 1) MARSCH, (1984); 2) ANGEL & MEIXNER, (1953); 3) HÖLLER, (1964); 4) MALI, (1991); 5) GÖD, (1989); 6) MOSER, et al., (1987); 7) HERITSCH, (1984); 8 und 9) KOLLER, et al., (1983); 10) ESTERLUS, (1983); 11) GÖD, (1978); 12) WARCH, (1979); 13) MEIXNER, (1952); 14) PROCHASKA, (1981).

- ESTERLUS, M., (1983): Kurzer Überblick über die Pegmatite im Angerkristallin der Oststeiermark. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.- A., 3, 31 - 34.
- GÖD, R., (1978): Vorläufige Mitteilung über einen Spodumen - Holmquistit führenden Pegmatit aus Kärnten. - Anz. math.-naturw. Klasse, Österr. Akad. Wiss., 7, 1 - 5.
- GÖD, R., (1989): The spodumene deposit at "Weinebene", Koralpe, Austria. - Mineral Deposita, 24, 270-278.
- HERITSCH, H., (1984): Die Bildungsbedingungen des Spodumenpegmatites vom Steinbruch Gupper, Koralpe, bei Deutschlandsberg, Weststeiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 114, 47-56.
- HÖLLER, H., (1964): Ein Graphitpegmatit vom Hirnkogel bei Pusterwald/Steiermark. - Mitt. Naturw. Verein für Steiermark, 94, 86 - 88.
- KOLLER, F., GÖTZINGER, M., NEUMAYER, R., NIEDERMAYER, G., (1983): Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Pegmatite des St.Radegunder Kristallins und der Gleinalpe. - Arch.f.Lagerst.forsch. Geol. B.- A, 3, 47 - 65.
- MALI, H., (1991): Untersuchung eines spodumenführenden Pegmatites im Lachtal (Wölzer Tauern, Stmk.). - Unveröff. Meldearbeit, Montanuniv. Leoben.
- MARSCH; F. W., (1984): Spodumenkristalle in einem Pegmatit der Kreuzeckgruppe. - Mitt. Österr. Min. Ges. 129, 13 - 18.
- MEIXNER, H., (1952): Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und Mineralfundorte VI. - Karinthin 17, 119 - 122.
- MOSER, B., POSTL, W., WALTER, F., (1987): Ein Beryll und Spodumen führender Pegmatit vom Klementkogel, nördl. Koralpe, Steiermark. - Mitt. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, 55, 181 - 185.
- PROCHASKA, W., (1981): Ein spodumenführender Pegmatit im Altkristallin der Rieserfernergruppe, Südtirol. - Anz. math.-naturw. Klasse, Österr. Akad. Wiss., 4, 33-38.
- WARCH, A., (1979): Perm und Trias der Nördlichen Gailtaler Alpen. - Carinthia II, 35. Sonderheft.

## **STRUKTURKONTROLLETERTE FLUORITKRISTALLISATION DURCH DRUCKENTSPANNUNG IM HELVETIKUM VORARLBERGS, ÖSTERREICH**

### **GÖTZINGER, M.A.**

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

Seit mehreren Jahren sind aus Vorarlberg einige Fluoritvorkommen bekannt (POLZ, 1989, RESCH, 1991). NIEDERMAYER (1990) unterscheidet Gangsysteme und Klufthmineralisationen, wobei erstere meist derben Fluorit mit grüner Farbe, letztere meist farblose, würfelige Kristalle enthalten. Wahrscheinlich eines der größten "gangförmigen" Vorkommen liegt im Bereich des Hirschbergsattels ENE Schnepfau in knapp 1700 m

SH. Trägergesteine sind hier mergelige Drusbergschichten (zur Stratigraphie siehe OBERHAUSER, 1991). Die folgenden Untersuchungsergebnisse beziehen sich auf dieses Vorkommen.

Fluorit tritt hier in derben Massen von petrolgrüner Farbe auf, im Aufwachsgebiet wird diese Farbe durch Fremdmineraleinschlüsse überdeckt, sodaß ein schmutziggelber Farbeindruck entsteht. Diese Einschlüsse bestehen aus xenomorphen Körnern (Quarz, Spuren Calcit) und Plättchen (möglicherweise Pyrophyllit und geringe Mengen Chlorit und Illit). Die Einschlusssdichte nimmt gegen außen deutlich ab, wobei zuerst Phantombildungen und dann eine scharfe Grenze beobachtbar sind. Die grün durchsichtigen Außenanteile enthalten mehrere Populationen von Flüssigkeitseinschlüssen. Selten sind parkettierte Kristallflächen des Würfels ausgebildet.

Die Fluorite sind auf einem hellgraubraunen, sandigen Sediment aufgewachsen, das zum Großteil aus Quarz und untergeordnet aus Calcit besteht; an Schichtsilikaten treten gut kristallisierter Kaolinit, weiters schlecht kristallisierter Pyrophyllit (? im Röntgenpulverdiagramm ist nur ein breiter Basisreflex mit  $d=9,2 \text{ \AA}$  sichtbar), Illit und Chlorit auf. Dieses Sediment enthält auch stark brecciös-kavernöse Anteile mit groben Komponenten von Fluorit und spätem Calcit. Es entspricht weder in der Zusammensetzung noch im Aussehen den Drusbergschichten, vielmehr scheint es sich um ausgelagerte Gesteinspartien zu handeln, die im Zusammenhang mit der Fluoritgenese zu sehen sind.

Die Drusbergschichten (Mittelbarrême-Unterapt, Unterkreide) bilden eine Mergel- und Mergelkalkabfolge, welche nach oben in den Schrattekalk übergeht bzw. ihn auch seitlich vertreten kann (OBERHAUSER, 1991). Dunkle mergelige Partien zeichnen sich beim Anschlagen mit dem Hammer durch bituminösen Geruch aus (+  $\text{H}_2\text{S}$  ?) und erinnern dadurch an die häufig fluorreichen Gutensteiner Basisschichten (vgl. GÖTZINGER, 1985). Die Drusbergschichten weisen als weichere und mobilere Serie meist kräftige Spezialfaltung auf, während der Schrattekalk im Gelände markante Felsbänder aufbaut (TOLLMANN, 1985). Dieses unterschiedliche Verhalten gegenüber tektonischer Beanspruchung war für die Fluoritentstehung sicher von maßgeblicher Bedeutung.

In den bisher untersuchten Fluoriten ergab sich folgende Situation von Flüssigkeitseinschlüssen (FI): Typische primäre FI wurden bisher nicht gefunden, hingegen viele unterschiedliche pseudosekundäre und sekundäre FI. Dies deutet auf tektonisch unruhige Wachstumsphasen. Als höchste bisher gefundene Homogenisierungstemperaturen ( $T_h$ ) wurden hier Werte zwischen 170 und 196 °C (Maximum bei 184 °C) gefunden, in weiteren pseudosek. FI  $T_h$ -Werte zwischen 160 und 192 °C (Maximum bei 168 °C) sowie zwischen 144 und 153 °C (Maximum bei 148 °C). Alle diese FI-Populationen zeigen deutliche Kennzeichen von Kochen (boiling, vgl. ROEDDER, 1984), sie homogenisieren in die Flüssigkeits- bzw. in die Gasphase bei jeweils ähnlichen Temperaturen oder sind überwiegend gasgefüllt. In einigen FI sind deutliche  $\text{CO}_2$ -Gehalte feststellbar. Diese  $T_h$ -Werte entsprechen den tatsächlichen Bildungstemperaturen. Sekundäre FI-Populationen homogenisieren zwischen 115 und 146 °C (Maximum bei 128 °C) sowie bei 60 °C. Generell nehmen die  $T_h$ -Werte in einem Kristall von innen nach außen hin ab. Heftige Dekrepitationsphasen liegen bei 65° und

85 °C; für alle beobachteten FI wurden Dekreпитationstemperaturen gemessen, die nur 5-10 °C über den jeweiligen  $T_h$ -Werten liegen; dies deutet auf erhebliche innere Spannungen zusätzlich zur guten Spaltbarkeit des Fluorites hin (der Materialaufwand war daher überdurchschnittlich hoch). Die Salinitäten aller gemessenen FI sind sehr niedrig und liegen zwischen 1,2 und 0,3 Gew.%  $\text{NaCl}_{(\text{äquiv.})}$ . Es liegen nur zweiphasige FI vor (L+V), ein Salinitätstrend wurde bisher nicht beobachtet.

Aus diesen Daten ist folgende Entstehungsgeschichte ableitbar: Bei zunehmender tektonischer Aktivität kam es zu Drucklösungserscheinungen (in den Drusbergschichten; Ca aus Calcit, F aus den Tonmineralen?). Durch das unterschiedliche Gebirgsverhalten (siehe oben) öffneten sich z.T. mächtige Klüfte und es erfolgte dabei spontaner Druckabfall. Dieser Vorgang wiederholte sich mehrmals, wobei das Gebirge nur langsam abkühlte. Dies bedingte einerseits Trübeiströme mit Detritus bei gleichzeitiger Fluoritkristallisation und andererseits das vorher geschilderte Kochen der Lösungen durch Volumsvergrößerung bei wenig Temperaturänderung. Möglicherweise erfolgte in diesem System ein Wechsel von lithostatischem zu hydrostatischem Druck in relativ oberflächennahen Bereichen (mit späterer Zumischung von Oberflächenwässern?).

Diese Arbeiten wurden in dankenswerter Weise vom Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (Proj. P6072-GEO) unterstützt.

- GÖTZINGER, M.A. (1985): Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis) in - Ostösterreich - ein Überblick. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 6, 183-192.
- NIEDERMAYR, G. (1990): Fluorit in Österreich. - Emser Hefte Jg.11, Nr.3, 12-34.
- OBERHAUSER, R. (1991): Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen und 111 Dornbirn Süd, Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, 72 S., Geol. B.-A. 1031 Wien.
- POLZ, A. (1989): Mineralien aus Vorarlberg. - Eigenverlag A. Polz, A-6850 Dornbirn, 80 S.
- RESCH, W. (1991): Flußspat (Min. Rohstoffe und nutzbare Gesteine). - In: OBERHAUSER, R. (1991) Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen und 111 Dornbirn Süd, 58-59.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions. - Reviews in Mineralogy, 12, Min. Soc. Amer. 644 S.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. - Bd. II, F. Deuticke Wien, 710 S.

## SR-ISOTOPENDATEN ZUR GENESE DER ANTIMONIT-LAGERSTÄTTE SCHLAINING (BURGENLAND, ÖSTERREICH)

**GRUM, W.<sup>\*</sup>, FRIMMEL, H.E.,<sup>\*\*</sup> und KOLLER, F.<sup>\*\*\*</sup>**

- \* Institut für Geologie, Universität Wien, Labor für Geochronologie, BVFA Arsenal, Franz Grillstraße 4, Objekt 214, A-1030 Wien.
- \*\* Department of Geology, University of Cape Town, Rondebosch 7700, Republic of South Africa.
- \*\*\* Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

Gesteins- und Wasserproben aus der Antimonit-Lagerstätte Schlaining und der näheren Umgebung im Rechnitzer Fenster (Penninikum, Alpenostrand) wurden auf deren Sr-Isotopenverhältnisse und Geochemie untersucht. Die gesammelten Daten sprechen eindeutig für eine epigenetische Vererzung, für die, basierend auf Flüssigkeitseinschlußdaten und geochronologischen Daten ein maximales Alter von etwa 17 - 19 Ma geschätzt wird. Die mineralisierende Lösung ist durch  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zwischen 0,712 und 0,713 gekennzeichnet, was in guter Übereinstimmung mit bisher bestimmten Isotopenverhältnissen in anderen Karbonat-gebundenen metamorphogenen beziehungsweise metamorph überprägten Vererzungen in den Ostalpen steht. Metabasalte in der Umgebung weisen MORB-Charakteristika auf und können als mögliche Quelle für das Sb ausgeschieden werden. Die Isotopendaten sprechen auch gegen einen Zusammenhang der Sb-Vererzung mit eventuellem miozänen andesitischen Vulkanismus, stehen aber in Einklang mit einer entweder meteorischen oder metamorphen Herkunft der mineralisierenden Lösung. Zwei Modelle erscheinen am wahrscheinlichsten für die Genese der Lagerstätte, wobei sich beide auf die tertiäre Bruchtektonik als Ursache für die Bildung hydrothermaler Konvektionssysteme stützen: (a) Mobilisierung möglicher Sb-Vererzungen vom Typ Kreuzeck oder Rabant in Äquivalenten der "Unteren Schieferhülle" durch ascendente, metamorphogene Fluids aus tieferen Krustenniveaus zum Ausklang der jungalpidischen Metamorphose; (b) deszendente Wässer, die in den überlagernden unterostalpinen Einheiten Kristallin auslaugten und über Bruchsysteme in größere Tiefe zirkulierten. Die zur Verfügung stehenden Daten erlauben keine klare Entscheidung zwischen diesen beiden Modellen.

## ZUR GLIEDERUNG UND INTRUSIONSFOLGE DER GRANITOIDE DES SÜDBÖHMISCHEN BATHOLITHS IM NORDÖSTLICHEN MÜHLVIERTEL

### **HAUNSCHMID, B.**

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 Salzburg.

Das anlässlich einer Diplomarbeit (HAUNSCHMID, 1989) und dann im Zuge der laufenden Kartierungsarbeiten auf Blatt Freistadt (Geol. Landesaufnahme ÖK 50 - HAUNSCHMID, 1991, 1992) näher untersuchte Gebiet erstreckt sich nördlich der Linie Sandl-Windhaag bis an die tschechische Grenze und bietet einen guten Einblick in die Intrusionsabfolge der Granitoidarten des Südböhmischen Batholiths.

Der grobkörnige Weinsberger Granit ist hier das älteste Granitoid. Bemerkenswert ist, daß sich der Granit im nordöstlichen Mühlviertel deutlich von den entsprechenden Vorkommen im südlichen und westlichen Mühlviertel (vergl. z.B., KURAT, 1965) unterscheidet, z.B. zeigt er hier regelmäßig erhebliche Hellglimmerführung, eine saurere und stärker peraluminische Chemie, und die Zirkontracht wird durch das Prisma (110) und die steile Pyramide (211) bestimmt und nicht wie sonst meist von (100) + (101) Flächen.

An einer geschnittenen und angeschliffenen Großprobe aus dem Plochwalder Steinbruch wurde der Modalbestand planimetrisch ermittelt: Qz 20, Pl 26, Kf 40, Bt 13, Hgl 2 Vol%.

Der Plochwalder Granit, ein grobkörniger Zweiglimmergranit, ist auf Grund feldgeologischer Beobachtungen, sowie petrographischer und geochemischer Evidenzen (HAUNSCHMID, 1989) als nur unwesentlich jüngerer saurer Nachschub des Weinsberger Granits anzusehen. Schon makroskopisch ist zu sehen, daß der Plochwalder Granit vom Weinsberger Granit z.T. Schollen und Korngruppen, sowie viele einzelne Großkalifeldspate übernommen hat. Der durchschnittliche Modalbestand des Plochwalder Granits ist: Qz 35, Pl 21, Kf 35, Bt 5, Hgl 4 Vol%.

Der Pleßberger Granit, ein dunkler, feinkörniger, amphibolführender Biotitgranit, ist jünger als der Weinsberger und Plochwalder Granit, aber älter als ein feinkörniger Biotitgranit (siehe unten).

Geochemische (Tab. 1) und zirkontypologische Befunde sprechen für eine Verwandtschaft mit dem einige km weiter südlich vorkommenden großen Karlstifter Granitkörper (vergl. mit KLOB, 1970, FINGER & HAUNSCHMID, 1988), obwohl letzterer Granittyp deutlich heller und gröber ist. Beim Pleßberger Granit ist sehr auffällig, daß halbzentimetergroße Kalifeldspate und Quarze oft in poikilitischer Weise ältere, kleinere Plagioklase und mafische Gemengteile umwachsen. Der Modalbestand des Pleßberger Granits ist: Qz 18, Pl 40, Kf 22, Bt 16, Hbl 2, Titanit 1 Vol%.

	HA8	HA14	HA25	HA29	HA66	HA30	HA50	HA59
SiO <sub>2</sub>	70,83	76,33	75,79	75,22	61,09	72,02	72,17	73,4
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,13	0,1	0,16	0,88	0,37	0,33	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,77	12,8	13,07	13,6	16,52	14,91	14,62	14,36
FeO <sub>tot</sub>	2,63	0,99	1,41	1,55	4,37	2,14	1,88	1,64
MnO	0,01	0,02	0,04	0,03	0,07	0,04	0,01	0,01
MgO	0,67	0,25	0,13	0,25	2,03	0,7	0,66	0,49
CaO	2,03	0,57	0,54	0,62	4,2	1,06	1,07	0,68
Na <sub>2</sub> O	3,02	2,8	2,78	3,15	3,47	2,44	2,48	3,08
K <sub>2</sub> O	4,34	4,92	5,34	4,67	3,71	5,12	5,45	5,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,14	0,22	0,14	0,52	0,16	0,1	0,24
LOI	0,87	0,71	0,7	0,67	1,5	0,95	1	0,94
Σ	99,91	99,66	100,12	100,06	98,38	99,91	99,77	100,13
Nb	13	7	6	10	17	9	9	9
Zr	218	44	59	91	258	140	132	102
Y	49	5	15	22	31	15	14	15
Sr	168	42	21	42	967	103	133	77
Rb	181	204	269	228	138	200	199	383
Ni	22	8	15	16	7	8	6	8
Cr	15	-	6	3	11	18	16	10
Ba	973	135	50	179	2442	412	527	321
Ce	80	108	-	-	250	52	69	37

Tab.1: Ausgewählte chemische Analysen von Gesteinen des Untersuchungsgebietes: Weinsberger Granit (HA8 Steinbruch Plochwald); Plochwalder Granit (HA14 Steinbr. Plochwald, HA25 Gang ca. 1,5 km SSE Steinbr. Plochwald, HA29 Steinbr. Plochwald); Pleßberger Granit (HA66 ca. 200 m ENE des Gehöfts Gaibichler); Zweiglimmergranitgänge (HA30 an Forststraße ca. 150 m östlich vom Gipfel des Hundsberges, HA50 ca. 350 m NNE Steinbr. Plochwald, HA59 bei Jagdhütte 2,2 km östlich Steinbr. Plochwald)

Vorwiegend fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite durchschlagen den Weinsberger Granit in Form geringmächtiger Gänge, sind aber ebenfalls älter als ein feinkörniger Biotitgranit (siehe unten). Die zahlreichen abgerundeten Zirkone, der stark peraluminische Charakter und hohe Rb-Gehalte (Tab. 1) sprechen für das Vorliegen eines S-Typ Granits. Die Modalzusammensetzung der Gänge (3 Proben) ist: Qz 26-31, Pl 21-27, Kf 32-35, Bt 5-7, Hgl 3-9 Vol%

Der feinkörnige Biotitgranit (vergl. dazu FRIEDL, 1990, FRASL & FINGER, 1988 und dortige Zitate) tritt im Süden des bearbeiteten Gebietes auf und läßt sich zur Gruppe der Mauthausener Granite/Freistädter Granodiorite stellen. Das Gestein ist petrographisch der "Steinwald Ausbildung" des Freistädter Granodiorits im Sinne von FRIEDL (1990) ähnlich.

Jüngere magmatische Bildungen sind nur noch einige Granodioritporphyritgänge und dunkle Ganggesteine.

Die Granite vom Typus Weinsberg, Plochwald, Pleßberg/Karlstift sind, ebenso wie Teile der Zweiglimmergranite, noch deutlich ins regionale herzynische WNW-ESE Streichen eingeschichtet. Der feinkörnige Biotitgranit gehört dagegen zu der postorogenen Intrusion des Südböhmischen Batholiths (FRASL & FINGER, 1988).

- FINGER, F., HAUNSCHMID, B. (1988): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten - eine Studie im nordöstlichen oberösterreichischen Moldanubikum. Jb. Geol. B.-A., 131, 255-266.
- FRASL, G., FINGER, F. (1988): Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald am 22. und 23. September 1988. Reihe der Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., 30 S.
- FRIEDL, G. (1990): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Gegend nordöstlich von Freistadt (Oberösterreich) mit besonderer Berücksichtigung des "Grabengranits". Diplomarbeit. Univ. Salzburg, 119 S.
- HAUNSCHMID, B. (1989): Das Granitgebiet um Plochwald zwischen Sandl und Windhaag im nordöstlichen Oberösterreich: Mit besonderer Berücksichtigung des dortigen Plochwalder Granit-Typs und des Pseudokinzigits. Diplomarbeit Univ. Salzburg, 171 S.
- HAUNSCHMID, B. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt.- Jb. Geol. B.-A., 134/3, 458.
- HAUNSCHMID, B. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 16 Freistadt. Jb. Geol. B.-A., 134/3, in Druck.
- KLOB, H. (1970): Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Raume Sandl-Karlstift-Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit von Typ "Karlstift"). T.M.P.M., 14, 311-323.
- KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. Tschermaks Mineral.Petr.Mitt., 9, 202-227.

## MINERALCHEMIE UND ENTSTEHUNGSGESCHICHTE VON SKAPOLITH-GESTEINEN DER SAUALPE, KÄRNTEN

HÖGELSBERGER, H.\* und RAITH, J.G.\*\*

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

\*\* Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

Skapolithe zeichnen sich durch eine ungewöhnliche und variable mineralchemische Zusammensetzung aus und sind über weite P-T-X-Bereiche hinweg stabil. Sie können in Granuliten, hochmetamorphen Meta-Anorthositen, Kalksilikatgesteinen (mit z.T. evaporitischer Herkunft), in magmatischen Gesteinen (Pegmatite usw.), aber auch als Produkte metasomatischer Prozesse entstehen.

Skapolithe sind schon seit längerem aus dem Bereich der Saualpe bekannt. Auf der Grafenzeche (Gemeinde Eberstein, Kärnten) treten sie als mehrere cm lange, weiße stengelige Kristalle in einer Matrix aus Quarz  $\pm$  Karbonat auf. Diese teilweise massiven Skapolithfelse stehen in unmittelbarem Kontakt mit geringmächtigen pegmatitischen Gesteinen (Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz, Muscovit, wenig chloritisierter Biotit). Sie sind gemeinsam mit anderen skapolithfreien Kalksilikatgesteinen (Grossular, Klinozoisit, Klinopyroxen, Karbonat, Plagioklas, Quarz, Titanit, Apatit) in amphibolitfazielle Glimmerschiefer und Gneise des Kristallins der Saualpe eingeschaltet.

Auf Grund der beobachtbaren Mineraltexturen läßt sich eine metasomatische Skapolithisierung unterschiedlicher Ausgangsgesteine nachweisen: (a) Die Mehrzahl der Proben gehen auf Karbonate/Kalksilikatgesteine zurück. Reliktisch sind Klinopyroxen, Plagioklas  $\pm$  Karbonat  $\pm$  Tremolit erhalten. Diese Minerale werden von großen idiomorph ausgebildeten Skapolithblasten überwachsen. Als Zwickelfüllung fungiert Kalzit, Quarz, Tremolit, Titanit und Chlorit. (b) Ehemalige nun skapolithisierte pelitische Gesteine sind durch Relikte von Plagioklas, Biotit und Granat gekennzeichnet. Weiters treten wiederum Skapolith, Quarz, Kalzit und Chlorit auf. In beiden Fällen werden die Skapolithblasten randlich und entlang von Spaltrissen in Hellglimmer umgewandelt.

Die Skapolithe sind als komplexe Mischkristalle zwischen Marialith und Mejonit bzw. Mizzonit charakterisiert. Die Proben führen bis ca. 3 Gew.% Cl; SO<sub>4</sub> konnte nicht nachgewiesen werden. Die Zusammensetzungen der aus verschiedenen Ausgangsgesteinen entstandenen Skapolithe zeigen keine markanten Unterschiede. Das Ca/Na-Verhältnis variiert zwischen 64 und 68 % Anorthit-Äquivalent. Die bei den metasomatischen Prozessen aktive fluide Phase muß daher Komponenten wie CO<sub>2</sub>, Na und Cl transportiert haben. Für die nachträgliche Serizitisierung muß außerdem Kalium zugeführt worden sein.

In allen untersuchten Gesteinen treten sekundäre, wäßrige, mäßig salinare (10 - 20 Gew.% NaCl-Äquivalent) Flüssigkeitseinschlüsse auf. Eine Probe (SK-12) ist außerdem reich an einphasigen CO<sub>2</sub>-Einschlüssen. Mikrothermometrische Messungen ergeben Schmelztemperaturen zwischen -58.1° und -56.9 °C. Diese liegen in der Nähe des

Tripelpunktes von reinem Kohlendioxid (-56.6 °C), sodaß von nur geringen Beimengungen anderer Substanzen (CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> usw.) ausgegangen werden kann. Diese Einschlüsse sind sowohl in Gruppen, als auch entlang von Einschluszügen angeordnet, wobei innerhalb einer Population die Fluidichte jeweils ähnlich ist (Abb. 1). Insgesamt gesehen variieren die Homogenisierungstemperaturen in einem größeren Bereich zwischen -44.5° und +20 °C, was einer Dichte von 0.77 bis 1.13 g/cm<sup>3</sup> entspricht. Daraus läßt sich schließen, daß diese CO<sub>2</sub>-dominierten Fluide über einen weiten P-T-Bereich hinweg gebildet und eingeschlossen worden sein müssen.

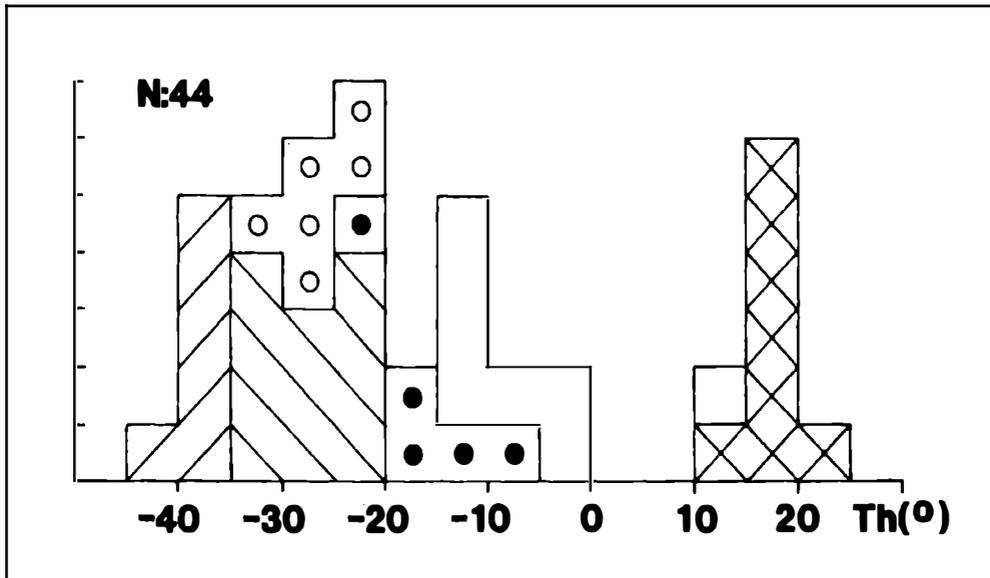


Abb. 1: Histogramm der Homogenisierungstemperaturen (= Th) von CO<sub>2</sub>-Einschlüssen der Probe SK-12. Unterschiedliche Signaturen geben die einzelnen Einschlüßpopulationen an.

## MAGNETIT-ILMENIT PAARE IN GLIMMERSCHIEFERN DES SCHNEEBERGERZUGES (ÖZTALER ALPEN, TIROL)

**HOINKES, G. und MOGESSIE, A.**

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Karl-Franzens-Universität Graz.

Im Bereich des Seeberspitzenklinoriums des ostalpinen Schneebergerzuges treten grau gefärbte, Quarz-arme, teils Granat-führende Muskovitschiefer (70 - 80 Vol% Mus) auf. Die Graufärbung ist durch einen hohen Gehalt (10-15Vol%) an dispers verteilten, opaken Phasen verursacht, die s-parallel mit Längsachsen von ca.0.1mm eingeregelt sind. Diese Erze zeigen im Mikroskop komplexe Verwachsungen von Magnetit und Ilmenit. Nur eine Probe, die im Zentrum eines einige m mächtigen Profils von Muskovitschiefern vorkommt, enthält zusätzlich mm-große rundliche Magnetitkörner mit Ilmenit-Einschlüssen.

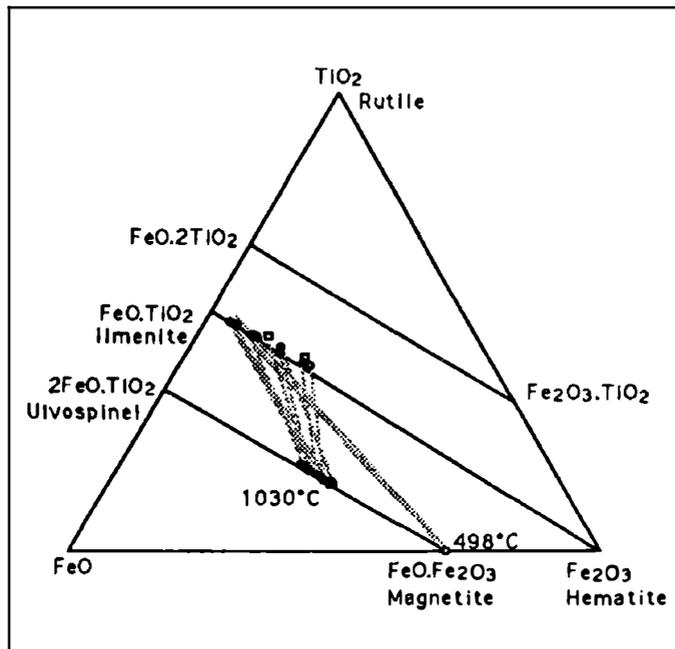


Abb. 1: Koexistierende Magnetit-Ilmenit Paare.

Mikrosondenanalysen der dispers verteilten Magnetit - Ilmenit Verwachsungen ergeben Ti-reiche Chemismen, die typisch für Erze aus basischen Magmatiten sind:  $\text{Ilm}_{90}\text{Hem}_{10}$ ,  $\text{Mt}_{65}\text{Usp}_{45}$ . Die großen Magnetitkörner und Ilmeniteinschlüsse dagegen

haben Ti-arme Zusammensetzungen von ca.  $Mt_{99,5}Usp_{0,5}$ ,  $Ilm_{96}Hem_6$ . Die Ti-reichen Magnetit-Ilmenit Paare kristallisierten bei magmatischen Temperaturen von durchschnittlich 1030 °C und Sauerstoffugazitäten von  $10^{-12}$ . Die Ti-armen Magnetit-Ilmenit Paare spiegeln metamorphe Temperaturen von <500 °C bei Sauerstoffugazitäten von  $10^{-23}$  wider. Für die Ti-reichen Erze wird daher eine detritische Herkunft aus einem erodierten Magmatit angenommen, deren Chemismus durch die frühalpine Metamorphose mit Maximaltemperaturen von ca. 600 °C unbeeinflusst blieb. Nur in einem Horizont der Gesteinsabfolge kam es vereinzelt zur Gleichgewichtseinstellung bei der Regionalmetamorphose, wobei der Chemismus bei einer "Blocking" Temperatur von <500 °C eingefroren wurde.

## **METAMORPHOSEBEDINGUNGEN DER PARAGNEISE, ORTHOGNEISE UND AMPHIBOLITE DES ULTENTAL-KRISTALLINS**

### **HÖLLER, W. und HAUZENBERGER, Ch.**

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

Das ostalpine Kristallin zwischen dem Ultental (südwestl. Meran) im Norden und der periadriatischen Naht im Süden unterscheidet sich auffallend von den angrenzenden ostalpinen Gesteinseinheiten (Scarl-Campo, Ötztal-Stubai) durch Migmatit- und Granulitstrukturen in den Paragneisen und das Auftreten von zahlreichen ultramafischen Körpern. Innerhalb der Paragneise treten konkordante Züge von Orthogneisen und lokal (im E) diskordante Gangscharen von Apliten auf. HAMMER (1902) bezeichnete Teile der Paragesteine aufgrund ihres Gefüges als Granulite, ANDREATTA (1935, 1952) als "Kinzigitgneise". Aus diesen Beschreibungen lassen sich hohe Metamorphosebedingungen mit Anatexis und Granulitfazies ableiten. HERZBERG et al. (1977) vermuten für die Granulitparagenese  $Gt+Ky+Kfs^1$  Temperaturen und Drucke von >750 °C und 10 kbar und anschließende nicht näher bestimmte retrograde Metamorphosebedingungen. Durch Kartierung des Gebietes zwischen Hochwart im E und Klappbergjoch im W und Anwendung moderner geothermobarometrischer Methoden wurde versucht, diese Metamorphoseentwicklung in Abhängigkeit von der regionalen Situation zu quantifizieren. Migmatite treten von E nach W zunehmend in einzelnen Zentren sowohl in Para- als auch in Orthogneisen auf. Die  $Al_2SiO_5$  Modifikation der Paragneise ist mit Ausnahme des westlichsten Bereiches (Klappbergjoch, wo Fibrolith vorkommt) stets Kyanit in zwei textuell verschiedenen Generationen.

---

<sup>1</sup> Abkürzungen: Qz: Quarz, Kfs: Kalifeldspat, Ilm: Ilmenit, Bio: Biotit, Gt: Granat, Rut: Rutil, Plag: Plagioklas, Ky: Kyanit, Ms: Muskovit.

Daraus lassen sich in den Gesteinen des Ulmentalkristallins zwei hochgradige Metamorphoseereignisse mit markant unterschiedlichen P-T-Bedingungen neben einem späteren retrograden Ereignis erkennen :

1.) Eine Hochdruck-, Hochtemperaturmetamorphose (M1) führte zu Alkalifeldspat - Kyanit - Granat - Biotit - Plagioklas - Quarz - Rutil - Paragenesen. In den Amphiboliten ist dieses Ereignis nur durch Klinopyroxen - Relikte belegt. Mindestdrucke von 11 kbar und Temperaturen von 700 - 800 °C lassen sich aus den Granat-Amphibol-Plagioklas-Paragenesen und dem Auftreten von primären High-density CO<sub>2</sub> - Einschlüssen im Kyanit ableiten.

2.) Eine anschließende amphibolitfazielle Überprägung (M2) mit Drucken um 7-9 kbar und Temperaturen von ~ 550 - 600 °C kann geothermobarometrisch in den Paragenesen rekonstruiert werden. Der retrograde Metamorphosepfad von M1 zu M2 wird durch folgende texturale Kriterien und Mineralreaktionen untermauert:

- A.) Retrograde Reaktionen in den Paragneisen  
 $Kfs + Ky + H_2O = Ms + Qz$  (1)       $Gt + Ms = 2 Ky + Bio + Qz$  (3)  
 $2Kfs + Gt + H_2O = 3Qz + Bio + Ms$  (2)       $Gt + Rut = Ilm + Ky + Qz$  (4)
- B.) Retrograde chemische Zonierung der Granate
- C.) Umwandlung von phengitischem Hellglimmer zu muskovitreichen Chemismen mit Biotitsäumen
- D.) Phengitarmer Muskovite (Si = 3.15) in Gleichgewichtsparagenese mit Bio, Kfs und Qz in Orthogneisen
- E.) Transformation der Alkalifeldspäte zu Mikroklin

3.) Ein niedrigmetamorphes alpines Ereignis (M3) führt zu Serizitisierung von Kyanit, Bildung von Klinozoisit aus Plagioklas und Amphibol, Chloritisierung von Granat und zur Bildung von Aktinolithsäumen um Hornblenden. Das Auftreten von hochsalinaren wässrigen Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz läßt bei Temperaturen um 400 °C auf Mindestdrucke von 2 kbar schließen.

U/Pb Alter an Zirkonen der ultramafischen Linsen von 332 - 326 m.y. (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1978) sprechen für ein variszisches Metamorphosealter von M1 und M2. Rb/Sr-Alter von Hellglimmer und Biotit der Paragneise ergaben  $303 \pm 7$  m.y., bzw. ein verjüngtes Alter von  $111 \pm 2$  m.y., bedingt durch die schwache alpidische Überprägung von maximal 400 °C.

Diese vorläufigen Ergebnisse bestätigen eine hochgradige Metamorphose im Grenzbereich zwischen Granulit - und Eklogitfazies mit anschließender Überprägung zu amphibolitfaziellen Bedingungen. Diese Entwicklung wird als Folge des variszischen Metamorphosepfades, der in der Regel innerhalb des Kyanit-Stabilitätsfeldes ablief, angesehen. Das Auftreten von Fibrolith im W ist möglicherweise ein Indiz für unterschiedliche Bedingungen während des variszischen Metamorphosepfades (raschere Hebung, höhere Temperaturen, ?).

Diese Arbeit wurde mit finanzieller Unterstützung durch FWF - Projekt S 4708 durchgeführt.

- ANDREATTA, C. (1935): La formazione gneissico - kinzigitica e le olivinita di Val d'Ultimo (Alto Adige). Mem. Mus. Storia. Natur. Ven. Trident. 3, 1-160.
- ANDREATTA, C. (1952): Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe. Neues Jb. Mineral., Mh. 13-28.
- GEBAUER, D., GRÜNENFELDER, M. (1978): U-Pb zircon dating of alpine type garnet peridotites, example Val d'Ultimo. US Geol. Surv. Open File Report 78-101, 135-137.
- HAMMER, W., (1902): Die krystallinen Gesteine des Ultenthales. Jahrbuch der k.k.Reichsanstalt, 52, Heft 1.
- HERZBERG, C. et al., (1977): Petrogenetic Evolution of a Spinel - Granat - Lherzolite in the Austridic Crystalline Basement from Val Clapa. Consiglio Nazionale Delle Ricerche. Mem. Inst. Geol. Mineral.Padova, 30, 3-28.

## **PETROLOGIE UND GEOCHEMIE DER EKLOGITAMPHIBOLITE DER WEINEBENE, KORALPE**

**JAWECKI, Ch.**

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

Die Korralpe gehört dem kristallinen Sockel der Ostalpen an und besteht vor allem aus verschiedenen Glimmerschiefern und Gneisen, darunter dem charakteristischen Plattengneis. Die Eklogitamphibolite sind als Linsen und Bänder in den Glimmerschiefern eingeschaltet. Die untersuchten Proben stammen aus einem Bohrkern, der im Zuge der Li-Prospektion am Brandrücken (Weinebene) gezogen wurde (GÖD, 1989) und stellen das Nebengestein der Spodumenpegmatite dar.

Metamorphose: Petrologisch sind die Eklogitamphibolite aus Granat, Amphibol, Klinopyroxen, Klinozoisit, Plagioklas, Calcit, Quarz, Biotit, Titanit und Pyrit aufgebaut und haben eine nematoblastisch-porphyroblastische Textur. Es lassen sich zwei Paragenesen unterscheiden, die verschiedenen Metamorphoseakten zuzuordnen und durch unterschiedlichen Mineralchemismus ausgezeichnet sind (JAWECKI, 1992). Eine ältere, eklogitfaziale Paragenese ist in Form von resorbierten Granaten und deren Einschlüsse erhalten. Thermobarometrische Berechnungen (Gr-Kpx, Gr-Kpx-Plg-Q, Jadeit-Gehalt) ergaben 630-650 °C bei 10,5-12 kbar Druck. Die nachfolgende Druckentlastung bewirkte eine retrograde Umwandlung, die durch den Zerfall der Omphazit-Komponente in jadeitärmeren Klinopyroxen und Plagioklas unter Bildung typischer symplektitischer Texturen charakterisiert ist. Die symplektitischen Phasen rekristallisierten zum größten Teil zu feinkörnigen, intensiv verwachsenen Pyroxen, Plagioklas und Amphibol, die reliktsch erhalten sind. Die zweite, amphibolitfaziale Metamorphose führte zu einer textuellen Neueinregelung sowie zur Rekristallisation der Matrix unter Bildung von grobkörnigem Amphibol und Plagioklas. Es wurden Temperaturen von 490-530 °C (Amph-Plag) ermittelt. Aufgrund von Rb-Sr Datierungen an den Pegmatiten

und den strukturellen Beziehungen zwischen den Pegmatiten und den Nebengesteinen (GÖD, 1989) wird für die eklogitfazielle Metamorphose ein variszisches und für die amphibolitfazielle Metamorphose ein alpidisches Alter angenommen.

Geochemie: Aufgrund des hohen primären Carbonatgehaltes, der Wechsellagerung mit Glimmerschiefern und Marmoren und des Auftretens von Graphit ist eine sedimentäre Kontamination des basaltischen Ausgangsmaterials wahrscheinlich. Trotzdem konnte aufgrund von verschiedenen Diskriminierungsdiagrammen für Haupt- und Spurenelemente MORB-Chemismus festgestellt werden. Als Ausgangsmaterial wird ein basaltischer Tuff angenommen, der in einem Becken mit carbonatischer und pelitischer Sedimentation abgelagert wurde. Dies erfolgte vermutlich in mehreren Eruptionsphasen, da ein geringfügiger Unterschied in den Spurenelementzusammensetzungen für verschiedene Bohrkerntiefen festgestellt werden konnte.

GÖD, R. (1989): The spodumene deposit at "Weinebene", Koralpe, Austria. Mineral. Deposita, 24, 270-278.

JAWECKI, Ch. (1992): Metamorphosegeschichte der Eklogitamphibolite in der Koralpe, Österreich. Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie A-Geologie und Paläontologie, 11, TSK IV, 76-79.

## **WASSER UND DIE GENESE VON GRANITEN - MODELLVORSTELLUNGEN UND NEUE EXPERIMENTELLE ERGEBNISSE**

**JOHANNES W.**

Institut für Mineralogie, Universität Hannover.

Bisher sind die allermeisten experimentellen Untersuchungen zur Genese granitischer Gesteine unter  $H_2O$ -Sättigung oder trocken durchgeführt worden. Mit den Ergebnissen dieser Versuche kann man Grenzbedingungen beschreiben, nicht aber den Normalfall, d.h. Bildung, Transport und Entwicklung granitischer Magmen unter  $H_2O$ -Unterschub.  $H_2O$ -Untersättigung wird in der Natur durch Gasmischphasen ( $H_2O + CO_2, N_2 \dots$ ) oder durch Wasserdefizit erreicht. Derartige Bedingungen lassen sich problemlos auch in Hochdruck-Hochtemperaturanlagen simulieren. Für die Modellsubstanz Qz-Ab-Or (Haplogranit) sind  $H_2O$ -Löslichkeiten, Soliduskurven für reduzierte  $H_2O$ -Aktivitäten und Liquiduskurven für gegebene  $H_2O$ -Mengen experimentell bestimmt worden (Abb. 1). Es wurden ferner die Zusammensetzungen von granitischen Teilschmelzen bei gegebenen P-T-Bedingungen und reduzierten  $a_{H_2O}$  analysiert. Mit Hilfe der gegebenen Daten lassen sich Zusammensetzung und Menge von granitischen Teilschmelzen für gegebene Randbedingungen ableiten. Mit Hilfe weiterer Daten sind die thermische Entwicklung und Viskositäten in aufsteigenden granitischen Magmen bestimmbar. Es zeigt sich, daß die Menge an granitischen Teilschmelzen nicht nur vom Druck und

Temperatur, sondern ganz entscheidend auch von der zur Verfügung stehenden Wassermenge begrenzt wird. Die Menge an gelöstem  $H_2O$  bestimmt ferner ganz wesentlich die Viskositäten in granitischen Magmen. Die P-T-Pfade von aufsteigenden granitischen Magmen werden für verschiedene Bedingungen abgeleitet und dargestellt.

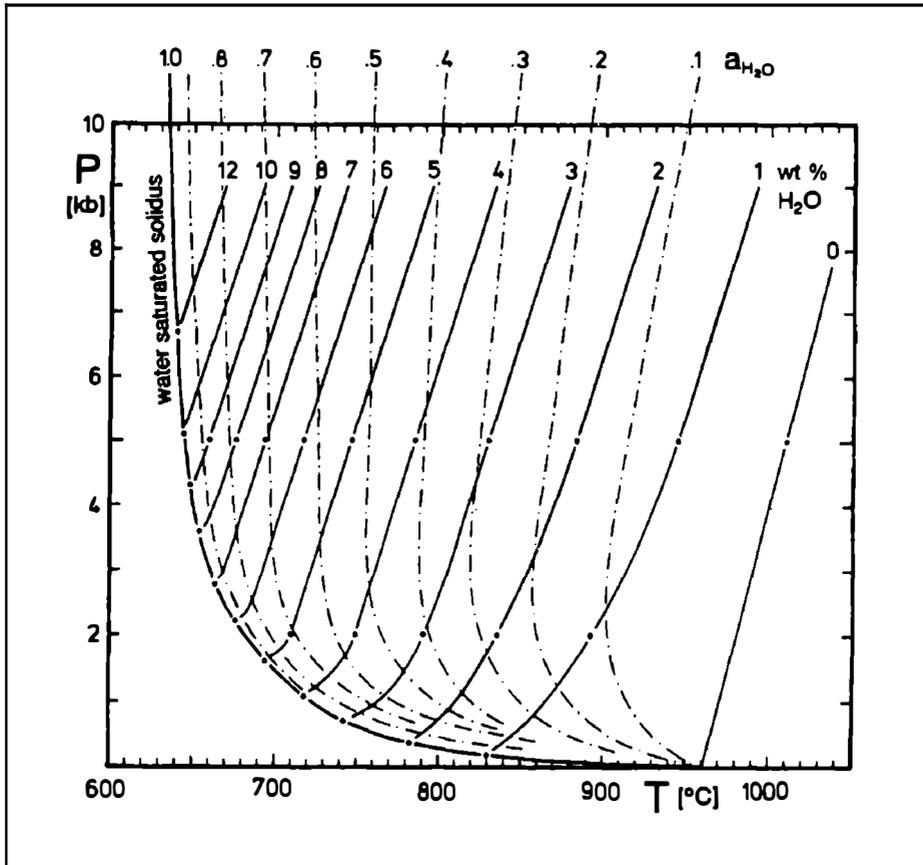


Abb. 1: P-T-Diagramm mit Solidus- und Liquiduskurven bestimmt im System Qz-Ab-Or- $H_2O(-CO_2)$ . Strichpunktete Kurven: Solidus für gegebene  $a_{H_2O}$ . Ausgezogene Kurven: Liquidus für gegebene  $H_2O$ -Mengen. Weitere Erläuterungen: im Vortrag.

## MIKROKRISTALLINE SiO<sub>2</sub>-PHASEN: SEKUNDÄRE, POSTVULKANISCHE MINERAL-NEUBILDUNGEN IM LATIT VON GLEICHENBERG

**KLAMMER, D.**

Institut für Technische Geologie und Angewandte Mineralogie, Technische Universität Graz,  
Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz.

Im Zuge sekundärer postvulkanischer Tätigkeit wurden die latitischen Gesteine im Tagbau Gossendorf des Gleichenberger Vulkangebietes, Steiermark, zum Teil vollständig in verschiedenen zusammengesetzte Kombinationen der Mineralneubildungen SiO<sub>2</sub>-Phasen, Alunit, Kaolinit und Montmorillonit umgewandelt. Diese Kombinationen treten in einer zonaren Anordnung auf, wobei der zentrale Bereich vollständig in SiO<sub>2</sub>-Phasen umgewandelt, das ehemalige Latitgefüge jedoch erhalten geblieben ist (BARTH-WIRSCHING et al., 1990).

Mikrokristalline SiO<sub>2</sub>-Phasen gehören zu den experimentell schwierig zugänglichen Mineralien und sind nur mit Hilfe eines breiten Methodenfächers zu charakterisieren. Eine möglichst exakte Charakterisierung dieser Phasen trägt nicht nur zur Kenntnis über ihre Genese bei, sondern würde darüberhinaus Rückschlüsse auf die Entstehung der im Tagbau Gossendorf anzutreffenden Umwandlungserscheinungen erlauben.

Zur Charakterisierung der SiO<sub>2</sub>-Phasen wurden folgende Methoden angewendet: PLM, XRD, XRF, EDS, TEM, REM, IR, COUL-TITR, DTA, DDTA, TG, DTG, Ar-Pyknometer.

Auf diesen Untersuchungsmethoden basierend konnten im Tagbau Gossendorf vorläufig als mikrokristalline SiO<sub>2</sub>-Minerale identifiziert werden (Nomenklatur nach FLÖRKE et al., 1991):

### 1. Opal-C/-CT

Opal-C/-CT sind die im Tagbau Gossendorf hauptsächlich anzutreffenden SiO<sub>2</sub>-Minerale. Sie sind charakterisiert durch: Fehlgeordnetes Röntgendiffraktogramm mit deutlichem diffusem Intensitätsmaximum bei  $d = 4,3 \text{ \AA}$  (Fehlordnungskante = Tridymit-Reflex 10.0 hex.) und Verschiebung des resultierenden Beugungsmaximums der sich überlappenden 101-Reflexe von Tiefcrystalit  $d = 4,02 \text{ \AA}$ , bzw. Tieftridymit  $d = 4,10 \text{ \AA}$  von  $d = 4,05 \text{ \AA}$  bis zu  $4,09 \text{ \AA}$ . Vorallem das Auftreten des Tridymit-Reflexes 10.0 hex. bei  $d = 4,3 \text{ \AA}$  zeigt, daß neben Bereichen mit Crystalit-Struktur Bereiche von Tridymit-Struktur vorliegen. Der Volumenanteil von Crystalit- bzw. Tridymit-Domänen im Opal-C/-CT hängt unter anderem von der unterschiedlich starken Verschiebung des resultierenden Beugungsmaximums der entsprechenden 101-Reflexe ab.

Im PLM sind keine bzw. eine sehr schwache Doppelbrechung zu beobachten. Das REM zeigt: Massige bzw. häufig blättrige, mikrokristalline, dendritische Kristallite von  $0,5 - 5 \mu$  Länge und  $0,1 - 0,5 \mu$  Dicke; oft lepidosphärische Aggregate mit hoher Porosität, typische durch Verzwilligung einzelner Blättchen unter einem Winkel von ca.  $70^\circ$  hervorgerufene "house-of-card" Struktur.

Eine sichere Unterscheidung von Opal-C und Opal-CT ist auf Grund der vorliegenden Untersuchungsergebnisse nicht möglich, da die Unterschiede nur graduell und z.B. in Bezug auf den Fehl Ordnungsgrad alle Übergänge möglich sind. Es zeigt sich aber, daß bei gemeinsamen Auftreten von Opal-C/-CT mit anderen Umwandlungsmineralien (Alunit, Kaolinit) der Fehl Ordnungsgrad deutlich zunimmt. Das könnte auf unterschiedliche Bildungsbedingungen hinweisen.

## 2. Opal-A<sub>6</sub>

Opal-A<sub>6</sub> ist untergeordnet und nur in Verbindung mit anderen Umwandlungsmineralien (Alunit, Kaolinit) anzutreffen und ist gekennzeichnet durch ein typisches, breites diffuses Diffraktionsband mit einem Intensitätsmaximum bei 22° 2 $\theta$  (CuKa). Heterodisperse 0,5 - 1  $\mu$  große SiO<sub>2</sub>·nH<sub>2</sub>O-Kugeln sind im REM zu erkennen.

## 3. Chalzedon CH<sub>LF</sub>

Chalzedon CH<sub>LF</sub> ist selten und ausschließlich als Poren-, Spalten- und Kluft-Füllung in Opal-C/-CT umgewandelten Produkten zu finden. Er zeigt Quarzstruktur und im PLM parallelfaserige - paraboloidische Kristallite von 6 - 10  $\mu$  Größe, mit negativem Charakter der Elongation; Runzelbänderung, d.h. systematische Drehung der c-Achse um die Faserachse; polysynthetische Verzwilligung durch R- und L- (1011) Lamellen, die Pseudofasern senkrecht zur c-Achse erzeugen.

## 4. Mikroquarz MQ

Mikroquarz MQ tritt äußerst selten und nur zusammen mit Chalzedon CH<sub>LF</sub> auf. Typisches Erscheinungsbild im PLM: Granulare, regellose, undulös auslöschende Kristallite, mit einer Kristallitgröße ~ 1  $\mu$ .

Für die Entstehung der mikrokristallinen SiO<sub>2</sub>-Phasen vom Tagbau Gossendorf (Opal-C/-C.T, Opal A<sub>6</sub>, Chalzedon CH<sub>CH</sub>, Mikroquarz MQ), kann ganz allgemein eine Bildung durch wässrige Lösungen angenommen werden. Das für die Genese der SiO<sub>2</sub>-Minerale notwendige Silizium stammt aus dem durch eine stark saure, sulfathältige Lösung zersetztem Latit. Diese stark saure, sulfathältige Lösung (> 150 °C) bildet zuerst durch Auflösungs-Ausfällungs-Reaktionen im Mikrobereich Opal-C/-CT. Die restlichen Elemente des Latits werden durch das Weiterwandern der Lösung bzw. durch nachfolgende Lösungen weggeführt. Dieser Vorgang führt zu einer Porositätszunahme von ca. 2 Vol.% bei "frischen" latitischen Vulkaniten, bis zu 50 Vol.% bei den Umwandlungsprodukten.

Durch die Reaktion mit dem Gestein verändert sich die Lösung (Zusammensetzung, Konzentration, Temperatur ~150 °C) und es entstehen Umwandlungsprodukte, die neben Opal-C/-CT noch andere Mineralneubildungen (Alunit, Kaolinit) enthalten. Die zunehmende Fehlordnung von Opal-C/-CT könnte ein zusätzlicher Hinweis für die veränderten Bildungsbedingungen sein.

Im Besonderen bei der Entstehung von Opal-A<sub>6</sub>, soll auch auf die Möglichkeit der Bildung von "silica-sulfat komplexe" (MARSHALL et al., 1982), hingewiesen werden.

PLM und Elementverteilung (z.B. das Si/Ti-Verhältnis) zeigen, daß Chalzedon CH<sub>LF</sub> und Mikroquarz MQ unabhängig, nach der Entstehung von Opal-C/-CT, gebildet

wurden. So könnte  $\text{CH}_{\text{LF}}$  und MQ durch eine Vermischung von meteorischem  $\text{H}_2\text{O}$  (reich an "gelöstem  $\text{SiO}_2$ ") mit hydrothermale  $\text{H}_2\text{O}$  entstanden sein.

Experimentelle Untersuchungen haben bestätigt, daß trotz der Bildung von  $\text{SiO}_2$ -Mineralien noch reichlich "gelöstes  $\text{SiO}_2$ " in hydrothermalen Lösungen möglich ist. Denkbar wäre, daß eine ursprünglich stark saure, sulfathältige Lösung zuerst Opal-C/-CT und, solange Sulfat vorhanden war, Alunit gebildet hat. Nachträglich, in Kontakt mit den bereits gebildeten  $\text{SiO}_2$ -Mineralien, in Poren, Spalten bzw. isoliert in Klüften, ist aus der selben jedoch in ihrer Zusammensetzung veränderten aber noch  $\text{SiO}_2$ -hältigen Lösung, Chalzedon  $\text{CH}_{\text{LF}}$  bzw. Mikroquarz MQ entstanden.

Darüberhinaus kann selbstverständlich auch eine mehraktige, postvulkanische Tätigkeit, zur Bildung von Chalzedon  $\text{CH}_{\text{LF}}$  und Mikroquarz MQ führen. Extrem unterschiedliche Si/Ti- und Porositäts-Verhältnisse in Umwandlungsprodukten, die nur aus Opal-C/-CT bestehen, können als ein Hinweis dafür angesehen werden.

Die in dieser Arbeit angestellten Überlegungen hinsichtlich der Genese der mikrokristallinen  $\text{SiO}_2$ -Phasen im Tagbau Gossendorf, stimmen mit dem in BARTH-WIRSCHING et al. (1990) publizierten Vorschlag zur Entstehung der Umwandlungsprodukte bzw. deren zonare Abfolge vollkommen überein.

BARTH-WIRSCHING, U., EHN, R., HÖLLER, H., KLAMMER, D., SITTE, W., (1990): Studies on Hydrothermal Alteration by Acid Solutions Dominated by  $\text{SO}_4^{2-}$ : Formation of the Alteration Products of the Gleichenberg Latitic Rock (Styria, Austria) - Experimental Evidence. - Mineralogy and Petrology, 41, 81-103.

FLÖRKE, O.W., GRAETSCH, H., MARTIN, R., RÖLLER, K., WIRTH, R., (1991): Nomenclature of micro- and non-crystalline silica minerals, based on structure and microstructure. - Neues Jb. Min. Abh., 163/1, 19-42.

MARSHALL, W.L., CHEN, C.T.A., (1982): Amorphous silica solubilities. VI. Postulated sulfate-silicic acid solution complex. Geochim. et Cosmochim. Acta, 46, 367-370.

## **DIE GRANITE IM NÖRDLICHEN WALDVIERTEL - EIN STATUSBERICHT AUS EINEM LAUFENDEN FORSCHUNGSPROJEKT**

**KOLLER, F.**

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

Der Südböhmische Pluton ist im nördlichen Waldviertel ein bedeutender geologischer Komplex, wobei vorallem der bis Ihlava (Iglau) reichende Eisgarner Granit eine große Fläche bedeckt. Daneben findet man verbreitet auch jene Granite, die als Äquivalente

von Weinsberger und Mauthausner Granit angesehen werden. Zusätzlich treten noch für das Moldanubikum relativ große Intrusionen mit einer gabbroiden oder dioritischen Zusammensetzung auf. Diese Plutonite waren in der letzten Zeit Ziel intensiver Bearbeitungen (FINGER & HÖCK, 1987; GÖD & KOLLER, 1987, 1989; LIEW et al., 1989; KOLLER & GÖD, 1991; KOLLER et al., 1991, 1992; SCHARBERT, 1987; SCHARBERT & VESELÁ, 1990). Die Untersuchungen haben eine große Anzahl von neuen Ergebnissen überwiegend in Form von geochemischen Daten, gebracht Es wurden dabei manche Probleme gelöst, aber viele Fragen blieben offen und gleichzeitig wurden neue aufgeworfen.

Der österreichische Anteil des Eisgarner Granites, der in seiner nördlichen Fortsetzung von den tschechischen Geologen in drei Subtypen (Mrákotín, Čiměř, Landštejn) unterteilt wird, scheint nicht nur hinsichtlich seiner Textur sondern auch im Rb/Sr-Verhältnis unterschiedlich zu sein (SCHARBERT & VESELÁ, 1990). Neben den Leukograniten vom Typ Unterlembach (KOLLER & GÖD, 1991) wurden auch mineralisierte Granite (Nebelstein, Hirschenschlag) als jüngere Intrusivkomplexe innerhalb und am Rand des Verbreitungsgebietes des Eisgarner Granites aufgefunden. Während die Rb-reicheren Leukogranite eher eine Tendenz zu Uranmineralisationen zeigen, weisen die letzteren beiden Komplexe eine sulfidische Mineralisation mit Molybdänglanz auf (GÖD, 1989). In diesem Sinne ist auch der hochmineralisierte Granittyp Homolka (BREITER, pers. Mitt.) zu sehen.

Im Bereich des Waldviertels ist der Schremser Granit in mehreren großen Steinbrüchen, die nicht weit voneinander entfernt sind, gut aufgeschlossen und daher ein gutes Bearbeitungsbeispiel. Dieser feinkörnige Biotitgranit, der üblicherweise mit dem Mauthausner Granit korreliert wird, ist vom makroskopischen Bild her sehr einheitlich, im Gegensatz dazu ist seine geochemische Zusammensetzung aber überraschend unterschiedlich. Diese Problematik ist mangels kontinuierlicher Aufschlüsse zwischen den Steinbrucharealen derzeit ungeklärt.

Eine Beziehung des Weinberger Granits zum Rastenberger Granodiorit scheint vom textuellen und mineralogischen Bild her durchaus zu existieren. Diese Vorstellung wird derzeit aber nicht von allen Bearbeitern geteilt und bedarf noch zusätzlicher Untersuchungen.

Die Gabbro und Diorite werden auf Grund petrologischer und geochemischer Ergebnisse von KOLLER (1990) und RICHTER et al. (1991) im Gegensatz zu früheren Bearbeitern zu einer einzigen genetischen Gruppe zusammengefaßt. Ihre Relativbeziehung zu den Graniten ist mangels geeigneter Datierung bisher nicht eindeutig geklärt. Da sie von Gängen des Schremser und des Eisgarner Granits durchschlagen werden, müssen sie älter als die Feinkorngranitgruppe sein.

Abschließend kann festgehalten werden, daß nach den bisherigen Untersuchungen im Bereich des nördlichen Waldviertels eine größere als erwartete Variabilität für die einzelnen Granittypen nachweisbar ist. Dies würde sich gut mit einer Vorstellung von kleinräumigen und lokal begrenzten Granitintrusionen erklären lassen. Alle bisherigen geochemischen Klassifikationen ergeben zum Teil widersprüchliche Resultate für ein geotektonisches Modell. Für eine grundsätzlich neue Modellvorstellung scheint eine

grenzüberschreitende Neukartierung der Granitareale, gekoppelt mit gleichzeitigen geochemischen Untersuchungen, sehr wünschenswert zu sein.

- FINGER, F., HÖCK, V. (1987): Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. - Jb. Geol.Bundesanst. Wien, 129, 641 - 642.
- GÖD, R. (1989): A contribution to the Mineral Potential of the Southern Bohemian Massif (Austria). - Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. Bundesanst. Wien, **11**, 147 - 153.
- GÖD, R., KOLLER, F. (1987): Molybdän-führende Greisen in der südlichen Böhmisches Masse. - Mitt. Österr. Min. Ges., 132, 87 - 101.
- GÖD, R., KOLLER, F. (1989): Molybdenite-magnetite bearing greisens associated with peraluminous leucogranites, Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - Chem. Erde 49, 185 - 200.
- KOLLER, F. (1990): Basic and intermediate intrusions in the Austrian part of the Moldanubian zone - Abstract volume "Paleozoic Orogens in Central Europe. - Geology and Geophysics", IGCP 233 - Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens, Göttingen 1990.
- KOLLER, F., GÖD, R. (1991): Neue Beobachtungen an den Granitkomplexen des Nördlichen Waldviertels (Moldanubikum). - Österr. Beitr. Meteor. Geophys., **3**, 169-184.
- KOLLER, F., HÖGELSBERGER, H., KOEBERL, C., (1991): Geochemistry and fluid inclusions of the Mo-bearing greisen complex Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). - In: PAGEL, M., LEROY, J.L. (Eds.): Source, transport and deposition of metals. (Proceedings of the 25 years SGA anniversary meeting, Nancy 1991) - Balkema: Rotterdam, 185 - 188.
- KOLLER, F., HÖGELSBERGER, H., KOEBERL, C., (1992): Fluid - rock interaction in the Mo-bearing greisen complex Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). Mineralogy Petrology, 45, in press.
- LIEW, T.C., FINGER, F., HÖCK, V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. - Chemical Geol., 76, 41 - 55.
- RICHTER, W., KOLLER, F., BERAN, A. (1991): Exkursion in die metamorphen Serien und magmatischen Gesteinskomplexe des Waldviertels, Moldanubikum, Österreich. - Beihefte zum European Journal of Mineralogy, 3, 131-159.
- SCHARBERT, S. (1987): Zur Altersstellung der Magmatite im Moldanubikum. - Mitt. Österr. Min. Ges., **132**, 21 - 37.
- SCHARBERT, S., VESELÁ, M., (1990): Rb-Sr systematics of intrusive rocks from the Moldanubicum around Jihlava. In: MINAŘIKOVÁ, D., LOBITZER, H. (Ed.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, Federal Geol. Survey, Vienna; Geol. Survey, Prague, 262-272.

**THE DIFFERENCE IN FLUID REGIME OF THE MESOZOIC MAGMATIC ROCKS OF CENTRAL ALDAN, SIBERIA**

**KONONOVA, V.\* , PERVOV, V.\* and ETTINGER, K.\*\***

\* Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, 109017 Moscow, Staromonetny per., 35.

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

The Aldan shield is situated in the southeastern part of the Siberian platform. In the west and southwest it is bordered by the proterozoic Baikal folded belt, to the south and the east by the Phanerozoic geosynclinal faulted zone. During the Mesozoic there was a large magmatic activity.

Central Aldan represents extensive Mesozoic magmatism. In this region one finds all magmatic rock types similar to those in the western part of the Aldan shield. The main stages of Mesozoic magmatic activity range from older trachydacite - shoshonite/absarokite - minette and younger ultrabasic lamproite pipes and potassium alkaline granite stocks.

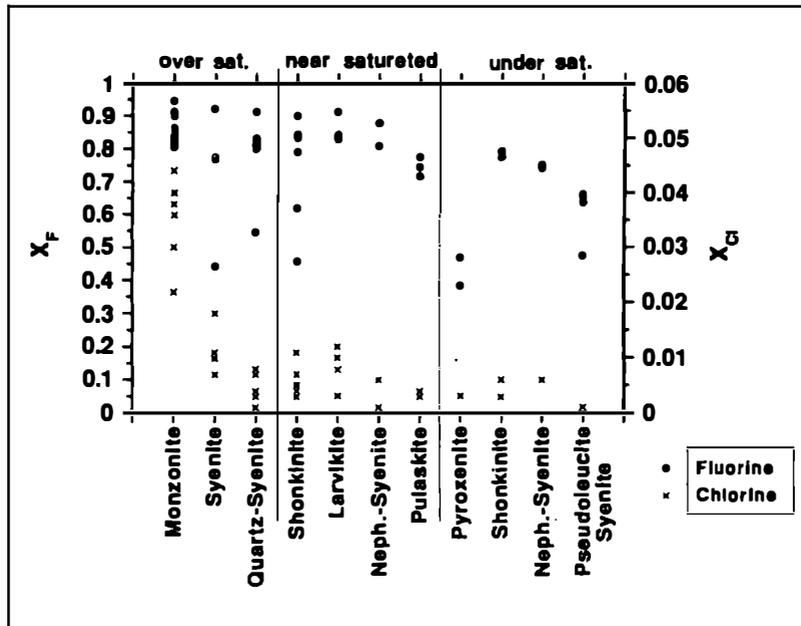


Fig. 1: X<sub>F</sub>, X<sub>Cl</sub> of apatites from different rock types.

An attempt has been made to determine the difference in fluid (F, Cl, H<sub>2</sub>O)-regime resulting from the evolution of the three series of mesozoic magmatic intrusive rocks of central Aldan. These three series show different levels of alkalinity: 1- oversaturated in silica (medium alkaline), monzonites, syenites, quartz syenites; 2- near saturated - shonkinites without foids, larvikites, nepheline syenites and pulaskites; 3- undersaturated (alkaline) - pyroxenites, foid-bearing shonkinites, nepheline syenites and pseudoleucite syenites.

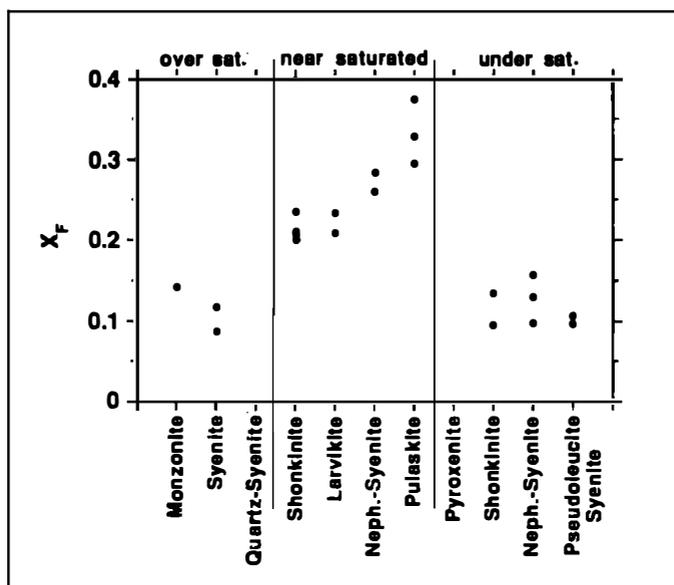


Fig. 2:  $X_F$  of micas from different rock types.

Ratios of fluid activities in the melts can be determined from fluid concentrations in micas and apatites, and from the distribution of F and H<sub>2</sub>O between mica and apatite one can determine the temperature of equilibration (LUDINGTON, 1978; ZHU & SVERJENSKY, 1991).

Preliminary results indicate that the  $X_F$  in apatites (Fig. 1,  $0.384 \leq X_F \leq 0.948$ ) remains the same in oversaturated and saturated rock series and decreases only in pulaskites. In the undersaturated rocks such as the pyroxenites the  $X_F$  in apatite is low. It increases in shonkinites and decreases again in nepheline and pseudoleucite syenites. There is a remarkable decrease of  $X_{Cl}$  in apatites (Fig. 1,  $0.001 \leq X_{Cl} \leq 0.044$ ) from monzonites to quartz syenites. In the other rock series this value is low. It is assumed that the  $X_{OH}$  increases with decreasing  $X_F$ .

The  $X_F$  in micas (Fig. 2,  $0.088 \leq X_F \leq 0.376$ ) decreases in the oversaturated rocks and strongly increases in the near saturated series. This strong increase of  $X_F$  in the

saturated series may reflect increasing F-activity in the melt rather than due to changing temperature conditions (LUDINGTON, 1978).

- LUDINGTON, S. (1978): The biotite-apatite geothermometer revisited. - Amer. Min., 63, 551-553.
- ZHU, C., SVERJENSKY, D.A. (1991): Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids. - Geochim. Cosmochim. Acta, 55, 1837-1858.

### **AS-BI-MINERALISATIONEN IN DER MTE. LEONE-DECKE DES MÄTTITALES, BINNTAL-REGION (CH)**

#### **KRZEMNICKI, M.**

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel, Bernoullistraße 30, CH-4056 Basel, Schweiz.

Das Mättital befindet sich im Südwesten der Binntal-Region (Oberwallis), direkt an der Grenze zu Italien. Es dominieren die leukokraten Gneise der penninischen Mte. Leone-Decke. Der unterpenninische Deckenstapel ist östlich der Simplonabschiebung spätalpin stark gehoben worden. Diese Hebung, verbunden mit einer raschen Abkühlung, hat die mineralogische Vielfalt der Binntal-Region entscheidend geprägt. Die primären As-(± Bi)-Vererzungen im prätriadischen Gneis der Mte. Leone-Decke wurden mehrfach remobilisiert und hydrothermal umgelagert (GRAESER, 1976). Im Mättital sind die Produkte dieser Umlagerung an eine pliocäne, E-W-streichende Bruchzone (D<sub>4</sub>) gebunden, die parallel zur Berisal-Synform (D<sub>3</sub>) verläuft (analoge Situation zur bekannten Cervandone-Region). Die spätalpinen, hydrothermalen As-(± Bi)-Lösungen migrierten bevorzugt entlang solcher Bruchsysteme. Ein laterales Eindringen in das sich rasch abkühlende Nebengestein fand nur in beschränktem Ausmaß statt.

Die As-Sulfide der primären Vererzung im Mte. Leone-Gneis reagierten mit einem CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-Fluid (± Cl<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>), das aus den mesozoischen Metasedimenten der Mte. Leone-Decke stammte. Das Arsen oxidierte und wurde vermutlich als H<sub>3</sub>AsO<sub>3</sub><sup>0</sup>-Komplexe transportiert. Nach HEINRICH & EADINGTON (1986) ist diese Spezies hauptverantwortlich für den hydrothermalen Transport von Arsen. Aus dieser Lösung kristallisierten in der Folge die Arsenite (AsO<sub>3</sub>). Durch die Verwitterung der Arsenite (u.a. Cafarsit) ist das As erneut remobilisiert und schliesslich in Form noch stärker oxidierten Arsenate (AsO<sub>4</sub>) ausgeschieden worden.

Zusammen mit Arsen sind auch Seltene Erden Elemente (REE) entlang der Mättital-Bruchzone migriert; vermutlich als Cl<sup>-</sup>- oder F<sup>-</sup>-Komplexe. Sie sind teilweise als Fremdionen in As-Mineralien eingebaut worden (vor allem anstelle Ca und Sn), oder haben eigene REE-Mineralien (Gasparit, Monazit, Xenotim, ....) gebildet.

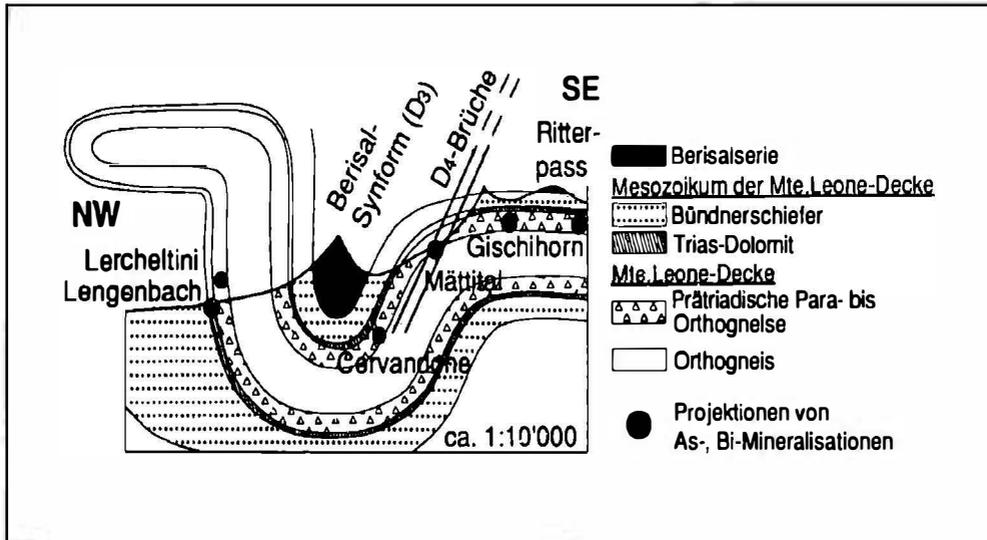


Abb. 1: Schematisches Profil der Binntal-Region mit hineinprojizierten As-Bi-Mineralisationen.

Die regionale Häufung von As-Bi-Mineralisationen im Binntal setzt nicht zwingend eine großräumige Migration von As-(±Bi)-Fluids quer durch den ganzen Deckenkörper voraus. Geologische Profile zeigen vielmehr, daß sich die topographisch verstreuten As-Bi-Vorkommen des Binntales in einem schmalen Bereich der isoklinal verfalteten Mte. Leone-Decke befinden (Vgl. mit Abb. 1). Dieser Bereich umfaßt die äußerste Gneishülle und den unmittelbar darüberliegenden, autochthonen Triasdolomit.

Auf diese Erkenntnis stützt sich die Vermutung, daß:

- mehrere primäre As-Vererzungen in der äußeren Gneishülle der Mte. Leone-Decke alpin remobilisiert wurden und As-haltige Lösungen im lokalen Bereich entlang spätalpiner Bruchsysteme zirkulierten.
- die As-Lagerstätten im Dolomit des Binntales (z.B. Lengenschachen) Ausdruck einer ebenfalls lokalen Gneis/Triasdolomit - Interaktion darstellen.

GRAESER, S., (1976): Occurrence and genesis of rare arsenate and phosphate minerals around Pizzo Cervandone, Italy/Switzerland. - Rendiconti Soc. It. Min. Petr., Vol. 23, 279-288.

HEINRICH, C.A., EADINGTON, P.J., (1986): Thermodynamic predictions of the hydrothermal chemistry of arsenic, and their significance for the paragenetic sequence of some Cassiterite-Arsenopyrite-base metal Sulfide deposits. - Economic geology, 81, 511 -529.

## DER ERDMANTEL UNTERHALB DER STEIERMARK UND DER RESTLICHEN WELT

**KURAT, G.**

Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, Postfach 417, A-1014 Wien.

Der obere Erdmantel ist weltweit durch Xenolithe in Alkali-Basalten und Kimberliten dokumentiert (NIXON, 1987). Auch in der Steiermark finden sich einige Vorkommen, darunter das klassische von Kapfenstein (siehe Zusammenfassung von KURAT et al., 1980 und 1991). Die typischen Gesteine des oberen Erdmantel sind Peridotite mit untergeordneten Anteilen an Pyroxeniten, Eklogiten und Hornblenditen. Abgesehen von den unterschiedlich häufigen Beimengungen chemisch fraktionierter Gesteine, variieren auch die Häufigkeiten der perioditischen Gesteinstypen von Vorkommen zu Vorkommen. In Summe dominieren Lherzolithe über Harzburgite, Dunite und den üblicherweise selteneren Klinopyroxen oder Hornblende Peridotiten. Mit dem Gesteinstyp variieren naturgemäß die chemische Pauschalzusammensetzung, aber auch die Texturen. Fast alle Charakteristika erscheinen durch die lokale Tektonik geprägt. So ist z.B. die Lokalität Kapfenstein durch nicht oder nur schwach tektonisierte (protogranulare) Peridotite gekennzeichnet, wogegen die Vorkommen W Ungarns von tektonisierten (porphyroklastischen) Peridotiten dominiert werden. Diese Vorkommen repräsentieren das Zentrum des Erdmantel-Diapires der Transdanubischen Vulkanischen Region (TVR), wogegen sich Kapfenstein am Rande der TVR befindet. Mit zunehmender Deformierung (und damit verbundener Rekristallisation) sind auch Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung verbunden. Entsprechen die Chemismen der protogranularen Lherzolithe Kapfensteins (und der übrigen Welt) weitgehend der primitiven Erdmantel-Zusammensetzung (JAGOUTZ et al., 1979), so sind die tektonisierten Gesteine entweder an inkompatiblen Elementen verarmt (d.h., Residua der Basaltbildung) oder an diesen Elementen angereichert (metasomatisch). Diese beiden Prozesse scheinen weltweit eng miteinander verknüpft zu sein und ihre Effektivität ist offensichtlich von tektonisch induzierten textuellen Veränderungen abhängig.

Die (häufig anzutreffende) primitive Zusammensetzung von Erdmantel-Lherzolithen ist überraschenderweise in den lithophilen Elementen geochemisch nicht fraktioniert. Die refraktären lithophilen Elemente haben chondritische (also solare) relative Häufigkeiten. Diese Tatsache schließt eine Entwicklung über einen weltweiten Magma-Ozean aus (KATO et al., 1988). Sehr ausgeprägt ist hingegen eine kosmochemische Fraktionierung des oberen Erdmantels: die Häufigkeiten der Elemente, welche flüchtiger sind als Mg, nehmen mit zunehmender Flüchtigkeit ab. Dies ist eine unmißverständliche Botschaft betreffend die Akkretion der Erde bei relativ hoher Temperatur mit nachfolgender Trennung der Proto-Erde von ihrer Proto-Atmosphäre.

Ähnlich unmißverständlich ist die Botschaft der siderophilen Elemente im oberen Erdmantel. Diese Elemente sind stark verarmt und ihre Häufigkeiten sind umgekehrt

proportional zu ihren Metall-Silikat-Verteilungskoeffizienten. Hier zeigt sich ganz klar die Mantel-Kern-Fraktionierung. Allerdings paßt das nur qualitativ. Gemessen an den experimentell bestimmten Verteilungskoeffizienten sind die siderophilen Elemente im Erdmantel viel zu häufig (vgl. BORISOV et al., 1992). Offensichtlich ist der Erdmantel mit dem Erdkern nicht im Gleichgewicht. Eine geringfügige Beimengung chondritischer Materie in der Spätphase der Akkretion der Erde könnte für die heutigen Häufigkeiten verantwortlich sein (WÄNKE et al., 1984).

Schluß: Der obere Erdmantel ist weltweit chemisch erstaunlich eintönig. Er ist grün (wenn gut gekühlt), erinnert sich seiner Herkunft aus dem solaren Nebel (unfraktionierte refraktäre lithophile Elemente), der Bildung des Erdkernes (Verarmung an siderophilen Elementen) und der fortgesetzten Akkretion nach dem Verlust der Uratmosphäre. Natürlich reichen die Erinnerungen der Erdmantelgesteine weiter. Es wird an uns liegen, ihnen diese zu entlocken.

- BORISOV, A., PALME, H., HOLZHEID, A., SPETTEL, B., DINGWELL, D.B., O'NEILL, H.S.C. (1992): The origin of highly siderophile elements in the upper mantle of the Earth: an experimental approach. *Lunar Planet.Sci.* **23**, 1-2.
- JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUS, G., SPETTEL, B., LORENZ, V., WÄNKE, H. (1979): The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proc.Lunar Planet.Sci.Conf.* 10th, 2031-2050.
- KATO, T., RINGWOOD, A.E., IRIFUNE, T. (1988): Constraints on element partition coefficients between MgSiO<sub>3</sub> perovskite and liquid determined by direct measurements. *Earth Planet.Sci.Lett.* **90**, 65-68.
- KURAT, G., PALME, H., SPETTEL, B., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, C., WÄNKE, H. (1980): Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 45-60.
- KURAT, G., EMBEY-ISZTIN, A., KRACHER, A., SCHARBERT, H.G. (1991): The upper mantle beneath Kapfenstein and the Transdanubian Volcanic Region, E Austria and W Hungary: a comparison. *Mineral.Petrol.* **44**, 21-38.
- NIXON, P.H. (ed.) (1987): *Mantle Xenoliths*. J.Wiley and Sons, 844 pp.
- WÄNKE, H., DREIBUS, G., JAGOUTZ, E. (1984): Mantle chemistry and accretion history of the Earth. In: KRÖNER, A., HANSON, G., GOODWIN, A. (Eds.), "Archean Geochemistry", Springer, Berlin, pp. 1-24.

# GEOCHEMISCHE, PETROLOGISCHE UND GEOCHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN ORTHOGNEISEN DES WESTLICHEN ÖTZTAL-STUBAI-KRISTALLINS, KAUNERTAL

**LICHEM, Ch., BERNHARD, F. und KAINDL, R.**

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

Das westliche Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSK) besteht vorwiegend aus altpaläozoischen bis präkambrischen (?) Para- und Orthogneisen, die von mindestens drei Metamorphosen erfaßt wurden.

Die prävariszisch intrudierten Orthogneise im Kaunertal werden von HAMMER (1923) grob in 3 Typen untergliedert: Muskovit-Granitgneis, Augen- und Flasergneis, Biotit-Granitgneis, wobei bereits von HAMMER auf textuelle und mineralogische Variabilität hingewiesen wurde. Diese Klassifizierung läßt sich im Gelände häufig nicht anwenden, da Augentexturen in allen Typen anzutreffen sind, Muskovit-Granitgneise häufig Biotit-führend sind, manche "Augen- und Flasergneise" nur Muskovit enthalten.

Auf Grund dieser Erkenntnisse unterscheiden wir die verschiedenen Typen rein nach mineralogischen Gesichtspunkten:

- vorwiegend Muskovit-führende Granitgneise
- vorwiegend Biotit-führende Granitgneise
- Zweiglimmergneise

Diese Granitgneise variieren im Chemismus über Granodioritgneise bis hin zu Tonalitgneisen. Zusätzlich zu den von HAMMER im Kaunertal erwähnten Orthogneisen treten Hornblende-führende Granit- bis Tonalitgneise und Pyroxen-führende Granitgneise auf. Die Muskovit-führenden Granitgneise bilden meist kleine Körper in den Randbereichen größerer Orthogneisstöcke. Sie heben sich von den anderen Typen durch deutlich höhere SiO<sub>2</sub>-Gehalte, durch höhere Rb/Sr-Werte, aber geringere Ba- und Zr-Gehalte ab. Die teilweise Pyroxen- und Hornblende-führenden Granit- bis Tonalitgneisstöcke südlich Feichten unterscheiden sich markant durch höhere Y- (um 80 ppm) und Zr-Werte (um 500 ppm).

Aufgrund geochemischer Diskriminierung, zirkontypologischer Klassifikation (PUPIN, 1980) und von O-Isotopen Verhältnissen ( $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 8 und 10, HOERNES pers. Mitt.) sind alle Orthogneiskörper dem I-Typ zuzuordnen. Die Muskovit-führenden Granitgneise sind wahrscheinlich Differentiationsprodukte der größeren Orthogneisstöcke.

Rb/Sr Datierungen an verschiedenen Hellglimmernfraktionen ergeben unterschiedliche Alter in Abhängigkeit von der Korngröße: feinkörnige Muskovite (1.0 - 0.45 mm) liefern variszische Alter von  $311 \pm 2$  Ma, während grobe Muskovite (> 1.0 mm) mit 435

± 8 Ma auf ein prävariszisches Geschehen hinweisen. Für die Biotite wurde ein Alterswert von  $286 \pm 3$  Ma ermittelt.

Für die variszische Metamorphose lassen sich aus koexistierenden Granat-Biotit-Paaren nach HODGES & SPEAR (1982) Temperaturen zwischen 620 und 700 °C ableiten. Aus der Paragenese Phengit+Biotit+Alkalifeldspat+Quarz ergeben Berechnungen mit thermodynamischen Daten von BERMAN (1988) und MASSONNE (mündl. Mitteilung, 1990) Drucke von 6 - 9 kbar. Eine eoalpine Phengitgeneration läßt für das jüngste Metamorphoseereignis auf 5 - 6 kbar bei 300 °C schließen. Auf diese Metamorphose weisen auch Neubildungen von Stilpnomelan hin.

Die verschiedenen Orthogneisstöcke belegen in Diskriminierungsdiagrammen verschiedene tektonische Felder und lassen somit für diese polymetamorphen Gesteine kein eindeutiges Bildungsmilieu ableiten.

BERMAN, R. G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . - J. Petrology, 29, 445-552.

HAMMER, W. (1923): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders. Wien.

HODGES, K. V., SPEAR, F. S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. Am. Min., 67, 1118-1134.

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

## **ANDESITGERÖLLE IM UNTERINTALER TERTIÄR - GEOCHEMIE, PETROGRAPHIE UND HERKUNFT**

**MAIR, V.<sup>\*</sup>, STINGL, V.<sup>\*\*</sup> und KROIS, P.<sup>\*\*\*</sup>**

\* Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

\*\* Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

\*\*\* ÖMV-AG, Exploration & Produktion, Gerasdorferstr. 151, A-1211 Wien.

Aus den oberoligozänen Oberangerberger Schichten des Unterinntal-Tertiärs (Tirol) wurden einige bis zu 20 cm große Gerölle magmatischer Herkunft gefunden, deren Abstammung wichtige Rückschlüsse auf das Liefergebiet der Konglomerate geben kann. Trotz starker postsedimentärer Verwitterungserscheinungen mit Stoffmobilisations- und Hydratisierungsprozessen (bis zu 12,6% LOI) wurde versucht, die Gesamtgesteinschemie zu erfassen. Die Klassifikation erfolgte mit Hauptelementen nach Umrechnung der Rohdaten in Trockenwerte, sowie mit Spurenelementen. Bei den meisten Geröllen handelt es sich um Andesite, einige sind als Dazite einzustufen. Mineralogisch-texturelle Unterschiede der Gerölltypen konnten anhand der Geochemie

nicht nachvollzogen werden. Ursache ist einerseits der Verwitterungsgrad, andererseits läßt die geringe Probenzahl keine gesicherten Aussagen zu. Sämtliche Gerölle lassen sich auf Grund der Gesamtgesteinschemie der kalkalkalischen Reihe mit orogenem Charakter zuordnen, und weisen damit auf ein Aufdringen nach der Kontinent-Kontinent-Kollision während einer oberoligozänen Extensionsphase. Damit scheinen die Gerölle der Gangsuite oligozänen Alters, die die Periadriatische Naht i. w. im Norden begleiten, anzugehören.

Mineralbestand (Granat!), Mineral- und Geochemie entsprechen ähnlichen Ganggesteinen im Bereich Reschenpaß und Oberengadin (z.B. BECCALUVA et al., 1983; DAL PIAZ, 1988; MAIR, 1991). Nachdem diverse vektorielle Gefüge der Oberangerberger Schichten eine Schüttungsrichtung von W nach E erkennen lassen, scheint eine Herkunft der Gerölle aus dieser Region sehr wahrscheinlich, was die Vermutung von SKERIES (1988) hinsichtlich eines "Ur-Inn" stützt.

Radiometrische Datierungen stellen die Hauptphase des oligozänen Magmatismus ins Chatt (mit dem Höhepunkt bei ca. 30 Mio. J.). Da die andesitführenden Konglomerate des Unterinntal-Tertiärs paläontologisch schlecht datiert sind und eventuell auf Grund der Geröllführung mit aquitanen Konglomeraten der Chiemgauer Molasse gleichgesetzt werden können (SKERIES, 1988), ist - als weiteres Ergebnis - für den höheren Teil der Oberangerberger Schichten ein untermiozänes Alter nicht ausgeschlossen. Die postsedimentären Verwitterungsvorgänge führten zu einer fast vollständigen Umsetzung der Gerölle in Tonminerale, lediglich Granat, einige Biotite und Hornblenden, sowie einzelne Pyroxene zeigen keine Umwandlungserscheinungen. Wechselnd hohen Anteilen von fehlgeordnetem Kaolinit und Smektiten (i.w. Montmorillonit) steht ein geringer Anteil von illitischen Phasen und Mixed-Layer-Tonmineralen gegenüber. In Bereichen, die durch Porenwässer besser durchströmt waren, bildeten sich nach dem Anätzen und der Alkalienabgabe der Plagioklase durch Rekristallisationsprozesse Kaolinitraupen an der Feldspatoberfläche. Der Großteil der Feldspäte erfuhr aber eine Umsetzung wahrscheinlich vom Zentrum aus an intramineralischen Mikroporen, wodurch die Verweildauer der Porenwässer stark hinaufgesetzt wurde. Dieser Effekt dürfte die Bildung von Montmorillonit gefördert haben. In einem ersten Stadium kristallisierten mikrometergroße sphäroide Aggregate von Montmorillonit, die dann allmählich zu einer relativ homogenen Lage zusammenwuchsen und den gesamten Feldspat unter Konservierung des kompletten Zonarbaues ersetzten. Die Grundmasse zeigt starke Umsetzungen i.w. zu Kaolinit, weiters fällt eine starke Bleichung der meisten Biotite sowie bei den Hornblenden eine Anlösung und Umwandlung ebenfalls zu Tonmineralen auf.

BECCALUVA, L., BIGIOGGERO, B., CHIESA, S. et al. (1983): Post collisional orogenic dyke magmatism in the Alps. Mem. Soc. Geol. It., 26, 341-359.

DAL PIAZ, G.V., DEL MORO, A., MARTIN, S., VENTURELLI, G. (1988): Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale Massif (Northern Italy). Jb. Geol. B.-A., 131, 533-551.

MAIR, V. (1991) : Basaltische und andesitische Gänge im Ortlergebiet mit Charakterisierung der Einschlüsse. Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Innsbruck, 98 S.

SKERIES, W. (1988): Qualitative und quantitative Geröllbestandsaufnahme in der Molasse des Chiemgaues, Oberbayern. Unveröff. Diss., Univ. München, 153 S.

## **UNTERSUCHUNGEN AN VESUVIANEN UND FLUOR-GRANATEN AUS KONTAKT-METAMORPHEN VORKOMMEN DES MARTELLER GRANITS/ SÜDTIROL**

**MAIR, V., TESSADRI, R. und MIRWALD, P.W.**

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

Erstmals werden Kontakterscheinungen des hercynischen Marteller Granits (Schluderscharte/Südtirol) beschrieben und untersucht. Neben Turmalin-Quarz-Gängen treten Pegmatite am Kontakt zu Karbonatlagen im Quarzphyllit des Ortler-Campo-Kristallins auf. In diesen metasomatisch stark veränderten und alpidisch deformierten Lagen findet sich eine mineralogisch-kristallographisch sehr interessante Paragenese, bestehend aus Granat + Vesuvian + Zoisit + Diopsid, Titanit  $\pm$  Tremolit/Aktinolith  $\pm$  Calcit  $\pm$  Dolomit  $\pm$  Quarz.

Granat findet sich in bis zu 20 mm großen, z.T. idiomorphen, gelblichen Kristallen. Die chemisch unzonierten und einschlußarmen Kristalle sind Hydrogrossulare mit sehr geringen Fe-Gehalten (ca. 2 Gew.%). Auffallend sind Fluorgehalte bis zu 1 %. Damit handelt es sich um eines der wenigen beschriebenen Vorkommen von Fluor-Granat (VALLEY et al. 1983; SMYTH et al., 1990; MANNING & BIRD, 1990).

Vesuvian bildet radialstrahlige, bis zu 8 cm lange Kristalle und tritt mit verschiedenen Farbvarietäten auf (blau - braun - weiß). Diese Farbunterschiede lassen sich mit den deutlich verschiedenen Konzentrationen in Haupt- und Spurenelementchemie in Verbindung bringen.

Die braune Varietät hebt sich durch höhere Fe-Gehalte (bis 3 % FeO) und Ti-Gehalte (ca. 1 % TiO<sub>2</sub>) deutlich von den blauen bzw. weißen Varietäten ab. Der Fluor-Gehalt ist mit ca. 1.5 % deutlich geringer als bei den blauen/weißen Vesuvianen (ca. 2.3 %). Zusätzlich zeigen braune Vesuviane erhöhte Gehalte an Kobalt (ca. 30 ppm), Strontium (ca. 500 ppm) und Vanadium (ca. 50 ppm). Die blauen und weißen Kristalle haben erhöhte Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte ( $\geq$  20 %) und sind Fe-arm und Ti-frei. Die Spurenelemente Cu (600 - 800 ppm), Zn (700 - 750 ppm) und Be (1000 bis 1200 ppm) sind gegenüber den braunen Vesuvianen signifikant erhöht. Die Bestimmung von Bor, einer wichtigen Nebenkomponekte, steht noch aus. Die chemischen Daten der verschiedenen Vesuvian-Varietäten sind zusammen mit den übrigen Hauptkomponenten der Paragenese, Granat+Zoisit+Diopsid) in Tab. 1 zusammengestellt. In den Gitterparametern lassen sich geringe Unterschiede erkennen; sie sind aber nicht so eindeutig wie der chemische Befund (blau: a = 15,514 Å, c = 11,753 Å; braun: a = 15,534 Å, c = 11,771 Å; weiß: a = 15,462 Å, c = 11,744 Å; Unsicherheit  $\pm$  0,005 Å). Diese Werte passen gut zu bereits veröffentlichten Daten; bei einer Schwankungsbreite für

natürliche Vesuviane zwischen  $a = 15,50 - 15,60 \text{ \AA}$  und  $c = 11,75 - 11,83 \text{ \AA}$  kommen die eigenen Werte im unteren Wertebereich zu liegen.

FTIR-spektroskopische Untersuchungen an den drei Varietäten ergaben nur gering voneinander abweichende Bandenmuster im Bereich von  $3300 \text{ cm}^{-1}$  bis  $3700 \text{ cm}^{-1}$ , wobei Unterschiede in der Feinstruktur hervortreten (vgl. MORANDI et al., 1979). Während die Absorptionsbande bei  $3635 \text{ cm}^{-1}$  OH-Schwingungen zuzuordnen ist, wird für die Banden zwischen  $3600$  bis  $3000 \text{ cm}^{-1}$  angenommen, daß diese interstitielles Wasser im Vesuviangitter in energetisch verschiedenen Wechselwirkungen und Orientierungen aufzeigen. Diese Interpretation wird bestätigt durch das Auftreten einer weiteren Bande bei  $1630 \text{ cm}^{-1}$ , die laut GOLDMANN et al. (1977) der symmetrischen  $\text{H}_2\text{O}$ -Schwingung entspricht.

Mineral	Vesuvian	Vesuvian	Vesuvian	F-Granat	Zoisit	Diopsid
	blau	braun	weiß			
$\text{SiO}_2$	37,34	37,41	37,04	37,61	37,66	52,31
$\text{TiO}_2$	0,03	0,96	0,01	0,50	0,03	0,00
$\text{Al}_2\text{O}_3$	19,77	18,94	21,41	21,39	31,91	0,22
FeO	1,34	3,02	0,12	2,29	3,61	8,04
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02
MgO	1,41	1,23	0,89	0,13	0,11	13,89
CaO	36,51	36,45	36,65	36,35	25,00	25,69
$\text{Na}_2\text{O}$	0,09	0,08	0,03	0,00	0,00	0,04
$\text{K}_2\text{O}$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
F	2,32	1,41	2,21	0,98	0,00	0,00
Total	97,83	98,90	97,42	98,84	98,43	100,24

Tab. 1 : Mikrosondenanalysen von Vesuvianen, F-Granat, Zoisit und Diopsid (Analyse in Gew.%,  $\text{Fe}_{\text{tot}}$  als FeO, Total =  $\Sigma - \text{O} \equiv \text{F}$ ).

GOLDMAN, D.S., ROSSMAN, G.R., DOLLASE, W.A. (1977): Channel constituents in cordierite. - Am. Mineral, 62, 1144-1157.

- MANNING, C.E., BIRD, D.K. (1990): Fluorian garnets from the host rocks of the Skaergaard intrusion: implications for metamorphic fluid composition. - Am.Mineral., 75, 859-873.
- MORANDI, N., MINGUZZI, V., NANNETTI, M.C. (1979): Spettri IR comportamento termico e prodotti di riscaldamento di vesuviane e granati variamente idrati. - Miner.Petrogr.Acta, 23, 151-173.
- SMYTH, J.R., MADEL, R.E., McCORMICK, T.C., MUNOZ, J.L., ROSMAN, J.R. (1990): Crystal-structure refinement of a F-bearing spessartine garnet. - Am.Mineral., 75, 314-318.
- VALLEY, J.W., ESSENE, E.J., PEACOR, D.R. (1983): Fluorine-bearing garnets in Adirondack calc-silicates. - Am.Mineral., 68, 444-448.

## **ELEKTRISCHE LEITUNG IN CORDIERIT**

### **MIRWALD, P.W.\* und SCHMIDBAUER, E.\*\***

- \* Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.  
 \*\* Institut für Geophysik, Universität München, Theresienstraße 38, D-8000 München 2.

An einer einkristallinen Cordierit-Probe von White Well/Australien ( $\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,02}\text{Ca}_{0,02}\text{Mg}_{1,81}\text{Fe}_{0,08}\text{Mn}_{0,01}\text{Al}_{3,95}\text{Si}_{5,01}\text{O}_{18} \cdot 0,56 \text{H}_2\text{O}$ ; HOCELLA et al., 1979) wurde der Parallel-Wechselstromwiderstand  $R_p$  von 100 kHz - 1 MHz mit einem LCR-Meter der Fa. Hewlett Packard (Typ 4284A) im Temperaturbereich von ~ 200 - 800° C in einer  $\text{N}_2$ -Gasatmosphäre (99,999%) bestimmt.

Probenpräparation: Um mögliche Beeinflussung seitens der alkalischen Komponenten, die sich in den c-parallelen Kanälen der Struktur befinden, zu minimieren, sollten die Widerstandsmessungen in der pseudohexagonalen a-b-Ebene des Kristalls vorgenommen werden. Die Probe hatte die Dimension 4 x 3 x 7 mm<sup>3</sup>, wobei die Haupt-schnittflächen senkrecht zur kristallographischen c-Richtung lagen.

Vor der Messung wurde die Oberfläche der Probe mit sehr feinem Schmirgelpapier (1200) poliert. Nach dem Anbringen der Pt-Draht-Kontakte, wurde die Probe sorgfältig mit Propanol gereinigt und letzteres durch Erwärmen auf 80° C in Luft entfernt. Der elektrische Kontakt zwischen Draht und Probe wurde durch Aufstreichen einer Pt-Paste (Demetron Leitplatin) gewährleistet. Das organische Lösungsmittel wurde bei 80° C in Luft entfernt.

Meßergebnisse: Beim ersten Aufheizen der Probe bis zu 820° C war das hohe  $R_p$  erst oberhalb von ca. 2000 C meßbar (Meßgrenze 10<sup>9</sup> Ω). Über 300° C war eine bedeutende Frequenzabhängigkeit von  $R_p$  erkennbar. Bei gegebener Temperatur wurde  $R_p$  mit wachsender Frequenz zunehmend kleiner mit dem jeweils kleinsten Wert bei 1 MHz.

Der erste und zweite Meßzyklus war von ähnlichen Widerstands-Temperatur-Verläufen gekennzeichnet, wobei die Unterschiede in den Widerstandswerten bei gegebener Temperatur innerhalb einem Faktor 5 lagen. Ab dem 3. Meßzyklus wurden die Messungen beim Auf- wie Abheizen völlig reproduzierbar. In Abb. 1 ist der 4. Meßzyklus für die Wechselstromfrequenz von 400 kHz dargestellt.

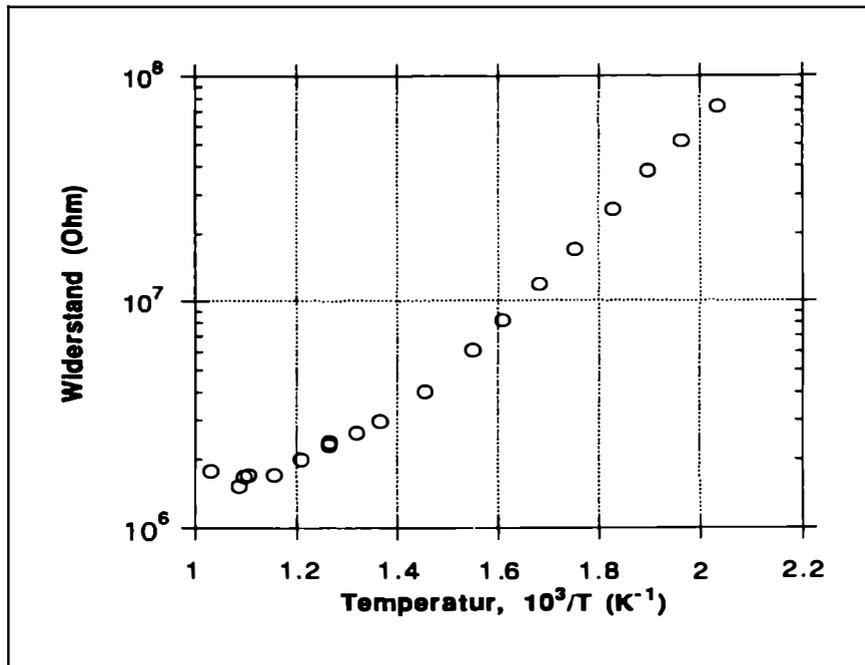


Abb.1 : Die elektrische Leitfähigkeit in Cordierit zwischen 200 und 800 °C bei einer Wechselstromfrequenz von 400 kHz; dritter Heizzyklus.

Eine erste Sichtung der Daten ergab, daß sich zwei Teilbereiche im Widerstandsverhalten unterscheiden lassen, die bei ca. 710 K ( $1,4 \cdot 10^3/T$ ) aneinander grenzen. Die aus der Arrheniusbeziehung ( $\log \Omega = \log A + E_a/kT$ ) berechneten Aktivierungsenergien liegen für den steileren Kurvenast bei niedrigeren Temperaturen bei 0,79 eV, der Kurvenast zu höheren Temperaturen bei 0,45 eV.

GOLDMAN, D.S., ROSSMAN, G.R., DOLLASE, W.A. (1979): Channel constituents in cordierite. - Am. Mineral., 62, 1144-1157.

## **TEXTURAL, CHEMICAL, MINERALOGIC AND ISOTOPIC EVIDENCE FOR THE ROLE OF VOLATILES IN THE FORMATION OF PLATINUM GROUP MINERALS IN THE DULUTH COMPLEX, USA**

### **MOGESSIE, A.**

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

The Duluth Complex is composed of oxide-rich olivine gabbro, anorthosites, troctolites and a younger felsic series of intermediate to granitic rocks. It represents the plutonic record of the dynamic infilling of the 1,100 Ma Keweenaw midcontinent rift with igneous material.

The extensive Cu-Ni sulfide mineralization occurs at the base of the troctolitic intrusions. A study of several drill core samples from the basal troctolite revealed the presence of several platinum group minerals (PGM). These include sperrylite ( $\text{PtAs}_2$ ), froodite ( $\text{PdBi}_2$ ), michenerite ( $\text{PdBiTe}$ ), moncheite ( $(\text{Pt,Bi})_2\text{Te}_3$ ), taimyrite ( $(\text{Pd,Cu})_2\text{Sn}$ ) and Fe-Pt alloys (MOGESSIE et al., 1991). These PGM are associated with serpentinized olivine, secondary magnetite, prehnite, actinolite, chlorite and biotite. Secondary sulfides such as vallerite, violarite, millerite, haezlewoodite in association with graphite and arsenide phases like safflorite, cobaltite and gersdorffite are present. A selenium phase (clausthalite,  $(\text{Pb(S,Se)})$ ), native gold, hessite ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ), bismuthinite ( $\text{Bi}_2\text{S}_3$ ), tellurobismuthinite ( $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ ) and parkerite ( $\text{Ni}_3\text{Bi}_2\text{S}_2$ ) are commonly associated with the Pd bismuthotellurides.

The platinum group element geochemistry indicates the presence of at least two chondrite normalized distributions. These distributions are mineralogically controlled. Oxide and olivine rich samples have higher Ir and Os values compared to samples rich in plagioclase, where high Pd values are measured.

The  $\delta^{32}\text{S}$  values range from +4 to +9 per mil, indicating some sort of contamination. These values are similar to the PGE-enriched zones of the Babbitt area in the Duluth Complex.

The association of PGM with altered phases, the increased amount of Cl in apatite, biotite, serpentine and graphite, the presence of a  $\text{FeCl}_2$  phase (DAHLBERG & SAINI-EIDUKAT, 1991), and the positive S-isotope values indicate the involvement of Cl-rich hydrothermal fluids in the formation of the PGM in the Duluth Complex.

DAHLBERG, E. H., SAINI-EIDUKAT, B. (1991): A chlorine-bearing mineral in drill core of serpentinized troctolitic rocks of the Duluth Complex, Minnesota. *Canadian Mineralogist*, 29, 239-244.

MOGESSIE, A., STUMPFL, E. F., WEIBLEN, P. W. (1991): The role of fluids in the formation of platinum group minerals, Duluth Complex, Minnesota: mineralogic, textural and chemical evidence. *Econ. Geol.* **86**, 1506-1518.

### **CHRONOLOGIE METAMORPHER EREIGNISSE IM WECHSEL/SEMNERING-SYSTEM (OSTALPEN): EVIDENZ SCHWACHER ALPIDISCHER ÜBERPRÄGUNG ABGELEITET AUS Rb/Sr- UND <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-DATEN**

**MÜLLER, W., \* THÖNI, M.,\* NEUBAUER, F.,\*\* DALLMEYER, R.D.\*\***

\* Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstr. 7, A-1010 Wien.

\*\* Institut für Geologie, Universität Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz.

\*\*\* Department of Geology, University of Georgia, Athens, GA-30602, USA.

Am Alpenostrand treten im Semmering- und Wechselsystem tiefe tektonische Einheiten des Ostalpins zutage. Beide Einheiten bestehen aus variszisch geprägtem Grundgebirge, sowie dem, die primäre Sedimentbedeckung bildenden, permomesozoischen Deckgebirge. Der Metamorphosegrad im Kristallin und den Sedimenten wird der unteren bis mittleren Grünschieferfazies zugeordnet, wobei allerdings detaillierte petrologische Untersuchungen fehlen. Eine durch Permomesozoika gekennzeichnete und damit alpidische Deckengrenze trennt die beiden Subeinheiten des östlichen Unterostalpins.

Die Wechseleinheit wird allgemein als unmittelbar Hangendes des Penninikums betrachtet, nimmt somit am Alpenostrand die tektonisch tiefste Position innerhalb des Ostalpins ein. Aufgrund dieser Stellung wurde bisher die prägende Metamorphose beider unterostalpinen Einheiten der alpidischen Orogenese zugeordnet (FAUPL, 1970), wobei sich dies unter anderem auf den sehr ähnlichen Metamorphosegrad der postvariszischen Sedimente stützte. Daher waren auch im unterlagernden Grundgebirge - vor allem in der das Liegende bildenden Wechseleinheit - alpidische Mineralabkühlalter zu erwarten, die zwischen den altalpidischen Werten innerhalb des mittelostalpinen Kristallins (ca. 90 Ma) und jenen der penninischen Einheiten mit typisch jungtertiären Altern (~20 Ma) liegen könnten.

Neue Rb/Sr- und <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Mineralaltdaten, sowie struktureologische Ergebnisse führen zu den folgenden Schlußfolgerungen:

1) Phengitische Hellglimmer aus den Wechselgneisen mit Si-Gehalten von 3,55 bis 3,45 im Kern und 3,25 bis 3,20 am Rand indizieren eine erste Hochdruckmetamorphose im späten Devon, die aus den höchsten Rb/Sr-Mineralaltern um 370 bis 380 Ma abgeleitet werden kann. Eine genaue Abschätzung des Druckes ist aufgrund des Fehlens von Biotit und Kalifeldspat in der Paragenese nicht möglich, wohl können vermutlich Minimaldrucke nach der Kalibrierung des Phengitbarometers von

SCHREYER & MASSONNE (1987) von 8 bis 10 kbar bei angenommenen Temperaturen von 300 bis 350 °C abgeleitet werden.

2) Eine relativ große Streuung der Rb/Sr-Hellglimmerdaten von 375 bis 335 Ma bei sehr ähnlichen Sr-Initialwerten von 0,710 kann möglicherweise durch sehr langsame Abkühlraten erklärt werden, indem die Schließtemperaturen an verschiedenen Orten zu deutlich verschiedenen Zeiten unterschritten wurden.

3) Auf die Existenz einer sehr spät-"variszischen" Metamorphose um 270 bis 240 Ma im obersten Perm kann aus folgenden Hinweisen geschlossen werden: i) Rb/Sr-Alter von paragonitischem Hellglimmer aus den Wechselgneisen von 270 Ma; ii) Rb/Sr-Mineralisochrone (Hellglimmer-Chlorit-Gesamtgestein) aus den Wechselschiefern mit 240 Ma; iii) Niedrigtemperaturschritte der  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektren der Wechselgneise um ca. 250 Ma; iv) auch eine sehr schlecht definierte Rb/Sr-Gesamtgesteinstrendlinie um  $230 \pm 50$  Ma paßt zu diesem Bild, wobei eine vollständig homogene isotopische Neueinstellung auch nicht zu erwarten ist.

4) Da auch die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten in der Wechseleinheit relativ hohe Alter ergeben ( $>320$  Ma) und sich keine alpidische Verjüngung in den ersten Inkrementen ablesen läßt, muß die alpidische Überprägung (Schließtemperaturen für Hellglimmer im K/Ar-System von ca. 350 °C) mit geschätzten Temperaturen um 300 bis ca. 320 °C sehr gering sein.

5) Hingegen lassen sich wiederum aus Rb/Sr- wie  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten deutlich höhere alpidische Temperaturen für die tektonisch höhere Semmeringeinheit ableiten: i) Ein aus textuellen Gründen als primär magmatisch eingestuftes Biotit aus dem Grobgneis ergibt im Rb/Sr-System mit 78 Ma ein rein alpidisches Alter; ii) Das  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Hellglimmer-System ist sowohl im Grobgneis als auch in den ihn umgebenden phyllitischen Glimmerschiefern fast vollständig alpidisch verjüngt; iii) Wachstum kleiner Granate (Ca-reich?) im Zentrum instabiler Plagioklase, das aufgrund des variszischen Alters des Grobgneises (SCHARBERT, 1990) dem alpidischen Ereignis zugerechnet wird.

6) Die Existenz einer altalpidischen Metamorphose ist durch beinahe gleiche Rb/Sr- (84 Ma) und  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter (81 Ma; Plateau) im permomesozoischen Deckgebirge (Semmeringquarzit) bewiesen, die als Bildungsalter von neugebildetem phengitischen Hellglimmer interpretiert werden können.

7) Problematisch bleibt weiterhin die zeitliche Zuordnung einer penetrativen, in beiden tektonischen Einheiten sowohl in Grund- wie Deckgebirge auftretenden, Top-nach-WNW-Scher-Deformation. Während aus Feldbeobachtungen ein alpidisches Alter wahrscheinlich ist, da sie auch im Permomesozoikum auftritt, sprechen vor allem die alpidisch ungestörten  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten aus den Wechselgneisen gegen diese Interpretation! Messungen an Feinfraktionen aus intensiv deformierten Scherbändern sollen zur Klärung dieser Frage beitragen.

Somit kann für diesen Bereich des Unterostalpins eine inverse alpidische Metamorphosezonierung postuliert werden, die sich weiter gegen Osten noch in der nächsten tektonischen Einheit, der Siegrabener Deckscholle des Mittelostalpins, fortsetzt.

- FAUPL, P., (1970): Zur Geologie des NW Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.) - Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 27-70.
- MASSONNE, H. & SCHREYER, W., (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. Contrib. Mineral. Petrol, 96, 212-224.
- SCHARBERT, S., (1990): Exkursionsführer TSK III, "Raabalpen- und Wechselkristallin", Graz 1990.

## **QUARZE IN ALPINEN KLÜFTEN DES PENNINS UND DES OSTALPINEN ALTKRISTALLINS**

**NIEDERMAYR, G.\* und BERAN, A.\*\***

- \* Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burggng 7, Postfach 417, A-1014 Wien.
- \*\* Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

Neben Feldspäten, Calcit und Chlorit zählt der Quarz zu den häufigsten Klüftmineralien im alpinen Bereich. In der vorliegenden Studie wurden Quarze in alpinen Klüften des penninischen Tauernfensters und des ostalpinen Altkristallins nach morphologischen Gesichtspunkten, nach ihren Domänenstrukturen bzw. der Generationsabfolge und in Bezug auf ihre OH-Gehalte untersucht.

Aus morphologischen Studien ist bekannt, daß Quarze mit spitzrhomboedrischem "Tessiner" Habitus höhere Bildungstemperaturen reflektieren als Quarze mit normal-rhomboedrischem Habitus. Als charakteristisch dafür können Zepherquarzbildungen, die diese Abfolge zweier Quarzgenerationen meist schon vom äußeren Erscheinungsbild her sehr anschaulich zeigen, angesehen werden.

An geätzten Kristallschnitten senkrecht zur c-Achse und in gleich orientierten Dünnschliffen kann eine erste Quarzgeneration, die selten unverzwilligt bzw. nach dem Dauphinéer Gesetz verzwilligt ist, von einer zweiten Quarzgeneration unterschieden werden. Diese zweite Generation zeigt Verzwilligung nach dem Brasilianer Gesetz. Lamellenbau verkörpert in einigen Fällen eine weitere, sehr späte Wachstumsstruktur, die nach dem Brasilianer Gesetz verzwilligte Quarze, gelegentlich aber auch nach dem Dauphinéer Gesetz verzwilligte Quarze, überprägt. Die genannte Abfolge verläuft nie umgekehrt und gilt sowohl für Quarze in Klüften des Pennins als auch des Altkristallins.

Mittels FTIR-Spektroskopie wurde der Gehalt an strukturell eingebauten OH-Gruppen alpiner Quarze untersucht. Die analytisch ermittelten  $\text{H}_2\text{O}^+$ -Werte schwanken in einem weiten Bereich von etwa 0,5-40 ppm, mit einem Häufigkeitsmaximum bei 4-6 ppm. Den

auf Grundlage des Beerschen Gesetzes bestimmten  $H_2O$ -Werten liegt ein Extinktionskoeffizient von  $30.000 \text{ l.Mol}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$  zugrunde (PATERSON, 1982). In Quarzen aus dem Pennin sind höhere  $H_2O$ -Gehalte im Randbereich festzustellen, bei Quarzen im Altkristallin ist dies nicht so ausgeprägt. Prinzipiell weisen Rauchquarze die niedrigsten  $H_2O$ -Gehalte auf, wesentlich höher liegen jene von Amethyst und Citrin. Zepherquarze zeigen hohe  $H_2O$ -Gehalte in der jüngeren, üblicherweise nach dem Brasilianer Gesetz verzwilligten Generation, die im alpinen Bereich meist als Amethyst vorliegt. Häufig zeigen diese Quarze eine Zonierung, wobei sich Unterschiede im  $H_2O$ -Gehalt bis zu einem Faktor 6 zwischen Kern- und Randbereich ergeben können. Eine regionale, vom Metamorphosegrad der Nebengesteine abhängige Differenzierung des OH-Einbaus ist aus dem bisher vorliegenden Datenmaterial nicht abzuleiten.

Die Ergebnisse belegen eine mehrstufige, über einen längeren Zeitraum ablaufende Quarzbildung in alpinen Klüften der Ostalpen, wie dies auch aus den paragenetischen Zusammenhängen alpiner Klüftmineralisationen geschlossen werden kann (NIEDERMAYR, 1980, 1992).

NIEDERMAYR, G. (1980): Ostalpine Klüftmineralisationen und ihre Beziehung zur alpidischen Metamorphose. Ann.Naturhist.Museum Wien **83**, 399-416.

NIEDERMAYR, G. (1992): Alpine Klüftmineralisationen im Nationalpark Hohe Tauern und ihre Beziehung zur alpidischen Metamorphose. - Nationalpark Jahrbuch, Salzburg (im Druck).

PATERSON, M.S. (1982): The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz, silicate glasses and similar materials. - Bull.Minéral., **105**, 20-29.

## **GEOCHEMISCHE PROZESSE IN DEN ULTRAMAFITEN AUS DEM ULTENTAL**

**NTAFLOS, Th., und RICHTER, W.**

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

Eine große Anzahl ultramafischer Linsen unterschiedlicher Mächtigkeit tritt im Ultentaler Gebirgszug auf. Sie liegen isoliert in Paragneisen und Migmatitgneisen des ostalpinen Altkristallins (HÖLLER & HOINKES, 1992). Die Ultramafite bestehen hauptsächlich aus Granat-führenden und Granat-freien Spinell-Lherzoliten, aus Harzburgiten sowie aus Amphibol-führenden Granat-Spinell-Lherzoliten. Untergeordnet kommen auch Granat-Klinopyroxenite, Orthopyroxenite und Granatite vor.

Petrographie: Makroskopisch und mikroskopisch kann man nach ihrer Körnigkeit feinkörnige und grobkörnige Gesteinstypen unterscheiden (OBATA & MORTEN, 1987). Equigranulare Textur kennzeichnet den feinkörnigen, meist verbreitete, Gesteinstyp, während der grobkörnige Typ durch porphyroklastische Textur charakterisiert ist.

Granate sind Pyrop-reich und schließen fast immer Cr-reichen Spinell ein. Im Randbereich sind die Granate oft kelyphitisiert.

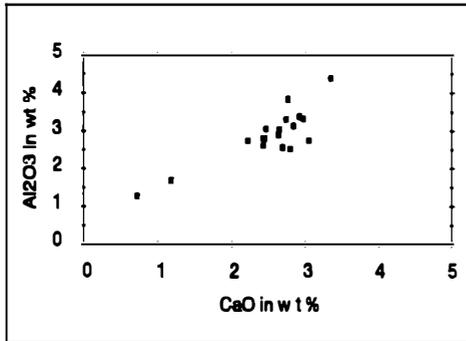


Abb. 1: CaO vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

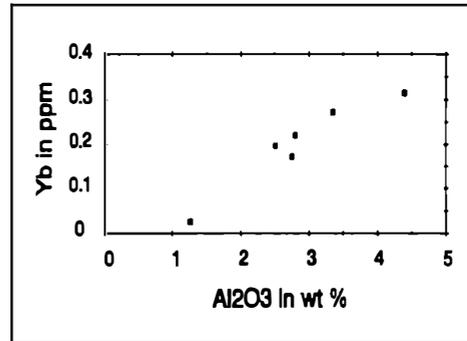


Abb. 2: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Yb.

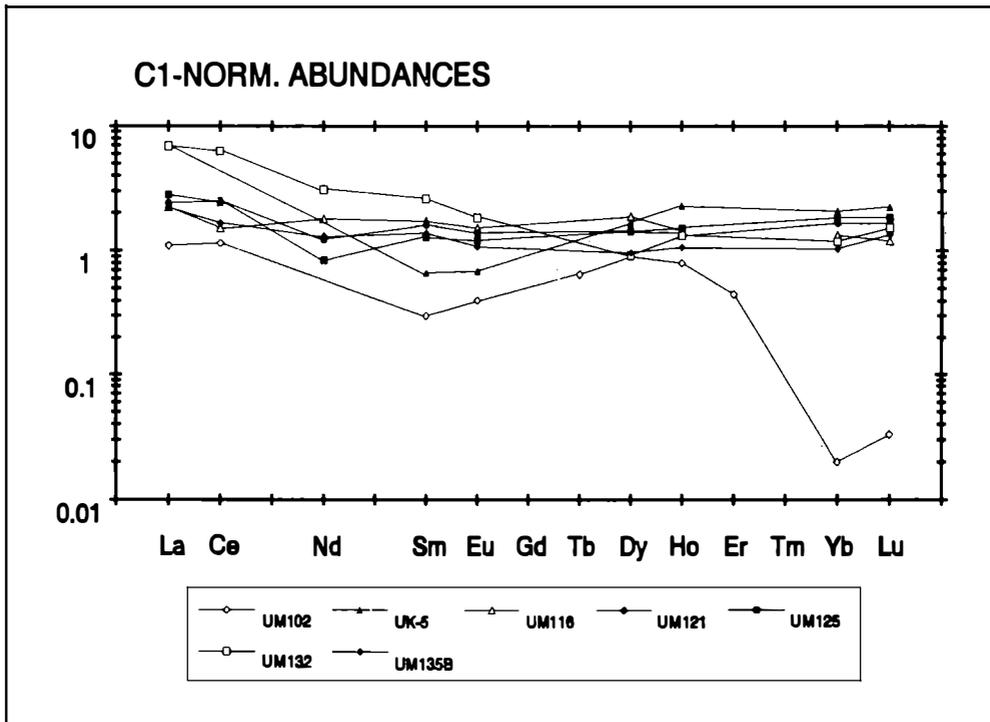


Abb. 3: C1-normierte REE-Verteilungsmuster.

Pargasitische Amphibole kommen meist im feinkörnigen Typ vor und sind in textuellem Gleichgewicht mit Orthopyroxen, Klinopyroxen und Granat. Aktinolithe sind

sekundär gebildet und kommen nur in den keliphytischen Zonen vor. Porphyroklastische Orthopyroxene bzw. Klinopyroxene weisen Entmischungslamellen von Granat und Klinopyroxen bzw. Orthopyroxen auf.

**Geochemie:** Haupt- und Spurenelementanalysen sowie REE zeigen, daß die Ultramafitite vom Ultental Gesteine des oberen Erdmantels repräsentieren. Ihr Chemismus ist allerdings sehr variabel. Man findet Peridotite mit einer Zusammensetzung sehr ähnlich der des "primitive" Erdmantels, wie sie von den Mantel-Xenolithen (JAGOUTZ et al., 1979) oder von massiven Peridotiten (FREY et al., 1985) bekannt ist. Außerdem findet man Peridotite, die die Merkmale eines "residual" Erdmantels auf-

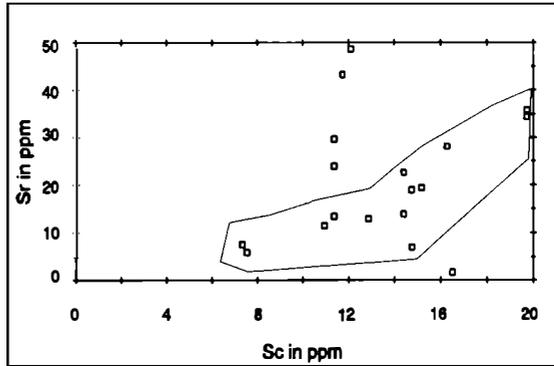


Abb. 4: Sc vs. Sr (in ppm).

weisen. Hauptelementanalysen zeigen große Unterschiede. Z.B. variiert  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zwischen 1,26 und 4,39 wt % und CaO zwischen 0,72 und 3,34 wt %. Es gibt jedoch, obwohl die Gesteine aus verschiedenen Lokalitäten stammen, eine positive, fast perfekte, lineare Korrelation zwischen Hauptelementen, z.B.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -CaO, sowie auch zwischen Hauptelementen und HREE, z.B.:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Yb (Abb 1, 2). Diese lineare Korrelation ist sehr wahrscheinlich auf partielle Aufschmelzung homogenen Materials in unterschiedlicher Intensität innerhalb des oberen Erdmantels, zurückzuführen. Auch die chondritisch normierten REE bestätigen diesen Trend (Abb. 3). In den HREE sind die Proben, mit Ausnahme UM102, ähnlich den "primitiven" Spinell-Lherzoliten (JAGOUTZ et al., 1979). Im Gegensatz zu den HREE zeigen die LREE eine starke Anreicherung. Diese Anreicherung der LREE kann durch Metasomatose (Zufuhr von fluid Phase) erklärt werden. Auch stark inkompatible Elemente, wie z.B. Sr, sind metasomatisch angereichert. Abb. 4 verdeutlicht zwei geochemische Prozesse: Partielle Aufschmelzungen unterschiedlicher Intensitäten innerhalb des oberen Erdmantels (Feld mit ausgezogenen Linien) und metasomatische Prozesse (Feld mit strichlierten Linien), welche sehr wahrscheinlich in der unteren Erdkruste abgelaufen sind (MORTEN & OBATA, 1990).

FREY, F.A., SUEN, C.J., STOCKMAN, W.H., (1985): The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. - *Geochim.Cosmochim.Acta*, **49**, 2469-2491.

HÖLLER, W., HOINKES, G., (1992): Metamorphosebedingungen des Ultental - Kristallins. Schwerpunktprogramm S47 GEO Präalpidische Kruste in Österreich, Bericht 1991, 59-65.

JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUS, G., SPETTEL, B., LORENZ, V., WÄNKE, H., (1979): The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. - *Proc. Lunar Planet. Sci Conf.*, 10th, 2031-2050.

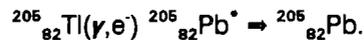
- MORTEN, L., OBATA, M., (1990): Rare earth abundances in the eastern Alpine peridotites, Nonsberg area, Northern Italy. - Eur. J. Mineral., 2, 643-653.
- OBATA, M., MORTEN, L., (1987): Transformation of Spinel Lherzolite to Garnet Lherzolite in Ultramafic Lenses of the Austridic Crystalline Complex, Northern Italy. - J. Petrol. 28, 599-623.

## **DIE BEDEUTUNG DER LANGLEBIGEN NUKLEIDE FÜR DAS "LOREX"-THALLIUM SONNEN NEUTRINO PROJEKT**

### **PAVICEVIC. M.K. und AMTHAUER G.**

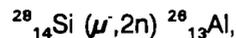
Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 Salzburg.

Das Thallium Sonnen Neutrino Projekt "Lorex" (Lorandite Experiment) ist eine multidisziplinäre Zusammenarbeit, die den Nachweis der Sonnen-Neutrinos mit Hilfe des Minerals Lorandit (TIAsS<sub>2</sub>) aus der Lagerstätte Allchar (Jugoslawien) als geochemischem Detektor erbringen soll. Das Nachweisprinzip ist die Kernreaktion von



Der Einfang von Neutrinos durch  ${}^{205}_{82}\text{Tl}$  führt zur Erzeugung des langlebigen Nukleides  ${}^{205}_{82}\text{Pb}$  [ $T_{1/2} = (1,51 \pm 0,04) \cdot 10^9$  Jahre]. Neben einigen kosmologischen und kernphysikalischen Problemen hat dieses Schlüsselexperiment auch im Zusammenhang mit der  ${}^{205}_{82}\text{Pb}$  Konzentration im Lorandit als Resultat der Kernreaktionen mit der kosmischen Strahlung wichtige geowissenschaftliche Aspekte, wie z.B. geologisches Alter der Mineralisation, Erosionsrate, Tiefe der Loranditmineralisation in der Lagerstätte.

Die Bestimmung der Konzentration langlebiger Nukleide wie  ${}^{53}_{25}\text{Mn}$  ( $T_{1/2} = 3,7 \cdot 10^6$  Jahre) und  ${}^{26}_{13}\text{Al}$  ( $T_{1/2} = 7,2 \cdot 10^5$  Jahre), die als Produkte mit negativen Mionen ( $\mu^{-}$ ) der kosmischen Strahlung entstehen:



im Lorandit und kogenetischen Mineralien (Quarz, Pyrit und anderen) würde zu sehr erfolgreichen Ergebnissen führen. Wir haben dabei alle entsprechenden Aspekte, kosmologische und geowissenschaftliche, für die Durchführung dieser Experimente diskutiert.

## **KORUND-RELIKTE UND MARGARIT-NEUBILDUNGEN IN GRANULITEN AUS DEM DUNKELSTEINER WALD.**

**PETRAKAKIS, K.**

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

In dieser Arbeit wird eine Gruppe von Opx-führenden Granuliten aus dem Dunkelsteiner Wald vorgestellt, die neben den P, T,  $X_{H_2O}$ -Bedingungen der Hauptmetamorphose auch Hypothesen über die prä- und post-HT-metamorphe Entwicklung dieser Gesteine erlauben. Diese Hypothesen dienen als Grundlage weiterer Untersuchungen.

Die untersuchten Gesteine können als Grt + Opx-führende Granulite bezeichnet werden. In der Regel zeigen sie eine schwache Foliation, erkennbar durch die Anordnung von Bi und einen konkordanten, schwach ausgebildeten Lagenbau aus Bi + Opx + Grt- und Qtz + Fsp<sup>1</sup>-Lagen. Die Hauptparagenese ist: Grt<sub>2</sub> + Opx + Bi + Akf + Plg + Qtz + Ru + Ilm. Zusätzliche Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Orthit und Fe/Zn-Sulfide. Von besonderem Interesse jedoch sind die Relikte aus Sp + Cor + Grt<sub>1</sub>, und die auf deren Kosten gebildeten Neubildungen von Mrg + Mu + Zo.

Die Textur der untersuchten Proben ist heterogranular. Die Fsp + Qtz-Kristalle sind in der Regel äquigranular, xenoblastisch. Seltener treten darin größere Plg + Qtz -Xenoporphroblasten auf. Kfs ist häufig, optisch allerdings schwer erkennbar. Sein völlig xenoblastisches, interstitielles Auftreten wurde mit Hilfe der Mikrosonde festgestellt. Plg und Akf sind häufig perthitisch entmischt. Opx ist äquigranular, subidioblastisch und typischerweise dispers verteilt. Der Grt<sub>2</sub> weist resorbierte Kristalle variabler Größe und subparallele Frakturen, die nicht in die Matrix fortgesetzt werden, auf. Kontakte zwischen Opx und Grt<sub>2</sub> sind selten. Fsp + Qtz sind die unmittelbaren Nachbarn des Grt<sub>2</sub>. Ilm und Ru treten sowohl als Einschlüsse in Grt als auch in der Matrix entweder vereinzelt oder miteinander verwachsen auf. Bi ist eng mit Opx verknüpft, seine Einregelung weist auf eine schwache Foliation hin. Nicht eingeregelte Bi-Blasten treten häufig rund um Opx und Grt<sub>2</sub> auf.

Fast alle größeren Grt<sub>2</sub> in diesen Proben führen neben Plg- auch Ilm- und Sp-Einschlüsse. Letzterer fällt besonders durch seine grüne Eigenfarbe und vermikuläre Ausbildung auf. Die Sp + Ilm-Einschlüsse sind im Kernbereich der frakturierten Grt konzentriert. Viele der größeren Grt<sub>2</sub>-Kristalle führen außerdem feinkristalline, optisch nicht identifizierbare Aggregate, worin grüner Sp und Ilm erkennbar sind. In den wenigsten Fällen konnten optisch kleine Cor-Kristalle gemeinsam mit Ilm + Sp identifiziert werden. Die intensive mikroanalytische Untersuchung und eine Reihe von BSE-

---

<sup>1</sup>

Abkürzungen: Als= Alumosilikat, Akf= perthitischer Alkalifeldspat, Bi= Biotit, Cor= Korund, Fsp= Feldspat, Grt= Granat, Hgl= Heliglimmer, Ilm= Ilmenit, Kfs= Kalifeldspat, L= Schmelze, Mrg= Margarit, Mu= Muskovit, Opx= Orthopyroxen, Plg= Plagioklas, Qtz= Quarz, Ru= Rutil, Sp= Spinel, Vap= Fluid, Zo= Zoisit od. Klinozoisit.

Bildern solcher Aggregate hat gezeigt, daß Cor+Sp+Ilm+Grt<sub>1</sub> eine reliktsche (in Bezug auf die Hauptmetamorphose) Paragenese darstellt. Der Großteil dieser trüben Aggregate besteht aus Zo/cZo, der die obigen Relikte einschließt. Die Kristallform des Zo ist sowohl optisch als auch in SE- und BSE-Bildern nicht erkennbar. Wichtig ist jedoch, daß idioblastische Mrg+Mu-Schichtpakete und selten tafelige Plg mit ihm verwachsen sind. Der frakturierte Grt<sub>2</sub> umschließt die feinkristallinen Aggregate nicht immer vollständig. Häufig bilden letztere eine Front gegenüber der Matrix. In einem einzigen Fall konnte sogar beobachtet werden, daß Schlieren aus Sp+Ilm+ (Cor?), die randlich einen Rehydratisierungskranz aus Hgl aufweisen, direkt innerhalb der Qtz+Fsp-Matrix auftreten.

Der Bildungsmechanismus der reliktschen, stark SiO<sub>2</sub>-untersättigten Paragenese in einer Qtz-führenden Gesteinsmatrix ist Gegenstand laufender Untersuchungen. Hier seien nur kurz zwei mögliche Prozesse erwähnt, die zu Cor+Sp-Bildung in einer Qtz-gesättigten Matrix führen können: 1) Ausgedehnte anatektische Aufschmelzung des Protoliths bis zur Bildung von peritektischen Paragenesen, wie Cor+L+Mu+Als+Vap (CARTWRIGHT & BARNICOAT, 1986). Dieser Prozeß könnte die Koexistenz von Cor mit einer Qtz-übersättigten L-Phase (entsprechend etwa der heutigen Gesteinsmatrix) erklären. 2) Cor+Sp sind Produkte ehemaliger Grt<sub>2</sub>-Einschlüsse (z.B. Staurolith), die aufgrund ihrer Isolierung von der Matrix und der hohen Temperatur u.a. zu Cor zerfallen.

Mit Hilfe der GeOcalc Software konnten die Bedingungen der Hauptmetamorphose mit T=750 C, P=10,5 kbar und X<sub>H<sub>2</sub>O</sub>=0,2 als "best estimates" (LIEBERMAN & PETRAKAKIS, 1991) berechnet werden. Die mikroanalytischen Daten und textuellen Beziehungen "innerhalb" der frakturierten Grt<sub>2</sub> und insbesondere die Bildung von Mrg+Zo auf Kosten der Cor+Sp+Grt<sub>1</sub>-Relikte weisen auf eine post-HT-Rehydratisierung der Gesteine hin. Die bemerkenswerte Bildung von Mrg wird lokal "innerhalb" der frakturierten Grt<sub>2</sub> durch das infiltrierende H<sub>2</sub>O-reiche Fluid und die Cor+Sp-Relikte kontrolliert. Die aufgrund dieses späteren Prozesses erfolgte Neubildung und Verwachsung von Mrg+Zo läßt qualitative Aussagen über die Rehydratisierungs- bzw. Rekristallisierungsbedingungen zu. Mit Hilfe der oben genannten Software konnte ein durch Mrg+Zo projiziertes P,T-Phasendiagramm im CASH-System erstellt werden, welches zunächst die P,T-Grenzbedingungen für die Bildung von Mrg aus Cor klarstellt. Diese liegen im Bereich 5-6 kbar, 500-550 °C und X<sub>H<sub>2</sub>O</sub> > 0,7. Diese Daten sind konform mit früheren Daten über die südliche Bunte Serie (PETRAKAKIS, 1986), neuesten Daten aus Fluid-Einschlüssen innerhalb dieser Opx-führenden Granulite (JAWECKI, 1992) und Beobachtungen aus der Monotonen Serie (LINNEN, 1992). Die Gesamtheit dieser Daten weist auf eine ähnliche post-HT-Entwicklung aller Moldanubischen Serien in NÖ hin.

Obige Ergebnisse belegen deutlich einen P,T-Weg der Moldanubischen Gesteine im Uhrzeigersinn. Der post-HT-Ast dieses P,T-Weges könnte schematisch zunächst durch eine isothermale Dekompression (belegt durch Grt-Zerfallssymplektite in mehreren Gesteinen aus der Bunten Serie und der Gföhler Einheit) gefolgt von einer ca. isobaren Abkühlung repräsentiert werden.

Anerkennung: Dem "Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung" für die gewährte Unterstützung (Proj. S4709-GEO), Prof. W. Richter (Wien), Prof. M. Engi und Dr. A. Feenstra (Bern) für die zahlreichen Diskussionen und kritischen Bemerkungen sei gedankt.

- CARTWRIGHT, I., BARNICOAT, A.C. (1986): The generation of quartz-normative melts and corundum-bearing restites by crustal anatexis: petrogenetic modelling based on an example from the Lewisian of North-West Scotland. *J. metamorphic Geol.*, **3**, 79-99.
- JAWECKI, Ch. (1992): Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen an ausgewählten Proben des Niederösterreichischen Moldanubikums. *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **137**, in Druck.
- LIEBERMAN, J. & PETRAKAKIS, K. (1991): TWEEQU Thermobarometry: Analysis of uncertainties and applications to granulites from Western Alaska and Austria. *Canadian Min.*, **29**, 857-888.
- LINNER, M. (1992): Metamorphose der Paragneise in der Monotonen Serie (SE Moldanubikum). Unveröffentl. Dipl. Arbeit, Formal-Naturw. Fak., Univ. Wien.
- PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphism of high grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. *J. metamorphic Geol.*, **4**, 323-344.

## **DIE BILDUNG VON TONBELÄGEN IN BÖDEN AUS UND UNTER DER LAACHER SEE TEPHRA**

### **POETSCH, TH.**

Institut für Geographie der Universität Hamburg, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13, Deutschland.

Im Gebiet des Vorderen Vogelsberges wurden Profile aus Laacher See Tephra über Lößlehm polarisations- und phasenkontrastmikroskopisch untersucht. Die 11500 Jahre alte Tephra stammt aus dem 120 km westlich liegenden Eruptionszentrum des Laacher Sees und wurde im Vorderen Vogelsberg primär als 15 cm mächtige Schicht abgelagert, die später teilweise zu Dünen aufgeweht wurde.

Im unteren Teil des Boden der Tephra wurden auffällig helle Tonbeläge gefunden, deren extrem niedrige Doppelbrechung ( $\Delta n = 0,004 - 0,006$ ) und niedrige Lichtbrechung ( $n < 1,56$ ) für kaolinitisch-halloysitische Tonminerale typisch ist. Dieser Befund wurde durch röntgenographische Tonmineralanalysen erhärtet. Außerdem zeigt der Ton eine intensiv ausgeprägte Primärfluoreszenz, die in Bodenkolloiden insbesondere dann auftritt, wenn "freies Aluminium" vorkommt. Im Gegensatz dazu treten im tieferen Bereich des im Liegenden der Tephra auftretenden Lößlehms etwas dunkler gefärbte illitisch-smectitische Tonbeläge auf, die eine deutlich höhere Doppelbrechung ( $\Delta n = 0,011 - 0,018$ ) und eine höhere Lichtbrechung ( $n > 1,56$ ) als die erstgenannten Anlagerungen aufweisen. Dieser Befund wurde ebenfalls durch röntgenographische Tonmineralanalysen ergänzt.

In einem direkt unter der Tephra liegenden oberen Bereich des Lößlehms treten nebeneinander zwei Generationen von Tonbelägen auf: kaolinitisch-halloysitische, die aus der Verwitterung des vulkanischen Glases der Tephra stammen, und illitisch-smectitische, die von der Verwitterung der Glimmerminerale des Lößlehms herrühren.

## **DIE MINERALIEN DER OSTSTEIRISCHEN VULKANITE**

### **POSTL, W., TAUCHER, J. und MOSER, B.**

Landesmuseum Joanneum, Abteilung für Mineralogie, Raubergasse 10, A-8010 Graz.

Im folgenden wird ein kurzer, in Tabellenform gehaltener Überblick über die in den oststeirischen Vulkaniten bislang beschriebenen Mineralien gegeben. Eine derartige Übersicht erscheint schon deshalb angebracht, da es gerade in den letzten Jahren zu einer deutlichen Verbesserung des Kenntnisstandes gekommen ist. Dieser Umstand ist der Ausdauer und Aufmerksamkeit einiger privater Mineraliensammler und, parallel dazu, einer verstärkten wissenschaftlichen Bearbeitung zu verdanken. In diese Phase fällt auch die Herausgabe der Monographie "Klöch - ein südoststeirisches Basaltvorkommen und seine Minerale" (TAUCHER et al., 1989), in der erstmalig versucht wurde, eine Symbiose von fundierter wissenschaftlicher Bearbeitung und umfassender Fotodokumentation einzugehen. Hat man sich bis vor kurzem, abgesehen von einigen Ausnahmen, vornehmlich mit den in Blasenhöhlräumen befindlichen Mineralbildungen und postvulkanischen Umwandlungsprodukten beschäftigt, so gab die oben erwähnte Monographie und eine umfassende Studie über eine seltene Kontaktmineralparagenese desselben Fundortes (HERITSCH, 1990) Anlaß, sich vermehrt mit den in den Gesteinen des jüngeren Vulkanzyklus pyrometamorph beeinflussten Xenolithen und den damit verknüpften Reaktionsbereichen auseinanderzusetzen. Die Bearbeitung der aus den letzten Jahren dem oststeirischen Vulkangebiet entstammenden Mineralfunde (POSTL et al., 1992, im Druck) zeugt von diesem Trend und ist in dieser Zusammenstellung bereits berücksichtigt.

In der tabellarischen Zusammenstellung, die weitgehend der chemischen Systematik nach STRUNZ folgt, sind die wichtigsten obertägigen Fundbereiche folgender räumlich/zeitlich/chemisch verschiedener Vulkanzyklen vertreten:

Weitendorf: Shoshonit-Steinbruch Weitendorf bei Wildon.

Gleichenberg: Aufschlüsse latitischer Gesteine (auch Tuffe und Brekzien) im Bereich des Gleichenberger Vulkangebietes, der Steinbruch in der Klause nördlich von Bad Gleichenberg und der aufgelassene Quarzlatit-Steinbruch im Schaufelgraben (Steinbachgraben) nordöstlich von Bad Gleichenberg.

Minerale	miozäner Vulkanismus			plio-/pleistozäner Vulkanismus					Literaturauswahl
	Weiten- dorf	Gleichen- berg	Gossendorf	Klöch	Stradner Ködel	Steinberg	Stein	Tuffvor- kommen	
<b>ELEMENTE</b>									
Graphit						?F	F		88.89
Schwefel			P						110
<b>SULFIDE</b>									
Chalkosin				B					106
Chalkopyrit				G					106
Pentlandit								F	26.68
Pyrrhotin				F,G	F			F	26.68
Millerit				F		F			89.106
Idait								F	26.68
Pyrit	B,G	G,P?	G,P?	B,F	B,F	B,F,G		F	15,60,89,96,106,111,123, 124,125,126
Markasit	B	G,P?		F	F				88,89
<b>OXIDE</b>									
Periklas				F					38
Brownmillerit				F					38
Mayenit				F					38
Spinell "Pleonast", "Picotit" Hercynit	G			F F	F F	F F	F	F,G	1,6,12,53,54,89,93,99,106
Magnetit	G	G	G	B,G,F	B,G	B,G,F	G	G	28,44,54,55,95,96,97,99, 106,114,123

Korund				F		F			27. 38.89.106
Hämatit	B	G	G	B.F	F	F			8.87.88.89.106
Ilmenit	B,G			F		G		G	25,54,55,63,99,106,114,125
Perowskit				F	B.G				38.74.86.88.114
Pseudobrookit	B			F	F				88.89
Armalcolit				F					89
Quarz (u.a. auch Chalcedon, Quarzin)	B	B/P,G	B/P	?F			F		1,4,23,25,35,50,55,57,62,72,89,99,102,105,112,117
ps. n. Hoch-Quarz				F	F				87.88.89.106
Tridymit		B/P		F	F	F			87.88.89.106.121
Tief-Cristobalit	B	B/P							58.108
ps.n. Hoch-Crist.				F	F	?F			89.106
Opal-C/Opal-CT "Edelopal" 1) "Feueropal" 2)	B	B/P	B/P	F	B	B			1,4,7,10,25,26,35,48,49,50,55,57,72,75,88,95,101,104,117,65,117,3,72
Opal-A <sub>N</sub> Hyalit	B	B/P	B/P	S	S	S			1,3,10,17,44,60,72,82,106.117
Rutil				F					89.106
Kryptomelan		S	S						85.89
Romanechit			S						89
Todorokit				S	S	S			75.88.89.106
Rancieit			S	S					89.106
Birnessit			?S						82

Minerale	miozäner Vulkanismus			plio-/pleistozäner Vulkanismus					Literaturauswahl
	Weiten- dorf	Gleichen- berg	Gossendorf	Klöch	Stradner Kogel	Steinberg	Stein	Tuffvor- kommen	
<b>HYDROXIDE</b>									
Nordstrandit					B				5.92
Goethit	B,F	P	P	S					82.120
<b>CARBONATE</b>									
Siderit/Magnesit	B	B/P	B/P		B				35.51.74.82
Calcit	B	B/S	B/S	B,F	B	B	B,F	B	1,28,33,35,38,44,55,61, 62,95,98,99,100,106,111
Dolomit/Fe-Dolomit	B	B	B	F					35,38,60,104
Aragonit	B	B/S	B/S	B,F	B	B	B	B	1,17,21,44,61,73,82,88, 99,106,121
Malachit	S			S					89,106
Dawsonit 3)									33
Hydrotalkit				B	B	B			5,89,106
<b>SULFATE</b>									
Baryt	B	B 4)	B/P	F	B				2,28,38,65,89
Alunit		P	P						7,8,10,14,18,19,48,50
Jarosit			S		B/S			S	48,82,89
Rozenit			S						48
Melanterit			S						48,121
Halotrichit		S							48,71
Gips	B/S	S	S	B/S,F	B/S	B/S			18,74,82,85,106

Copiapit		S	S						48.67.121
Ettrinit				F					90.106
Thaumasit				F		F			42.89.90.106.122
Motukoreait					B	B			5.11.89
unben. Ca-Al-Sulfat				F					38
<b>PHOSPHATE</b>									
Fluor-Apatit/ Carbonat-Apatit	G	G	B/P	B,G	B,F,G	B,G			28,88,89,98,106,121
Kolbeckit		B							17.84
Kakoxen			B/P						19
<b>SILIKATE</b>									
"Olivin" Forsterit/Fayalit	G	G	G	F,G	F,G	F,G	F,G	F,G	6,8,12,26,31,35,43,53,54, 59,64,89,96,97,98,99, 100,105,106,121,123, 124.125.126
Larnit				F					38
"Granat" Pyrop Almandin Andradit Grossular	B			F F	F	F	F	F	1,53,54,88,89,106
Zirkon	F	G		F	F	G			75,88,89,105,120,121, 124
Mullit					F				89
Titanit				B,F	B,F	B,G			74.88.106.125
"Melilith" Akermanit/Gehlenit				F	B/F	F			32,38,87,88,89
Rankinit				?F					89

Minerale	miozäner Vulkanismus			plio-/pleistozäner Vulkanismus					Literaturauswahl
	Weiten- dorf	Gleichen- berg	Gossendorf	Klöch	Stradner Kogel	Steinberg	Stein	Tuffvor- kommen	
Vesuvian								?F?	94
Cordierit, Cordierit-(Fe)				F		F			89
Turmalin	?F								120
Vertr. der Osumi- lith-Gruppe				B/F		F			89
"Klinopyroxene" Diopsid/Heden- bergit "Salit", Augit	G	G	G	B,F	B,F	B,F	B	F	1,6,8,12,26,28,29,35,43, 44,48,53,54,64,91,93,96, 97,98,99,100,105,106, 119,123,124,125
"Orthopyroxene" Enstatit/Hypersthen	B,G	G	G	B,F	B,F	?F ?		F,G	1,6,7,8,12,25,26,53,54, 93,100,106
"Amphibole" Hastingsit, Pargasit "Basalt.Hornbl."	G			F	F	F		F	1,6,20,26,39,53,54,87,93, 100,106
Rhönit						G			37.41
Wollastonit	?F			F		F			32.38.106.120
Tobermorit				F		B?/F			30.89.106
Tacharanit				F		?B?/F			89,106
Plombierit				F					30
Okenit				F					89
"Apophyllit" Fluorapophyllit Hydroxyapophyllit				B,F	B/F	B,F		B	64,73,85,88,106,121

Biotit (Ti-reich)/ Phloasit	B?	G	G	B,F	F	F		F	1,8,26,53,54,58,88,89, 106,121
Illit				S				P/S	106,113
Montmorillonit/ Ferrimontmorillonit	S	P	P	S	S	S		S	7,10,13,17,25,26,34,35, 44,47,48,50,52,106
Nontronit		?P		S					17,106
Saponit	S	P		S					25,34,45,106
Kaolinit		P	P						10,26,35,48,50,52
"Serpentin"	S?			S					99,106,123
Hallovsit				S	S	S			10,26,89,106
"Cu-Hallovsit"				S					106
"Medmontit"				S					106
Chrysokoll				S		S			89,106
unbek. Mg-Al-Silikat ("Mineral 3")					B				5
Sepiolith	B								82,115
Gyrolith						F			89
Zeolith						F			89
Rhodesit				F	F	F			30,74,88
Nephelin				B,G	B,G	B,G	G		26,28,29,40,41,44,96,97, 98,105,106,123,124,125
Kalsilit				F					38
Leucit				B,G	B,G				28,106
Alkalifeldspäte (v.a.Sanidin)		G	G	B,F	B,F	B,F			1,6,8,26,28,35,44,89,96, 106,123
Plagioklase	G	G	G	F,G		G		F,G	1,6,8,25,26,53,69,96,123, 125

Minerale	miozäner Vulkanismus			plio-/pleistozäner Vulkanismus					Literaturauswahl
	Weiten- dorf	Gleichen- bera	Gossendorf	Klöch	Stradner Kogel	Steinberg	Stein	Tuffvor- kommen	
Mineral der Cancrinit-Reihe						B?/F?			89
Vertreter der Sodalith-Nosean - Hauyn-Gruppe				B	B,G	B			28,36, 76,83,89,98,106
Analcim				B,G	B,G	B,G	B,G	B	26,28,44,46,73,88,95,99, 106,123
Natrolith				B		B	?B	?B	25,61,69,96,99,100,101, 106.117.125
Paranatrolith				B		B			89.106
Tetranatrolith				B,F		B			74.88.89.106
Mesolith				B		B			89.106
Thomsonit				B	B	B			66.85.89.106
Gonnardit				B		B			70.89.106
Mordenit						B?/F?			89
Ferrierit	B								9.80.115.116.117.118
Heulandit/ Klinoptilolith	B	B B	B/S		?B?	F	?B		9,22,35,46,74,77,82,88, 89.101.115. 117.118
Stilbit				?B					81

Gismondin				B	B	B			24,28,69,89,106
Phillipsit				B,F	B,F	B,F	B	B	29,46,88,106
Harmotom/Wellsit	B				B		B		9,21,26,28,56,88,89
Offretit				F					89
Erionit				B?/F		B,F			89,106
Chabasit/Herschelit				B,F	B	B	B	B	46,73,81,82,106,109
Willhendersonit					B				109

- 1) "Edelopal" aus Weitendorf wahrscheinlich kein echter Opal A<sub>G</sub>
- 2) "Feueropal" aus Gossendorf kein Opal A<sub>G</sub> , sondern rot gefärbter Opal C/CT
- 3) Dawsonit, als tiefhydrothermales Umwandlungsprodukt in einer miozänen Ergußgesteinsbrekzie aus einer Tiefbohrung bei Loipersdorf
- 4) Baryt aus einem Hohlraum des Latits, Tiefbohrung Bad Gleichenberg

Gossendorf: Traß-Tagebau und ehemaliger Bentonitabbau der postvulkanisch umgewandelten latitischen Gesteine an der Nordseite der Gleichenberger Kogeln.

Klöch: Nephelinbasanit-Steinbruch, Umfahrungstunnel Klöch (während der Bauarbeiten).

Stradner Kogel: Nephelinit-Steinbruch an der Westseite des Stradner Kogels bei Wilhelmsdorf, südlich von Bad Gleichenberg sowie ältere Vorkommen (Hochstraden, Waltra usw.).

Steinberg: Nephelinit-/Nephelinbasanit-Steinbruch Steinberg bei Mühldorf, südöstlich Feldbach.

Stein: Aufgelassene kleine "Basalt"-Steinbrüche in Stein südlich von Fürstenfeld.

Plio-/pleistozäne Tuffvorkommen: Altenmarkt, Beistein, Kapfenstein, Kuruzzenkogel, Pertlstein, Riegersburg usw. (aus Platzgründen ist es nicht möglich, in der Tabelle nähere Ortsangaben zu machen).

Es wurde versucht, die einzelnen Mineralphasen nach Art ihrer Bildung zu charakterisieren:

- B** In **B**lasehohlräumen und Klüften abgesetzte Mineralien der pneumatolytischen bis hydrothermalen Bildungsphasen
- F** Durch Pyro-/Kontaktmetamorphose an **F**remdgesteinen (Xenolithe) und durch Stoffassimilation mit dem Magma erzeugte Mineralien und deren hydrothermale Folgeprodukte sowie kaum veränderte Xenolithe und Auswürflinge
- G** Minerale des primären **G**esteinsbestandes
- P** **P**ostvulkanische Umwandlungsprodukte (speziell Gossendorf)
- S** **S**ekundär- und Verwitterungsbildungen

Den Autoren ist bewußt, daß eine Zuordnung entsprechend der vorgeschlagenen Einteilung nicht immer eindeutig möglich ist. Unsichere Angaben über die Bildung sind daher mit einem Fragezeichen nach dem entsprechenden Symbol, fragliche Mineralien mit einem Fragezeichen vor dem jeweiligen Symbol gekennzeichnet. Veraltete, heute diskreditierte Mineralbezeichnungen, wie z.B. "Iddingsit", "Hullit" oder eindeutig nachgewiesene Fehlbestimmungen sind in der Tabelle nicht berücksichtigt. Nicht klar definierte oder nicht eindeutig bestimmte Mineralien scheinen entweder unter der Gruppen- oder der Mischkristallbezeichnung (z.B. Granat-Reihe, "Klinopyroxene" oder "Olivin" etc.) auf. Um diese Tabelle auch als Nachschlagewerk sinnvoll nützen zu können, wurde ein umfangreiches Literaturverzeichnis, unter Einbeziehung auch rein petrographischer Arbeiten, angeschlossen.

1 ALKER, A. (1958): Zur Mineralogie der Steiermark - IX. Weizer Bergland - Grazer Bergland - Sausal, X. Radegund, XI. Vulkangebiet, XII. Kohlenlager.- Mitt.-Bl.Abt.Mineral.Landesmuseum Joanneum Graz, 1, 37-68.

- 2 ALKER, A. (1961): Schwerspat von Gossendorf/Steiermark.- Mitt.-Bl.Abt.Mineral.Landesmuseum Joanneum Graz, 2, 44-45.
- 3 ALKER, A. (1972 a): Mineralvorkommen des Vulkangebietes von Gleichenberg.- Aufschluß, Sh. 22, 52-55.
- 4 ALKER, A. (1972 b): Der Basalt von Weitendorf.- Aufschluß, Sh. 22, 76-79.
- 5 ALKER, A., GOLOB, P., POSTL, W., WALTINGER, H. (1981): Hydrotalkit, Nordstrandit und Motukoreaite vom Stradner Kogel, südlich Gleichenberg, Steiermark.- Mitt.-Bl.Abt.Mineral.Landesmuseum Joanneum Graz, 49, 1-13.
- 6 ANGEL, F. (1924): Gesteine der Steiermark.- Verlag Naturwiss.Ver.Steiermark, Graz, 302 S.
- 7 ANGEL, F. (1954): Die Entstehung des "Österreichischen Traß" = Gossendorfit und seine Stellung im Gleichenberger Vulkanismus.- Mitt.-Bl. Abt.Mineral.Landesmuseum Joanneum, 1, 9-11.
- 8 ANGEL, F., MARCHET, A. (1939): Über den Lehrausflug in das oststeirische Vulkangebiet, am 25. August 1938. Gesteinskundlicher Teil.- Fortschr.Min., 23, XXIX-XLII.
- 9 ARMBRUSTER, Th., WENGER, M., KOHLER, Th. (1991): Mischkristalle von Klinoptilolith-Heulandit und Harmotom-Phillipsit aus dem Basalt von Weitendorf, Steiermark.- Mitt.Abt.Mineral.Landesmuseum Joanneum Graz, 59, 13-18.
- 10 BARTH-WIRSCHING, U., EHN, R., HÖLLER, H., KLAMMER, D., SITTE, W. (1990): Studies on Hydrothermal Alteration by Acid Solutions Dominated by  $SO_4^{2-}$ : Formation of the Alteration Products of the Gleichenberg latitic Rock (Styria, Austria) - Experimental Evidence.- Mineralogy and Petrology, 41, 81-103.
- 11 BRYNER, V., RODGERS, K.A., COURTNEY, S.F., POSTL, W. (1991): Motukoreaite from Brown's Island, New Zealand, and Stradner Kogel, Austria: a scanning electron microscopic study.- N.Jb.Min.Abh., 163, 2/3, 291-304.
- 12 DIETRICH, H., POULTIDIS, Ch. (1985): Petrology of ultramafic xenoliths in alkali basalts from Klösch and Stradner Kogel, (Styria, Austria).- N.Jb.Min.Abh., 151, 131-140.
- 13 FLÜGEL, H., HERITSCH, H. (1968): Das steirische Tertiärbecken.- Sammlung Geologischer Führer, 47, Verlag Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 196 S.
- 14 FRIEDAU, F. (1851): Über einen Alaunfels vom Gleichenberge in Steyermark.- N.Jb.Min., 593.
- 15 FRIEDRICH, O.M. (1967): "Vererzte Bakterien" aus Achat vom Weitendorfer Basalt.- Mitt.-Bl.Abt.Mineral.Landesmuseum Joanneum Graz, 1/2, 18-22.
- 16 GRÄF, W., OFFENBACHER, H. (1989): Kapfensteiner Kogel.- Eisenblüte, Jg. 10 NF, 21, 14-15.
- 17 GRÄF, W., OFFENBACHER, H. (1989): Die Klause bei Gleichenberg.- Eisenblüte, Jg. 10 NF, 21, 16-19.
- 18 GRÄF, W., OFFENBACHER, H. (1989): Traß-Steinbruch Gossendorf.- Eisenblüte, Jg. 10 NF, 21, 26-28.
- 19 GRÖGLER, N. (1959): Mineralfunde Im Trass des Gleichenberger Vulkangebietes.- Mitt.-Bl.Abt.Mineral.Landesmuseum Joanneum Graz, 1, 5-22.
- 20 HATLE, E. (1885): Die Minerale des Herzogthums Steiermark.- Graz, 212 S.
- 21 HERITSCH, H. (1936): Kristallographische Notizen über Aragonit und Harmotom von Weitendorf (Steiermark).- Zentralbl. Min., Jg. 1936, Abt.A, 33-38.
- 22 HERITSCH, H. (1937): Beitrag zur Kristallographie einiger ostalpiner Minerale.- Zentralbl. Min., Jg. 1937, Abt. A, 257-262.
- 23 HERITSCH, H. (1951): Bestimmung der Quarzverzwillingungen mit Hilfe von optischen Eigenschaften und Laueaufnahmen.- TMPM, 2, 432-443.
- 24 HERITSCH, H. (1963 a): Gismondin aus dem Nephelinit des Stradner Kogels bei Gleichenberg, Steiermark.- Anz.Österr. Akad.Wiss.math.-naturwiss. Kl., Jg.1963, 153-154.
- 25 HERITSCH, H. (1963 b): Exkursion zum Basaltbruch von Weitendorf (mit einem Beitrag von H.HÖLLER).- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 93, 199-205.
- 26 HERITSCH, H. (1963 c): Exkursion in das oststeirische Vulkangebiet.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 93, 206-226.
- 27 HERITSCH, H. (1964): Über Einschlüsse im Basalt von Klösch, Oststeiermark.- Anz.Österr.Akad.Wiss.math.-naturwiss.Kl., Nr.10, 247-248.
- 28 HERITSCH, H. (1965): Mineralien aus dem Steinbruch bei Wilheimsdorf am Stradner Kogel, südlich Gleichenberg, Steiermark.- TMPM, 9, 228-241.

- 29 HERITSCH, H. (1968) : Vulkanische Gesteine vom Steinberg bei Feldbach, Steiermark.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 98, 16-26.
- 30 HERITSCH, H. (1969): Drei seltene Silikate aus dem Basanitsteinbruch von Klöch, Südost-Steiermark.- Anz.Österr.Akad. Wiss.math.-naturwiss.Kl., Jg.1968, 105, 177-178.
- 31 HERITSCH, H. (1970): Ni-Gehalte von Olivinen aus Olivinbomben und basaltischen Gesteinen des oststeirischen Vulkanbogens.- Anz. Österr.Akad.Wiss.math.-naturwiss.Kl, Jg.1969, 106, Nr.11, 209-211.
- 32 HERITSCH, H. (1975 a): Meililit und Wollastonit als Bildung hochtemperierter Kontaktmetamorphose in einem Dolomitmergelinschluß des Nephelinites vom Steinberg bei Feldbach, Oststeiermark.- Anz.Österr.Akad.Wiss.math.-naturwiss. Kl., Jg.1974, Nr.12, 195-199.
- 33 HERITSCH, H. (1975 b): Dawsonit  $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$  als tiefhydrothermales Umwandlungsprodukt einer Ergußgesteinsbrekzie aus einer Tiefbohrung in der Oststeiermark (Österreich).- N.Jb.Mineral.Mh., g, 360-368.
- 34 HERITSCH, H. (1976): Ferrimontmorillonit als hydrothermales Zersetzungsprodukt im Latit (Trachyandesit) der Gleichenberger Klause, Steiermark.- Mitt. naturwiss.Ver.Steiermark, 106, 31-33.
- 35 HERITSCH, H. (1982): Die Latite aus der Tiefbohrung in Bad Gleichenberg, Steiermark.- Mitt.naturwiss.Ver. Steiermark, 112, 27-47.
- 36 HERITSCH, H. (1985): Über das Mineral der Sodalith-Gruppe im Nephelinit des Hochstraden, südlich Gleichenberg, Oststeiermark.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 115, 21-22.
- 37 HERITSCH, H. (1986): Rhönit-Kristallite in basaltischen Gläsern des Steinberges bei Feldbach, Oststeiermark.- Mitt.naturwiss. Ver.Steiermark, 116, 43-49.
- 38 HERITSCH, H. (1990): Eine Kontaktbildung aus dem Nephelinbasanitsteinbruch von Klöch (Südoststeiermark) mit seltenen Mineralien; natürliches Vorkommen der Verbindung  $4\text{CaO}.3\text{Al}_2\text{O}_3.\text{SO}_3$ .- Mitt.Abt.Mineral.Landesmuseum Joanneum Graz, 58, 15-35.
- 39 HERITSCH, H., BERTOLDI, G., WALITZI, E.M. (1961): Strukturuntersuchung an einer basaltischen Hornblende vom Kuruzzenkogel südlich Fehring, Steiermark.- TMPM, 7, 210-217.
- 40 HERITSCH, H., HÜLLER, H.J. (1975): Über die Entstehung von Basaltgläsern in basaltischen Gesteinen des Steinberges bei Feldbach (Steiermark, Österreich).- TMPM, 20, 73-80.
- 41 HERITSCH, H., KLIMA, K. (1987): Röntgendaten von Nephelin und Rhönit-Kristalliten aus den basaltischen Gläsern des Steinberges bei Feldbach, Oststeiermark.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 117, 27-34.
- 42 HERITSCH, H., KLIMA, K. (1988): Thumasit von Klöch, Oststeiermark: Röntgendaten, chemische Analysen und optische Konstanten.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 118, 89-94.
- 43 HERITSCH, H., ROHANI, H. (1973): Untersuchungen über Olivin und Klinopyroxene sowie über Auswürflinge des basaltischen Vulkanismus der Oststeiermark.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 103, 7-22.
- 44 HÖDL, A. (1942): Mineralogisches aus dem oststeirischen Vulkangebiet.- Zentralbl.Min., Abt. A, 167-175.
- 45 HÖLLER, H. (1962): Untersuchungen an den Hohlräumauskleidungen des Weitendorfer Basalts.- Anz.Österr.Akad.Wiss. math.-naturwiss.Kl., 99, Nr. 10, 145-148.
- 46 HÖLLER, H. (1965): Über Zeolithbildung in zersetzten vulkanischen Gesteinen und Tuffen der Steiermark.- Anz.Österr.Akad. Wiss.math.-naturwiss.Kl., 102, 320-323.
- 47 HÖLLER, H., KOLMER, H., WIRSCHING, U. (1976): Chemische Untersuchungen der Umwandlung glasiger Tuffe in Montmorillonit- und Kaolinit-Mineralien.- N.Jb.Mineral.Mh., 10, 456-466.
- 48 HÖLLER, H., KOLMER, H., WIRSCHING, U. (1981): Umwandlungsprodukte latitischer Gesteine im Vulkangebiet von Gleichenberg, Tagbau Gossendorf, Oststeiermark. In: SCHARBERT, H.G., POULTIDIS, Ch., HÖLLER, H., KOLMER, H., WIRSCHING, U.: Vulkanite im Raum Burgenland - Oststeiermark.- Fortschr.Min., 59, Beih. 2, 69-88.
- 49 KISPATIC, M. (1882): Über die Bildung der Halbopale im Augit-Andesit von Gleichenberg.- TMPM, 4, 122-146.
- 50 KLAMMER, D. (1983): Umwandlungsprodukte aus dem Latit von Gleichenberg - Steiermark. Am Beispiel Tagbau Gossendorf.- Diss.Naturwiss.Fak.Univ.Graz.
- 51 KOLMER, H. (1965): Über einen Kluffbelag aus dem Basalt von Weitendorf.- Anz.Österr.Akad.Wiss.math.-naturwiss.Kl., 102, 308-313.

- 52 KOPETZKY, G. (1961): Die Bentonitlagerstätte von Gossendorf (Stelermark).- Mitt.-Bl.Abt.Min.Landesmuseum Joanneum, 2, 46-53.
- 53 KURAT, G. (1971): Granat-Spinell-Websterit und Lherzololith aus dem Basaltuff von Kapfenstein, Steiermark.- TPM, 16, 192-214.
- 54 KURAT, G., PALME, H., SPEITTEL, B., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, Ch., WÄNKE, H. (1980): Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a variety of upper mantle processes.- Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 45-60.
- 55 LEITMEIER, H. (1909) : Der Basalt von Weitendorf in Steiermark und die Mineralien seiner Hohlräume.- N.Jb.Min.,Bell.Bd. 27, 219-260.
- 56 MACHATSCHKI, F. (1926): Ein Harmotomvorkommen in Steiermark.- Centralbl.Min., Abt. A, 115-119.
- 57 MACHATSCHKI, F. (1927): Über den Basalt von Weitendorf (Stelermark), seine exogenen Einschlüsse und Kluffüllungen.- Centralbl.Min., Abt.A, 367-374.
- 58 MARCHET, A. (1930): Über ein neues Cristobalitvorkommen bei Gleichenberg in Oststeiermark.- Sitzungsber.Akad.Wiss. Wien, math.-naturwiss.Kl., Abt.I, 139, 559-565.
- 59 MEIXNER, H. (1930 a): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen I.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 67, 104-115.
- 60 MEIXNER, H. (1930 b): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen II.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 67, 138-149.
- 61 MEIXNER, H. (1931): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen III.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 68, 146-156.
- 62 MEIXNER, H. (1933): Eine Umhüllungspseudomorphose von Quarz um Kalzit aus dem Basalt von Weitendorf.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 70, 89-91.
- 63 MEIXNER, H. (1937): Ilmenit (Titaneisen) aus dem Basalt von Weitendorf bei Wildon.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 74, 46-56.
- 64 MEIXNER, H. (1939 a): Neue Mineralfunde aus der Ostmark X.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 75, 109-112.
- 65 MEIXNER, H. (1939 b): Baryt aus dem Basalt (Shoshonit) von Weitendorf bei Wildon.- Centralbl.Min.,Abt.A, 33-37.
- 66 MEIXNER, H. (1956) : Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XV.- Carinthia II, 146/66, 20-31.
- 67 MEIXNER, H. (1958): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XVI.- Carinthia II, 148/68, 91-109.
- 68 MEIXNER, H. (1961): Diskussionsbemerkungen in: ERNST, Th.: Die Herkunft basaltischer Magmen.- Fortschr.Min., 39, 108-112.
- 69 MEIXNER, H. (1977): Neue Mineralfunde aus Österreich, XXVII.- Carinthia II, 167/87, 7-30.
- 70 MEIXNER, H., HEY, M.H., MOSS, A.A. (1956) : Some new occurrences of gonardite.- Min.Mag., XXXI, 265-271.
- 71 MEIXNER, H., PILLEWIZER, W. (1937): Über Minerale, die teils im Schrifttum, teils in Sammlungen als "Keramohalit" bezeichnet werden.- Centralbl.Min., Abt.A, 263-270.
- 72 NEUWIRTH, E. (1953): Röntgenuntersuchungen an steirischen Opalen und Chalcedonen.- TPM, 3, 32-36.
- 73 NIEDERMAYR, G., POSTL, W., WALTER, F. (1983): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXII.- Carinthia II, 173/93, 339-362.
- 74 NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., MOSER, B., POSTL, W. (1987): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVI.- Carinthia II, 177/97, 283-329.
- 75 NIEDERMAYR, G., MOSER, B., POSTL, W., WALTER, F. (1986): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXV.- Carinthia II, 176/96, 521-547.
- 76 OFFENBACHER, H. (1989): Stradnerkogel.- Eisenblüte, Jg. 10 NF, 21, 20-25.
- 77 OFFENBACHER, H. (1989): Der Quarztrachyt vom Schaufelgraben.- Eisenblüte, Jg. 10 NF, 21, 29.
- 78 OFFENBACHER, H. (1989): Der Steinberg bei Feldbach und seine Mineralien.- Eisenblüte, Jg. 10 NF, 21, 29-32.
- 79 OFFENBACHER, H. (1989): Der Tuffsteinbruch Pertlstein und seine Mineralien.- Eisenblüte, Jg. 10 NF, 21, 33.

- 80 PASSAGLIA, E. (1978): New data on Ferrierite from Weitendorf near Wildon, Styria, Austria.- Mitt.-Bl.Abt.Mineralog. Landesmuseum Joanneum Graz, 46, 3-4.
- 81 PAULITSCH, P. (1952): Mineralogische Notizen.- Mitt.-Bl.Abt.Mineralog. Landesmuseum Joanneum Graz, 1, 17-19.
- 82 POSTL, W. (1978): Mineralogische Notizen aus der Steiermark.- Mitt.-Bl.Abt.Mineralog. Landesmuseum Joanneum Graz, 46, 5-22.
- 83 POSTL, W. (1981 a) : Mineralogische Notizen aus der Steiermark.- Eisenblüte, Jg. 2 NF, 3, 6-13.
- 84 POSTL, W. (1981 b): Kolbeckit, ein seltenes wasserhaltiges Scandiumphosphat aus dem Steinbruch in der Klause bei Gleichenberg, Steiermark.- Mitt.-Bl.Abt.Mineralog. Landesmuseum Joanneum Graz, 49, 23-29.
- 85 POSTL, W. (1982): Mineralogische Notizen aus der Steiermark.- Eisenblüte, Jg. 3 NF, 5, 7-9.
- 86 POSTL, W. (1983): Perowskit vom Stradner Kogel, südlich Gleichenberg, Steiermark.- Aufschluss, 34, 31-34.
- 87 POSTL, W. (1988): Neue Mineralfunde in der Steiermark.- Mitt.Österr.Mineralog.Ges., 133, 7-11.
- 88 POSTL, W., MOSER, B. (1988) : Mineralogische Notizen aus der Steiermark.- Mitt.Abt.Mineralog. Landesmuseum Joanneum Graz, 56, 5-47.
- 89 POSTL, W., TAUCHER, J., MOSER, B. (1992): Neue Mineralfunde im oststeirischen Vulkangebiet.- Mitt.Abt.Mineralog. Landesmuseum Joanneum Graz, 60 (im Druck).
- 90 POSTL, W., WALTER, F. (1983): Ettringit und Thaumasil aus dem Nephelinbasalt von Klöch, Steiermark.- Mitt.Abt. Mineralog. Landesmuseum Joanneum Graz, 51, 33-36.
- 91 POULTIDIS, Ch. (1981): Petrologie und Geochemie basaltischer Gesteine des Steirischen Vulkanbogens in Steiermark und im Burgenland.- Unveröff.Diss. Universität Wien.
- 92 RODGERS, K.A. (1991) : The laser Raman spectrum of nordstrandite from Stradner Kogel, south of Bad Gleichenberg, Styria, Austria.- Mitt.Abt.Mineralog. Landesmuseum Joanneum Graz, 59, 19-24.
- 93 SCHADLER, J. (1913): Zur Kenntnis der Einschlüsse in den südsteirischen Basaltuffen und ihrer Mineralien.- TPM, 32, 485-511.
- 94 SCHOKLITSCH, K. (1931): Ein Vesuvianfund im Tuff von Kapfenstein (Oststeiermark).- Centralbl.Min., Abt.A, 182-189.
- 95 SCHOKLITSCH, K. (1933): Beiträge zur Kenntnis der oststeirischen Basalte. 2.Teil.- Centralbl.Min., Abt.A, 348-359.
- 96 SCHOKLITSCH, K. (1935): Gläser und Nephelinakkumulationen vom Steinberg bei Feldbach.- Centralbl.Min., Abt. A, 368-382.
- 97 SIGMUND, A. (1896): Die Basalte der Steiermark. 1. Das Basaltgebiet von Klöch.- TPM, 15, 361-384.
- 98 SIGMUND, A. (1897): Die Basalte der Steiermark. 2. Der Nephelin und Palagonittuff des Hochstraden. 3. Der Nephelinbasalt, die Nephelinbasalt-Bomben und die Nephelinbasaltdecke des Steinberges bei Feldbach.- TPM, 16, 337-359.
- 99 SIGMUND, A. (1898): Die Basalte der Steiermark. 4. Der Magmabasalt und basaltische Tuff bei Fürstenfeld. 5. Der Feldspathbasalt bei Weitendorf.- TPM, 17, 526-543.
- 100 SIGMUND, A. (1899): Die Basalte der Steiermark. 6. Die Basaltuffe.- TPM, 18, 377-407.
- 101 SIGMUND, A. (1922): Halbopal, Natrolith und Heulandit im Basalt von Weitendorf (Steiermark).- Centralbl.Min., Abt. A, 289-292.
- 102 SIGMUND, A. (1923) : Neuer Beitrag zur Kenntnis des Basalts von Weitendorf (Steiermark) und der Minerale in seinen Hohlräumen.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 59, 76-87.
- 103 SIGMUND, A. (1924): Neue Mineralfunde in der Steiermark.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 60, 7-11.
- 104 SIGMUND, A. (1926): Zweiter Beitrag zur Kenntnis des Basalts bei Weitendorf (Steiermark) und der Minerale in seinen Hohlräumen.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 62, 158-168.
- 105 STINY, J. (1917): Basaltglas vom Steinberge bei Feldbach.- Centralbl.Min., Abt.A, 128-134.
- 106 TAUCHER, J., POSTL, W., MOSER, B., JAKELY, D., GOLOB, P. (1989) : Klöch - ein südoststeirisches Basaltvorkommen und seine Minerale.- Eigenverlag J. Taucher und D. Jakely Graz, 160 Seiten.
- 107 WALITZ, E.M., WALTER, F. (1981): Verfeinerung der Kristallstruktur eines basaltischen Magnesio-Hastingsites.- Z.Kryst., 156, 197-208.

- 108 WALTER, F., POSTL, W. (1982): Tief-Cristoballit aus dem Basalt von Weitendorf, Steiermark.- Mitt.Ab.Min.Landesmuseum Joanneum Graz, 50, 21-24.
- 109 WALTER, F., und POSTL, W. (1984): Willhendersonit vom Stradner Kogel, südlich Gleichenberg, Steiermark.- Mitt.Ab.Min.Landesmuseum Joanneum Graz, 52, 39-43.
- 110 WEISS, A. (1972): Neue steirische Mineralfunde.- Karinthn, 67, 325-327.
- 111 WEISS, A. (1973): Neue steirische Mineralfunde II.- Karinthn, 69, 51-53.
- 112 WENINGER, H. (1971): Achat von Weitendorf/Steiermark.- Aufschluss, Jg. 22, 12, 355-359.
- 113 WIEDEN, P., SCHMIDT, W.J. (1956): Der Illit von Fehring.- TMPM, 5, 284-302.
- 114 ZEDNICEK, W. (1984): Auflicht- und rasterelektronenmikroskopische Studien an Erzelschlüssen In den Basalten des oststeirischen Vulkangebietes (Steinberg bei Feldbach, Straden, Klösch) und Im Shoshonit von Weitendorf.- Mitt.Ab.Min.Landesmuseum Joanneum Graz, 52, 27-38.
- 115 ZIRKL, E.J. (1973): Ferrierit Im Basalt von Weitendorf, Steiermark.- N.Jb.Min.Mh., 524-528.
- 116 ZIRKL, E.J. (1985 a): Ferrierit von Weitendorf.- Eisenblüte, Jg. 6 NF, 13, 26-27.
- 117 ZIRKL, E.J. (1985 b): Basaltsteinbruch Weitendorf - Die Mineralien von Weitendorf bei Wildon, Steiermark.- Eisenblüte, Jg. 6 NF, 13, 28-31.
- 118 ZIRKL, E.J. (1986): Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen von Ferrierit aus dem Basalt von Weitendorf In der Steiermark.- Mitt.Ab.Min.Landesmuseum Joanneum Graz, 54, 15-22.

Nachtrag:

- 119 DOBOSI, G., SCHULTZ-GÜTTLER, R., KURAT, G., KRACHER, A. (1991): Pyroxene Chemistry and Evolution of Alkali Basaltic Rocks from Burgenland and Styria, Austria.- Mineralogy & Petrology, 43, 4, 275-292.
- 120 HÜBL, H. (1941): Ein tertiärer Kalkelschluß aus dem Weitendorfer Basalt (Steiermark).- Zentralbl.Min.Ab.A, 217-223.
- 121 MEIXNER, H. (1939): Mineralogisches von der Oststeiermarkfahrt der DMG. (25.August 1938).- Fortschr.Min., 23, XLIII-XLVII.
- 122 PAULITSCH, P. (1973): Thaumazit im Basalt von Klösch, Steiermark.- Aufschluss, 24, 266-268.
- 123 SCHOKLITSCH, K. (1932): Beiträge zur Kenntnis der oststeirischen Basalte.- N.Jb.Min., Abt. A, Bell.-Bd., 63, 319-370.
- 124 SCHOKLITSCH, K. (1935): Der Trachyt vom Schaufelgraben bei Gleichenberg (Steiermark).- N.Jb.Min., Abt.A, Bell.-Bd., 69, 276-295.
- 125 STINY, J. (1923 a): Gesteine vom Steinberg bei Feldbach.- Verh.Geol.B.-A., 132-140.
- 126 STINY, J. (1923 b): Mineralogisches aus der Oststeiermark.- TMPM, 36, 93-94.

**DIE INTRUSIONSFOLGE DER ZENTRALGNEISE IM OBEREN KRIMMLER ACHENTAL - EINE SCHLÜSSELSTELLE ZUM VERSTÄNDNIS DES VARISZISCHEN PLUTONISMUS IM WESTLICHEN UND ZENTRALEN TAUERNFENSTER**

**SCHERMAIER, A.**

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Der Talschluß des Krimmler Achentals in den Hohen Tauern erschließt den südlichen Grenzbereich des Zillertal-Venediger Zentralgneiskörpers zu den Gesteinen der "unteren (= älteren) Schieferhülle" (vgl. KARL & SCHMIDEGG, 1979).

An den leicht zugänglichen Gletscherschliffen südlich der Linie Warnsdorfer Hütte (2336 m) - Gamsspitzl (2888 m) ist zu sehen, daß der typisch mittelkörnige tonalitischer/granodioritische Zentralgneis, welcher den Großteil des Zillertal-Venedigerkerns aufbaut, hier etliche bis über 100 m große, z.T. gegeneinander verdrehte Schollen von hauptsächlich groben granitoiden Gneisen einschließt, welche ganz offensichtlich eine ältere Zentralgneisgruppe repräsentieren. Einen wesentlichen Bestandteil der Schollen bilden auch  $\pm$  migmatische Paragneise und Amphibolite. Die Intrusion des tonalitischer/granodioritischen Magmas plombierte dabei diskordant und mit scharfen Grenzen viele ursprüngliche Strukturen dieser älteren Gneise und Amphibolite (z.B. anatektische Lagenbau, Faltenbilder, Scherzonen), sowie bis zu 4 verschiedene Ganggruppen von Pegmatiten, Apliten und Lamprophyren.

Die ältere Zentralgneisgruppe umfaßt im wesentlichen 2 Granitoidtypen, nämlich:

- 1.) mittel/grobkörnige, dunkelgraue, meta- bis diatektische Augengneise mit quarz-monzonitischer bis granitischer Zusammensetzung (Typus Hochweißfeldgneis, vgl. SCHERMAIER, 1991) und
- 2.) schwarz-weiß gesprenkelte, grob porphyrische Augengneise mit (quarz)monzonitischem (tw. auch syenitischem) Charakter und oft cm-großen idiomorphen Kalifeldspat-Einsprenglingen. Modal ist bei beiden Typen der hohe Biotit-Gehalt (15-30 Vol.%) auffallend, mitunter sind in Dünnschliffen auch biotitisierte primärmagmatische Hornblendereste zu sehen. Meso-Norm Berechnungen (MIELKE & WINKLER, 1979) weisen darauf hin, daß Hornblende bei manchen Varianten ursprünglich in Mengen bis zu 25% vorhanden gewesen ist.

Geochemisch besitzen diese älteren Zentralgneise hauptsächlich intermediäre Zusammensetzung (57-67 Gew.%  $\text{SiO}_2$ ) mit signifikant hohen  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalten (4,6-6,6 Gew.%). Die Gneise sind aufgrund ihres durchwegs metalumischen Charakters als (high- $\text{K}_2\text{O}$ ) I-Typ Granite (vgl. auch FINGER et al., 1990) zu klassifizieren. Im Vergleich zum Venediger-Tonalit/Granodiorit sind die Gehalte an Ba (1150-2500 ppm), Sr (330 - 600 ppm), Rb (170-220 ppm) und Zr (230-400 ppm) auffallend hoch. Bemerkenswert ist, daß die älteren Zentralgneise eine ganz spezifische Zirkonpopulation aufweisen, welche vor allem dicke gedrungene, oft rosa gefärbte Kristalle mit großen (100) und (101) Flächen umfaßt.

Der mittelkörnige jüngere Zentralgneis ist im Hinteren Krimmler Achenal in der Zusammensetzung hauptsächlich granodioritisch (seltener tonalitischer) mit Biotit-Gehalten von 5-10 Vol.%. Sowohl modal als auch geochemisch fügt er sich aber zwanglos in den typisch kalkalkalisch-trondhjemitischen Differentiations-Trend der Venediger-Tonalite ein (vgl. FINGER et al., 1992). Wie an anderer Stelle schon ausgeführt (vgl. SCHERMAIER, 1992a), halte ich auch den Großteil der "Augen/Flaser-gneise" der Tuxer Masse (sensu KARL, 1959) für höher differenzierte Glieder der Venediger-Tonalit/Granodiorit Suite.

Im Unterschied zu den vorher genannten älteren kalireichen Zentralgneisen sind die Zirkone in den mittelkörnigen Granodioriten höher elongiert und es dominiert hier die Ausbildung des (110) Prismas bei gleichzeitig großer Entwicklung der (101) Pyramide. Oft bestehen sogar einfache Flächenkombinationen mit (110) + (101). Die agmatischen

Kontaktverhältnisse der Granodiorite zu den älteren Zentralgneisen und den damit verbundenen Anatexiten sprechen, so wie am Ostende des Venedigermassivs (vgl. SCHERMAIER, 1991), für ein eher hochplutonisches Intrusionsniveau.

#### Schlußfolgerungen:

- 1) Eine Intrusionsfolge wie im Oberen Krimmler Achantal mit älteren intermediären, aber kalireichen Granitoiden und jüngeren mittelkörnigen Granodioriten/Tonaliten läßt sich im gesamten Bereich des westlichen und mittleren Tauernfensters immer wieder nachweisen (vgl. SCHERMAIER, 1992b). Dementsprechend wird auch für andere (Porphy)Granitgneise des westlichen und mittleren Tauernfensters (z.B. Ahornporphyrgneis, Knappenwandgneis, Knorrkogelgneis), welche mit den (Porphy)Granitgneisen im Hinteren Krimmler Tal petrographisch, geochemisch und zirkontypologisch übereinstimmen, ein "vortonalitisches" Alter postuliert.
- 2) Die Annahme einer Fortsetzung des Riffdecken-Kristallins der mittleren Hohen Tauern etwa 20-30 km weiter nach Westen (vgl. KARL & SCHMIDEGG, 1964; FRISCH, 1980) wird durch die übereinstimmende Typologie der älteren Zentralgneise hier und dort erhärtet. Dagegen muß die Zugehörigkeit des Venediger-tonalits zum Schubkörper der Riffdecke auf Grund der diskordanten, variszisch postorogenen Kontaktverhältnisse bezweifelt werden.
- 3) Aufgrund der vorliegenden Daten ist für den gesamten Bereich der mittleren und westlichen Hohen Tauern ein präexistenter Krustenstreifen mit vielen K<sub>2</sub>O-reichen Granitoiden und Anatexiten zu fordern, der zur Zeit des Oberen Karbons (Unteren Perms?) das alte Dach der Tonalite und Granodiorite des Zillertal-Venediger Kerns sowie der Tuxer Masse bildete.

FINGER, F., FRIEDL, G., MATL, H. (1990): Über drei geochemisch stark divergierende Subtypen von I-Typ Granitassoziationen mit Na<sub>2</sub>O, mit CaO und mit K<sub>2</sub>O-Betonung. - Mitt. Österr. Min. Ges., 135, 233-239.

FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., VON QUADT, A., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYER, A.O., STEYRER, H.P. (1992): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps) - insight to an intra-Alpine Variscan batholith. - In: NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J. (Ed.): The Pre-Mesozoic Geology in the Alps - Springer Verlag (in Druck).

FRISCH, W. (1980): Tectonics of the Western Tauern Window. -Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 65-71.

KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. - Jb. Geol. B.-A., 102, 1-192.

KARL, F., SCHMIDEGG, O. (1964): Exkursion I/1 Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 57 (1), 1-15, Wien.

KARL, F., SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Spezialkarte der Geol. B.-A., Blatt Krimml (ÖK 151), 1 :50 000.

- MIELKE, P., WINKLER, H.G.F. (1979): Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. - N. Jb. Miner. Mh. 10, 471-480.
- SCHERMAIER, A. (1991): Geologisch-petrographische Untersuchungen zur präalpiden Entwicklung am Ostrand des Venedigermassivs/Hohe Tauern. - Jb. Geol. B.-A., 134/2, 345-367.
- SCHERMAIER, A. (1992a): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Zell am Ziller. - Jb. Geol. B.-A., 135/3 (in Druck).
- SCHERMAIER, A. (1992b): Beiträge zur Generationsfolge der Zentralgneise im westlichen und mittleren Tauernfenster. - Diss. Univ. Salzburg (in Vorbereitung).

### **COMPOSITIONAL VARIATION OF MANTLE-FLUIDS TRAPPED IN FIBROUS DIAMONDS FROM BOTSWANA.**

**SCHRAUDER, M.<sup>\*\*</sup> and NAVON, O.<sup>\*</sup>**

\* Institute of Earth Sciences, The Hebrew University, Jerusalem, Israel.

\*\* Institute of Geochemistry, University of Vienna, Vienna, Austria.

Fibrous diamonds of cubic morphology from Zaire, Botswana and many other localities contain myriads of submicron inclusions enclosed in the diamond matrix. These micro-inclusions are rich in H<sub>2</sub>O, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, CaO, FeO and incompatible elements, and are believed to represent a fluid (or a melt) that was trapped during the growth of the diamonds (NAVON et al., 1988). High internal pressures observed within the micro-inclusions suggest that these fluids were trapped at depths >130 km (NAVON, 1991).

Intra- and inter-diamond variation in the concentration of the major oxides in the trapped fluid were examined in thirteen diamonds from Jwaneng (Botswana) by analyzing individual inclusions along radial profiles with an electron-microprobe (EMP). Variations in the H<sub>2</sub>O/CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> ratio (representing the H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> ratio of the original fluid) were investigated by infrared-spectroscopy (IR). Both IR- and EMP-analyses were carried out using polished central sections cut parallel to (100). A (15 keV, 50 nA) focused beam of a JEOL JXA 8600 Superprobe was rastered over an area of 0,5 x 0,5  $\mu\text{m}$  (vol. of resulting X-ray emission covers an individual shallow inclusion). Data were collected for 100 seconds using an EDS system and four WDS spectrometers and reduced using a full ZAF correction. The total oxide content varied between 1-35 wt% and was finally normalized to 95 wt%. Infrared absorption spectra were collected using a Nicolet 740 FTIR Spectrometer. The spectra were recorded with 4cm<sup>-1</sup> resolution in the range 400-4500 cm<sup>-1</sup> using a Glowbar source, KBr Beam-splitter, MCT-B detector and an aperture of 620 $\mu\text{m}$ .

Due to the small size of the inclusions (<0,5 $\mu\text{m}$ ), all of the 650 analyzed inclusions yielded a very low oxide content (average 7%). The majority of the inclusions within a single diamond fall within a tight compositional range and their average compositions

are similar to those reported previously for fibrous diamonds from Zaire (NAVON et al., 1988). However, a significant compositional variation of the trapped fluid was found between different diamonds. Taken together, the analyses of individual micro-inclusions in all thirteen diamonds span a wide, continuous range of compositions. The volatile free fraction of the trapped material varies in the following ranges: SiO<sub>2</sub>, 12-58 wt%; K<sub>2</sub>O, 10-25%; CaO, 0-25%; FeO (total Fe as FeO), 8-20%; MgO, 3-14%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0-7%; TiO<sub>2</sub>, 4-6%; Na<sub>2</sub>O, 1,5-3%; Cl, 0,5-2,5%; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,5-3%. This range is much wider than the range recorded by any single diamond and exceeds the compositional variation reported for diamonds from Zaire (NAVON et al., 1988). The oxide constituents show strong inter-element correlations: The concentration of SiO<sub>2</sub> correlates positively with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and negatively with CaO, FeO, MgO and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. K<sub>2</sub>O concentration also shows a slightly negative correlation with SiO<sub>2</sub>. Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> and Cl concentrations are not correlated with the other elements. The H<sub>2</sub>O/CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> ratio within individual diamonds is reasonably uniform but varies between different diamonds. Values for the molar ratio H<sub>2</sub>O/(H<sub>2</sub>O+CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) fall in the wide range between 0,3-0,9 and show a strong correlation with the chemical composition (e.g., SiO<sub>2</sub> content) of the fluid. SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-rich inclusions contain more water and are less peralkaline than CaO+MgO+FeO-rich ones. The observed correlations between all constituents define rather linear trends limited by a hydrous Si+Al-rich- and a Ca+Fe+Mg+K+CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>-rich endmember. Beside absorption bands due to H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> the IR spectra of all diamonds also exhibit the characteristic absorption bands of mineral phases (carbonate, phosphate, silicates and quartz) that are believed to have formed from the fluid during its cooling. The absorption bands of quartz within the micro-inclusions are shifted due to high internal pressures of about 15 GPa (at room temperature) within the micro-inclusions. This value falls in the lower range of pressures detected in Zairian diamonds (15-21 GPa; NAVON, 1991).

The clear compositional distinction between the micro-inclusions and their host kimberlites led NAVON et al. (1988) to propose that the fluid was formed by fractionation of a proto-kimberlitic melt at depth. This process may explain the low Mg/Fe ratio and the strong enrichment in potassium and other incompatible elements in the fluid. However, the covariation of the H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> ratio with the major oxides is difficult to explain in such a scenario, unless the major fractionating phase is rich in carbonate. Incipient melting of a mantle peridotite was also proposed. It seems less likely in view of the wide compositional range, the low Mg/Fe ratio of the fluid and the extreme enrichment in SiO<sub>2</sub> in the hydrous endmember.

In view of the new data, we would like to propose two additional scenarios. (1) The primary fluid is CO<sub>2</sub> rich. Reduction of CO<sub>2</sub> leads to diamond formation and to an increase in the H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> ratio of the residual fluid. The solubility of oxides such as SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> increases, while the solubility of CaO, FeO, MgO and K<sub>2</sub>O, oxides that are more associated with carbonate, decreases. SCHNEIDER & EGGLEER (1986) observed similar trends in their experiments at pressures up to 20 kbar. Future quantitative determination of the solute/solvent ratio in the fluids will enable us to better evaluate this scenario. (2) The observed compositional range may be the result of a mixing process between a carbonate-rich endmember and a hydrous endmember. The mixing may take place by flushing a hydrous mantle source with a carbonatitic melt, penetration of a hydrous fluid into a carbonate-rich source rock, direct mixing

of a carbonatitic melt and a hydrous fluid or the separation of a hydrous fluid from a H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub>-rich melt.

We thank J.W. Harris and De Beers for the diamonds. G. Harari, A. Rubin and Tiroche Laser for help with sample preparation and D. Szafrank for guidance during EMP-analyses.

NAVON, O. (1991): Infrared determination of high internal pressures in diamond fluid inclusions. *Nature*, **353**, 746-748.

NAVON, O., HUTCHEON, I.D., ROSSMAN, G.R., WASSERBURG, G.J. (1988): Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions. *Nature*, **335**, 784-789.

SCHNEIDER, M.E., EGGLE, D.H. (1986): Fluids in equilibrium with peridotite minerals: Implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 711-724.

## **BASALTKLÄRSCHLAMMKOMPOST-ROTTE UND ROTTEPRODUKTE (CHEMIE, MINERALOGIE, MIKROGEFÜGE)**

**SOLAR, F., MÜLLER, H.W. und SCHWAIGHOFER, B.**

Institut für Bodenforschung und Baugeologie, Universität für Bodenkultur, Wien.

Stoffumsetzungen und Stoffumwandlungen, namentlich auch Stoffseparierungen und -aggregationen sind wesentliche Erscheinungsformen terrestrischer Ökosysteme. Die Intensität solcher Prozesse nimmt mit der Intensität der Zustands- und Rahmenbedingungen zu und die Grundzüge von Umsetzung und Umwandlung werden besonders kontrastreich, sodaß die Formen intensiver Umsetzungen häufig ergiebige Forschungsobjekte darstellen. Andere Formen, vor allem solche mit modernen Problembezügen stehen diesen in nichts nach und können sie sogar noch übertreffen. Ein Beispiel dafür sind Rotteprozesse und Rotteprodukte, da die Zustandsbedingungen in der Rotte besonders extrem sind. (z.B. Zusammensetzung, Temperatur, Redox etc.)

Ein wesentliches Charakteristikum von Stoffen, die aus intensiver Umsetzung hervorgegangen sind, ist der morphologische, speziell auch der mikromorphologische Zustand. Dabei ist die klassische Methode der Mikromorphologie (Dünnschliff) um die modernen Analysemöglichkeiten zu erweitern (REM, chemische Mikroanalytik). Diese Analytik baut selbstverständlich auf der Kenntnis der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung des Stoffes auf und bindet die Daten der Stoffgenese ein.

Die vorliegende Arbeit hat die Charakteristik eines Basalt/Klärschlamm-Kompostes nach den o.zit. Kriterien zum Gegenstand. Die Klärschlämme stammen aus dem ländlichen Raum des Unteren Raabtales, der Basalt in Form von Basaltmehl aus Klösch. Die Kompostmiete war im April 1990 in Feldbach gesetzt und die Rotte ein halbes Jahr intensiv geführt worden. Die Rotte wurde aus Gründen der Verlust- und Geruchs-

minimierung bewußt anaerob und umsetzungsfrei geführt. Die Kompostierung ist ein Teil des privaten Klärschlamm-Nutzungskonzeptes Stmk. Die Rottekontrolle (pH, EH, eL, Temp., Wasser, Gase) und die Abschlußuntersuchungen im Zeitraum Herbst/Frühjahr 1990/91 (fraktionierte Stoffanalyse, Humuscharakteristik, Substrateignung, Keimversuche, Beschaffenheit der Pflanzen, Stoffaufnahme durch die Pflanzen) wurden im Rahmen einer Diplomarbeit besorgt. Die Miete wurde nach rd. 2 Jahren (März 1992) neuerlich beprobt. Die vorliegenden Ergebnisse beziehen sich auf den Zustand des 2-jährigen, nachgerotteten Kompostes.

Das Ende der halbjährigen Hauptrotte war durch die Angleichung der Gasatmosphäre der Kompostmiete an die Luftatmosphäre durch die Positivierung der Redox-Potentiale, durch die Zersetzung der organischen Masse und durch intensive Stoff-Freisetzung aus dem Basaltmehl gekennzeichnet. Der Prozeß, der dazu führte, war tiefenabhängig und vollzog sich in den Mieten in einer von oben nach unten modifizierten Form. Maßgeblich dafür war die unterschiedliche Gefügeentwicklung in den verschiedenen Profiltiefen. Dementsprechend wurde die Kompostmasse in der aerob werdenden Rottephase unterschiedlich geprägt. Ausdruck dafür sind die Mietenhorizontierung und die daran gekoppelten Kompostmerkmale (Humusform, Löslichkeit, Verbindungsformen).

Die zweijährige Nachrotte hat die Unterschiede wertgebend vermischt. Ein augenfälliger Ausdruck dafür ist die Durchdringung der gesamten Miete mit Fällungsprodukten, diese waren nach der Hauptrotte auf die oberen Mietenpartien beschränkt. Die ursprüngliche Horizontierung, das Ergebnis der Hauptrotte, ist nur noch in Form linsenförmig aufgelöster Partien erhalten.

## **ÜBER DEN WECHSEL DER BODENEIGENSCHAFTEN AN DER LICHTOPTISCHEN AUFLÖSUNGSGRENZE**

**STEPHAN, S.**

Institut für Bodenkunde der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Nußallee 13, D-3300 Bonn 1, Deutschland.

### **Bedeutung der lichtoptischen Auflösungsgrenze**

Böden zeigen unter dem Mikroskop in jeder Größenordnung andersartige Teilchen, unterschiedliche Stoffe, und sogar die Wasserbindung der Poren wechselt. Wichtige Änderungen gibt es in der Nähe der lichtoptischen Auflösungsgrenze. Der feinkörnige Anteil der festen Substanz des Bodens, dessen Teilchen lichtmikroskopisch nicht einzeln darstellbar sind, enthält vorrangig Stoffe, die für wesentliche Bodenfunktionen, z.B. die Kationensorption, verantwortlich sind und denen eine kolloidale Dispersion zugeschrieben wird. Das Mikroskop bietet die lichtoptisch nicht auflösbaren Komponenten en bloc dar, und wir verknüpfen sie mit Informationen über die Eigenschaften

ten der unterschiedlichen Substanzen, deren Anwesenheit sich aus den optischen Eigenschaften ergibt. Die Grenze des Auflösungsvermögens ist jedoch nicht zur Definition mikromorphologischer Kategorien geeignet, sie liegt für eine homogene Zusammensetzung des Unauflösbaren zu hoch (im oberen Bereich herrschen oft statt der Tonminerale detritische Primärminerale vor) und für die aktiven Humus- und Eisenoxidhydrat-Körnchen zu tief.

#### KUBIENAs Bodenplasma und die lichtoptische Auflösungsgrenze

W.L.KUBIENA hat die lichtoptisch nicht auflösbaren Komponenten des Bodens wegen ihrer kolloidalen Eigenschaften und chemischen Aktivität unter dem Begriff des "Bodenplasmas" beschrieben und den anderen Komponenten, insbesondere dem "Skelett" aus groben, chemisch nicht kurzfristig aktiven Mineralkörnern gegenübergestellt. Daß dabei für KUBIENA die Korngröße nicht wichtig war und die Untersuchungen viel mehr den chemischen, mechanischen und optischen Eigenschaften galten, zeigen: die Unterscheidung des Braunerde-Teilplasmas, bei dessen Koagulation sich lichtoptisch feinste Bezirke abgrenzen; der Vererdung, die mit dem Auftreten sichtbarer Eisenoxidkörnchen verbunden ist; das Braunlehm-Teilplasma, das zwar in sich homogen ist, aber im Löß in umgrenzten Aggregaten vorliegen kann (KUBIENA, 1970). KUBIENA hatte bei der Suche nach weiteren, an Bodentypen gebundenen Plasmaformen keinen Erfolg, und mit der stärkeren Zuwendung zu hohen Vergrößerungen, schließlich bis in den Bereich der Sub-(licht)mikroskopie, wurden komplexere und zugleich freiere Beschreibungsmöglichkeiten erforderlich, so daß der Plasma-Begriff durch die neutrale Bezeichnung Feinsubstanz (fine material) abgelöst wurde. Das Konzept des Braunlehmplasmas und seiner Vererdung ist aber für uns - mindestens beim Braunlehm und seinen Derivaten - noch immer wegweisend.

#### Feinsubstanz und lichtoptische Auflösungsgrenze

Der Begriff "Feinsubstanz" soll auf einer freien Wahl der Grenzgröße ohne unmittelbaren Bezug auf die lichtoptische Auflösungsgrenze beruhen (BULLOCK et al., 1985). Die Grenzgröße sollte die wichtigsten aktiven Komponenten einschließen. Von diesen liegen die Tonminerale oft, die Eisenoxide gelegentlich und die organische Substanz nur zu einem geringen Teil in lichtoptisch nicht auflösbarer Gestalt vor. Natürlich müßten die Tonminerale auch dann zur Feinsubstanz gehören, wenn sie aus Glimmerverwitterung und nachfolgenden Turbationen als Tondomänen mikroskopischer Größe hervorgehen. Hier kann man sich allerdings nicht immer an eine Grenzgröße halten, da man diese nicht so hoch ansetzen darf, daß z.B. ein erheblicher Teil der inaktiven Schluffkomponente von Lößböden zur Feinsubstanz zählt. Ein großer Teil der Eisenoxide und die reifen, hochpolymeren Humusstoffe sind vorwiegend als braune bis schwarze Körnchen von etwa 2-8  $\mu\text{m}$  in der Bodenmatrix verteilt und sollten zur Feinsubstanz gehören. Diese Körnchen sind chemisch sehr aktiv, was sie neben ihren chemischen Eigenschaften einer erheblichen Rauigkeit und inneren Oberfläche verdanken. In den braunen Körnchen können sich Eisenoxide und organische Substanz durch gegenseitige Sorption vereinigen (STEPHAN et al., 1983). Auch können homogen verteilte, schnell umsetzbare Kalkschuppen zur Feinsubstanz gerechnet werden. Es ist sinnvoll, die Anteile der genannten Komponenten an der Feinsubstanz und ggf. auch den inaktivem Quarzdetritus anzugeben.

### Chemisch hochaktive Komponenten in größeren Fraktionen

Die Teilchengröße chemisch hochaktiver Stoffe liegt also zwar häufig, aber keineswegs vollständig unterhalb der lichtoptischen Auflösungsgrenze. Es kommt sogar vor, daß ein erheblicher Teil der Kationenaustausch-Kapazität (KAK) den groben Fraktionen zuzuschreiben ist. Als Beispiel diene eine Probe von einer würmzeitlichen Fließerde aus smectitreichem Zersatz von oberoligozänem Trachyttuff vom Nordrand des Siebengebirges bei Bonn. Hier beträgt die potentielle KAK 53 mval/100 g, und das wären, auf die Tonfraktion vereinigt, 236 mval/100 g Ton; doch gemessen werden in der Tonfraktion 76 mval/100 g. Als wichtige Sorptionsträger werden die sandgroßen Bimskörner angesehen, in deren Poren sich Smectit gebildet hat (STEPHAN & BRIXY, 1991; vgl. BESOAIN, 1985, p. 890).

BESOAIN, E. (1985): Mineralogia de arcillas de suelos. San José/Costa Rica: IICA, 1205 S.

BULLOCK et al. (1985): Handbook for soil thin section description. - Albrighton/U.K.: Waine Research, 152 S.

KUBIENA, W.L. (1970): Micromorphological features of soil geography. New Brunswick/New Jersey, U.S.A.: Rutgers Univ. Press, 254 S.

STEPHAN, S. et al. (1983): Characterization of in situ organic matter constituents in vertisols from Argentina, using submicroscopic and cytochemical methods. - Geoderma 30, 21-34.

STEPHAN, S., BRIXY, I. (1991): Boden aus Trachyttuff-Verwitterungsprodukten im Pleiser Hügelland bei Bonn. Mitteilungen Dt.Bodenkundl.Gesellsch. 66, II, 863-866.

### HOCHDRUCKMETAMORPHOSE - EINMAL NICHT NUR AUS PETROLOGISCHER SICHT

#### **STÖCKHERT, B.**

Institut für Geologie, Ruhr-Universität Bochum, Postfach 102148, D-4630 Bochum.

Als Definition für den Begriff *Hochdruckmetamorphose* wird ein Verhältnis Druck/Temperatur von  $> 2 \text{ MPa} / ^\circ\text{C}$  (oder  $< 50 \text{ }^\circ\text{C/kbar}$ ) vorgeschlagen. Der Druck ist in Anbetracht der relativ geringen Variabilität der Dichte der Krustengesteine in erster Näherung eine lineare Funktion der Tiefe. Alle Hochdruckmetamorphite indizieren damit für die jeweilige Tiefenlage zur Zeit ihrer Equilibrierung anomal niedrige Temperaturen, also eine ungewöhnliche thermische Struktur der Kruste.

Das heutige Temperaturfeld der Kruste läßt sich aus dem nahe der Oberfläche gemessenen Wärmefluß unter Annahme einer bestimmten Verteilung der radioaktiven Elemente in der Kruste modellieren. Die Unsicherheit ist aufgrund der unzureichenden

Kenntnisse über Krustenaufbau und Wärmetransport aber sehr groß. Für kontinentale Kruste bei relativ niedrigem oberflächlichem Wärmefluß sagen die Modelle Bedingungen der Hochdruckmetamorphose für die Unterkruste voraus. Zur Bildung von Hochdruckmetamorphiten dürfte es dort bei langsamer Auskühlung aufgrund der kinetischen Barrieren aber generell nicht kommen.

Entscheidend für die thermische Struktur der Kruste ist die Tatsache, daß die thermische Relaxation langsamer abläuft als die Verformung der Kruste an Plattenrändern. Die Deformation der Kruste bei der Orogenese erfolgt mit strain-Raten in der Größenordnung von  $10^{-14} \text{s}^{-1}$  in Zeitskalen von 10 Ma, die thermische Relaxation dagegen in Zeitskalen von 100 Ma. Isothermenflächen werden also bei Verformung mitgeschleppt; Krustenverdickung führt zur Spreizung der Isothermen. Für konvergente Platten Grenzen sind die eindimensionalen thermischen Modelle daher nicht geeignet. Zweidimensionale Modelle für das Temperaturfeld im Bereich zwischen Tiefseerinne und Inselbogen bei stetiger Subduktion (VAN DEN BEUKEL & WORTEL, 1988) zeigen die Form der Tieftemperatur-Tasche. Die Lage univarianter Gleichgewichte und die Stabilitätsfelder bestimmter Paragenesen können in diese thermischen Modelle projiziert werden. Damit wird der potentielle Bildungsort bestimmter Hochdruckmetamorphite veranschaulicht. Hochdruckmetamorphite müssen keineswegs aus der subduzierten Platte stammen; die erforderlichen Bedingungen herrschen in weiten Teilen der Oberplatte und im Akkretionskomplex.

Einige Hochdruckmetamorphite reflektieren Drucke, die mit den heute bekannten Krustenmächtigkeiten nicht kompatibel sind. Die Analyse vieler Eklogit-Vorkommen ergab Drucke von  $> 20$  kbar, also eine Überlagerung von  $> 70$  km. Der Begriff Ultrahochdruckmetamorphose (SCHREYER, 1985) wurde für die Genese Coesit-führender Gesteine geschaffen, die in den Alpen im Dora Maira Massiv (CHOPIN et al., 1991; SCHERTL et al., 1991) und in der Saas-Zermatt-Zone (REINECKE, 1991) auftreten. Großflächig verbreitete Coesit-Vorkommen finden sich in China (WANG & LIU, 1991). Diamanten als Einschlüsse in Granat aus Metasedimenten werden aus Sibirien beschrieben (SOBOLEV & SHATSKY, 1990). In diesen Fällen lagen Teile kontinentaler Kruste in Tiefen von über 100 km, also deutlich unterhalb der heute für die Basis der Kruste in den Anden oder dem Himalaya angenommenen Maximalwerte. Ob Subduktion von Krustenspänen unter den Mantelkeil im Hangenden der Subduktionszone oder höhere Krustenmächtigkeiten in der geologischen Vergangenheit dafür verantwortlich sind, ist eine offene Frage.

Die Mechanismen der Exhumierung unter Erhaltung des in der Tiefe eingestellten Zustands sind für alle Hochdruckmetamorphite noch kaum verstanden. Lediglich das Modell von PLATT (1986) für die quasi-stationäre Entwicklung in einem Akkretionskeil unter bestimmten geometrischen Randbedingungen erscheint überzeugend. Die Exhumierung erfolgt hier durch Krustendehnung im rückwärtigen Hangenden des Keiles während fortlaufender Unterlagerung.

Unabhängig vom kinematischen Rahmen müssen folgende Randbedingungen für eine unversehrte Exhumierung erfüllt sein:

- (1) keine Erwärmung während der Druckentlastung

- (2) kein Spannungsaufbau bis zur Fließgrenze
- (3) kein Zutritt fluiden Phasen

Hochdruckmetamorphite zeigen in den seltensten Fällen einen Gleichgewichtszustand; Inhomogenitäten in der Mineralzusammensetzung und Reaktionsgefüge sind die Regel. Dies eröffnet prinzipiell die Möglichkeit zur Rekonstruktion von P-T-Pfaden, die entscheidende Informationen zum tektonischen Vorgang der Exhumierung liefern. Problematisch ist insbesondere die Erfassung der Systemgröße in unvollständig reequilbrierten Gesteinen und die Ausgrenzung der bei der jüngeren Überprägung "inerten Domänen". Schließlich enthält die Dokumentation des P-T-Pfads in den Gesteinen weite Lücken, die ihrerseits Rückschlüsse auf Randbedingungen erlauben.

Die P-T-Entwicklung ist mit der Verformungsgeschichte zu korrelieren und der zeitliche Ablauf durch geeignete Methoden der Datierung zu erarbeiten. Die Datierung von Stadien der Hochdruckmetamorphose ist in Ermangelung gut geeigneter Isotopensysteme und der generell temperaturgesteuerten Schließung schwierig.

Hochdruckmetamorphite sind häufig in Gesteinsserien eingebettet, die keinerlei Anzeichen einer Hochdruckprägung erkennen lassen. Hierfür gibt es prinzipiell zwei Erklärungen:

- (1) Die Hochdruckmetamorphite sind erst nach Aufstieg in ein seichteres Krustenstockwerk in die heutige räumliche Beziehung zu ihrer Umgebung gelangt. Die Kinematik ist dabei in der Regel kompliziert und weitgehend unverstanden.
- (2) Die Rahmengesteine haben die gleiche Vorgeschichte, aber ihre Erinnerung an die Hochdruckmetamorphose verloren. Hierfür spielt in erster Linie das rheologische Verhalten der Gesteine eine Rolle; beispielsweise können die hochfließfesten basischen Eklogite in einer weniger fließfesten und sich dadurch reequilibrierenden Matrix unversehrt erhalten bleiben.

Hochdruckmetamorphite sind für unsere Vorstellungen von den tiefen Stockwerken der Erdkruste und für das Verständnis der Geodynamik an konvergenten Plattengrenzen von größter Bedeutung.

- (1) Sie gewähren Einblick in Zustände in ansonsten unzugänglicher Tiefe und ermöglichen damit die Interpretation der von der Oberfläche aus gewonnenen geophysikalischen Befunde. Dies gilt insbesondere für Spannungszustand und Rheologie, Porenfluide und Geometrie des Porenraums.
- (2) Ihre Erhaltung entlang eines Pfades durch die gesamte Erdkruste grenzt eine Sequenz von Randbedingungen für einen bestimmten Zeitraum in einem bestimmten tektonischen Milieu ein.

CHOPIN, C., HENRY, C., MICHARD, A. (1991): Eur. J. Mineral. **3**, 263-291.

PLATT J.P. (1986): Geol. Soc. Am. Bull. **97**, 1037-1053.

REINECKE, T. (1991): Eur. J. Mineral. **3**, 7-17.

SCHERTL, H.-P., SCHREYER, W., CHOPIN, C. (1991): Contrib. Mineral. Petrol., **108**, 1 - 21.

- SCHREYER, W. (1985): Fortschr. Miner. 63, 227-261.  
SOBOLEV, N.V., SHATSKY, V.S. (1990): Nature 343, 742 - 746.  
VAN DEN BEUKEL, J., WORTEL, R. (1988): Tectonophysics 154, 77-193.  
WANG, X., LIOU, J.G. (1991): Geology 19, 933-936.

## **INHERITED AND PEDOGENIC MINERALS IN SOIL THIN SECTIONS. THEIR DESCRIPTION AND INTERPRETATION**

### **STOOPS, G.**

Laboratorium voor Mineralogie, Petrografie en Micropedologie, Universiteit Gent, Krijgslaan 281 S8, B-9000 Gent, Belgium.

The study of inherited and pedogenic minerals in soil thin sections may yield information, often not obtainable through other methods. Although such information may be useful also in estimation of soil fertility and in soil classification, only those aspects leading to genetic interpretations will be discussed in this paper.

A study of the inherited minerals will help to identify the original parent material, and to check its homogeneity; also the presence of small amounts of allochthonous (e.g. airborne) grains may be detected. In addition to a determination of the nature of the grains, which is also possible in grain mounts or any other mineralogical technique (e.g. XRD), thin section studies of undisturbed soils allow the observation of inclusions, shapes, and especially of weathering patterns which can yield precious information on the present or past pedogenesis.

Apart from the "real" minerals, opaline bodies are often observed, such as diatoms (living in the soil or inherited from the sediment) and especially phytolites (plant opal) giving information on past and present vegetation.

In most cases the mineralogical study of a soil is restricted to the analysis of the clay fraction only. This is regrettable as larger authigenic grains in undisturbed samples however quite often irreplaceable information on the soil forming processes and the paleo-environment, revealing often the juxtaposition of several micro-environments.

Specific minerals or mineral associations are observed in different environments:

- (1) in arid soils, where crystallization is mainly the result of a concentration of the soil solution through evaporation. Here a range of more or less soluble minerals, such as calcite, gypsum, halite and thenardite are observed frequently, other such as celestite, glauberite, eugsterite less commonly. Especially salt crusts are interesting study objects with a range of mineral associations.

- (2) temperate soils generally do not show mineral neoformations visible in thin sections, except for calcite deposits in the deeper part of the profiles (e.g. pseudomycelium), and different associations in wet soils: goethite, lepidocrocite, siderite, pyrite and several cryptocrystalline Mn (hydr)oxides.
- (3) due to an extreme leaching, strongly weathered tropical soils contain minerals of sesquioxides, such as gibbsite, hematite and goethite. In the saprolite also kaolinite booklets may be visible. Many pseudomorphs after rock minerals can be recognized as well.
- (4) special situations, less dependent upon climate, occur in soils on marine clays, where mineral associations of pyrite, goethite, jarosite and/or gypsum are found, and in soils on volcanic ash with allophane and gibbsite.

As mentioned above, some minerals may occur in quite different environments, e.g. calcite, gypsum, goethite. Their habits often vary from one environment to another. Also small differences in composition of the soil solution may provoke contrasting forms. Not sufficient attention has yet been given to the diagnostic value of such habits as a way to characterize the soil environment. Little has also been published on the diagnostic value of specific mineral associations (parageneses) although this might be a promising field of research. Both mineral habits and associations, may be especially important in the case of polycyclic soils or paleosols. Attention must be given however to the juxtaposition of several micro-environments in a small volume of soil (e.g. related to the presence of roots or voids), and to the possible destruction of the least stable members of the association under new pedogenic conditions.

Apart from the traditional polarizing microscope, other optical techniques became available, such as UV-fluorescence and cathodoluminescence. No systematic data are yet available. Also other techniques, such as staining (e.g. in the case of carbonates), selective dissolution (e.g. of some oxyhydrates) and spot tests (e.g. for Mn) have not been explored sufficiently.

## **ZUR PRÄALPIDISCHEN METAMORPHOSE IN DEN METAPELITEN DES WESTLICHEN ÖTZTAL-STUBAI-KRISTALLINS, KAUNERTAL**

**TROPPER, P.**

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

Die charakteristische KFMASH-Paragenese in den variszisch überprägten Metapeliten des westlichen Ötztal-Stubai-Kristallins im Kaunertal ist: Staurolith-Granat-Kyanit-Fibrolith-Biotit-Muskovit-Quarz  $\pm$  Andalusit. Der Höhepunkt der variszischen Metamorphose wird aufgrund thermobarometrischer Untersuchungen (Gt-Bio-Thermometer, Gt-Plag-Ky-Qz-Barometer) unter Bezugnahme des Granatwachstumszonenbaues mit

ca. 600-650 °C und 8 kbar angegeben. Für die manganreichen Granatränder wurden ca. 600 °C und 6-7 kbar ermittelt.

Textuell markant ist die Reaktionsbeziehung zwischen Granat-Muskovit zu Biotit, Sillimanit und Quarz (SGAM-Thermobarometer, McMULLIN & BERMANN, 1991). Die mit Hilfe dieses Barometers ermittelten Temperaturen und Drucke von 550-600 °C und 4-5 kbar sind als Hinweis auf den retrograden, variszischen P-T-Pfad zu werten. Der retrograde P-T-Pfad wird auch durch die Kristallisationsreihenfolge der Aluminiumsilikate, wobei textuelle Kriterien für Kyanit als älteste und Andalusit als jüngste Modifikation sprechen, belegt.

Die alpidische Überprägung äußert sich in diesem Bereich nur in Form von Serizitisierung und Chloritisierung des variszischen Mineralbestandes.

Finanziell unterstützt wurde diese Arbeit vom FWF Projekt S4705.

McMULLIN, D., BERMANN, R.G. (1991): Calibration of the SGAM Thermobarometer for pelitic rocks using data from phase-equilibrium experiments and natural assemblages. *Can. Min.*, 29, 889-908.

## **DIE MINERALIEN DER KORALPE - EIN ÜBERBLICK**

### **WALTER, F.**

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

Die Mineraldokumentation in den Bundesländern Steiermark und Kärnten hat eine lange Tradition. Diese führte zu regionalen mineraltopographischen Zusammenfassungen für die Länder Steiermark (zuletzt ALKER, 1959, 1960) und Kärnten (zuletzt MEIXNER, 1957).

Zusammenfassende Arbeiten über die Mineralvorkommen der Koralmpe sind bei MEIXNER (1957), ALKER (1959, 1960, 1972), WEISSENSTEINER (1979, 1981), MÖRTL (1988) und NIEDERMAYR (1990) zu finden. Zahlreiche Einzelbeschreibungen von Mineralfunden u.a. auch aus der Koralmpe haben POSTL (1978, 1981, 1982) und POSTL & MOSER (1988) zusammengestellt.

Eine zusammenfassende Geologie der Koralmpe bringt BECK-MANNAGETTA (1980); einen Überblick zur Petrologie der Koralmpe geben HERITSCH (1980) und zuletzt HOINKES (1992).

Mit diesen Zusammenfassungen als Grundlage und unter Verwendung von Einzelberichten von Mineralfunden soll hier über einige für die Koralpe bedeutende Mineralvorkommen berichtet werden:

#### **Mineralien in Erzlagerstätten:**

Die Pyrit-Hämatit-Lagerstätte **Waldenstein** ist der einzige in Betrieb stehende Erzbergbau der Koralpe. Besonders auffallend sind die bis mehrere cm großen Pentagondodekaeder von Pyrit, die in einer feinschuppigen Matrix aus Hämatit stecken. Die Mineralien dieser Lagerstätte und die Mineralparagenese der Kieslagerstätte am **Lamprechtsberg** sind in MÖRTL (1988) ausführlich gelistet.

#### **Mineralien in Metamorphiten:**

Disthenparamorphosen nach Andalusit bilden stengelige Kristalle von meist einigen cm ( vereinzelt bis 1 m lange Stengel im Gipfelbereich des Krennkogel) und treten damit deutlich, meist wulstartig, aus den eher eintönig wirkenden Koralmgneisen hervor. Die Kristallformen des Andalusites sind bei den in den Quarzgängen der Gneise auftretenden Paramorphosen hervorragend erhalten. Die ergiebigsten Fundgebiete erstrecken sich von der Gipfelregion des **Kleinen Speik** in den Raum **Frauenkogel - Krennkogel**.

In den weit verbreiteten Kalksilikatvorkommen sind Grossular, Vesuvian und Klinopyroxen als auffälligste Minerale vertreten. In dieser Paragenese tritt auch Scheelit in derben, feinkörnigen Partien auf. Die besten Vorkommen mit bis zu 2 cm großen rotbraunen Rhombendodekaedern von Grossular sind im Bereich **Kasperlekogel**, **Pfeifferstocker** und **Ochsenlegel**, alle Fundpunkte nahe der Weinebene/straße/Kärnten, entdeckt worden.

Manganquarzite, die der Plankogelserie zugeordnet werden, führen neben Rhodonit, Pyroxmangit und Rhodochrosit, Mn-reichen Granat und Dannemorit. Als Vorkommen werden Aufschlüsse beim **Kasperlekogel**, **Pressinggraben**, **Hartelsberg**, **Bärentalalm**, **Reihalm** und in der südlichen Koralpe bei **St. Lorenzen ob Elblswald** genannt. In silikatreichen Marmoren ist Skapolith, der makroskopisch oft mit Zoisit verwechselt wurde, in den letzten Jahren häufiger gefunden worden. Neben den altbekannten Vorkommen **Hartner Steinbruch** bei Schwanberg, **Waldenstein** und **Magdalensberg/Soboth** wurden beim **Kraftwerksbau Koralpe/Soboth** und **Göbnitz/Köflach** weitere Vorkommen aufgeschlossen.

#### **Mineralien in Pegmatiten und Quarzgängen:**

Pegmatite und pegmatoide Lagen, die als linsige bis gangförmige Körper in den Gneisen der Koralpe in überaus großer Zahl auftreten, erreichen meist nur einige cm bis dm an Mächtigkeit. Nur wenige Vorkommen erstrecken sich über mehrere Meter. So gehören die am Brandrücken/Weinebene durch eine Prospektion auf Lithium aufgeschlossenen bis 5.5m mächtigen schieferungsparallelen Gänge, deren Ausdehnung bis 1.5 km im Streichen und rd. 450 m im Einfallen nachgewiesen wurde, zum größten Pegmatitvorkommen der Koralpe.

Das Li-hältige Mineral Spodumen ist bisher von 3 Vorkommen bekannt geworden: **Steinbruch Gupper/Wildbachgraben**, **Brandrücken/Weinebene** und **Klementkogel/**

Hebalpe. Diese Vorkommen gleichen sich durch eine ähnliche Mineralparagenese: Beryll (meist Aquamarin), Apatit und vor allem durch Sn- (Kassiterit), Nb- und Ta-Führung (Columbit, Rutil-Nb).

Von der **Spodumenlagerstätte am Brandrücken/Weinebene** konnten bisher mehr als 50 verschiedene primäre und sekundäre Minerale nachgewiesen werden (NIEDERMAYR & GÖD, 1992). In nur geringen Mengen treten als weitere Li-führende Minerale Ferrisicklerit, Triphylin, Montebrasit und Holmquistit auf. Besonders die Holmquistitfunde im Pegmatitblockwerk des Hangschuttes am Brandrücken lieferten die weltweit besten Kristalle dieser Mineralart (Sonnen bis 20 cm Durchmesser). Auffallend ist das reichhaltige Vorkommen an seltenen Mn- und Fe-führenden Phosphaten in Klüften eines feinkörnigen Pegmatites aus dem Versuchsstollen: z.B. Messelit-Fairfieldit, Collinsit, Jahnsit, Heterosit-Purpurit und Ludlamit. Mit den Berylliumphosphaten Roscherit, Uralolith (3. Vorkommen auf der Erde) und Weinebeneit (Typuslokalität) ist diese Spodumenlagerstätte zu den an seltenen Mineralarten reichen Mineralvorkommen der Erde zu zählen.

Ein weiteres außergewöhnliches Vorkommen wurde östlich der **Stoffhütte/Hebalpe** aufgeschlossen. Neben Turmalin (zonal gefärbt), Zirkon, Uraninit, Pyrochlor u.a. tritt das seltene Calciumniobat Fersmit in außergewöhnlich gut entwickelten Kristallen auf. Turmalin (Schörl) und große Muskovittafeln führende Pegmatite sind das "normale" Erscheinungsbild der Koralmpegmatite.

Ein seit langem bekanntes Vorkommen von Amazonit im Pegmatit an der **Packer Bundesstrasse** gelegen, wurde in den letzten Jahren fast vollständig "abgebaut". Aus mehreren kleinen Pegmatitvorkommen wurden Monazit und Xenotim nachgewiesen, u.a. bei **W.H. Steinbauer/Hebalpe**, **Kuppergrund** b. Osterwitz, **W.H. Tazher** im Wildbachgraben, im **Stullnegg-Graben**. Von den letzten drei Fundorten stammen auch Einzelfunde von Dumortierit.

Uraninit, Autunit, Meta-Autunit und U-hältiger Opal werden recht häufig in den Pegmatiten der Koralpe gefunden, Torbernit bzw. Meta-Torbernit werden aus Vorkommen beim **Schwagbauer/Trauhütten** und im **Wildbachgraben** erwähnt. Chrysoberyll aus einem glimmerreichen Turmalin-Pegmatit von der **Waldrast/Kärnten** ist bisher ein Einzelfund geblieben.

Das wohl am besten bekannte Mineralvorkommen der Koralpe ist der ehemalige Quarzsteinbruch Ebenlecker am **Herzogberg bei Modriach** mit seinen hervorragenden Rutilkristallen. Neben dieser auffallenden Mineralisation wurden Apatit und eine Reihe von sekundären Phosphaten festgestellt: Vivianit, Strengit, Klinostrengit, Rockbridgeit, Kakoxen, Strunzit und Beraunit.

Pegmatit-Quarzgänge im Eklogit vom **Gradischkogel** wurden einst zur Glaserzeugung bergmännisch abgebaut. Im Pegmatit kommen hyazinthrote Zirkone begleitet von bis 10 cm langen graugrünen Epidotstengeln vor.

#### **Kluftmineralisationen:**

Wie bei den alpinen Klüften ist auch im Kristallin der Koralpe eine Abhängigkeit der Kluftmineralparagenesen vom Chemismus des Nebengesteines festzustellen. So besitzen die Mineralien in den Klüften der Weinebenepegmatite den unmittelbar

vorhandenen Ca-, Mn-, Fe-, P- und Be-reichen Chemismus (seltene Phosphate - bei den Pegmatitmineralien erwähnt), während in den eklogitischen **Amphiboliten** der Weinebene deren typische Kluftmineralisation mit Epidot, Quarz, Ilmenit, Rutil, Titanit, Chlorit, Prehnit und Axinit mit einer abschließenden Zeolithparagenese (Laumontit, Stilbit, Heulandit und Chabasit) auskristallisierte.

In den Eklogiten und Amphiboliten der Koralpe sind seit langem z.T. in ihren Abmessungen spektakuläre Kluftmineralisationen bekannt: Die bisher größten Klüfte (Hohlräume bis 1x2x7m - laut Hrn. Fink, jr.) wurden im Amphibolit des **Steinbruches Schwemmhols** in **Burgegg** bei Deutschlandsberg aufgeschlossen. Sie enthielten Bergkristalle (bis 89.5 kg schwer), Titanit (Sphen) mit bis 10 cm großen tiefgrünen Kristallen und massenhaft auf den Kluftwänden aufgewachsenen Albit. Weiters waren Ilmenit, Rutil, Anatas, Prehnit, Axinit, Zoisit, Turmalin, Chlorit und Calcit in der Paragenese vertreten.

Ein weiteres Vorkommen großer Bergkristalle (bis 66 cm Länge) stammt von der Kärntner Seite der Koralpe beim **Maxbauer** (Steinweißwald). Quarzfunde aus Klüften sind über die gesamte Koralpe von der Soboth im Süden bis südlich Köflach im Norden verteilt.

Aus Eklogitklüften am **Gradlschkogel** stammen Bergkristalle und porzellanweiße Oligoklase (bis 15 cm große Albitzwillinge), sowie eine reichhaltige Kluftparagenese mit Titanit, Rutil, Epidot, Klinozoisit, Aktinolith, Ilmenit, Hämatit und Magnetit. Derart große Oligoklase wurden auch aus Kluftfüllungen im Eklogitamphibolit von **Wernersdorf** geborgen.

Der große Steinbruch im **Fraßgraben**/St. Gertraud im Lavanttal führt in den Gneisen und Glimmerschiefern eine besonders reichhaltige Zerrkluftmineralisation (MÖRTL, 1988). Bemerkenswert ist hier das Auftreten von Anatas, mit bis zu 7 mm großen, braun gefärbten Dipyramiden.

Anatas, Brookit und Rutil, in einer Paragenese vorkommend, wurden aus einer Kluft mit gut entwickelten Rauchquarzkristallen von der **Hebalpe** bekannt.

Ein einmaliger Fund von Calcio-Ankylit, aufgewachsen auf Chabasit, stammt aus Klüften eines Granat-Biotitgneises, der beim Bau des **Kalcherkogeltunnels** (Südautobahn) aufgeschlossen wurde.

Mit dieser Aufzählung von einigen Mineralfunden aus der Koralpe kann nur ein grober Überblick gegeben werden. Das umfangreiche Datenmaterial in der Literatur und aus den Sammlungsbeständen in den Museen (besonders im Steiermärkischen Landesmuseum Joanneum) machen eine Neuauflage einer zusammenfassenden Mineraltopographie der Koralpe wünschenswert.

ALKER, A. (1959): Zur Mineralogie der Steiermark. - Leykam Graz, 127 S.

ALKER, A. (1960): Zur Mineralogie der Steiermark - Ergänzungen und Richtigstellungen. - Mitt.-Bl. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, 2, 20 - 33.

ALKER, A. (1972): Mineralvorkommen in der südlichen Koralpe. - Aufschluß, Sh. 22, 43 - 47.

BECK-MANNAGETTA, P. (1980): Die Koralpe. - In: Oberhauser, R.(ed.): Der geologische Aufbau Österreichs. - Geol. B. A. Wien. 386 - 392.

- HERITSCH, H. (1980): Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe. - Mitt. Abt. Geol. Landesmuseum Joanneum, 41, 9 - 44.
- HOINKES, G. (1992): Zur Petrologie des Koralpen-Kristallins (ein Überblick auf Grund neuerer petrologischer, geochemischer und geochronologischer Ergebnisse). - Mitt. Österr. Miner. Ges., Mitt. Österr.Min.Ges., 137, in Druck.
- MEIXNER, H. (1957): Die Minerale Kärntens. - I. Teil. Carinthia II, 21. Sh., 147 S.
- MÖRTL, J. (1988): Koralpen - Mineralogie (Kärntner Anteil). - Mitt. Österr. Miner. Ges., 133, 103 - 111.
- NIEDERMAYR, G. (1990): Die Mineralien der Kor- und Saualpe in Kärnten/Österreich. - Mineralien-Welt, 1, H. 3, 58 - 67.
- NIEDERMAYR, G., GÖD, R. (1992): Das Spodumenvorkommen auf der Weinebene und seine Mineralien. - Carinthia II, 182./102., 1, 21 - 35.
- POSTL, W. (1978): Mineralogische Notizen aus der Steiermark. - Mitt.-Bl. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, 46, 5 - 22.
- POSTL, W. (1981): Mineralogische Notizen aus der Steiermark. - Eisenblüte, 2, Nr.3, 6 - 13.
- POSTL, W. (1982): Mineralogische Notizen aus der Steiermark. - Eisenblüte, 3, Nr.5, 7 - 9.
- POSTL, W., MOSER, B. (1988): Mineralogische Notizen aus der Steiermark. - Mitt. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, 56, 5 - 47.
- WEISSENSTEINER, G. (1979): Mineralien der Koralpe. - Eisenblüte, Sb. 1, 47 S.
- WEISSENSTEINER, G. (1981): Neue Mineralvorkommen von der Koralpe. - Eisenblüte, 2, Nr.3, 14 - 15.

**ANALYSE EINIGER ORGANISCHER MINERALIEN DER STEIERMARK  
MITTELS KOMBINIRTER KAPILLARGASCHROMATOGRAPHIE/MASSEN-  
SPEKTROMETRIE**

**VAVRA, N.**

Institut für Paläontologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7/11, A-1010 Wien.

Im Verlaufe von Untersuchungen zur chemischen Charakterisierung bzw. Revision fossiler Harze und verwandter organischer Mineralien wurden in letzter Zeit auch einige aus der Steiermark stammende Proben untersucht. Dabei handelt es sich um folgende Mineralien:

Hartit	Karlschacht, Köflach (Nr.22.583)
Hartit	Josefibau b.Rosental (Nr.27.553)
Hartit	Siedlungsbergbau Köflach (Nr.27.461)
Trinkerit	Bösenberg, Gams b. Hieflau (Nr.27.494)
Trinkerit	Istrien (Nr.11.539) - Vergleichsmaterial
Retinit	Rosental b. Köflach (Nr.27.491)

Die angegebenen Nummern stellen die Inventarnummern der Mineralogischen Sammlung des Landesmuseums Joanneum dar; für die freundliche Erlaubnis zur Beprobung dieser Mineralien sei Herrn Dr. W. Postl hiemit nochmals herzlichst gedankt. Die Charakterisierung bzw. Analyse der erwähnten Proben erfolgte mittels computergestützter Kapillargaschromatographie alkohollöslicher Fraktionen unter Verwendung eines massenselektiven Detektors (=Quadrupolmassenspektrometer): HEWLETT PACKARD 5890 und 5971A. Nähere Einzelheiten müssen einer entsprechenden ausführlichen Darstellung vorbehalten bleiben. Im einzelnen konnten dabei folgende Ergebnisse erarbeitet werden: die drei oben angeführten Hartit-Proben bestehen tatsächlich aus praktisch reinem Phyllocladan und können daher mit Recht als "Hartit" angesprochen werden. Dieser bemerkenswerte Kohlenwasserstoff (Formel s. Abb. 1) findet sich in Ligniten und Braunkohlen (vgl. PHILP, 1985 und die dort zitierte Literatur) sowie in verschiedenen Arten rezenter Koniferen der Gattungen *Phyllocladus*, *Dacrydium*, *Podocarpus*, *Sciadopitys* und *Cryptomeria* (STREIBL & HEROUT, 1969).

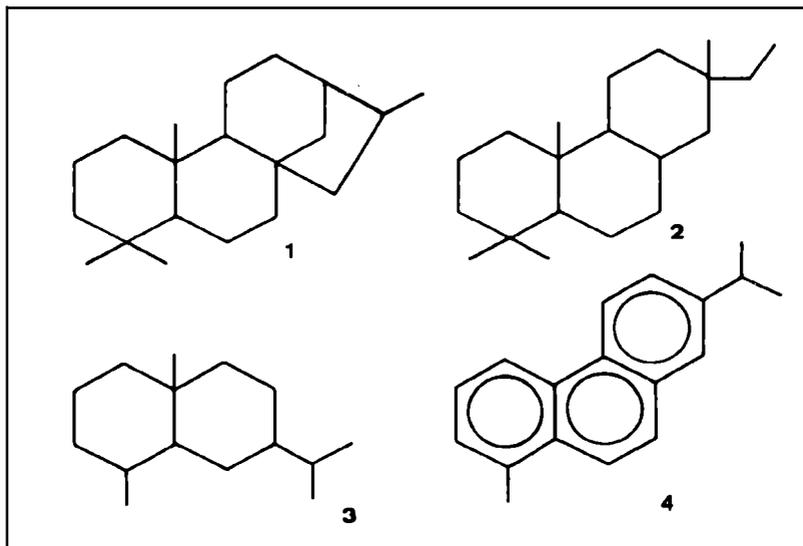


Abb. 1: Strukturformeln von Kohlenwasserstoffen, die in einer löslichen Fraktion des Köflachits identifiziert werden konnten - 1: Phyllocladan ("Hartit") 2: Sandaracopimaran 3: Eudesman 4: Reten.

Die aus der Gegend von Hieflau stammende Probe eines angeblichen Trinkerit erwies sich als deutlich verschieden von dem oben gleichfalls angeführten authentischem Trinkerit-Material. Das Vorkommen von echtem Trinkerit wäre damit für die Steiermark für's erste einmal zu bezweifeln.

Der aus Rosental bei Köflach stammende Retinit zeigte auffallende Übereinstimmung mit authentischem Köflachit und kann ohne weiteres als solcher angesprochen werden: lediglich die prozentuelle Zusammensetzung zeigt gewisse Unterschiede.

Das wohl bekannteste fossile Harz aus der Steiermark dürfte wohl der sog. "Köflachit" sein; bereits sein Gaschromatogramm zeigt jedoch, daß die lösliche Fraktion eine recht komplexe Mischung darstellt. Die Hauptbestandteile sind das Eudesman (vgl. Abb. I) und das als "Hartit" bereits erwähnte Phyllocladan. Zusammen machen diese beiden Komponenten etwa 46 % aus (Flächen %, ungeeicht). Ferner konnte Sandarocopimaran und ein mögliches Reten identifiziert werden. Bei dem erwähnten Reten kann es sich allerdings auch um einen isomeren Kohlenwasserstoff mit gleicher Molekülmasse handeln. Die erwähnten Identifizierungen erfolgten durchwegs aufgrund einwandfreier Massenspektren und Vergleich mit authentischen Aufnahmen, wie sie in der Literatur zu finden sind (PHILP, 1985; bzw. die dort zitierte Literatur). Welche Konsequenzen aus dieser Analyse des Köflachits zu ziehen sind (er besteht immerhin zu rund 1/4 aus Hartit!), soll für den Moment offen gelassen werden.

PHILP, R.P.(1985): Fossil Fuel Biomarkers. Applications and Spectra. - in: Methods in Geochemistry and Geophysics, 23, 294 S., Elsevier, Amsterdam.

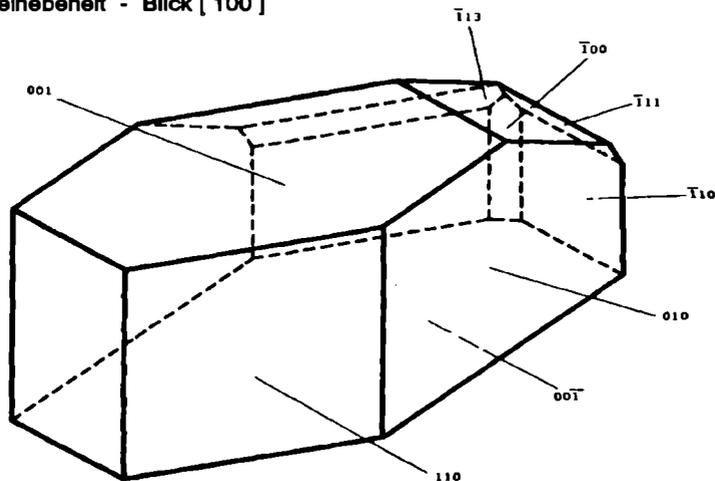
STREIBL, M., HEROUT, V.(1969): Terpenoids - Especially Oxygenated Mono-, Sesqui-, Di-, and Triterpenes.- 401-424, In: EGLINTON, G., MURPHY, M.T.J.(Eds.): Organic Geochemistry, Methods and Results. - 828 S., Springer, Berlin.

# MinPet 92

Tagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Stainz, 27. September bis 2. Oktober 1992

Wulnebeneff - Blick [ 100 ]



## Exkursionen:

Mineral- und Gesteinsvorkommen der Koralpe, Steirisches Vulkangebiet



**ZUR PETROLOGIE DES KORALPEN-KRISTALLINS (EIN ÜBERBLICK  
AUF GRUND NEUERER PETROLOGISCHER, GEOCHEMISCHER UND  
GEOCHRONOLOGISCHER ERGEBNISSE)**

von

**Georg Holnkes<sup>+</sup>**

**Einleitung:**

Das Kristallin der Koralpe i.w.S. grenzt im W im Lavanttal tektonisch an das Kristallin der Saualpe und taucht im E unter das Tertiär des Steirischen Beckens. Im N bilden die Gebirgszüge der Stub- und Gleinalpe, im S, in Slowenien, das Bachergebirge die direkte Fortsetzung des Koralpenkristallins i.w.S. Das Koralpenkristallin i.w.S. ist Teil des ostalpinen Deckensystems (Mittelostalpin nach TOLLMANN, 1963) und stellt ein klassisches "Altkristallin" dar, mit vorwiegend präkambrischen und kambrischen Sedimenten und untergeordnet basischen bis sauren Magmatiten als Ausgangsgesteine. Diese wurden von zumindest 3 Metamorphosen erfaßt, 2 davon sicher voralpidischen Alters. Heute liegt das Koralpenkristallin i.w.S. als eine einige 1000 m mächtige Paragneis-Abfolge mit spektakulären Deformationshorizonten (den Plattenagneisen) sowie konkordanten Einschaltungen von Marmoren, Eklogiten, Amphiboliten, Metagabbros und untergeordnet Orthogneisen und Pegmatiten vor. Petrographische Arbeiten über verschiedene Koralpengesteine sind von zahlreichen Autoren in der lokalen Literatur seit ANGEL (1924) und KIESLINGER (1926) zu finden: ALKER (1975), BECK-MANNAGETTA (1961, 1967, 1977), HERITSCH (1963, 1964, 1965, 1973, 1978 a, 1978 b, 1978 c, 1978 d, 1979), HERITSCH & BOSSERT (1969), HERITSCH & MÖRTL (1977), HERITSCH & WITTMANN (1969), KIESLINGER (1927 a, 1927 b, 1928), KLEINSCHMIDT (1979), MACHATSCHKI & WALITZI (1961), PACHER (1977), PACHER & RIEPL (1978), PLATEN & HÖLLER (1966), POSTL (1976), RIEPL (1978), WEBER (1941). Ein massiver Fortschritt in der petrologischen Interpretation petrographischer Daten hat jedoch mit der Anwendung moderner geochemischer, geochronologischer und analytischer Methoden, etwa ab 1980, eingesetzt: FRANK et al. (1983), GÖD (1989), HERITSCH (1983), HERITSCH & HAYDARI (1980), JUNG (1982), KROHE (1987), MILLER (1990), MILLER & FRANK (1983), MILLER et al. (1983), MILLER et al. (1988), MORAU (1980, 1981, 1982), PAQUETTE & GEBAUER (1989, 1991), THÖNI (1990), THÖNI & JAGOUTZ (1992), (in prep.), WEBER (1982), WIMMER-FREY (1984).

---

<sup>+</sup> Prof. Dr. G. Holnkes  
Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie  
Karl-Franzens-Universität Graz  
Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

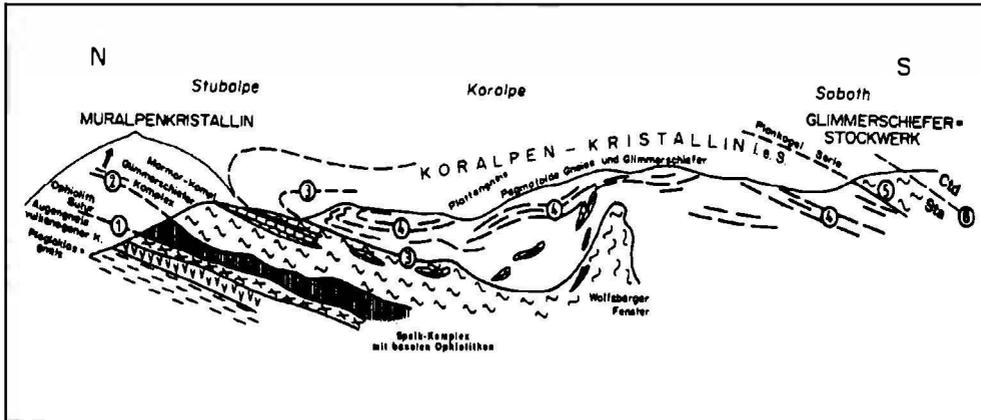


Abb. 1 : Der Internbau des mittelostalpinen polymetamorphen Grundgebirges (nach FRANK et al., 1983, und FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) im Bereich der Stubai- und Koralpe (Profil stark überhöht.) Grundsätzlich werden folgende drei Einheiten unterschieden:

- a) Muralpenkristallin
- b) Koralpenkristallin i.e.S.
- c) Glimmerschieferstockwerk im Hangenden des Koralpenkristallins (hier nur durch die Plankogelserie vertreten).

Als wesentliche tektonische Trennflächen werden diskutiert:

- 1) Ophiolithische Suture an der Basis des Speik-Komplexes: Alter variszisch oder kaledonisch (FRISCH et al., 1984).
- 2) Grenze zwischen Speik- und Glimmerschiefer-Komplex: Nach BECKER (1980) ein lokaler Abscherungshorizont, der sich gegen Osten verliert; nach FRANK et al., (1983) großtektonische Trennung zwischen Kristallinkörpern mit unterschiedlicher Geschichte.
- 3) Grenze zwischen Muralpenkristallin (Marmor- und Glimmerschieferkomplex) zu Gneisen des Koralpenkristallins: Wird einerseits als variszische Deckengrenze interpretiert, andererseits zeigen nach FRANK et al. (1983) die Glimmerschiefer des Muralpenkristallins und die basalen Gesteine des Koralpenkristallins eine ähnliche Kristallisationsgeschichte.
- 4) Die Plattengneise stellen eine N-vergente Scherzone dar. Die "Plattengneistektonik" wird herkömmlicherweise als variszisch angesehen (zuletzt von FRISCH et al., 1984, als permisch), während FRANK et al. (1983) auf Grund petrologisch-geochronologischer Überlegungen die Plattengneise als kretazischen Bewegungshorizont ansehen.
- 5) Die Plankogelserie zeigt eine teilweise ophiolithische Zusammensetzung (einschließlich vermutlich zugehöriger Eklogite) und wird als Subduktionshorizont (KLEINSCHMIDT & RITTER, 1976) variszischen Alters interpretiert (FRISCH et al., 1984).
- 6) Chloritoid (Ctd)- Staurolith (Sta)-"Isograde" der frühalpiden Metamorphose.

Es ist Zweck dieses Beitrages diese neueren Ergebnisse der verschiedenen Autoren zusammenzufassen, als Grundlage für die Korralpenexkursionen anlässlich der MinPet-Tagung 1992 in Stainz bei Graz.

### **Struktureller Aufbau, Alter und Metamorphosen:**

Nach FRANK et al. (1983) kann das Korralpenkristallin i.w.S. in zwei Stockwerke untergliedert werden (Abb. 1). Den hochgradig-metamorphen Kern des Korralpenkristallins i.e.S. und die überlagernden schwächer metamorphen Gesteinsabfolgen von hauptsächlich Glimmerschiefern und einem markanten Horizont von Ultramafiten (Plankogelserie). Beide Einheiten bilden eine flache, N-vergente Faltenstruktur, sodaß die hangende Serie von schwächer metamorphen Glimmerschiefern und Ultramafika im S (Soboth) normal dem Korralpenkristallin i.e.S. aufliegt, während sie im N (Stubalpe) invers unter den höher metamorphen Serien zu liegen kommt und nur durch tektonische Fenster an der Oberfläche zu Tage tritt (Wolfsberger Fenster). Die Glimmerschiefer und Paragneise des Korralpenkristallins stammen im wesentlichen von pelitischen Sedimenten und Grauwacken aus dem Proterozoikum ab.

Neueste geochronologische Arbeiten von THÖNI & JAGOUTZ (1992) zeigen  $\epsilon_{Nd}^0$ -Werte um ca. -10, woraus ein Bildungszeitraum der Sedimente von 1,5 bis 2,2 Milliarden Jahren resultiert. Die Eklogite des Korralpenkristallins sind aus verschiedenen Protolithen hervorgegangen. Die von HAÜY (1822) an Eklogiten der Kor- und Saualpe als charakteristisch definierte Paragenese umfaßt Granat, Omphazit ("grüner Diallag"), Kyanit, Zoisit, Amphibol ("Karinthin") und Quarz. Diese Kyanit-führenden Eklogite sind grobkörnig und Ti-arm, zeigen häufig gabbroide Relikttexturen und werden als Kumulate von ehemals Pyroxen und Plagioklas eines mafischen Magmas interpretiert MILLER (1988). Daneben treten feinerkörnige, Ti-reiche Eklogite auf, die nie Kyanit enthalten und geochemische MORB-Affinitäten zeigen. Für diese Eklogite, die auch konkordant in den Plattengneisen eingelagert sind, werden Basaltschmelzen eines mittelozeanischen Rückens als Protolithe angenommen. Alle Eklogite weisen positive  $\epsilon_{Nd}^0$ -Werte, wie sie für den heutigen verarmten Mantel typisch sind, auf. Die daraus resultierenden Sm/Nd-Alter, zumindest der Gabbro-Protolithe von der Lokalität Bäröfen (Beck-Managetta), liegen zwischen 253 und 216 Millionen Jahren. Permische magmatische Ereignisse werden auch für die "Glimmerschiefereinheit" von einem Isochronenalter von  $258 \times 10^6$  Jahren für den Wolfsberger Granitgneis abgeleitet (MORAU, 1980; FRANK et al., 1983). Somit ist die letzte Metamorphose der Korralpe (die u.a. die Gabbros der Lokalität Bäröfen eklogitfaziell überprägt hat) als postvariszisch einzuordnen. In den Paragneisen sind jedoch mindestens 3 Metamorphose-Ereignisse mit unterschiedlicher P-, T-Entwicklung nachzuweisen:

Das älteste Metamorphoseereignis (K1) ist charakterisiert durch die Stabilität von Andalusit oder Sillimanit in Gegenwart von Alkalifeldspat infolge hoher Temperaturen von  $\geq 700^\circ\text{C}$ . Mobilisation von Quarz und Feldspat sowie Migmatit-Bildungen sind diesem Ereignis zuzuordnen.

Die zweite Metamorphosephase (K2) war P-betont und führte zu meist vollständiger Umwandlung von  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  in die Kyanit-Modifikation (Para-

morphosen), zur unvollständigen retrograden Bildung von Muskovit und Quarz aus Alkalifeldspat und  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  und zum Wachstum der 1. Generation von Granat, Kyanit und Staurolith. Charakteristisch für dieses Ereignis ist eine synmetamorphe penetrative Deformation und die Ausbildung einer ausgeprägten Streckungslineation. Gegen Ende dieses, höchstwahrscheinlich variszischen Ereignisses intrudierten Pegmatite, die teilweise die jüngeren tektonischen Ereignisse ungestört überstanden haben. Zu diesen zählen auch die Spodumen-Pegmatite vom Brandrücken (GÖD, 1989).

Die letzte Metamorphose (K3) erfaßte ein schon größtenteils dehydriertes Kristallin und ist daher in Abhängigkeit von Fluid-Angebot und Intensität der Deformation unterschiedlich stark nachzuweisen. Diesem Ereignis sind die Plattengneishorizonte im Koralpenkristallin zuzuschreiben, die durch intrakrustale Scherung unter hohen Druck- und Temperaturbedingungen unter synkinematischer Bildung von Granat und Kyanit angelegt wurden. Auch außerhalb der Scherhorizonte und in der hangenden "Glimmerschieferserie" sind postdeformative Mineralblastesen von Staurolith und/oder Choritoid (KLEINSCHMIDT, 1979) diesem jüngsten Metamorphoseereignis zuzuordnen.

Kretazische Rb-Sr- und K-Ar-Alter an syn- bis postdeformativen Hellglimmern und Biotiten sind weit verbreitet im Koralpenkristallin (Morauf, 1980, 1982) und datieren diese jüngste Metamorphose als frühalpisch: K-Ar- und Rb-Sr-Alter an Biotiten und feinkörnigen Hellglimmern (0,05 - 0,2 mm) liegen zwischen 90 und 70 Millionen Jahren und werden als Abkühlalter nach dem kretazischen T-Höhepunkt interpretiert. Grobkörnige Hellglimmer ( $\geq 2$  mm) dagegen sind auf Grund der unterschiedlichen Schließungstemperaturen lediglich im K-Ar-System vollständig verjüngt, im Rb-Sr-System dagegen zeigen Mischalter von 230 bis 270 Millionen Jahren, daß nur eine teilweise Isotopenhomogenisierung zu kretazischer Zeit erreicht wurde. Sm-Nd-Altersbestimmungen an Eklogiten mit Hilfe von Granat-Gesamtgestein-Isochronen (THÖNI & JAGOUTZ, 1992) beweisen eindeutig eklogitfazielle P-T-Bedingungen während dieses Metamorphoseablaufs, die sicher jünger als  $150 \times 10^6$  und älter als  $95 \times 10^6$  Jahre sind.

### **P-T-Bedingungen der Metamorphosen:**

Die drei Metamorphoseereignisse sind durch signifikante Mineralparagenesen charakterisiert die entlang unterschiedlicher P-T-Pfade gebildet wurden:

Die älteste Metamorphose (K1) ist durch einen relativ hohen geothermischen Gradienten (hohe Temperaturen und geringe Drucke unbekannter Höhe) gekennzeichnet, während die beiden jüngeren Metamorphosen bei geringeren Temperatur- aber höheren Druckbedingungen abgelaufen sind. Der zweite (variszische) Metamorphosezyklus (K2) hat in der Koralpen-Einheit i.e.S. wegen des prograden Zerfalls von Staurolith in Gegenwart von Quarz Temperaturen von mindestens 650-700°C bei Drucken von 8 kbar erlebt. In der hangenden Glimmerschiefer-Einheit ist ein abstei-

gender variszischer Metamorphose-Gradient durch die Stabilität von St+Qu feststellbar. MILLER & FRANK (1983) argumentieren auf der Basis geochronologischer und struktureller Kriterien auch für eine voralpidische Eklogitbildung im Korallenkristallin i.e.S.

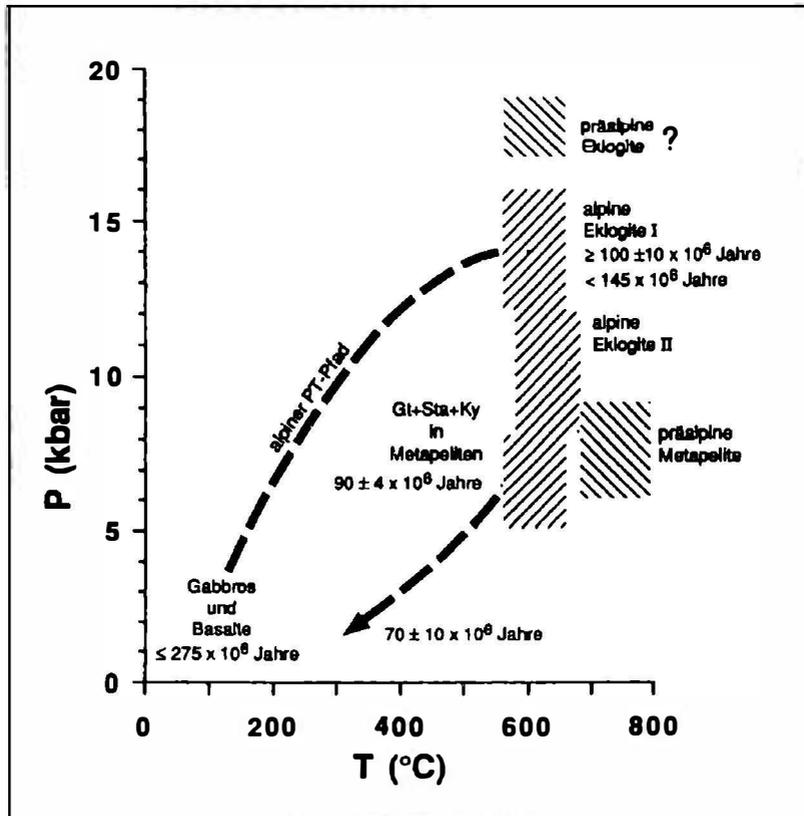


Abb. 2.: P-T-Entwicklung der frühalpidschen Metamorphose des Korallenkristallins nach (THÖNI & JAGOUTZ, 1992) und mögliche P-T-Bedingungen präalpidscher Metamorphosen in Eklogiten und Metapeliten des Korallenkristallins.

Die Bedingungen hierfür werden von MILLER (1990) mit ~600 °C bei 18 kbar aus Omphazit-Kyanit-Paragonit-Paragenesen, die in Granat eingeschlossen sind, abgeleitet. Eine sichere Zuordnung dieser voralpidischen P-T-Bedingungen zur variszischen Metamorphose ist allerdings noch nicht möglich. Eine frühalpidsche Eklogitfazies ist dagegen eindeutig datiert (THÖNI & JAGOUTZ, 1992). Gut mit der c-Achse parallel zur Streckungslineation der Plattengneise eingeregelt Omphazite und Amphibole von Eklogit-Linsen beweisen ebenfalls ein alpidisches Alter der syndeformativen Rekristallisation von Eklogiten. Für diese kretazische Eklogit-fazielle Metamorphose (K 3) der

Plattengneise werden unterschiedliche Bedingungen von 580 bis 670 °C und etwa 14 kbar (WIMMER-FREY, 1984) abgeleitet. Die anschließende Druckentlastung hat zur Ausbildung einer 2. Generation von Granat und Omphazit in den Eklogiten bei etwa 600°C und 10 kbar geführt (Abb. 2).

In den Glimmerschiefern ist die letzte Metamorphose durch ein randliches Anwachsen von neugebildetem Granat III an variszischen Granaten in postdeformativ kristallisierten Staurolith- und Kyanit-hältigen Paragenesen mit Rb/Sr- und Sm/Nd-Isochronen Altern von  $\sim 90 \times 10^6$  Jahren, zu erkennen. Gleichgewichtstemperaturen von Granat III und koexistierendem Biotit liegen konstant bei 570 - 600°C (Abb. 2). Etwas geringere Temperaturen dürften in der "Glimmerschiefereinheit" der südlichen Koralpe (Soboth) geherrscht haben, wo Staurolith mit Chloritoid koexistiert (Abb. 2), (HERITSCH & MÖRTL, 1977; KLEINSCHMIDT, 1979).

Das frühalpines Metamorphosegeschehen kann - unterstützt durch geochemische und geochronologische Daten - mit Riftingprozessen ab dem Unterperm am westlichen Ende der sich öffnenden Neotethys und Subduktion der adriatischen Mikroplatte als Folge von frühen Kompressionsprozessen zwischen Afrika und Europa seit dem Oberjura in Verbindung gebracht werden (THÖNI & JAGOUTZ, in prep.).

Solche Subduktionsprozesse sind in den südlichen ostalpinen Kristallindecken, die knapp nördlich der Periadriatischen Naht situiert sind, etwa 700 km weit nach Westen bis in die Sesia Zone der Westalpen immer wieder nachzuweisen (HOKE, 1990; HOINKES et al., 1991; OBERHÄNSLI et al., 1985; STÖCKHERT et al., 1986; u.a.m.).

Nach  $\sim 90 \times 10^6$  Jahren führen kontinentale Kollision, Obduktion und Abscherung von Krustensegmenten teilweise zu rascher Hebung bzw. "Exhumierung" der Hochdruckparagenesen, wodurch es zur Erhaltung dieser Paragenesen kommen kann, die in anderen Krustensegmenten bei langsamer Hebung und starker Fluideinwirkung gänzlich in Amphibolit-fazielle Paragenesen umgewandelt werden.

### Literatur

- ALKER, A. (1975): Über die Mineralkluft im Amphibolit von Burgegg, Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 105, 21- 24.
- BECKER, L.P. (1980): Erläuterungen zu Blatt 162, Köflach. - Geol. B.-A., 57 S, Wien 1980.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1961): Zur Deutung der Eklogite im Koralpenkristallin (Zentralalpen). - Tschermarks Min. Petr. Mitt., 7, 437-450.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1967): Die "venoide" Genese der Koralpengneise. - Miner. Mittbl. Joanneum, Graz 1967, 6-10.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1977): Ein neues Vorkommen von Eklogit-Gabbro in der Koralpe. - Anz.math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad.Wiss., Wien 1977, 1-3.
- FRANK, W. et al. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpen-Kristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. - Jber. 1982, Hochschul-schwerpunkt. S 15, 263-293.

- FLÜGEL, H.W., NEUBAUER, F. (1984): Steiermark, Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen. - Geologische Bundesanstalt, Wien 1984.
- FRISCH, W. NEUBAUER, F., SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. - Geol. Rdsch., 73, 47-68.
- GÖD, R. (1989): The spodumene deposit "Weinebene"/Austria - Mineral. Deposita, 24, 270-278.
- HAÜY, R.J. (1822): Traite de mineralogie. - 2nd, Ed., Bachelier.
- HERITSCH, H. (1963): Olivin und Klinohumit aus einem Dolomitmarmor der Koralpe, Steiermark. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 9, 95-101.
- HERITSCH, H. (1964): Vorbericht über Untersuchungen am Stainzer Plattengneis, Weststeiermark. - Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. Wiss., 1964, 317.
- HERITSCH, H. (1965): Vorbericht über Untersuchungen an Eklogiten der Koralpe. - Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. Wiss., 1965, 313-316.
- HERITSCH, H. (1973): Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogitamphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark.- Tschermaks Min. Petr. Mit., 19, 213-271.
- HERITSCH, H. (1978a): Bericht über Grossular führende Gesteine der Koralpe, Steiermark. - Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. Wiss., 1978, 31-34.
- HERITSCH, H. (1978b): Regionalmetamorphose eines Marmor-Kalksilikatschiefer-Komplexes unter geringem Partialdruck von CO<sub>2</sub> in der Koralpe, Steiermark. - N.Jb. Miner. Abh. 133, 41-52.
- HERITSCH, H. (1978c): Ein weiteres Beispiel für den Übergang von Gabbro in Metagabbro auf kürzestem Raum aus der Koralpe, Steiermark. - Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. Wiss., 1978, 129-134.
- HERITSCH, H. (1978d): Die Metamorphose des Schiefergneis-Glimmerschiefer-Komplexes der Koralpe, Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 19-30.
- HERITSCH, H. (1979): Entstehung und Bildungsbedingungen Grossular enthaltender Gesteine der Koralpe. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 109, 17-24.
- HERITSCH, H. (1983): Die Bildungsbedingungen des Granat-Disthen-Paragonit-Muskovit-Glimmerschiefers vom Gaberl, Stubalpe, Weststeiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 113, 5-14.
- HERITSCH, H., BOSSERT, F. (1969): Chemische Analysen gabbroider und eklogitischer Gesteine und ihrer Mineralien vom Fundpunkt Lenzbauer in Gressenberg bei Schwanberg, Koralpe, Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 99, 5-17.
- HERITSCH, H., HAYDARI, F. (1980): Die Anwendung des Granat-Biotit-Geothermometers auf einige pelitische Metamorphite der Koralpe, Steiermark. - Miner. Mittbl. Joanneum, Graz, 1980.
- HERITSCH, H., MÖRTL, J. (1977): Die Bildungsbedingungen eines Disthen-Chloritoid-Staurolith-Granatglimmerschiefers mit wesentlichem Paragonitgehalt von der Rosshütte, südliche Koralpe. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 107, 15-23.
- HERITSCH, H., WITTMANN, R. (1969): Chemische Analysen eklogitischer Gesteine und ihrer Mineralien vom Fundpunkt Hohl bei Wies, Koralpe, Steiermark, - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 99, 18-29.

- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps - Basement Crust in a convergent plate boundary zone. - Jahrb. Geol. B.-A., 133, 5-87.
- HOINKES, G. et al. (1991): Petrologic Constraints for Eoalpine Eclogite Facies Metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement. - Mineralogy and Petrology 43, 237-254.
- JUNG, G. (1982): Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralpe. Unveröff. Dissertation Phil. Fak., Univ. Wien.
- KIESLINGER, A. (1926, 1927a, 1928): Geologie und Petrographie der Koralpe, I-IX.-Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Klasse, Abt. I, 135, 1-42; 135, 479-497; 136, 79-94; 136, 95-104; 137, 101-111; 137, 123-142; 137, 401-454; 137, 455-480; 137, 491-532.
- KIESLINGER, A. (1927b): Paramorphosen von Disthen nach Andalusit. - Sitz. Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss., Klasse, Abt. I, 136, 13-14.
- KLEINSCHMIDT, G. (1979): Die Verteilung von Chloritoid in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung. - Clausth.Geol.Abh., 30, Schönberg Festschrift, S. 74-94.
- KLEINSCHMIDT, G., RITTER, U. (1976): Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Soboth/Steiermark-Kärnten (Raum Hühnerkogel-Laaken). - Carinthia II, 86, 57-91.
- KROHE, A. (1987): Kinematics of Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (eastern Austria). - Tectonophysics, 136, 171-196.
- MACHATSCHKI, K., WALITZI, E.M. (1961): Hornblenden aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe. - Tschermarks Min.Petr. Mitt., 8, 140-151.
- MILLER, Ch. (1990): Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70, 287-300.
- MILLER, Ch., STOSCH, H.G., HOERNES, St. (1988): Geochemistry and origin of eclogites from the type locality Koralpe and Saualpe, Eastern Alps, Austria. - Chemical Geology, 67, 103-118.
- MILLER, Ch., FRANK, W. (1983): Das Alter der Metamorphose von Metabasiten und Eklogiten in Kor- und Saualpe. - Jber. 1982, Hochschulschwerpunkt S 15, 229-236.
- MORAU, W. (1980): Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenbestimmungen. - Tschermarks Min. Petr. Mitt, 27, 169-185.
- MORAU, W. (1981): Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenalter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. - Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt., 28, 113-129.
- MORAU, W. (1982): Rb-Sr- und K-Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. - Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt., 29, 255-282.
- OBERHÄNSLI, R. et al. (1985): Geochemistry, Geochronology and Petrology of Monte Mucrone, An Example of Eo-alpine Eclogitization of Permian Granitoids in the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, Italy.- Chem. Geol., 52, 165-184.
- PACHER, F. (1977): Petrologische Untersuchungen an einigen Plattengneisen der Koralpe (Steiermark). - Unveröff. Dissertation Univ. Graz.

- PACHER, F., RIEPL, K. (1978): Über die chemische Zusammensetzung von Gneisen und Glimmerschiefern der Koralpe, Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 45-54.
- PAQUETTE, J-L., GEBAUER, D. (1989): U-Pb zircon and Sm-Nd isotopic study on eclogitized meta-basic and meta-acidic rocks of the Koralpe and Saualpe, Eastern Alps, Austria. - Terra Abstracts, 1, 49.
- PAQUETTE, J-L., GEBAUER, D. (1991): U-Pb zircon and Sm-Nd isotopic study on eclogitized meta-basic and meta-acidic rocks of the Koralpe, Eastern Alps, Austria. - Terra Abstracts, 3/1, 505.
- PLATEN, H.v., HÖLLER, H. (1996): Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2,4,7 und 10 Kb H<sub>2</sub>O-Druck. - N. Jb. Miner. Abh., 106, 106-130.
- POSTL, W. (1976): Petrologische Untersuchungen an gabbroiden und eklogitischen Gesteinen von der Koralpe - Fundpunkt Rosenkogel, Hoeller und Stingel, Steiermark. - Mitt. Abt. Miner. Joanneum Graz, 44, 13-34.
- RIEPL, K. (1978): Petrologische Untersuchungen an einigen Gneisen der südlichen Koralpe (Steiermark). - Unveröff. Dissertation Univ. Graz.
- STÖCKHERT, B. (1986): Zusammensetzung, Gefüge und Alter von Phengiten aus hochdruckmetamorphen Granitgneisen der Sesia-Zone und die geologischen Konsequenzen. - TSK II (Sammlung der Kurzfassungen), 113-114 (Tübingen).



## **VULKANISMUS IM STEIRISCHEN BECKEN**

von

**Fritz Ebner<sup>+</sup>**

### **Einleitung**

Unter den Tertiärvorkommen am Alpenostrand nimmt das Steirische Tertiärbecken mit seinem ausgeprägten Vulkanismus eine Sonderstellung ein. Dieser stellt nur einen Teilausschnitt der gesamten magmatischen Aktivität im ALCAPA-Raum (Alpen-Karpaten-Pannonisches Becken) dar und steht genetisch in engem Zusammenhang mit der geodynamischen Entwicklung dieses Raumes.

Als eines der s.g. "Alpenostrandbecken" wird das Steirische Becken im Westen und Norden von ostalpinen Kristallin- und Paläozoikumseinheiten und im Osten vom Grundgebirgsaufbruch der Südburgenländischen Schwelle begrenzt. Die von Wildon über den Sausal nach Süden verlaufende Mittelsteirische Schwelle (= Sausalschwelle) trennt das flachere Weststeirische, vom über 3000 m tief absinkenden und in weitere Teilbecken gegliederten Oststeirischen Becken ab. Die den Zeitraum Ottnang - Pannon/Pont umfassende Sedimentfüllung dieses intramontanen Molassebeckens wird durch folgende Faktoren gesteuert:

- Meerestransgressionen (Karpat, Baden und Sarmat),
- Meeresregressionen mit Aussüßung der Restseen (Pannon, Pont),
- Synsedimentärer Tektonik,
- Massivem Vulkanismus (Karpat-Unterbaden; Plio-/Pleistozän).

Zeitlich und materialmäßig sind im Steirischen Becken zwei vulkanische Eruptionsphasen unterscheidbar:

1. Karpat - Unterbaden mit latitischen und 2. Plio-/Pleistozän mit basaltischen Gesteinen. Die jüngsten Zusammenfassungen über diese vielfältigen vulkanischen Gesteinsassoziationen finden sich durch H. HERITSCH in FLÜGEL & NEUBAUER (1984) und EBNER & SACHSENHOFER (1991) (cum lit.).

---

<sup>+</sup> Prof. Dr. Fritz EBNER  
Institut für Geowissenschaften  
Montanuniversität Leoben  
Peter Tunnerstraße 5, A-8700 Leoben

Der Vulkanismus der Landseer Bucht mit den Basalten von Oberpullendorf, Stoob und des Pauliberges (Datierungen Obersarmat - Unterpannon:  $10,5 \pm 1,0$  bis  $12,3 \pm 1,1$  BALOGH et al., 1992) und des Basaltes von Kollnitz/Lavanttal (Datierung Unterbaden:  $14,9 \pm 0,9$  nach LIPPOLT et al., 1975; KOLMER, 1980a) runden das Bild des magmatischen Geschehens in den Tertiärbecken des Alpenostrandes ab.

### Räumliche Verbreitung

Obertags gruppieren sich die Vulkanite innerhalb des Steirischen Beckens auf den Raum Klöch - Gleichenberg - Feldbach und Weitendorf/Wundschuh (Abb. 1). Weiters wurden in nahezu allen steirischen Sedimentfolgen des Zeitraums Karpat - Unterbaden von über 100 Fundpunktgruppen Glastuffe und deren Alterationsprodukte (Bentonit, Kaolinit) bekannt (EBNER, 1981; EBNER & GRÄF, 1982).

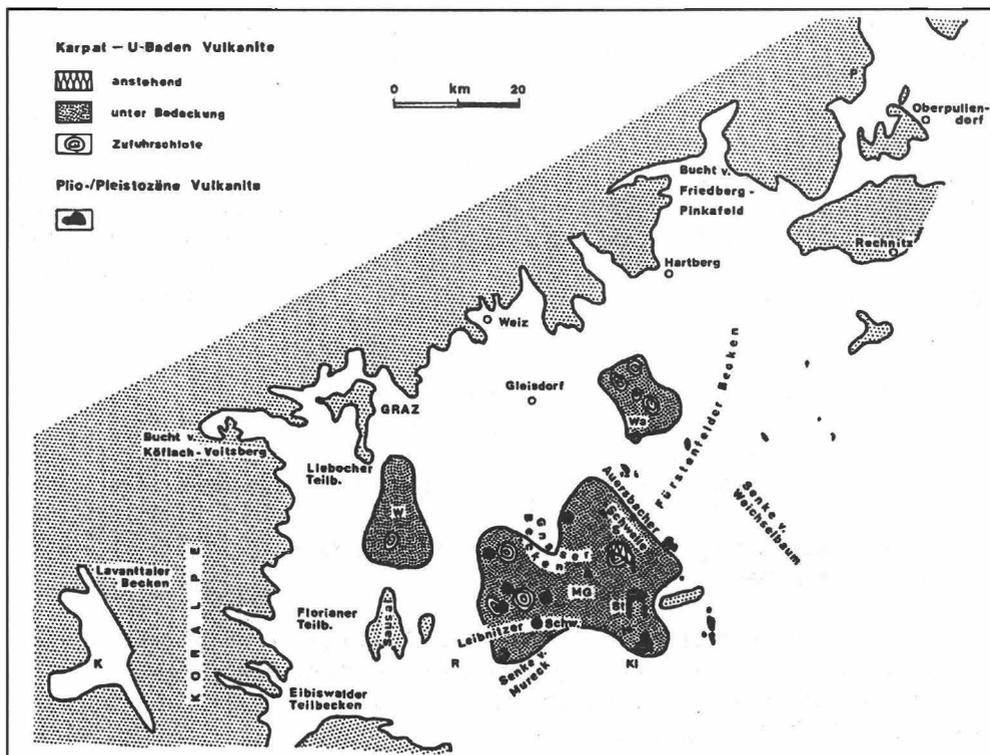


Abb. 1: Verbreitung tertiärer Vulkanite am Alpenostrand (nach EBNER & SACHSENHOFER, 1991). Legende: Karpat - Unterbaden: K Kollnitz, W Weitendorf/Wundschuh, R Retznei, MG Mitterlabill/Gleichenberg, Wa Ilz/Walkersdorf. Sarmat/Pannon: P Pauliberg, O Oberpullendorf, Stoob. Plio-/Pleistozän: St Hochstraden, KI Klöch, S Steinberg.

Der ältere miozäne Zyklus tritt in Obertagsaufschlüssen in den Gleichenberger Kogeln und in Weitendorf auf. Geophysikalische Untersuchungen und Erdölexplorationsbohrungen zeigten, daß durch diese vulkanische Tätigkeit zwei große Schildvulkane (Gleichenberg/Mitterlabill, Kalsdorf/Ilz) und das Vulkanmassiv um Weitendorf/Wundsschuh entstanden. Bis auf das Gleichenberger Massiv und dem Shoshonit von Weitendorf sind diese jedoch von jüngeren Tertiärsedimenten verhüllt und komplizieren derart die Internstruktur des Steirischen Beckens (EBNER et al., 1986; KRÖLL et al., 1988; EBNER & SACHSENHOFER, 1991; Abb. 2).

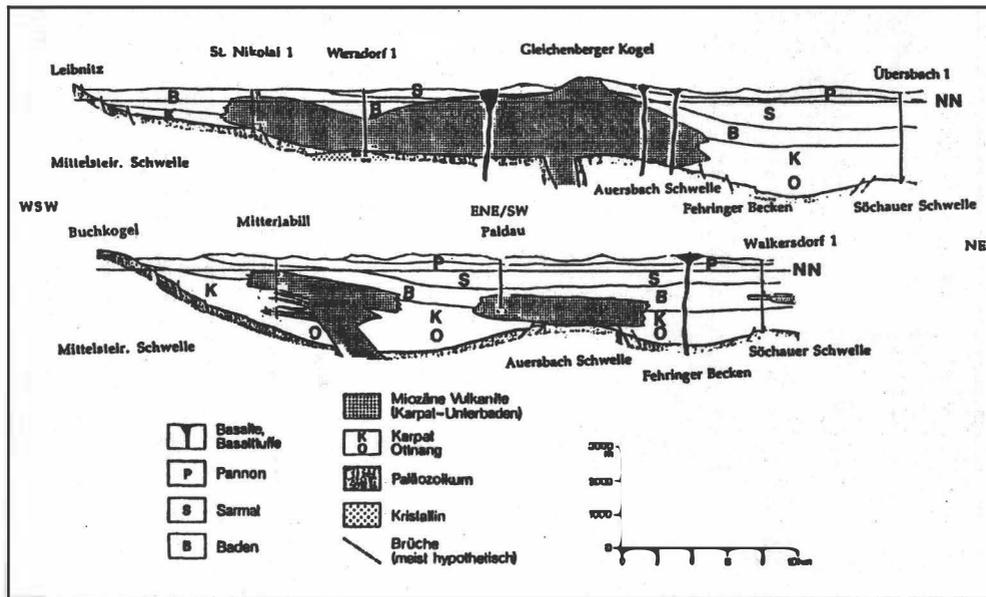


Abb. 2: Geologische Profile durch das Steirische Becken (nach EBNER et al., 1986).

In der plio-/pleistozänen Eruptionsphase wurde die gesamte ältere Schichtfolge in pipeartigen Strukturen von basaltischen Magmen durchschlagen. Heute an der Oberfläche auftretende Vulkanbauten sind u.a. Lavadecken (Stradner Kogel, Steinberg), Zufuhrspalten (Steinberg) und Calderen (Klöch). Weiters sind Pyroklastika weit verbreitet, die in Durchschlagsröhren (z.B. Riegersburg) und Explosionstrichtern (Kapfenstein) auftreten. Maarsedimente sind an Ringstrukturen gebunden (Beistein bei Fehring, Gnas).

### **Beckenentwicklung, Paläogeographie**

Die Anlage des Steirischen Tertiärbeckens erfolgte im Endstadium der alpinen Orogenese als entlang überregionaler Scherbahnen die "Escape"-Scholle der östlichen Zentralalpen von aufsteigenden metamorphen Grundgebirgskuppeln nach Osten in

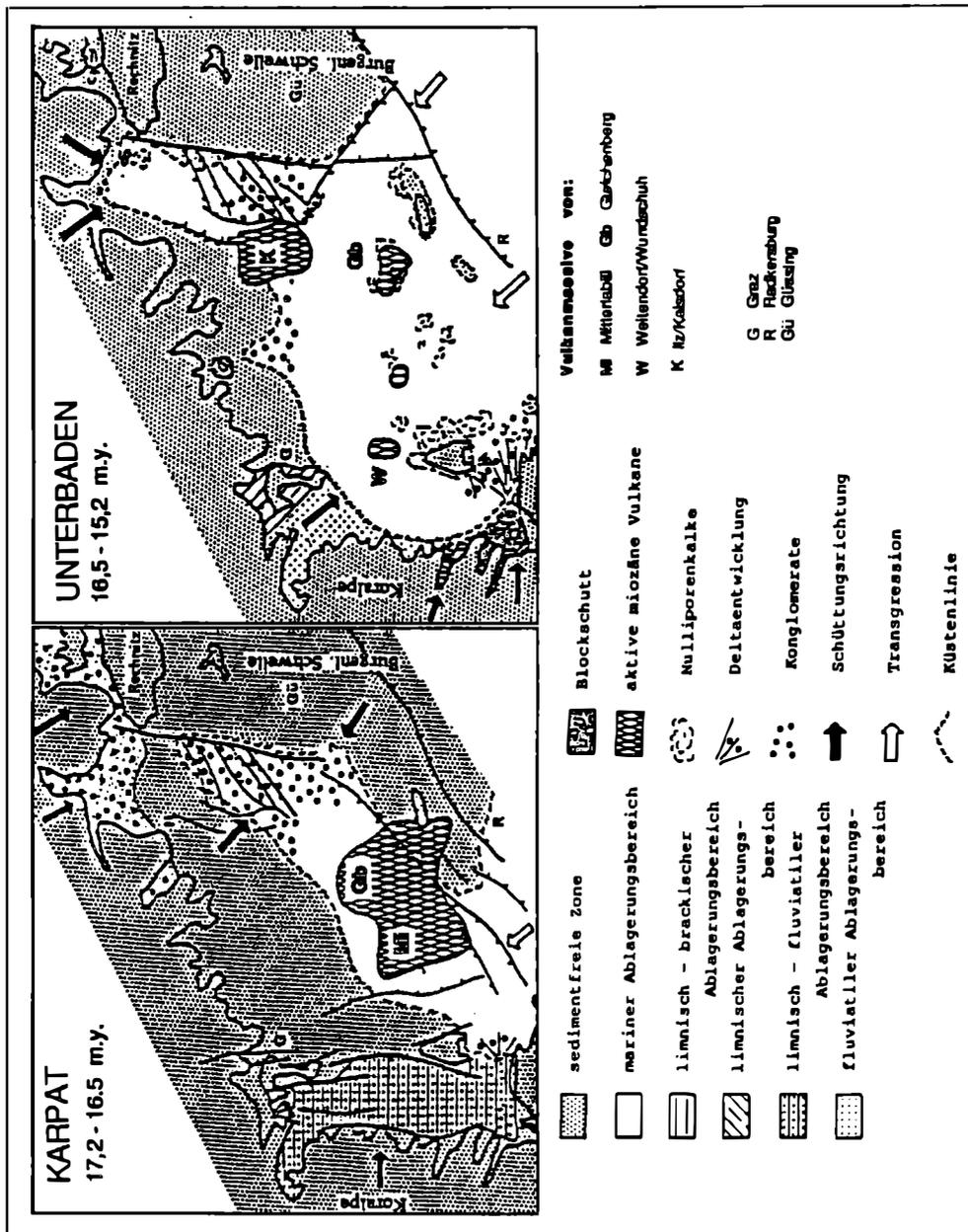


Abb. 3: Paläogeographische Situation im Karpas (links) und Unterbadan (rechts) im Steirischen Becken (nach EBNER & SACHSENHOFER, 1991).

den freien innerkarpatischen Raum gedrückt wurde. Im derart bewegten Krustenkeil entstanden grob N-S orientierte Extensionsbrüche, die im Zeitraum Karpas/Unter-

baden die größte Einsenkung und strukturelle Differenzierung des Steirischen Beckens bewirkten (NEUBAUER & GENSER, 1990; RATSCHBACHER et al., 1991; EBNER & SACHSENHOFER, 1991).

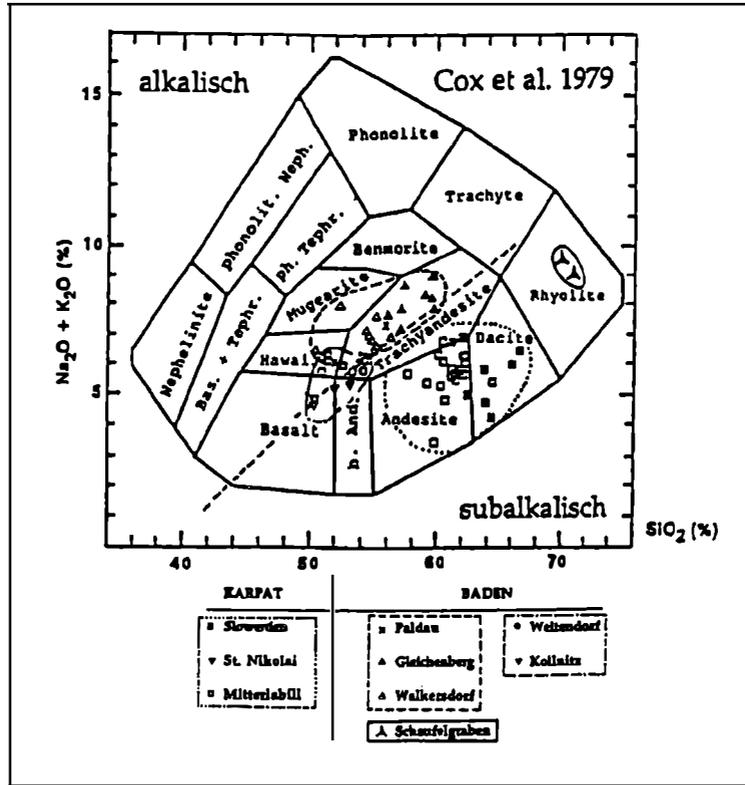


Abb. 4: Karpatisch/unterbadensische Vulkanite des Steirischen Beckens und Lavantales im Klassifikationsdiagramm nach COX et al. (1979) unter Berücksichtigung veröffentlichter Analysendaten (Lit. cit. bei EBNER & SACHSENHOFER, 1991).

Synsedimentäre Bruchtektonik mit lokalen Absenkungsraten im Karpat bis über 20 cm/100 Jahren (Fürstenfelder Becken), Schollenkippen (steirische Phase!) und die karpatisch-unterbadensische Meeresingression schaffen gemeinsam mit dem nun auflebenden latitischen Vulkanismus die in Abb. 3 dargestellte paläogeographische Situation. Im Karpat zeichnet sich dabei der über 1200 m mächtige vulkanische Inselkomplex von Mitterlabill/Gleichenberg ab. Im Unterbadem verlagert sich die vulkanische Aktivität an den Nordrand des o.g. Massivs, zusätzlich entstehen die Vulkankomplexe von Weitendorf/Wundschuh und Ilz/Kalsdorf, während der Südteil der karpatischen Vulkaninsel bereits wieder vom Meer überflutet wird.

Der zweiten, basaltischen Eruptionsphase im Plio-/Pleistozän ist durch Upliftbewegungen bereits eine weitgehende Umgestaltung des Steirischen Beckens vom Sedimentations- zum Erosionsgebiet und eine nun beginnende Aufwölbung des Erdmantels unter dem Pannonischen Becken vorangegangen.

### **Altersdatierungen**

Die Einstufung der älteren Vulkanphase ins Karpat/Unterbaden (Lageniden-Zone) erfolgt aufgrund biostratigraphischer (KOLLMANN, 1965; EBNER & GRÄF, 1977; KRAINER, 1987) und radiometrischer Befunde (STEININGER & BAGDASARJAN, 1977; KOLMER, 1980b; BALOGH et al., 1992) sowie regionalgeologischer Überlegungen (KOLLMANN, 1965; FLÜGEL & HERITSCH, 1968). Teilweise nicht mit geologisch/-paläontologischen Befunden vereinbare K/Ar-Gesamtgesteinsalter dürften bei zu hohen Altern auf einen Ar-Überschuß der Vulkanite und bei zu jungen Altern auf intensive postvulkanische Alteration (BARTH-WIRSCHING et al., 1990; KOLMER, 1980b) rückführbar sein (alle Angaben in Millionen Jahren).

#### Gleichenberger Massiv

KOLMER (1980b):  $22,97 \pm 1,93$

STEININGER & BAGDASARJAN (1977):  $16,3 \pm 0,9$ ;  $15,5 \pm 0,1$

BALOGH et al. (1992) (Gossendorf):  $13,2 \pm 1,0$ .

#### Weitendorf

LIPPOLT et al. (1975):  $15,2 \pm 0,8$

STEININGER & BAGDSARJAN (1977):  $16,8 \pm 0,75$ ;  $16,0 \pm 0,3$

BALOGH et al. (1992):  $16,8 \pm 0,75$ .

Das K/Ar-Gesamtgesteinsalter der Basalte streut vom Roman/Daz bis ins älteste Pliozän (BALOGH et al., 1992; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Geländebefunde wie auch normal und invers magnetisierte Anteile (MAURITSCH, 1972) weisen auf verschieden alte Ergüsse hin (alle Angaben in Millionen Jahren):

Wilhelmsdorf:  $1,7 \pm 1,2$

Unterweißenbach (Bombe):  $2,27 \pm 0,16$

Klöch:  $2,6 \pm 1,2$

Mühdorf/Steinberg:  $3,05 \pm 1,4$ ;  $2,64 \pm 0,55$ ;  $2,38 \pm 0,18$

Neuhaus (Bombe):  $3,11 \pm 0,75$

Steinleiten:  $3,75 \pm 0,5$ .

### **Bemerkungen zur magmatogenen Entwicklung**

Der Vulkanismus im Steirischen Becken, dem Lavanttal und der Landseer Bucht ist als Teil der magmatischen Aktivität im gesamten pannonischen Raum zu sehen. Der Bearbeitungsstand der karpatisch-unterbadischen Vulkanite läßt, da moderne geochemische Spurenelementuntersuchungen größtenteils fehlen, zur Zeit noch keine zufriedenstellende plattentektonische Interpretation zu. Zusätzlich wird die Bearbeitung

auch dadurch erschwert, daß der größte Teil dieser Vulkanitmassen von jüngeren Tertiärsedimenten verdeckt ist (vgl. KRÖLL et al., 1988).

Ausgehend von Bohrkernbearbeitungen für Inkohlungsuntersuchungen, Alterseinstufungen der ÖMV- und RAG-Bohrungen und EDV-mäßiger Erfassung aller publizierter Vulkanit-Analysendaten zeigten EBNER & SACHSENHOFER (1991), daß innerhalb der steirisch-slovenischen Vulkanprovinz zeitlich ein Wandern der vulkanischen Aktivität und damit auch eine Änderung des Magmencharakters zu erkennen ist. In Abb. 4 und 5 (Klassifikationsschema nach COX et al., 1979; IRVINE & BARAGAR, 1971) kommen die älteren, südlichen Vulkanite des Karpat im subalkalischen, die nördlicheren, badenischen Vulkanite jedoch bereits im alkalischen Feld zu liegen. Als isolierte Felder treten auch die Vulkanitmassen von Weitendorf bzw. Kollnitz im Lavanttal und die Rhyolithe des Schaufelgrabens bei Gleichenberg in Erscheinung.

Die miozäne magmatogene Entwicklung des Steirischen Vulkanbogens deutet HERITSCH (1967) im Karpat und Baden derart, daß Alkali-Olivin-basaltische Magmen in Krustenniveaus aufstiegen und dort K-reiches (granitisches) Material assimilierten, wodurch die Bildung von Latiten - Quarztrachyten ermöglicht wurde. In dieser Entwicklungsreihe kommen die "basaltischen" Gesteine von Kollnitz und Weitendorf am  $\text{SiO}_2$  armen Ende zu liegen. KOLMER (1980a) zeigte mit K/Sr- und Rb/Sr-Quotienten, daß aufgrund dieser Parameter das Weitendorfer Gestein voll in den Rahmen der miozänen Vulkanite (Bildung bei niedrigem Druck nach GREEN & RINGWOOD, 1967), der Basalt von Kollnitz jedoch in Affinität zu den pliozänen Basalten (Bildung bei hohem Druck) steht. In Diskrepanz zu einer derart abgeleiteten pliozänen Alterszuordnung (sensu KOLMER, 1980a) steht das K/Ar-Alter des Kollnitzer Gesteins mit  $14,9 \pm 0,9$  Ma (LIPPOLT et al., 1975).

Im  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -MgO-FeO-Diagramm (Abb. 5) fallen die Vulkanite des Karpat und Unterbaden gänzlich in das kalkalkalische Feld. Im Sinne von RANDULESCU & SANDULESCU (1973) könnte dies als Argument für einen subduktionsbezogenen Vulkanismus gedeutet werden, wobei die Entwicklung zu alkalireichen Gesteinen im Baden und nördlicher Position eventuell mit einem Versteilen einer Subduktionsfront begründet werden kann (vgl. EBNER & SACHSENHOFER, 1991). LEXNER & KONECNY (1979) interpretieren die Anlage des Innerkarpatischen Vulkankranzes mit einem durch Subduktion entlang des Alpen-Karpaten-Außenrandes initiierten Manteldiapirismus wobei es zur Mischung bzw. Verunreinigung von Aufschmelzungsprodukten des oberen Mantels und der subduzierten Platte kam (SALTERS et al., 1988). Gut mit der strukturellen Entwicklung des Steirischen Beckens läßt sich jedoch auch ein Modell von LANGE & CARMICHAEL (1991) vereinen, nach dem K-reiche Vulkanite häufig in Bereichen intensiver Dehnungs- und Strike Slip-Tektonik während und auch nach Subduktionsvorgängen auftreten (vgl. dazu EBNER & SACHSENHOFER, 1991).

Die im Bereich der Landseer Bucht im Zeitraum Obersarmat - Unterpannon auftretenden Vulkanite sind Alkaliolivinbasalte, Trachydolerite und Olivintholeiite (POULTIDIS & SCHARBERT, 1986). Ihr Herkunftsbereich ist der obere Mantel, wo sie in seichteren Niveaus und unter einem höherem Aufschmelzungsgrad als die nachstehend diskutierten plio-/pleistozänen Basalte gebildet wurden (EMBEY-ISZTIN et al., 1985).

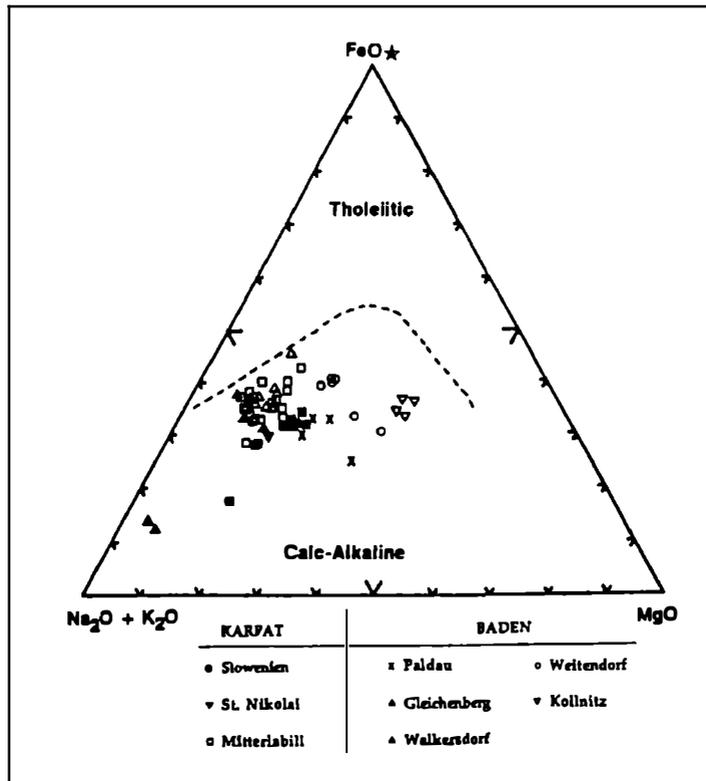


Abb. 5: Die Position der karpatisch/unterbadensichen Vulkanite des Steirischen Beckens fällt im Diagramm nach IRVINE & BARARGAR (1971) in das kalkalkalische Feld. Unter Berücksichtigung veröffentlichter Analysendaten (Lit. cit. bei EBNER & SACHSENHOFER, 1991).

Die petrologische und geochemische Variation der plio-/pleistozänen Vulkanite ist aus Abb. 6 ersichtlich. Nach EMBEY-ISZTIN et al. (1985) sind die Nephelinite des Stradner-Kogels die untersättigsten des gesamten pannonischen Raumes. Ihre Schmelzen wurden unter geringem Aufschmelzungsgrad in beträchtlicher Tiefe und bei hohen Drucken gebildet. Die von etwa 30-40 Durchschlagsröhren bekannten Tuffe führen Xenolithe, die 50-80 km tiefen Mantelbereichen entstammen und für die Gleichgewichtstemperaturen von 940 - 1100 °C bei Drucken von 15 - 27 kbar angenommen werden (KURAT et al., 1980).

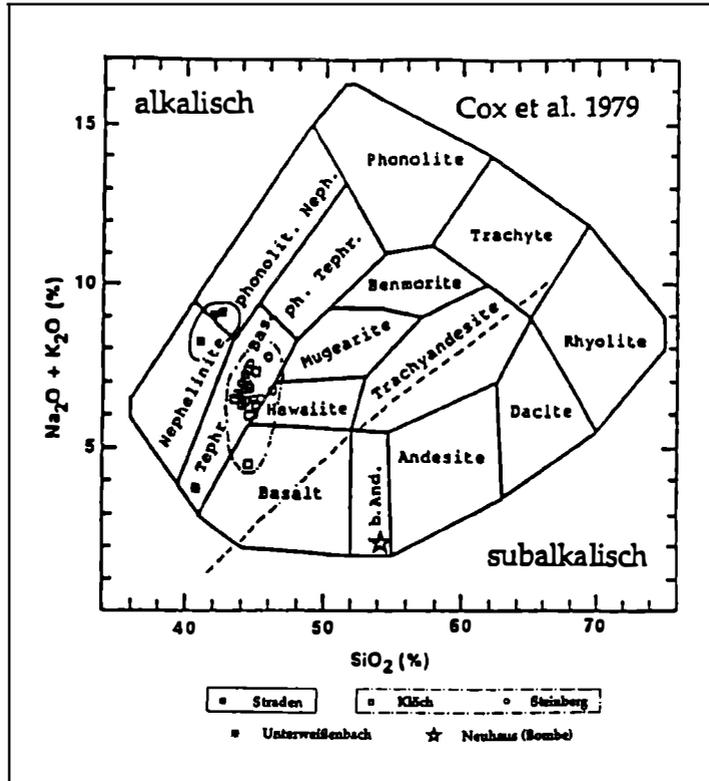


Abb. 6: Klassifikation plio-/pleistozäner Vulkanite im Diagramm nach COX et al. (1979) unter Berücksichtigung veröffentlichter Analysendaten (Lit. cit. bei EBNER & SACHSENHOFER, 1989).

## Vulkanismus und Rohstoffe

### Festgesteine

Trachyt/Trachyandesit als Schüttgut für den Straßenbau wird in der Gleichenberger Klause abgebaut. Der "Basalt" (Shoshonit) von Weitendorf findet als Gleisschotter und im Straßenbau Verwendung. Die derzeit wirtschaftlich interessantesten Vorkommen von Hartgesteinen liegen in den Lavaflows des jüngeren basaltischen Zyklus im Raum Klöch, Stradnerkogel und am Steinberg bei Feldbach. Sie liefern hochwertiges Hartgesteinsmaterial für den Bahn- und Straßenbau; aufgemahlen würden sie sich als Filtersande eignen. Ein weiterer Einsatzbereich ist in der Mineralwolle- und Schmelzbasaltherstellung gegeben.

Die Basalttuffe wurden früher gerne als Baustein verwendet. Die aufgelassenen Steinbrüche können den Bedarf für Restaurationsmaterialien decken.

### Blähtone

Die derzeit im Werk Fehring zu LECA verarbeiteten Tone stammen zum Teil von Beistein/Burgfeld südwestlich von Fehring. Dieses Material findet sich als Maarsediment in einem ringförmig angeordneten Wall von pliozänen Basalttuffen. Mineralogisch überwiegen in den feinkörnigen, geschichteten Sedimenten (meist Tone bis schluffige Tone) Schichtsilikate (Muskovit, Illit, Montmorillonit, Kaolinit, Vermiculit, mixed layer-Minerales).

### Bentonit, Trass

Neben den in den steirischen Tertiärbecken genetisch aus vitritischen Fallout-Glasaschen hervorgegangenen Montmorillonitvorkommen finden sich innerhalb des Gleichenberger Massivs auch Bentonite, die auf postvulkanische Solfatarentätigkeit rückführbar sind. Dabei wurden Trachyte und Trachyandesite zu  $\text{SiO}_2$ -Phasen, Alunit, Kaolinit und Montmorillonit alteriert. Das größte dieser Vorkommen wurde bis 1968 im Bereich des heute bestehenden Trass-Bergbaues von Gossendorf abgebaut.

Das als Österreichischer Trass im Bergbau Gossendorf abgebaute Material besteht mineralogisch hauptsächlich aus Alunit und Opal, die ebenfalls im Zuge der o.g. Alterationen gebildet wurden (BARTH-WIRSCHING et al., 1990).

### Kohlenwasserstoffe

Die bislang erfolglos gebliebene Exploration auf Kohlenwasserstoffe im Steirischen Becken ist zumindest zum Teil durch den miozänen Vulkanismus begründet. SACHSENHOFER (1991) wies in den karpatischen bis unterbadensischen Sedimenten bei Annäherung an die miozänen Vulkanschote mit Vitrinitreflexionsmessungen eine Zunahme des Reifegrades bis ins Steinkohlenstadium nach. Das bedeutet, daß Kohlenwasserstoffe bereits sehr frühzeitig (im Karpat und Unterbaden) aus einem potentiellen Muttergestein generiert wurden, als geeignete Speicher- und Deckgesteine noch nicht vorhanden waren.

### Mineralwasser

Für die Bildung der Mineralquellen von Gleichenberg sind Störungs- und Kluftsysteme von Bedeutung entlang welcher meteorische Wässer zur Aufnahme der spezifischen Mineralisation in den Vulkanitkomplex eindringen können. Der  $\text{CO}_2$ -Gehalt wird auf Entgasung aus einem juvenilen Reservoir zurückgeführt. Das Auftreten mineralisierter, kohlen säurehaltiger Wässer ist die ober- und untertägige Verbreitung der Vulkanite und tiefgründige Bruchzonen kontrolliert.

### Literatur

- BALOGH, K., EBNER, F., LOBITZER, H., RAVASZ, C., SOLTI, G. (1992): K/Ar-Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. - Kooperation Österreich-Ungarn, Vol. 2, Geol. B.-A, in Vorbereitung.
- BARTH-WIRSCHING, U., EHN, R., HÖLLER, H., KLAMMER, D., SITTE, W. (1990): Studies on hydrothermal alteration by acid solutions dominated by  $\text{SO}_4^{2-}$ : Formation of the alteration products of the Gleichenberg latitic

- rocks (Styria, Austria) - Experimental evidence. - Mineralogy and Petrology, 41, 81 - 103.
- COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks. - George Allen and Unwin, London.
- EBNER, F. (1981): Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark. - Mitt.naturwiss.Ver. Steiermark, 111, 39 - 45.
- EBNER, F. (1990): Rohstoffpotential des Steirischen Tertiärbeckens. - BHM, 135, 363 - 371.
- EBNER, F., GRÄF, W. (1977): Die Fauna von Weitendorf. - Jber. Landesmus. Joanneum Graz, 1976, N.F. 6, 157 - 183.
- EBNER, F., GRÄF, W. (1982): Bentonite und Glastuffe der Steiermark. - Arch.-Lagerst.forsch.Geol. B.-A., 2, 31 - 45.
- EBNER, F., ERHART-SCHIPPEK, F., WALACH, G. (1986): Erdgasspeicher Oststeiermark - Geologische Gebietsauswahl. - Arch.Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 7, 5 - 17.
- EBNER, F., SACHSENHOFER, R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Teriärbeckens. Mitt.Abt.Geol.Paläont.Landesmus.Joanneum, 49, 96 S., Graz.
- EMBEY-ISZTIN, A., PELTZ, S., POKA, T. (1985): Petrochemistry of the Neogene and Quaternary basaltic volcanism in the Carpathian Basin. - Fragmenta Mineralogica et Paleontologica, 12, 5-18.
- FLÜGEL, H., HERITSCH, H. (1968): Das Steirische Tertiärbecken. - Sammlung geol. Führer, 47, 196 S., Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- FLÜGEL, H.W., NEUBAUER, F. (1984): Steiermark. - Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, 126 S., 1 Karte, Geol. B.-A., Wien.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967): The Genesis of Basaltic Magmas. Contrib. Mineral. Petrol., 15, 103 - 190.
- HERITSCH, H. (1967): Über die Magmenentfaltung des steirischen Vulkanbogens.- Contrib. Mineral. Petrol., 15, 330 - 344.
- HÖLLER, H., KOLMER, H., WIRSCHING, U. (1976): Chemische Untersuchungen der Umwandlung glasiger Tuffe in Montmorillonit- und Kaolinit-Minerale. - Jb. Miner., Mh., 1976, 456 - 466, Stuttgart.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - Can. J. Earth Sci., 8, 523-548.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G., ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle.- 49 S., Geol. B.-A., Wien.
- LIPPOLT, H.J., BARANYI, I., TODT, W. (1975): Das Kalium-Argon Alter des Basaltes von Kollnitz im Lavanttal. - Der Aufschluß, 26, 69-94.
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken.- Mitt. geol. Ges. Wien, 57, 479 - 632.
- KOLMER, H. (1980a): Die Verteilung von Rubidium und Strontium in den Basalten von Weitendorf/Stmk. und Kollnitz/Ktn. - Mitt.naturwiss.Ver. Steiermark, 110, 27 - 31.
- KOLMER, H. (1980b): Das Rb/Sr-Alter oststeirischer Vulkanite. Mitt.naturwiss. Ver. Steiermark, 110, 23 - 26.

- KURAT, G., PALME, H., SPETTEL, B., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, Ch., WÄNKE, H. (1980): Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a variety of upper mantle processes. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 45-60.
- LANGE, R.A., CARMICHAEL, I.S.E. (1991): A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 928-940.
- LEXNER, J., KONECNY, V. (1979): Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic Evolution of the Pannonian Basin. - *Bull. geodyn. Invest. in Czechoslovakia, Bratislava*, 231-235.
- MAURITSCH, H. (1972): Paläomagnetische Messungen an west- und oststeirischen Vulkaniten. - *Arch. Lagerst. forsch. Ostalpen*, 13, 35 - 57, Leoben.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 120, 203 - 219.
- POULTIDIS, H., SCHARBERT, H.G. (1986): Bericht über geochemisch-petrologische Untersuchungen an basaltischen Gesteinen des österreichischen Teils der transdanubischen vulkanischen Region. - *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, 123, 65 - 76.
- RATSCHBACHER, L., BEHRMANN, J.H., PAHR, A. (1990): Penninic windows at the eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basins. - *Tectonophysics*, 172, 91 - 105.
- RANDULESCU, D.P., SANDULESCU, M. (1973): The Plate-Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. - *Tectonophysics*, 16, 155-161.
- SACHSENHOFER, R. (1991): Maturität im Steirischen Tertiärbecken. - *Erdöl, Erdgas, Kohle*, 107, 12 - 17.
- SALTERS, V.J.M.; HART, S.R., PANTO, Gy. (1988): Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. - In: L.H. ROYDEN, F. HORVATH (Hrsg.): *The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution*. - *AAPG Memoir*, 45, 279-292.
- STEININGER, F.F., BAGDASARJAN, G.P. (1977): Neue radiometrische Alter mittelmiozäner Vulkanite der Steiermark (Österreich), ihre biostratigraphische Korrelation und mögliche Stellung innerhalb der paläomagnetischen Zeitskala. - *Verh. Geol. B.-A.*, 1977, 85 - 99.

**AUSZÜGE AUS DIPLOMARBEITEN UND DISSERTATIONEN**  
**ÖSTERREICHISCHER UNIVERSITÄTEN**

**Gangförmige Gold-Silber Vererzungen der alten Goldbergbaue Hirzbach, Schiedalpe und Kloben in mesozoischen Metasedimenten der hohen Tauern (Fuschertal, Österreich)**

**Peter Brandmaler**

Dissertation an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg, Salzburg, 1989.

An der Nordflanke des Hirzbach-Mittellaufes, an der Nordflanke des Brennseitengrabens (beide SW von Fusch a.d. Glocknerstraße) sowie am Kloben (letzterer bereits auf Kärntner Boden) befinden sich die Überreste dreier ausgedehnter historischer Gold/Silber-Bergbaue, welche jeweils an einem System steilstehender und generell N-streichender mineralisierter Quarz/Karbonat-Klüfte umgegangen sind.

Die Kluff-Nebengesteine bilden im wesentlichen kohlenstoff- bzw. chloritreiche Muskovitphyllite ("Rauriser Phyllite"), sowie Kalkglimmerschiefer, Quarzite und mindestens zwei Arten von Metabasiten, welche insgesamt als Bestandteile der mesozoischen Abfolge ("Bündner Schiefer Serie") der Oberen Schieferhüll-Decke der Hohen Tauern einzuordnen sind.

Die Metabasite (Typ 1 = Prasinite) vom Streicheck südlich des Hirzbaches besitzen, wie die geochemische Untersuchung der Haupt- und Spurenelemente zeigt, deutlichen MORB-Charakter und bilden somit einen Bestandteil des von V. Höck & Ch. Miller (1980) definierten ophiolitischen II-er Zuges an der Nordabdachung des mittleren Tauernfensters.

Die nördlich des Hirzbaches ausschließlich untertägig im Bergbau der Paradeiszeche auftretenden Metabasite (Typ 2) mit überwiegend tuffitischem Charakter (Metabasite des Thadei-liegend-Querschlagel) zeigen einen deutlichen Trend zu Intraplatten-Chemismen, und bilden wahrscheinlich eine untertägige westliche Fortsetzung des vor allem im Ostabschnitt des Tauernfensters auftretenden sogenannten III-er Zuges.

Innerhalb der unmittelbaren Kontaktbereiche (max. 1,5 m) obiger Nebengesteine mit den Gangstrukturen lassen sich mineralogisch und geochemisch eine Reihe schwach ausgeprägter hydrothermaler Alterationsprozesse nachweisen, wie Silifizierung, Pyritisierung sowie bereichsweise auch Propylitisierung.

Die in Form jungalpidischer epigenetischer Reißklüfte angelegten, und durch spätere Schertektonik überprägten Gangstrukturen (Scherzonen), führen eine meist in steil einschubenden Adelszonen angereicherte hydrothermale Sulfidparagenese. Diese besteht aus einer relativ älteren Au-betonten (Pyrit, Arsenkies) Mineralisation, welche nach Abschluß der Scherzonenbildung von einer relativ jüngeren silberreichen Buntmetall-Vererzungssequenz (Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Fahlerz) teilweise verdrängt wurde.

Die Hauptmasse des Goldes tritt im Pyrit in mindestens zwei Generationen auf. Einerseits in Form max. 10  $\mu\text{m}$  großer isogenetischer silberarmer Tröpfchen in heilen unzerbrochenen Pyritpartien (Legierungstyp Au1 =  $\text{Au}_{92,5}\text{Ag}_{7,5}$ ), und andererseits als max. 1  $\mu\text{m}$  große jüngere silberreiche Goldaggregate (Legierungstyp Au2a =  $\text{Au}_{70,3}\text{Ag}_{29,7}$ ), welche nach einer mit der Scherzonenbildung parallelisierbaren

Zerbrechung des Pyrits in dessen Kataklassen zusammen mit Bleiglanz und Kupferkies platzgenommen haben.

Speziell in den Gangklüften am Hirzbach wurde noch ein dritter silberreicher Goldtyp ( $Au_{2b} = Au_{6,1,2}Ag_{10,8}$ ) in Form max. 2 mm großer Einschlüsse im Bleiglanz angetroffen. Darüber hinaus tritt Freigold in der Gangart sowie sekundär umgelagert in limonitisierten tagnahen Kluf tabschnitten auf.

Silber tritt - abgesehen von seiner Bindung an Au - in Form max. 50  $\mu$ m großer diskreter sulfidischer Einschlußphasen (Ag-Tetraedrit, Pyrargyrit und am Kloben auch Polybasit) ausschließlich im Bleiglanz auf.

### **Der Reckner-Serpentinit- und seine Randgesteine** **Petrologie und Geochemie**

**Christian Dingeldey**

Diplomarbeit an der formal- und naturwiss. Fakultät der Universität Wien. Wien, 1991.

Der Reckner-Serpentinit, dessen tektonische Lage von den meisten Autoren (z.B. TOLLMANN, 1977) als unterostalpin angesehen wird, befindet sich am Südrand der Tuxer Voralpen in den Tarntaler Bergen (Tirol). Er besteht zum größten Teil aus serpentiniertem Lherzolit mit nur untergeordneten Vorkommen von Harzburgit und exotischen ultramafischen Kumulaten. Weiters wurden zwei winzige Vorkommen von Plag-CPX-Gabbro und monomineralischen Chloritfelsen gefunden. Der Ultramafitit wird randlich von einem schmalen Gürtel aus Ophikarbonatgesteinen begleitet, es überwiegen Ophicalcite, selten sind Dolomit-Talk-Ophikarbonate. Generell weisen die Ophikarbonate eine starke tektonische Überprägung auf. Als interessantestes Serpentintrandgestein ist ein meist nur wenige Meter mächtiger Horizont aus "Blauschiefern" zu nennen, der an den als Obermalm eingestuften Radiolarit grenzt.

Die Ultramafitite stellen großteils CPX-Spinell-Lherzolite dar, deren CPX gut erhalten sind. Die Zusammensetzung ihrer CPX und Spinelle läßt nach der Nomenklatur von ISHIVATARY (1985) keine eindeutige Zuordnung zu "subozeanischen" oder "subkontinentalen" Lherzoliten zu. Petrographisch lassen sich zumindest drei verschiedene Stadien der Serpentinisierung feststellen: eine älteste Lizarditgeneration (Formrelikte bildend), eine sekundäre Lizardit-Chrysotil-Generation (die Formrelikte weitgehend überwachsend) und eine relativ junge Antigoritgeneration.

Die Kämmererit-Pennin-Titanbiotit-Titanit-Schiefer, die als exotische CPX- und Ilmenitreiche ultramafische Kumulate interpretiert werden, enthalten Formrelikte aus Chlorit nach bis zu 10 cm großen Titanbiotit-Tafeln. Geochemisch sind diese Gesteine durch  $SiO_2$ -Gehalte zwischen 30 und 35 Gew.%,  $MgO$ -Gehalte um 24 Gew.%,  $Al_2O_3$ -Gehalte zwischen 14 und 16 Gew.% und  $TiO_2$ -Gehalte zwischen 5,5 und 7 Gew.% gekennzeichnet; V, Cr und Ni sind relativ hoch, Zr und Y liegen niedrig. Eine Interpretation dieser Gesteine als Ferrogabbros ist aufgrund der deutlich verschiedenen Spurenelementverteilung unhaltbar.

Die Blauschiefer werden als Abkömmlinge basaltischer Gesteine interpretiert, die mehr oder weniger stark mit Sedimentmaterial vermengt sind (Radiolarite). Sie haben neben

der metamorphen Umwandlung auch eine sehr starke Na-Metasomatose erfahren, verbunden mit einem Abtransport der Erdalkalien und einer lokal unterschiedlichen Fe-Zufuhr. Sie bestehen aus Quarz, Albit, Alkali amphibol (Crossit, Riebeckit oder Magnesioriebeckit), Stilpnomelan und Titanit. Selten sind Alkalipyroxene erhalten, die aufgrund ihrer Jadeitgehalte (nach POPP & GILBERT, 1972) eine ältere Hochdruckmetamorphose mit ca. 8 kbar erwarten lassen. Die Spurenelementverteilung der am geringsten von Sedimentmaterial verunreinigten Blauschiefer zeigt eine starke Affinität zu einem "Transitional MORB", dies deutet nach PEARCE (1980) auf relativ geringe Aufschmelzraten zwischen 5 und 10% hin.

Die magmatische Entwicklung des Reckner-Serpentinits (und der Blauschiefer) läßt sich mit jener der ostalpinen penninischen Ophiolitserien nicht vergleichen (HÖCK & KOLLER, 1989). Aufgrund des Vorherrschens von Lherzoliten und der "Transitional-MORB"-Charakteristik der Blauschiefer wird angenommen, daß der Reckner einen Teil des sich gerade im Anfangsstadium seiner Entwicklung zu einem Ozeanbecken befindlichen penninischen Ozeans darstellt.

Insgesamt können drei verschiedene Metamorphosestadien nachgewiesen werden. Die älteste wird als Ozeanische Metamorphose interpretiert, welche für die Bildung der titanreichen Biotite in den ultramafischen Kumulaten und für vereinzelt noch erhalten gebliebene Magnesiohornblende bis tschermakitische Hornblende in den Ophikarbonaten verantwortlich ist. Absolute Daten liegen noch nicht vor, es wird aber geschätzt, daß die Temperaturen deutlich höher lagen als jene der alpidischen Metamorphose. Die Na-Metasomatose in den Blauschiefern könnte etwa zur gleichen Zeit stattgefunden haben. Danach folgte eine druckbetonte Versenkungsmetamorphose, die in den Blauschiefern (Alkalipyroxen → ca. 8 kbar) und den Metagabbros (Mg-Pumpellyit → ca. 400 °C, SCHIFFMAN & LIOU, 1979) sowie in fuchsitischen Hellglimmern mit hoher Phengitkomponente in den Ophikarbonaten dokumentiert ist. Die jüngste Metamorphose, die offenbar mit der jungalpinen Tektonik in Zusammenhang steht, äußert sich in grünschieferfaziellen Mineralparagenesen.

Was die tektonische Stellung des Reckner betrifft, kann als sicher angenommen werden, daß er nicht zum Unterostalpin gehört, sondern ein Fragment des Penninikums (Äquivalent der Glocknerdecke) darstellt.

### **Lagerstättenkundliche Untersuchungen an gangförmigen Gold-Silber-Vererzungen der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern, Kärnten).**

**Gerhard Feltzinger**

Dissertation an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg, Salzburg, 1989.

In den östlichen Hohen Tauern betrieb man im Raum Badgastein und am Rauriser Goldberg, aber auch im Kärntner Anteil der Sonnblickgruppe bis ins 19. Jahrhundert, zuletzt im II. Weltkrieg, regen Bergbau auf gangförmige Au-Ag-Mineralisationen.

Der in der vorliegenden Arbeit untersuchte Teilbereich der Sonnblickgruppe (Zirknitztäler und oberes Wurtental) wird zur Hauptsache von porphyrischen Granit- bis Granodioritgneisen (Augengneisen) aufgebaut, die geochemisch als typische

Vertreter variszischer I-type Granite mit volcanic-arc bzw. post-collision Charakteristik zu klassifizieren sind und Ähnlichkeiten zu den Granitoiden des benachbarten Hochalm-Kernes aufweisen. Der Sonnblickgranit intrudierte altpaläozoische(?) vulkanosedimentäre Abfolgen, die im untersuchten Terrain im wesentlichen auf langgestreckte, NW-SE-streichende Metabasitzüge beschränkt sind. Geochemisch handelt es sich dabei um tholeiitische Basalte und basaltische Andesite eines ocean floor bzw. subduktionsbezogenen island-arc Milieus, bei der zweiten Gruppe tritt zusätzlich eine within-plate Magmenkomponente stärker in den Vordergrund. Die Metabasite sind als Äquivalente zu Teilen der Habachformation zu interpretieren. Peripher wird der Sonnblick-Gneiskern von (par)autochthonen permomesozoischen Metasedimenten und Metavulkaniten überlagert (vorwiegend triassische Karbonatgesteine und jurassische Kalkglimmerschiefer/Phyllite, Schwarzphyllite und Prasinite der Bündnerschieferformation, beispielsweise im Bereich der Mallnitzer Mulde).

Im Zuge der alpidischen Einengungs- und Überschiebungstektonik erfuhr der Sonnblickgranit mitsamt seiner Sedimenthülle eine intensive Deformation und liegt heute als NW-SE-elongierte Gneiswalze vor. Die Gesteine wurden schließlich von einer syn- bis postkinematischen Regionalmetamorphose überprägt, die im Sonnblick-Gneiskern die Grenze der oberen Grünschiefer-/Untere Amphibolitfazies erreichte (ca. 500 °C, 4-8 kbar).

Die postmetamorphe Bruchtektonik resultierte in der Ausbildung von zwei Hauptstörungssystemen: Ein Bündel subparalleler NW-SE-streichender Störungen stellt die Fortsetzung der Mölltallinie, einem Lineament 1. Ordnung, innerhalb der Sonnblickgruppe dar. Später angelegte, häufig kilometerlange NNE-SSW-streichende (N10-30°), steil nach W oder E einfallende, meist 1 - 1,5 m mächtige Strukturen führen edelmetallhaltige Sulfidmineralisationen; sie werden allgemein als "Tauerngoldgänge" bezeichnet.

Zwei Hauptvererzungsphasen können unterschieden werden: Eine ältere Au-führende Pyrit-Arsenopyrit-Quarz-Paragenese wird häufig von hydrothermal alterierten (serizitisierten und silifizierten) Nebengesteins-Fragmenten begleitet. Das Gold ist Ag-reich (10 - 25 Gew.-%) und tritt in Form 10-30 µm kleiner Tröpfchen einschlußartig in Pyrit und/oder in Rissen von Pyrit und Arsenopyrit auf. Die Gleichgewichtsparagenese Pyrit-Pyrrhotin-Arsenopyrit weist auf eine Erzbildung bei ca. 365-410 °C/log a(S<sub>2</sub>) = -6,7 bis -8,2 hin. Eine jüngere Ag-Pb-Zn-Cu-Sb-Bi-Sulfid/Sulfosalzmineralisation tritt vorwiegend in den oberen Teufen auf und wird von grobspätigem FeMg(Mn)-Karbonat als Gangart begleitet. Sie wurde vermutlich bei niedrigeren Temperaturen und/oder höherer S-Aktivität abgeschieden, wobei CO<sub>2</sub> als volatile Phase eine wesentliche Rolle spielte. Haupterze dieser Paragenese sind Galenit, Sphalerit und Chalkopyrit. Galenit enthält eine Vielzahl von Silberträgern wie Ag-haltigen Tetraedrit, Polybasit, Pyrargyrit, Matildit und Gustavit-Lillianit. Im Ausgehenden der gangförmigen Edelmetallvererzungen wurde Gold supergen angereichert, der Feingehalt ist gegenüber den Primärerzen erhöht (ca. 10-11 Gew.% Ag). Akanthit- und Covellin-Säume sind typische zementative Neubildungen der Ag-Pb-Zn-Cu-Assoziation.

Lokal enthalten auch NE-SW-streichende, dm-mächtige Quarzgänge Au-führende Sulfidvererzungen. Haupterz ist stets Pyrit, manchmal assoziiert mit Tetradymit, (Tsumuit), Sulfosalzen aus der Aikinit-Bismuthinit-Reihe und gediegen Gold (ca. 11 Gew.% Ag). Die Quarzgänge enthalten zum Teil auch Molybdänit und Rutil.

Ihrer bruchtektonischen Anlage entsprechend setzen die Vererzungen des "Tauerngoldgang-Typus" bevorzugt im Zentralgneis auf. Sie sind strukturell kontrolliert und bewirken nur unbedeutende Nebengesteins-Alterationen. Außerdem weisen die Sonnblickgneise keine Anomalien hinsichtlich erzenetisch relevanter Metall-/Metalloide auf, sodaß eine lagerstättenbildende Metallanreicherung etwa im Zuge lateralsekretionärer Prozesse auszuschließen ist. Die zur Erzgenese benötigten Metallkonzentrationen könnten entweder aus tieferen Stockwerken des Zentralgneis bezogen werden, und zwar durch eine extensive Remobilisation und Rekonzentration der ursprünglich geringen Gehalte im Zuge progressiver Metamorphose, oder aber aus hydrothermalen Restlösungen eines in der Teufe des alpidischen Orogens kristallisierenden Magmas(?). Vermutlich im Zusammenhang mit der postmetamorphen Heraushebung des Tauernfensters angelegte, tiefreichende Bruch- und Scherzonen schufen eine geeignete Wegsamkeit für den Aufstieg der metallhaltigen Fluide und damit die Möglichkeit einer Erzabscheidung infolge Abkühlung und/oder Drucker-niedrigung.

### **Reinigungsprozesse im Grundwasser am Beispiel einer Bor-Kontamination im Untergrund von Wien-Donaustadt**

**Sabine Grupe**

Diplomarbeit an der formal- und naturwiss. Fakultät der Universität Wien. Wien, 1988.

Eine Kontamination des Grundwassers von Wien-Donaustadt mit Bor und eine dadurch bedingte Gefährdung der Brunnenanlagen in Wien-Lobau waren Anlaß für eine Untersuchung möglicher, im Aquifer stattfindender Abbauprozesse.

Der Schadstoffeintrag in den aus Donausedimenten aufgebauten Grundwasserleiter und die zu untersuchenden Reinigungsprozesse wurden mittels einer dafür entwickelten Labormethode simuliert.

Sorptionskapazitätsmessungen, sowie die Ermittlung der die Sorptionskapazität beeinflussenden granulometrischen und mineralogischen Zusammensetzungen der Sedimente ergaben, daß eine Konzentrationsabnahme von Bor im Grundwasser vor allem durch physikalische Vorgänge wie Verdünnung und nur untergeordnet durch Adsorption an Eisenhydroxiden und Tonmineralen im Untergrund erfolgt.

Ein physikalisch-chemischer Reinigungsprozeß, wie der Abbau von Bor aus dem Grundwasser durch eine irreversible Bindung an Tonminerale des Grundwasserleiters, ist ohne Bedeutung.

## **Ausbreitung von Bor Im Grundwasser der Oberen Lobau/Wien. Dynamik und Prognose.**

**Sabine Grupe**

Dissertation an der formal- und naturwiss. Fakultät der Universität Wien. Wien, 1992.

Anfang der achtziger Jahre wurden in der Oberen Lobau (Wien) Vegetationsschäden beobachtet, die auf die künstliche Beregnung mit Bor-kontaminiertem Grundwasser zurückgeführt werden konnten. Die Kontamination wurde mit der Deponie eines ehemaligen Borax-Werkes in Zusammenhang gebracht, die in der Folge umschlossen wurde.

Seit 1983 werden die räumliche und die zeitliche Ausbreitung der Fahne beobachtet. Das infiltrierte Bor kontaminierte das Grundwasser über eine Fläche von ca. 15 km<sup>2</sup>. Beruhend auf vorhandenen Daten, Ergebnissen aus Laboruntersuchungen, vorgegebenen Randbedingungen und angenommenen Parametern wurde im Rahmen dieser Arbeit das Grundwasserregime der Oberen Lobau mathematisch erfaßt und durch ein zweidimensionales, horizontal-ebenes Finite-Elemente-Modell simuliert. Daraus lassen sich die das System beeinflussenden Größen ermitteln, Ursache und Eintragszeitpunkt sowie zukünftige Entwicklungen abschätzen:

1. Form und Ausbreitung der Bor-Kontaminationsfahne werden entscheidend durch zwei lokale Einflüsse geprägt:
  - a. Die Kommunikation zwischen dem Grundwasserkörper und einem Altarm der Donau wird durch unterschiedliche Schwellen im Gerinne kontrolliert.
  - b. Eine nahe der Deponie befindliche Grundwasserentnahme für industrielle Nutzung erzeugt einen Absenkrichter, der das Strömungs- und Konzentrationsfeld nach Norden ablenkt.
2. Als Eintragszeitpunkt wurde 'Mitte der siebziger Jahre' bestimmt. Dieser Zeitpunkt liegt zwischen dem Produktionsende der Borax-Werke 1973 und dem Betriebsschluß 1976.
3. Es gibt keinen ursächlichen Zusammenhang zwischen dem Eintrag von Bor ins Grundwasser und einer grundwasserrelevanten Baumaßnahme im Aussagegebiet (Hochwasserentlastungsgerinne der Donau).
4. Eine kontinuierliche Sickerwassermarkierung durch Bor aus dem Deponiekörper wird nicht ausgeschlossen. Eine Auslaugung der Deponiesohle durch Grundwasser und eine Auswaschung des Anschüttungsbereiches durch Niederschlagswasser können jedoch nicht Ursachen der im Grundwasser der Oberen Lobau vorgefundenen Bor-Konzentration sein.
5. Rückrechnungen der eingetragenen Mengen lassen die Infiltration einer hochkonzentrierten Bor-Lösung bei Schließung der Borax-Werke vermuten.
6. Die Trinkwasserwerke der Lobau sind durch die Bor-Kontamination nicht gefährdet.

## **Kluftquarz als Indikator des Metamorphosgrades in den Hohen Tauern**

**Georg Kandutsch**

Dissertation an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg, Salzburg, 1989.

Die Beobachtung und Kartierung von Habitus und anderen Wachstumserscheinungen an Quarzen zeigt, daß eine klare Abhängigkeit dieser Erscheinungen von der Temperatur u.a. gegeben ist. Die Ausarbeitung der Beobachtungskriterien führt zu einer Methode, die als einfach und kostengünstig zu bezeichnen ist. Diesen Beobachtungen gemeinsam mit Kriterien wie Paragenesen und Wachstumserscheinungen an Feldspäten könnte eine Metamorphosekarte erstellt werden. Der herausragende Vorteil von Quarz als "Indexmineral" ist seine weite Verbreitung, sodaß die Beobachtungsstellen ein dichtes Netz bilden. Die Temperaturangaben beziehen sich auf die durch Sauerstoffisotopen bestimmte Bildungstemperatur. Als kritisches Unterscheidungsmerkmal gelten Lamellenquarz und Makromosaikbau. Bei Makromosaikbau sind 2 Gruppen zu unterscheiden:

- Hohe Temperatur (> 500 °C) - spitzrhomboedrischer Habitus
- Niedere Temperatur (< 500 °C) - prismatischer Habitus

Diese Beobachtungen zusammen mit Beobachtungen von Feldspatformen und Verzwilligungsarten kann als Geothermometer angewandt werden.

## **Experimentelle Zeolithbildung durch Umwandlung von Bläherlit**

**Bernhard Konrad**

Diplomarbeit an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Graz, Graz, 1989.

Das Ziel dieser Arbeit ist die Herstellung technisch wichtiger Zeolithe aus einem natürlichen Ausgangsmaterial (erhitzter Perlit), wobei besonders die Erzeugung einer maximalen Menge an Zeolith in möglichst kurzen Reaktionszeiten und bei niedrigen Temperaturen angestrebt wird.

Für diese Zielsetzung wurde Bläherlit aus Ungarn (Vorkommen Pálháza) als besonders reaktionsfreudiges Produkt mit einem  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis von 10,05 und einer Korngröße unter 40  $\mu\text{m}$  verwendet.

Die Experimente wurden sowohl im Certoclav (Dampfsterilisator) bei gesättigtem Wasserdampfdruck und Temperaturen von 100 °C - 140 °C als auch in Erlenmeyerkolben bei Atmosphärendruck und Temperaturen von ca. 100 °C durchgeführt.

Die Versuche erfolgten sowohl mit als auch ohne Al-Zugabe, da die Bildung bestimmter Zeolithe (z.B. Zeolith A, Na, K-F) nur mit Al-Zugabe möglich ist. Die einwirkenden Lösungen waren 0,5n - 4,0n NaOH, 0,5n - 6,0n KOH sowie 0,5n - 2,0n NaOH + KOH, wobei auch die Vorbehandlung der Ausgangssubstanz (= Überführen der Ausgangssubstanz mittels heißer konzentrierter Lauge in den Gelzustand) eine große Rolle spielte.

Weiters wurde versucht, die Bildungszeit einiger Zeolithe (Zeolith A, Zeolith K-F) durch Zugabe von Salzen (NaCl, KCl) sowie Impfkristallen auf ein Minimum zu reduzieren.

Faktoren, die somit die Zeolithbildung beeinflussten, waren:

- Si/Al-Verhältnis der Ausgangssubstanz
- Änderung des Si/Al-Verhältnisses der Ausgangssubstanz durch Zugabe von Aluminium
- Konzentration der einwirkenden Lösung
- Bildungstemperatur
- Vorbehandlung der Ausgangssubstanz
- Zugabe von NaCl, KCl, sowie Impfkristallen

Folgende Zeolithe konnten hergestellt werden:

Na-Zeolithe: Zeolith A, Zeolith Na-Pc, Zeolith HS, Zeolith X, Analcim

K-Zeolithe: Zeolith G, Zeolith K-F

Na,K-Zeolithe: Zeolith Na,K-F, Nephelinhydrat I, Zeolith W, Zeolith ZK-19

Die experimentellen Untersuchungen haben ergeben, daß die Bildung einer großen Anzahl von Zeolithen unterschiedlichster Zusammensetzung und Eigenschaften aus einer Si-reichen silikatischen Ausgangssubstanz durch die Variation der Bildungsbedingungen möglich ist.

### **Montangeologische Untersuchungen im As-Au-(Ag)-Bergbau Rotgülden im Lungau**

**Michael Lang und Johannes Weidinger**

Diplomarbeit an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg. Salzburg, 1989.

In den permo-mesozoischen Metasedimenten der Silberekserie (Tauern-Ostrand) traten hauptsächlich an die Marmore gebundene Sulfid- und Edelmetallmineralisationen auf.

Die Untersuchungen der Typuslokalität dieser Vererzungen, der As-Au-(Ag)-Lagerstätte Rotgülden, zeigte, daß diese Mineralisation an eine alpidische Störung gebunden und durch hydrothermale Erzlösungen gebildet worden ist. Im Bergbaubereich konnten vier Vererzungstypen unterschieden werden: Eine Arsenopyrit-betonte Vererzung im Schiefer bzw. im Kalkmarmor. Weiters eine massige Pyrrhotin-Arsenopyrit-Pyrit-betonte Vererzung im Dolomitmarmor, sowie eine Chalkopyrit-Pyrit-Imprägnation in diesem.

Gold kommt vorwiegend als Einschluß im Arsenopyrit und Pyrrhotin vor. Charakteristisch ist die Assoziation von gediegen Wismut und Bismuthinit mit edelmetallhaltigen Phasen (Hessit, Gustavit).

## Geologie und Erzmineralogie der Lagerstätte Leogang (Salzburg)

**Christian Lengauer**

Dissertation an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg, Salzburg, 1989.

Ziel der Arbeit war eine montangeologische Neubearbeitung der Lagerstätte Leogang und die Erarbeitung eines Modells der Erzgenese. Als Basis dienten Arbeiten von HADITSCH & MOSTLER, 1970 (Geologie) und PAAR & CHEN, 1986 (Erzmineralogie). Die Lagerstätte befindet sich im Schwarzleotal (Salzburg), 5 km westlich Leogang, und besteht aus drei Revieren. Das Revier am Nöckelberg ist zur Gänze verbrochen, die Reviere Vogelhalt und Schwarzleo sind zum Teil begehbar.

Die wichtigste lithologische Einheit sind die jungpaläozoischen (Obersilur - Oberdevon) "Südfaziesdolomite", an welche sowohl die untersuchte, polymetallische Sulfidvererzung als auch die Magnesitvorkommen der westlichen Grauwackenzone gebunden sind. In der Abfolge der Südfaziesdolomite bilden violette "Flaserdolomite" einen charakteristischen Leithorizont, der ins mittlere Devon gestellt wird. Sie sind bemerkenswert, da sie eine Cinnabarit-Mineralisation und entlang den Schichtflächen Fe-reiche Chlorite führen. Zusammen mit der am Nöckelberg festgestellten Verbindung von Südfaziesdolomit mit Tuffen ergibt sich daraus die Forderung nach einem jungpaläozoischen Vulkanismus, wie er von HEINISCH (1987) südlich des Lagerstättengebietes nachgewiesen wurde.

Die Tektonik wird durch alpidische Lineamente repräsentiert, wobei die dominierenden, jungalpidischen Anteile (NNE-SSW) keine Vererzung führen. Diese ist an ein frühalpidisches Makrogefüge (NE-SW, NW-SE) gebunden.

Die Metamorphose wurde mit Illit-Kristallinität und Muskovit-Barometrie untersucht. Im Lagerstättenraum läßt sich ein Übergang von der Anchi- und Epizone feststellen, was Temperaturen von 300 bis 350 °C entspricht. Die Isofläche der Metamorphose fällt nach Norden. Bei den Muskoviten können zwei Populationen unterschieden werden, die als Produkte der alpidischen und variszischen Metamorphose interpretiert werden. Kristallinität und Chemismus der autigenen Chlorite zeigen einen kausalen Zusammenhang mit dem Metamorphosegrad.

In der Erzmineralogie der drei Bergbaureviere können sieben Paragenesen unterschieden werden:

- synsedimetäres Hg-Sb-Fahlerz (Schwazit).
- synsedimetäre Galenitparagenese mit Ni-Co-Erzen. Radiometrische Untersuchungen ergaben ein oberdevonisches Pb-Isotopenalter.
- eine höhertemperierte (Co-Fe-Gersdorffit I) und eine niedertemperierte (Ni-Gersdorffit II, Siegenit) Kobalt-Nickel-Vererzung, die in Verbindung mit der Galenitparagenese stehen.
- eine Cu-reiche Bornitparagenese mit charakteristischen Ge-Trägern (Renierit, Mawsonit).
- alpidisch vererzte, aus variszischen Paläokarst gebildete Breccien.
- nahezu monomineralische, an die altalpidische Tektonik gebundene Fahlerzklüfte.
- in Verbindung mit der Bornitparagenese treten seltene Cu-Pb-Ag-Hg-Sulfide als ein Produkt niedertemperierter, jungalpidischer Remobilisationen auf.

Im Fahlerzchemismus lassen sich in den synsedimentären Paragenesen erhöhte Sb-Zn-Gehalte feststellen. Die alpidischen Fahlerze hingegen reflektieren einen Anstieg von As und Cu in den ertransportierenden Lösungen. Der Fahlerzchemismus stellt ein brauchbares Entscheidungskriterium zur genetischen Einstufung der Gersdorffit-Paragenese (variszisch) und Bornitparagenese (alpidisch) dar.

Die Genese der Lagerstätte beginnt im Oberdevon mit der Platznahme Pb-Sb-Hg-reicher Paragenesen im marginalen Bereich eines basaltischen, submarinen Vulkanismus. Die durch spätere erzbildende Vorgänge ausgeschiedenen Phasen dürften ihren Ag-Hg-Gehalt ebenfalls aus dem Elementspektrum des junpaläozoischen Vulkanismus beziehen. Gleichzeitig wurden hochtemperierte Co-Ni-Erze im Bereich der Karbonate ausgeschieden. Während des alpidischen Zyklus wurden zuerst höhertemperierte Cu-reiche Phasen (bornit) und später Cu-ärmere, von Fahlerz dominierte Paragenesen, präzipitiert. In spätalpidischer Zeit kam es durch Reaktion niedertemperierter Ag-Hg-Pb-Ni-Remobilisate mit den Cu-reichen Ausscheidungen zur Bildung seltener Sulfide bzw. Sulfosalze.

### **Die Kaolinlagerstätte Krummnußbaum an der Donau (Niederösterreich)**

**Fritz Menzi**

Dissertation an der formal- und naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien. Wien, 1989.

Die Dissertation behandelt die Genese der Kaolinlagerstätte Krummnußbaum, wobei neben der Feststellung der geologischen Position petrologische, mineralogische, Isotopen-geochemische und geochemische Untersuchungen herangezogen werden sollten. Außerdem war durch Ermittlung Keramo- und Füllstoff-technischer Kennzahlen die Bedeutung des Rohstoffes hinsichtlich seiner Verwendung in der Fein- und Grobkeramik und Füllstofftechnik zu beurteilen.

Zu diesem Zweck wurden vorerst die geologisch-lithologischen Grundlagen durch umfassende Kartierung der im Untersuchungsbereich liegenden Aufschlüsse und der bereits abgetäufelten Bohrungen bearbeitet und wertvolle Kenntnisse für die Genese gewonnen. Ein dabei entdecktes kleines Kohlevorkommen wurde hinsichtlich der Frage, ob organische Substanzen an der Entstehung der Tonminerale (vor allem Kaolinit) beteiligt sind, untersucht. Die mit modernen Methoden vorgenommene Phasenanalyse unter Einbeziehung der chemischen und röntgenographisch-kristallographischen Untersuchungen hat geklärt, um welchen Strukturtyp und Ordnungsgrad es sich handelt und lieferte so wichtige Hinweise auf die Genese. Unterstützt wurde diese Untersuchung durch elektronenmikroskopische Aufnahmen, die wertvolle und teils neue Erkenntnisse hinsichtlich der Bildungsbedingungen bzw. des Alterationsprozesses der Feldspäte erbrachte, vor allem in Hinblick auf den dadurch entstehenden Kaolinit bzw. die Tonmineralbildung in Abhängigkeit von pH-Wert, Redoxpotential und Primärzustand des Ausgangsmaterials Granulit. Dabei spielten tektonische Vorgeschichte sowie Makro- und Mikrofugen eine besondere Rolle. Die Untersuchung der Sauerstoffisotope  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  hat wesentlich zur Klärung der Frage, ob die Bildung des Kaolinit unter hydrothermalen Bedingungen oder durch Alteration

(Verwitterung) erfolgte, beigetragen. Sedimentologische Untersuchungen von Schwermineralen ergaben, daß die Transportweiten nicht groß waren.

Rohstoff-seitige Fragen wurden mit Unterstützung des Technikums eines Kaolinproduzenten und anhand von Bohrproben durchgeführt.

Über die Genese der Kaolinlagerstätte Krumnußbaum läßt aussagen, daß die Lagerstätten-bildende Anreicherung in zweifacher Weise erfolgte: (i) eine kaolinreiche Verwitterungskruste, die durch chemische Alteration der Feldspäte des Ausgangsgesteins Granulit kontinuierlich hervorging; (ii) ein darüberliegendes umgelagertes Kaolinsandlager, welches durch mehrere kleine Schwermineralhorizonte gekennzeichnet ist. Im Vergleich zu anderen österreichischen Kaolinlagerstätten, wie Schwertberg-Weinzierl (O.Ö.) und Mallersbach-Niederfladnitz (N.Ö.) sind wesentlich Parallelen zu finden.

### **Geochemical, Petrological and isotope studies related to the genesis of antimony deposits in the eastern alps with special reference to the deposit of Schlaining, Burgenland, Austria**

**Sirlinagha Nawaratne**

Dissertation an der formal- und naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien. Wien, 1989.

In den Ostalpen ist eine große Anzahl von meistens sehr kleinen Antimonitlagerstätten an vulkanosedimentäre Sequenzen gebunden. Der einzige gegenwärtig in Betrieb befindliche Antimonbergbau in Österreich liegt bei Schlaining im Burgenland. Geochemische, petrologische und isotopengeochemische Studien über Gesteine aus Schlaining und anderen Antimonerzbezirken der Ostalpen wurden zur Klärung der Genese dieser Lagerstätte durchgeführt. Geologische Informationen wurden von früheren Arbeiten mit Feld- und Bohrkernbeobachtungen übernommen.

Das Schlaininger Gebiet besteht aus zwei tektonischen Einheiten, unterlagert von einer Serie von Phylliten, Grünschiefern und Ophioliten. Jede der tektonischen Einheiten besteht aus mächtigen Sedimentserien aus verschiedenen Phylliten und Schieferen überlagert von einem Grünschiefer. Die ganze Einheit gehört zur penninischen Rechnitzer Gesteinsserie. Die Antimonitvererzung ist an die untere tektonische Einheit gebunden. Zusätzlich zu den sedimentären Gesteinen und Grünschiefern (Metabasalte) treten manchmal auch Ultramafite in der Gesteinsfolge auf und sind teilweise mit der Vererzung verknüpft.

Die Antimonvererzung ist auf den obersten Teil der sedimentären Abfolge mit den Vulkaniten beschränkt. Man findet sie nur in einer speziellen Gesteinsart. Höhere Antimongehalte kommen vor allem in Gesteinen mit Mg- und Fe-hältigen Karbonaten vor. Die Vererzung tritt in Form von Gängen, Lagergängen und auch "disseminated ores" auf. Das Blei-Isotopenalter der Gesteine stimmt mit dem stratigraphischen Alter (Mikrofossilienfunde in einigen Kalkschiefern) überein und kann der Kreidezeit zugeordnet werden.

Die Sb-Vererzung von Schlaining wurde von relativ homogenisierten erzbringenden hydrothermalen Lösungen gebildet. Die strukturellen Beziehungen der Erzlager zu den

Nachbargesteinen und die gefundenen Alter sind für eine schicht- und zeitgebundene Vererzung charakteristisch. Das Erz in den vererzten Schichten und auch die konkordanten und diskordanten Vererzungen können so interpretiert werden, daß sie im Zusammenhang mit synsedimentär-submarinen hydrothermalen Vererzungen stehen. Es gibt jedoch kein absolut stichhaltiges Argument gegen eine Hypothese, daß die vererzten Schichten ursprünglich durch Imprägnation während jüngerer tektonischer Bewegungen gebildet worden sein könnten, da sie in einer tektonisch stark beeinträchtigten Zone auftreten und die karbonathaltigen "host rocks" wahrscheinlich genügend porös waren, um die Vererzung zu ermöglichen. Ähnlich kann man auch argumentieren, daß die Lagergänge und diskordanten Vererzungen post-metamorph wären. Diese Ansicht würde durch die niedrigen Mineralisations-Temperaturen (125 - 150 °C) begünstigt, die bei Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen eines in der Abfolge jüngerer Kalkspats aus einem diskordanten Gang festgestellt wurden. Die jungalpidische Metamorphose hat in diesem Gebiet Temperaturen um 400 °C erreicht. Beide Temperaturen sind signifikant verschieden. Die tektonische Situation spricht nicht für diese Ansicht, sondern eher für eine schicht- und zeitgebundene Vererzung.

Die anderen Antimonvererzungen (z.B. Kreuzeck- und Goldeckgruppe) in den Ostalpen sind altpaläozoischen Alters und ihre tektonische Lage weist auf schicht- und zeitgebundene Vererzungen. Diese Lagerstätten sind wahrscheinlich synsedimentär bis epigenetische Mineralisationen, die durch submarine hydrothermale Prozesse gebildet worden sind. Die erzbildnenden Lösungen waren weitgehend homogen und der Schwefel ist, wie der von Schlaining, nichtbiogenen Ursprungs. Der  $\delta^{34}\text{S}$ -Wert ist jedoch signifikant verschieden.

Im Gegensatz zur jüngeren Lagerstätte von Schlaining führen die paläozoischen Antimonlagerstätten Scheelit. Die Vererzungen aus dem Paläozoikum und der Kreide treten gemeinsam mit ozenaischen Metabasalten auf. Die Beobachtungen zeigen, daß Gesteinsassoziation und Vererzung im Zusammenhang mit schmalen Zonen des Riftings und in Verbindung mit Subduktionszonen stehen könnten. Die alpidischen Antimonvererzungen von Schlaining sind bezüglich der geotektonischen Gegebenheiten mit den alpaläozoischen Antimonlagerstätten der Ostalpen vergleichbar. In beiden Fällen bleibt die Frage nach dem Ursprung des Antimons und der erzbringenden Lösungen noch unbeantwortet.

### **Sedimentpetrographische Bearbeitung der Gipsbergbaue Grubach/Kuchl und Webing/Abtenau mit dem Versuch einer paläogeographischen Deutung**

**Monika Paulus-Grill**

Dissertation an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg. Salzburg, 1989.

Die Gipsbergbaue Grubach und Webing der Firma Erste Salzburger Gipswerke Christian Moldan KG bilden einen Teil der annähernd 300 km in östliche und einige km in westliche Richtung streichenden Hallstätter Fazies.

Petrographische und mineralogische Untersuchungen ergaben einige charakteristische Besonderheiten für beide Abbaubereiche. Neben dem hohen Anhydrit-Gehalt findet man in Grubach zahlreiche authigen bis metamorph entstandene Minerale wie Quarz, Magnesit, Phengit und K-Feldspat.

Webing hingegen weist einen höheren Halit-Gehalt auf und die o.a. authigen bis metamorph gebildeten Minerale sind hier seltener vertreten. Zum Unterschied von Grubach findet man Einlagerungen von Quarz-Sandstein im Gipsgestein, die bis jetzt nur in Webing nachgewiesen werden konnten.

Den sedimentären Strukturen zufolge kann man für Grubach einen sehr flachen Sedimentationsbereich - ähnlich einem "coastal sabkha" - mit unterschiedlich intensiver mariner Beeinflussung annehmen. Die Wechsellagerung des Gipshaselgebirges mit Gipsgesteinen (besonders in Webing) läßt einen flach geneigten Hang mit ruhiger Sedimentation vermuten (unterhalb der Wellenbasis).

Die vulkanischen Einschaltungen deuten auf episodische Ereignisse hin, da sich diese in bestimmten Sedimentpaketen angereichert haben (z.B. im grünen Gipshaselgebirge).

Ein Vergleich des Arbeitsgebietes mit rezenten Ablagerungsbereichen (z.B. Baja California, Rotes Meer; KINSMAN, D.J., 1969) wird für eine Klärung der paläogeographischen Situation der Evaporitsedimente der Lammereinheit als wichtig betrachtet, obwohl dadurch die Frage einer exakten Lagebestimmung noch nicht gelöst werden kann. Durch postsedimentäre tektonische Einflüsse ist die Lammerzone (mit den Lagerstätten Grubach und Webing) heute als ein Ergebnis einer Bruch- und Gleitbewegung zu betrachten.

## **Kristallchemische Untersuchungen an orthorhombischen Amphibolen**

**Michael Schlamadlner**

Dissertation an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Graz. Graz 1990.

Die Strukturuntersuchung der Anthophyllite von St. Leonhard an der Saualpe bzw. von Roßalm/Reißeckgruppe stellt eine Fortsetzung zweier Untersuchungen an orthorhombischen Amphibolen dar, die an diesem Institut bereits durchgeführt wurden (WALITZI et al., 1989 sowie WALTER et al., 1989). Die Bearbeitung erfolgte u.a. deswegen, weil die Gruppe der orthorhombischen Amphibole bis jetzt nur unzureichend bekannt ist. Genaue Gitterkonstanten der beiden Amphibole wurden mit einem Guinierdiffraktometer bestimmt, die optischen Konstanten an Einkristallen mit Hilfe des Spindeltisches. Chemische Analysen erfolgten sowohl auf klassischem Weg der Silikatanalyse als auch mit Hilfe der Atomabsorptionsspektrometrie. Sie lieferten wegen zu geringer Probenmengen nur etwas ungenaue Ergebnisse. Die Kristallstrukturen wurden mittels Vierkreisdiffraktometer-Daten und Mo-K $\alpha$ -Strahlung in der Raumgruppe Pnma bestimmt. Während die Verfeinerung des Anthophyllits von der Roßalm zufriedenstellende R-Werte lieferte, konnten im Fall des Anthophyllits von St. Leonhard wegen faseriger Kristallausbildung nur ein R-Wert von 10% erreicht werden. Die Verteilung von Si und Al auf Tetraeder-Positionen wurde nach HAWTHORNE (1983)

aus den mittleren Tetraederbindungsängen abgeleitet. Aufschlüsse über die Verteilung der Kationen Al, Mg und Fe wurden neben der röntgenkristallographischen Besetzungsdichteanalyse von Punktlagen mit kristallchemisch-geometrischen Korrelationen (SEIFERT, 1977; ROBINSON, 1971) sowie mit Infrarot- und Mössbauer-Spektroskopie gewonnen. Die M-Positionen beider Amphibole zeigen hinsichtlich ihrer Kationen-Besetzung hohen Ordnungsgrad. In guter Übereinstimmung mit Literaturdaten wurden geringe Eisengehalte auf M1 und M3, vorwiegende Besetzung von M2 durch Magnesium sowie eine Anreicherung von Eisen, welches praktisch nur in zweiwertiger Form vorliegt, auf M4 gefunden.

## **Zur Petrographie "exotischer" Blöcke In der SE-bayerischen Flyschzone**

**Richard M. Vleireicher**

Diplomarbeit zur der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg, Salzburg, 1989.

Diese Arbeit beschäftigt sich hauptsächlich mit der Petrographie der exotischen granitoiden Blöcke, die in der SE-bayerischen Flyschzone als westlichstes Glied einer Reihe von Vorkommen am Nordrand der Ostalpen auftreten.

Bei diesen Blöcken handelt es sich um epimetamorphe, Na<sub>2</sub>O-betonte I-Typ Granite mit hohen Strontium- und Bariumwerten, für die geotektonisch ein "volcanic arc granite environment" angenommen werden muß; einen Hinweis darauf liefern auch die erzmikroskopischen Untersuchungen. Mit ihren Charakteristika zeigen die Blöcke Übereinstimmung zu den übrigen "cetischen" Granitoiden der Flyschzone von Salzburg bis Wien sowie zu Gesteinen, wie sie im cadomischen Bruno-Vistulikum in Mähren anzutreffen sind. Darüberhinaus gestattet gerade die Probenserie aus dem hiesigen Arbeitsgebiet die Verbindung zwischen den beiden für ein "Cetisches Massiv" kennzeichnenden Typen, nämlich des Buchdenkmal-Granodiorits bzw. der Tonalite bis Quarzdiorite vom Typus Schaitten herzustellen. Untersuchungen an Zirkonen bekräftigen ebenfalls diesen Zusammenhang, sodaß von einer einheitlichen Gesteinssuite gesprochen werden kann.

Weiters kann gezeigt werden, daß die hier gefundenen und beschriebenen exotischen Blöcke in die eozäne Buntmergelserie des Nordultrahelvetikums gehören, allerdings ohne direkten Kontakt zu dieser Matrix. Diese Situation entspricht im wesentlichen jener der zahlreichen Vorkommen des Buchdenkmal-Granodiorits im Originalgebiet von Pechgraben bei Großraming, OÖ.

Eine ebenfalls im Kontakt zur Buntmergelserie stehender, stark karbonatisierter Serpentinikörper wurde mit untersucht und kann als tektonisch beanspruchtes Gestein ehemals lherzolitischer Zusammensetzung interpretiert werden. Es dürfte aber kaum zu den "cetischen" Exotika zu stellen sein, sondern eher in die Gruppe der jüngeren (Ultra)-Mafite im Flysch-Ultrahelvetikumsbereich.

Granitoide aus dem Bolgenkonglomerat der Feuerstätter Decke des Allgäus wurden zu Vergleichszwecken näher untersucht. Sie zeigen petrographisch wie geochemisch grundlegende Unterschiede gegenüber "cetischen" Exotika, sodaß trotz einer tektonisch-stratigraphisch ähnlichen Position unterschiedliche Liefergebiete

angenommen werden müssen. Zur Frage nach der Zugehörigkeit der "cetischen" Blöcke kann insofern beigetragen werden, als die hiesigen petrographischen Untersuchungen und Beschreibungen noch nähere Vergleiche vom Bayerisch-Salzburgischen Grenzgebiet bis zum Bruno-Vistulikum im Mährischen Raum ermöglichen.

## **Quantitative röntgenographische Phasenanalyse von synthetischen Mineralgemengen. Vergleich verschiedener Methoden**

**Martina Zotti**

Diplomarbeit an der technisch-naturwiss. Fakultät der Technischen Universität Wien. Wien, 1990.

In der vorliegenden Diplomarbeit wurden Methoden der quantitativen röntgenographischen Phasenanalyse diskutiert und drei von ihnen -- die Methode des Externen Standards, die Methode der bekannten Addition und die Methode des Auto-Flushing -- durch umfangreiche eigene Messungen und nachfolgende Auswertung näher untersucht.

Als Ausgangssubstanzen der Untersuchungen wurden Korund, Rutil, Eskolait, Cerianit und Zinkit auf Grund der Empfehlung des National Bureau of Standards (DRAGOO, 1986) gewählt. Darüber hinaus wurden noch Quarz, Calcit und Fluorit aufgrund besonderer Eigenschaften herangezogen (Tendenz zu starken Textureffekten bei Calcit und Fluorit, Entstehung amorpher Anteile bei der Vermahlung von Quarz).

Aus den genannten Reinphasen wurden binäre, ternäre und quaternäre Mischungen hergestellt. Reinproben und Mischungen wurden mit einem Röntgenpulverdiffraktometer PHILIPS PW1800 unter Verwendung von Cu-K $\alpha$ -Strahlung und eines Graphitmonochromators vermessen. Neben der Auswertung nach den genannten Phasenanalyseverfahren erfolgte auch eine nähere Betrachtung des Aufwandes für Probenherstellung, Messung und Auswertung.

Die Untersuchungen zeigten, daß bei der Methode des Externen Standards vielfach Probleme im Zusammenhang mit dem Massenschwächungskoeffizienten auftreten. Diese Probleme verringern sich bei den beiden anderen genannten Verfahren (bekannte Addition und Auto-Flushing), weil dort Massenschwächungskoeffizienten nicht unmittelbar in die Konzentrationsberechnung eingehen.

Auf Grund der Untersuchungen kann ausgesagt werden:

- (1) die Methode des Externen Standards ist nicht ohne Einschränkung anwendbar;
- (2) bei der Methode der bekannten Addition sind Fehler, die sich bei der Probenherstellung einschleichen, nicht leicht zu vermeiden;
- (3) die Methode des Auto-Flushing ist besonders empfehlenswert, da hier sowohl der Matrixeffekt ausgeschaltet als auch Fehler bei der Probenpräparation klein gehalten werden können.

Nach den vorliegenden Untersuchungen weist die Methode des Auto-Flushing mit maximal 3% die kleinsten Abweichungen zwischen den durch Einwaage vorgegebenen und den experimentell gefundenen Konzentrationen auf. Sie ist daher am besten für die quantitative Analyse der hier untersuchten Phasen geeignet.

## TÄTIGKEITSBERICHT ÜBER DAS VEREINSJAHR 1991

1. Im Vereinjahr 1991 fanden folgende Vorträge und Veranstaltungen statt.

### **Veranstaltungsort: Wien**

14. 1. Dr. K. Schürmann (Marburg)  
"Nichtsilikatische und silikatische Minerale des Magnesit-Serpentinkörpers von Snarum in Südnorwegen"
21. 1. Prof. Dr. J. Zemann (Wien)  
"Nichtsilikatische Zeolithe"
11. 3. Prof. Dr. G. Kurat (Wien)  
"Geologie und Geochemie der Insel Zabargad (Ägypten, Rotes Meer)".  
Film mit Einführungsvortrag
18. 3. A. Weerth (Tegernsee)  
"Besonderheiten des Abbaues und Handels von Mineralien im Himalaya und Hindukusch" (mit Präsentation von neuen Mineralfunden aus diesem Gebiet)
8. 4. Dr. W.U. Reimold (Johannesburg)  
"Die Vreddefort-Struktur in Südafrika - ein Überblick über alte und neue Fakten und Hypothesen"
15. 4. Prof. Dr. H.-J. Bausch (Berlin)  
"Serpentine und Serpentine"
29. 4. Prof. Dr. E. Roedder (Reston, USA)  
"A review of recent fluid inclusion studies"
3. 5. Prof. Dr. P. Černý (Winnipeg)  
"Regional zoning of pegmatite populations and its interpretations"
13. 5. Prof. Dr. P. Blümel (Darmstadt)  
"Metamorphe Entwicklung am Westrand der Böhmisches Masse (Saxothuringikum, Moldanubikum)"
3. 6. Dr. P. Gstrein (Innsbruck)  
"Schätze unter Tage - alter Tiroler Bergbau"
10. 6. Dr. Ch. Lengauer (Wien)  
"Geologie und Erzmineralogie der Lagerstätte Leogang (Salzburg)"
14. 10. Doz. Dr. O. Leeder (Freiberg)  
"Die Lagerstätten in den neuen Bundesländern der Bundesrepublik"
21. 10. Prof. Dr. P. Möller (Berlin)  
"Elementfraktionierung als Sonde für die Granitbildung"
23. 10. Prof. Dr. M. Zheng (Chengdu)  
"Chinesische Goldlagerstätten in der nördlichen Sichuan-Provinz, südliches China"
28. 10. Doz. Dr. J.H. Bernard (Prag)  
"Metallogenie der Böhmisches Masse"
4. 11. Dr. D. Dingwell (Bayreuth)  
"Relaxation und Rheologie in Silikatschmelzen"
18. 11. Dr. M. Kralik (Wien)

- "Sind Kluffletten Schwächezonen im Deponieuntergrund - Mineralogie und Isotopengeochemie"
25. 11. Prof. Dr. E.K. Jessberger (Heidelberg)  
"Über die Zusammensetzung des kometaren Staubes"
2. 12. Prof. Dr. I. Plimer (Melbourne)  
"Minerals of the oxide zone, Broken Hill, Australia"
16. 12. Prof. Dr. W.P. Mirwald (Innsbruck)  
"Experimentelle Untersuchungen an Cordierit - seine Bedeutung als Indikator für Bildungsbedingungen hochgradiger Metapelite"

Zusätzlich wurden zwei Bestimmungabende abgehalten und die Gesellschaft war zu zu sieben Vortragveranstaltungen eingeladen. Weiters wurden Exkursionen nach Pfibram, Island und in das südliche Erzgebirge (Měděnec) durchgeführt.

### **Veranstaltungsort: Graz**

Die Vorträge wurden gemeinsam mit dem Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark und dem Joanneum-Verien veranstaltet.

16. 4. Prof. Dr. H.-J. Bausch (Berlin)  
"Serpentine und Serpentine"
2. 5. Prof. Dr. P. Černý (Winnipeg)  
"Regional zoning of pegmatite populations and its interpretations"
14. 5. Prof. Dr. P. Blümel (Darmstadt)  
"Metamorphe Entwicklung am Westrand der Böhmisches Masse (Saxothuringikum, Moldanubikum)"
23. 5. Dr. M. Götzinger (Wien)  
"Einschlüsse in Mineralen - Untersuchungen einer Mikrowelt, die mineralogische Aussagen ermöglicht"
22. 10. Prof. Dr. V. Kononova (Moskau)  
"Lamproites: Composition, classification and petrogenetic questions"
5. 11. Prof. Dr. S. Hörnes (Bonn)  
"Sauerstoffisotopen-Geochemie"
26. 11. Prof. Dr. G. Kurat (Wien)  
"Geologie und Geochemie der Insel Zabargad"

Die Gesellschaft wurde vom 12. bis 13. Oktober zur Herbstfachtagung des Joanneums nach Graz eingeladen (4 Vorträge und 1 Exkursion).

### **Veranstaltungsort: Leoben - Montanuniversität**

29. 4. Prof. Dr. E. Roedder (Reston, USA)  
"A review of recent fluid inclusion studies"

**Veranstaltungsort: Innsbruck**

22. 1. Dr. E. Jagoutz (Mainz)  
"Diamanten in krustalen Gesteinen: Kokfhetav in Kasachstan:  
Entstehung und Entwicklung"
13. 5. Prof.Dr. V. Trommsdorff (Zürich)  
"Ein tektonometamorphes Modell der Zentralalpen"
18. 11. Doz. Dr. M. Thöni (Wien)  
"Zur Altersstellung der Eklogite in den Ostalpen"

**Veranstaltungsort: Salzburg**

30. 1. Univ.-Doz.Dr.U. Barth-Wirsching (Graz)  
"Experimentelle Untersuchung zur natürlichen und künstlichen Bildung  
von Zeolithen"
13. 3. Prof. A.S. Marfunin (Moskau)  
"Radiation centres in minerals"
15. 10. Doz. Dr. O. Leeder (Freiberg)  
"Die Lagerstätten in den neuen Bundesländern der Bundesrepublik"
27. 11. Prof. Dr. D. Klemm (München)  
"Goldprospektion Ägyptens von pharaonischer Zeit bis heute"

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

3. Der Band 136 der Mitteilungen wurden fertiggestellt und nach dem Druck den Mitgliedern im März 1992 zugestellt.

#### 4. Mitgliederbewegung

Mitgliederstand vom 1. 1. 1991:		296
Ehrenmitglieder:		11
Träger der Becke Medaille:		6
Neue Mitglieder	J. Brugger (Neukirchen) Mag. A. Führer (Wien) St. Hammerl (Wien) Dr. H. Högelsberger (Wien) Mag. H. Konrad (Graz) Dr. W. Körner (Wien) H. Kral (Salzburg) W. Krampert (Berndorf) Doz.Dr. W. Lein (Wien) Dr. H.-J. Massonne (Bochum) Prof.Dr. P.W. Mirwald (Innsbruck) Dipl.Geol. A. Neumair (München) DI A. Schlager (Wien) H. Schlömicher (Wien) Dr. K. Schürmann (Marburg) Dipl.Min. P. Tondar (Ilmünster) Ch. Vrana (Berndorf) J.A. Vrana-Czech (Berndorf) Dent. O. Vyslozil (Klosterneuburg) H. Zelezny (Wien)	20
Verstorben	J. de Paule Habersak (Wien) Prof.Dr. W.E. Petraschek (Wien) Prof.Dr. G. Troll (München) F. Zelezny (Wien)	4
Ausgetreten		5
Mitgliederstand mit 31.12.1991:		<b>307</b>
Ehrenmitglieder:		10
Träger der Becke Medaille:		7

Wien, 17. 1. 1992

M. Götzinger  
(Schriftführer)