

# **Rapport de la 68e assemblée annuelle de la Société Suisse de Minéralogie et de Pétrographie à Verbier = 68. annual meeting of the Swiss Society of Minerealogy and Petrology at Verbier**

Objekttyp: **AssociationNews**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen  
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **74 (1994)**

Heft 2

PDF erstellt am: **19.04.2024**

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

## Rapport de la 68<sup>e</sup> assemblée annuelle de la Société Suisse de Minéralogie et de Pétrographie à Verbier

23 septembre 1993

## 68. annual meeting of the Swiss Society of Mineralogy and Petrology at Verbier

September 23, 1993

### Résumés des communications et des posters

### Abstracts of short communications and posters

#### **Hamdallah Béarat** (Fribourg):

*Les terres vertes en peinture murale antique: leurs techniques d'application et problèmes d'identification; cas de la villa gallo-romaine de Dietikon (Zurich).*

*Green earth in antique wall painting: technique of application and identification problems.*

La couleur verte rencontrée dans la peinture murale romaine est souvent attribuée aux terres vertes. Il s'agit dans la plupart des cas de céladonite, de glauconite ou d'un mélange de ces deux pigments. En fait, la distinction entre ces deux minéraux est assez difficile et l'étude de leurs techniques d'application en peinture murale antique est peu fréquente.

Pour pouvoir identifier les pigments verts utilisés en peinture murale gallo-romaine de Dietikon (Zurich), nous avons eu recours aux données obtenues en diffraction de rayons-X, spectrométrie infrarouge, microscopie électronique à balayage et la spectroscopie d'énergie dispersive. Deux minéraux de référence: céladonite de Monte Baldo, Italie et glauconite des Préalpes Suisses ont été étudiés parallèlement aux pigments verts de couches picturales romaines. C'est ainsi qu'on a pu connaître l'utilisation de l'un et de l'autre de ces deux minéraux dans cette villa romaine.

Quant à l'application de ces pigments en peinture murale, on a remarqué différentes tech-

niques: (i) pigment vert seul; (ii) pigment vert additionné du bleu égyptien ( $\text{CaCuSi}_4\text{O}_{10}$ : silicate double de calcium et de cuivre, produit synthétique correspondant au minéral cuprorivaite); (iii) pigment vert seul, mais appliqué sur une couche jaune de goethite; (iv) pigment vert additionné du bleu égyptien et appliqué sur une couche jaune; (v) pigment vert additionné de bleu égyptien et de verre pilé. Une comparaison de ces techniques sur des sites différents pourrait éventuellement révéler qu'il s'agit probablement de recettes d'ateliers.

#### **Atika Benghezal** (Fribourg):

*Les sites tardi néolithiques de la Suisse occidentale dans la civilisation Saône-Rhône.*

*The Saône-Rhône civilization: Late Neolithic sites of western Switzerland.*

Pour tenter de résoudre le problème de l'origine de la céramique fine tardi-néolithique (~ 2650 av. J.C.) de sites des lacs de Bienne (Vinelz et Sutz) et Neuchâtel (Auvernier-La Saunerie et Portalban), trouvée en association avec de la céramique grossière, une comparaison a été faite avec de la céramique (fine et grossière) française provenant des sites de Barrou-Les Marais (Indre et Loire), Charavines (Isère), Chalain et Clairvaux (Jura) où la même association de céramiques a été trou-

vée, mais dans ces sites la céramique fine est en nombre beaucoup plus important.

Cette comparaison s'est faite par le biais d'une étude pétrographique et chimique ainsi qu'une étude statistique (analyse discriminante) des données chimiques à l'aide d'un programme appelé SYSTAT.

Avec l'analyse pétrographique nous nous sommes attachés, dans ce présent travail, à décrire la nature du dégraissant présent dans les pâtes céramiques. Cette étude a révélé que la plupart des céramiques fines, suisses et françaises, possédaient les mêmes types de dégraissant que la céramique grossière et ne se distinguaient donc pas de la production céramique locale. Cette étude a également révélé la présence de dégraissants de même nature dans la céramique suisse et française, mais chimiquement, nous allons le voir, la céramique suisse se différencie de la céramique française. Pour conclure: comme aucune exportation n'a été observée des sites français vers les sites suisses à cette époque, nous pensons maintenant plutôt à un déplacement des potiers par mariage ou quelque autre raison (exogamie). L'étude des résultats chimiques va servir aussi de base pour l'élaboration des groupes de référence suisses et français (un groupe de référence est un ensemble de données qui caractérisent parfaitement la production d'un atelier ou d'un potier).

**Roland Bollin** (Freiburg i.Ü.):

*Die Granate in den Paragneisen der Silvretta-Decke (Kanton Graubünden/Schweiz).*

*Garnets in paragneisses of the Silvretta Nappe (Grisons, Switzerland).*

Innerhalb der Paragneise im schweizerischen Anteil der polymetamorphen, oberostalpinen Silvretta-Decke treten Biotitplagioklasgneise, Plagio-

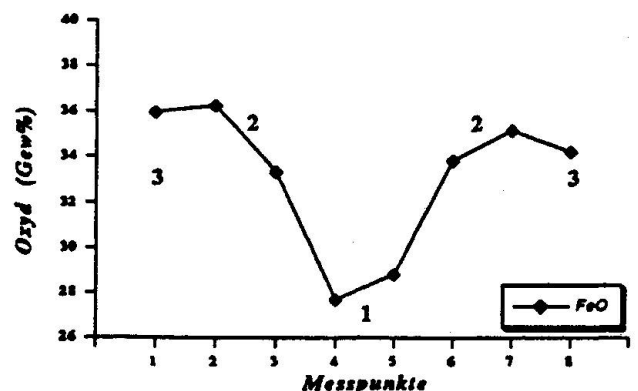
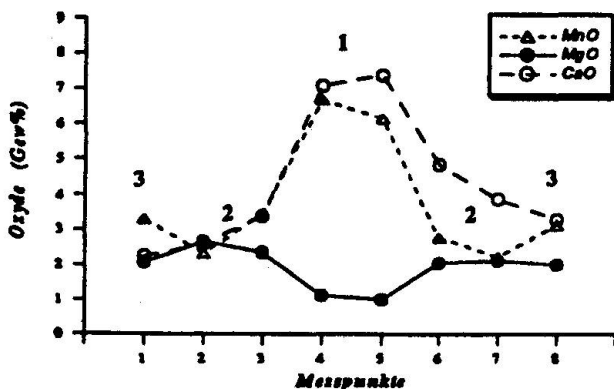
klasknotengneise (Knoten > 2 mm) und Mikroplagioklas-knotengneise (Knoten < 2 mm) auf, welche drei Generationen almandinbetonter Granate enthalten.

Die ältesten Granate (0,5–1,6 mm) sind relik-tische und prävariskische (prä-D1 / FLISCH, 1987), gedrehte, homogenisierte und einschlussreiche Atollgranate. Durch Diffusionsprozesse homogenisierte Granate haben Temperaturen von 650 °C überschritten (YARDLEY, 1977). Primäre Zonierungen wurden verwischt.

Die zweite Generation Granat enthält prävariskisch entstandene Kleingranate (0,4–0,8 mm; D1 / FLISCH, 1987). Sie haben eine homogene Kernpartie und einen retrograd überprägten Rand. Temperaturen sind schwierig abzuschätzen, da nicht ausgeschlossen werden kann, dass die Kernpartie durch Diffusionsprozesse homogenisiert wurde. Ca-, Mn-, Mg- und Fe-Gehalte der Kernzone weisen auf eine amphibolitfaziale Überprägung (SPEAR et al., 1991). Die Zonierung der Randpartie deutet auf eine grünschieferfaziale Überprägung (TRACY et al., 1976).

Zur dritten Generation gehören Grossgranate (1–6 mm – maximal cm Ø). Sie sind während der herzynischen Hauptdeformation (D2 / FLISCH, 1987) entstanden. Die chemische Zonierung ist dreiphasig. Die erste Phase zeigt eine prograde Fraktionierung von Ca, Mn, Mg und Fe mit zunehmender Temperatur und konstantem oder schwach zunehmendem Druck (SPEAR et al., 1991). Die zweite Phase bringt eine Stabilisierung von Spessartin (Mn) unter Ansteigen von Pyrop (Mg). Dies könnte ein Hinweis auf konstante, hohe Temperaturen sein. In der letzten Phase wird das Mn am Granatrand angereichert.

Temperatur- und Druckabschätzungen ergeben für die Kerne der Grossgranate Temperaturen von 440–480 °C bei Drücken von 6–7 kb (SPEAR et al., 1991). Die Temperatur steigt vom Kern zum nicht retrograd beeinflussten



Dreiphasiges Wachstum der dritten Generation Granate der Paragneise. 1: progrades Wachstum, 2: konstante hohe Temperaturen, 3: retrograde Überprägung.

Zwischenrand auf 540–550 °C (Amphibolitfazies; D2 / FLISCH, 1987). Der Druck bleibt konstant. In der retrograden Randpartie weist die Zonierung auf eine Temperaturabnahme (Grünschieferfazies; D3 / FLISCH, 1987). Die Tatsache, dass der Grossgranat, vor der retrograden Überprägung der Randzone, teilweise durch Biotit ersetzt wurde, weist auf eine Temperaturabnahme zwischen den Deformationsphasen D2 und D3.

FLISCH, M. (1987): Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvrettakristallins. Unpubl. Diss. Univ. Bern.

SPEAR, F.S., KOHN, M.J., FLORENCE, F.P. und MENARD, T. (1991): A model for garnet and plagiokase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. *J. met. Geol.* 8, 683–696.

TRACY, J.R., ROBINSON, P. und THOMPSON, A.B. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. *Am. Min.* 61, 762–775.

YARDLEY, B.W.D. (1977): An empirical study of diffusion in garnet. *Am. Min.* 62, 793–800.

### Massimo Chiaradia (Fribourg):

#### *The tectonic evolution of the Salanfe skarn.*

The Salanfe skarn is situated in the crystalline basement of the Aiguilles Rouges Massif (Swiss Alps). The economic ore minerals are arsenopyrite, löllingite, scheelite and gold. The skarn formed at the contact between marble lenses and paragneisses of a metasedimentary series (of possible Pre-Paleozoic or Early Paleozoic age) only where this contact was in proximity to a leucogranite issued from the in situ melting of former granitic gneisses. The high T event ( $T = 700\text{ °C}$ ;  $P > 4.5\text{ kbars}$ ) responsible for the anatexis was a static regional event which was followed by a dynamic event (D3): a strong extensional shear is associated with the D3 phase whose P-T conditions were, initially, the same as those present in the previous static event.

Skarn mineralogy shows a complex evolution in time and in space: after a metamorphic stage during which limited diffusional phenomena produced a diopside skarn, the fluid exsolving from the magma produced the mineralogy of the prograde ore stage (the similarity between the REE spectra of the skarn and of the leucogranite indicates the presence of the magmatic imprint on the metasomatic process): hedenbergite, Ce–Nd–La allanite, scheelite and afterwards sulphide minerals (arsenopyrite, löllingite, pyrrhotite, tetraedrite, chalcopyrite, bismuthinite, gold, etc.). Finally, in the retrograde stage pyroxene is replaced by two different parageneses: hematite-calcite-

quartz close to the marble and chlorite-epidote-amphibole-quartz far from it.

Initial skarn formation conditions have to be regarded as the same as those of the high temperature event ( $T = 700\text{ °C}$  and  $P > 4.5\text{ kbars}$ ). Arsenopyrite geothermometry shows that the skarn mineralization process continues until rather low temperatures ( $370\text{ °C}$ ). Wrigglite-like structures indicative of rather low pressure conditions occur in the retrograde stage. This means that conditions of skarn formation passed from relatively high pressure and temperature in the metamorphic stage to low pressure and temperature in the retrograde stage. Hence the metasomatic process was active during the development of a tectonic history, involving the skarn hosting unit, which was characterized by a T and P decrease.

How can we justify the existence of a fluid circulation, responsible for the metasomatic process, throughout all this tectonic history? If we assume a retrograde path in which P and T decrease at similar and low rates (a typical gradient for a normal exhumation through erosion), then the fluid circulation bound to the magma cooling would be exhausted before reaching the low T observed in the skarn. On the contrary a rapid decompressional (and more or less adiabatic) path would raise up the skarn hosting unit retarding the fluid exsolution from the magma. Once the skarn had reached a shallower level, it would follow an evolution similar to that of a normal contact skarn justifying the low temperature of arsenopyrite deposition. Infiltration of meteoric waters and their mixing with magmatic ones would be easier in such a scenario and could have contributed to the lowering of the temperatures of the fluids responsible for the latest stages of skarn mineralization. O and H isotope studies have been carried out in order to investigate the existence of such a process.

The mineralization shows two distinct structural aspects: 1) the ores of the main mineralizing event (high T event) are distributed in layers concordant with S3 and the lithologic banding; 2) the ores of the late mineralizing event (low T event) are isotropically distributed. These two structures support the existence of the tectonic evolution of the skarn drawn above with a first stage occurring during a dynamic event (the D3 extensional shearing), with which is probably associated the ascent of the skarn (decompression), and a second stage occurring at a shallow level in static conditions.

The very limited spatial distribution of the ore minerals seems to indicate that the mineralizing processes were bound to local fluid-rock interactions rather than to processes involving the whole



system like boiling or T decrease. This fact can be interpreted as the result of a limited volume of fluid circulation at least in the direction normal to the lithologic contacts.

**Denis Fontignie, Jean-Guy Schilling, Richard Kingsley et Michel Delaloye** (Genève, Kingston RI/USA):

*L'origine de l'île de Malpelo (Est-Pacifique) dans le contexte du point chaud «Galápagos».*

*Origin of Malpelo Island (East Pacific) in the context of the "Galápagos" hot spot.*

La région située à l'actuelle bordure des plaques Nazca et Cocos a connu une évolution tectonique complexe: voici 30 Ma, un rift s'est développé depuis la zone de fracture Farallon-Pacifique. Ce rift s'est propagé dans ce qui était la plaque Farallon, induisant les plaques Nazca et Cocos. C'est probablement l'activité du point chaud «Galápagos» qui a produit plusieurs rides asismiques, en particulier les rides de Malpelo ainsi que les conjuguées Cocos et Carnégie.

Les résultats géochimiques, géochronologiques et isotopiques Nd-Sr-Pb de nos analyses sur l'île de Malpelo et sur la ride des Galápagos (GSC, «Galápagos Spreading Center») sont comparés avec ceux obtenus sur l'île Cocos (CASTILLO et al., 1987) et sur les îles de l'archipel des Galápagos, WHITE et al., 1993). Cette comparaison a pour but de décrire, dans le temps et dans l'espace, l'interaction du panache «Galápagos» avec la ride.

Malpelo, la plus ancienne des îles de la région (15 Ma), est la plus radiogénique en Pb et en Sr à l'exception de Floreana (1,5 Ma). Cocos (2 Ma) et les autres îles des Galápagos (âges variant entre 0 et 3 Ma) sont moins radiogéniques. L'île de Genova approche même une composition de MORB peu ou pas influencé par le panache.

Dans l'espace isotopique Sr-Nd, les variations de composition des îles et du GSC peuvent s'interpréter comme étant des mélanges de deux termes présentant une certaine hétérogénéité: un des pôles est l'asthénosphère (pauvre en Sr\*, riche en Nd\*), le second est le panache (riche en Sr\*, pauvre en Nd\*). Cependant, les résultats des analyses en cours sur les isotopes du Pb montrent qu'il pourrait y avoir aux moins deux mélanges binaires le long du GSC (SCHILLING et al., en préparation). Ces mélanges s'effectuent séparément à l'est et à l'ouest de la fracture 91°W. Cette distinction reste mal comprise dans le contexte dynamique récent d'interaction du panache et de la ride.

Ces résultats ainsi que la composition tholéitique de l'île de Malpelo suggèrent qu'elle s'est formée lorsque le panache était centré sur la ride voici quelques 15 Ma. Cette conclusion confirme si le modèle cinétique/tectonique de la trace du point chaud, modèle proposé par HEY (1977).

CASTILLO, O., BATIZA, R., VANKO, D., MALAVASSI, E., BARQUERO, J. et FERNANDEZ, E. (1988): Anomalous young volcanoes on old hot-spot traces: 1. Geology and Petrology of Cocos Island. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 100, 1400-1414.

HEY, R. (1977): Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, 1404-1420.

WHITE, W., MCBIRNEY, A. et DUNCAN, R. (1993): Petrology and Geochemistry of the Galápagos Islands: Portrait of a Pathological Mantle Plume. J. Geophys. Res.

**Daniel Fürst** (Fribourg):

*Ziegeleirohstoffe und Phonolithzusatz.*

*Brick raw material and phonolite additives.*

Diese Arbeit soll den Einfluss der Zugabe von Phonolith auf das Brennverhalten und die physikokeramischen Eigenschaften keramischer Scherben im Hinblick auf die Frostbeständigkeit abklären.

Einem Opalinuston (Laufen) und einem Aquitanmergel (Vallon) wurde Phonolith (Fohberg Kaiserstuhl) in verschiedenen Korngrößen (0-0,09 mm, 0-1 mm, 1-2 mm) und Mengen (10%, 15%) beigemischt und dann bei Temperaturen von 800 °C, 900 °C, 1000 °C, 1020 °C, 1040 °C, 1060 °C, 1080 °C in einem Elektroofen gebrannt.

Nebst den chemischen und mineralogischen Untersuchungen wurden folgende physikalische Messungen durchgeführt: Granulometrie, Schwindung, Glühverlust, Raumgewicht, spezifisches Gewicht, gesamte Porosität, offene Porosität (Porosimetrie), optische Gefügeuntersuchungen (REM, Polarisationsmikroskopie), Wasseraufnahme, S-Wert, Frostwiderstandsfähigkeit.

Der Opalinuston enthält Tonminerale, Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Glimmer, Calcit, Siderit und Pyrit. Der Phonolith setzt sich aus Kalifeldspat, Pyroxen, Wollastonit, Natrolith und Calcit zusammen. Nach dem Brand bestehen die Proben auf Opalinustonbasis hauptsächlich aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Pyroxen, Wollastonit, Gehlenit und Hämatit. Korngrösse und Menge der Phonolithzugabe beeinflussen die Mineralogie nur wenig.

Mit steigender Brenntemperatur bläht der reine Opalinuston und bildet zunehmend «Black

Cores» aus. Durch Zugabe von Phonolith wird die Porenstruktur im Probekörper so verändert, dass Gase besser diffundieren können und die Ausbildung der Blähung und der «Black Cores» abnimmt. «Black Cores» lassen sich auch mineralogisch vom Rand einer Probe unterscheiden. So ist in einem «Black Core» niemals Hämatit zu finden, sondern ausschliesslich Spinell (Hercynit) als Träger des reduzierten Eisens.

Die gesamte Porosität der Proben auf Opalinustonbasis wird durch die Phonolithzugabe leicht erhöht. Beim Brennen verringert sich die Porosität, da Sinterungseffekte auftreten. Die offene, korrespondierende Porosität, am Quecksilberdruckporosimeter untersucht, verhält sich sehr komplex.

Der reine gebrannte Opalinuston weist aufgrund der starken Blähung eine schlechte Frostwiderstandsfähigkeit auf. Durch die Zugabe von Phonolith (unabhängig von Korngrösse und Menge) überstehen die Proben ab 1000–1020 °C 1000 Frost-Tau-Wechsel und können somit als frostbeständig bezeichnet werden.

Aufgrund des Calcitanteils im Phonolith bilden sich auf den Proben mit Phonolithzusatz Kalkabplatzer. Bei einer Zugabe von 15% Phonolith einer Korngrösse von 1–2 mm sind Kalkabplatzer häufig und gross. Sie können einen Durchmesser von über 5 mm erreichen.

Der CaO-reiche Aquitanmergel besteht aus Tonmineralen, Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Glimmer, Calcit und Dolomit. Nach dem Brand sind die wichtigsten Phasen Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Pyroxen, Wollastonit, Gehlenit und Hämatit. Auch beim Aquitanmergel beeinflusst die Phonolithzugabe die Mineralogie nur gering. Pyroxen und Wollastonit werden in den Gemischen bei tieferen Temperaturen gebildet als im reinen gebrannten Ton, und der Gehalt an Kalifeldspat ist kleiner.

Durch eine Phonolithzugabe von 10% wird die gesamte Porosität der gebrannten Proben auf Aquitanmergelbasis kaum verändert. Eine Zugabe von 15%, unabhängig von ihrer Korngrösse, setzt die Porosität jedoch merklich herab. Die offene Porosität verhält sich sehr komplex.

Der Phonolith erhöht die Frostbeständigkeit der Proben. Der reine gebrannte Aquitanmergel ist ab 1020 °C frostbeständig. Mit Phonolith sind die gebrannten Gemische ab 1000 °C frostbeständig.

Aufgrund des erhöhten Gehaltes an CaO im Aquitanmergel ist das Phänomen der Kalkabplatzer auch bei feinerem Phonolithzusatz bedeutend, wenn auch die Kalkabplatzer nur sehr fein sind. Durch die Zugabe von grobkörnigem Phonolith werden die Kalkabplatzer aber grösser und

können zu richtigen Löchern in den Proben führen.

Allgemein lässt sich sagen, dass die Mineralogie durch Zugabe von Phonolith zu einem Ton kaum beeinflusst wird. Das Gefüge der Proben wird jedoch stark verändert, was sich auf das Frostverhalten positiv auswirkt. Mit der Ausbildung von Kalkabplatzern besteht aber gerade bei Zugabe von Phonolith einer Korngrösse von 1 bis 2 mm ein nicht zu unterschätzendes Problem.

**Nicolas Guscioni (Fribourg):**

*Techniques et essais d'analyse de gaz produits lors de la cuisson d'un mélange de céramique industrielle.*

*Burning of industrial ceramic masses: analysis of developing gases.*

Le poster présenté décrit la mise en place du dispositif expérimental utilisé pour le travail de diplôme: «Etude et essais d'interprétation d'analyses de gaz produits lors de la cuisson d'un mélange d'argiles industriel suisses.» Il s'agit d'un mélange d'Opalinuston et de Bänderton. Ce poster ne décrit pas l'interprétation des résultats, puisque les données collectées sont encore trop peu nombreuses et nouvelles.

La mise en place du dispositif expérimental est la phase la plus importante de ce travail. Il convient de mettre sur pied un système d'analyse de gaz qui permette de collecter les données suivantes: *Quels* sont les gaz produits? *Quand* sont-ils libérés durant la cuisson? *Combien* de chaque gaz est libéré? *Comment* sont-ils produits?

L'intérêt de ce sujet réside dans l'interprétation qui peut en être tirée pour le pétrologue (influence des phases gazeuses sur les mécanismes de réaction lors du métamorphisme commençant), mais aussi pour la corrosion des fours, l'action catalytique pour la silicatisation du CaO libre, etc. De plus, les données existantes dans la littérature (HELLER-KALLAI et al. [1988] et KELLER [1986]) au sujet des gaz sont rares et pas très satisfaisantes.

Ainsi, le poster présente l'historique du développement du dispositif expérimental et les ébauches de résultats obtenus. Les difficultés rencontrées comme la très haute température (1000 °C), la limite de détection des appareils de mesure, faire l'analyse directement en cours de cuisson (pour éviter de faire la condensation du total des gaz produits comme l'ont fait HELLER-KALLAI [1988] et KELLER [1986]), etc., conditionnent fortement le choix expérimental. La solution choisie fait intervenir la spectrométrie de masse et

des fours de dimensions. Il a fallu plusieurs essais infructueux pour mettre en évidence les problèmes techniques et scientifiques aux-quelles des solutions plus ou moins satisfaisantes ont été apportées. Mais il faut rappeler la grande difficulté sur pied une méthode d'analyse nouvelle.

HELLER-KALLAI, L., MILOSLAVSKY, I., AIZENSHTAT, Z. et HALICZ, L. (1988): Chemical and mass spectroscopic analysis of volatiles derived from clays. *Amer. Min.* 73, 376–382.

KELLER, W.D. (1986): Compositions of condensates from heated clay minerals and shales. *Amer. Min.*, 71, 1420–1425.

**Beda Hofmann und Urs Krähenbühl (Bern):**

*Geochemie und Mineralogie von Edelmetallen in Reduktionshöfen.*

*Geochemistry and mineralogy of noble metals in reduction halos.*

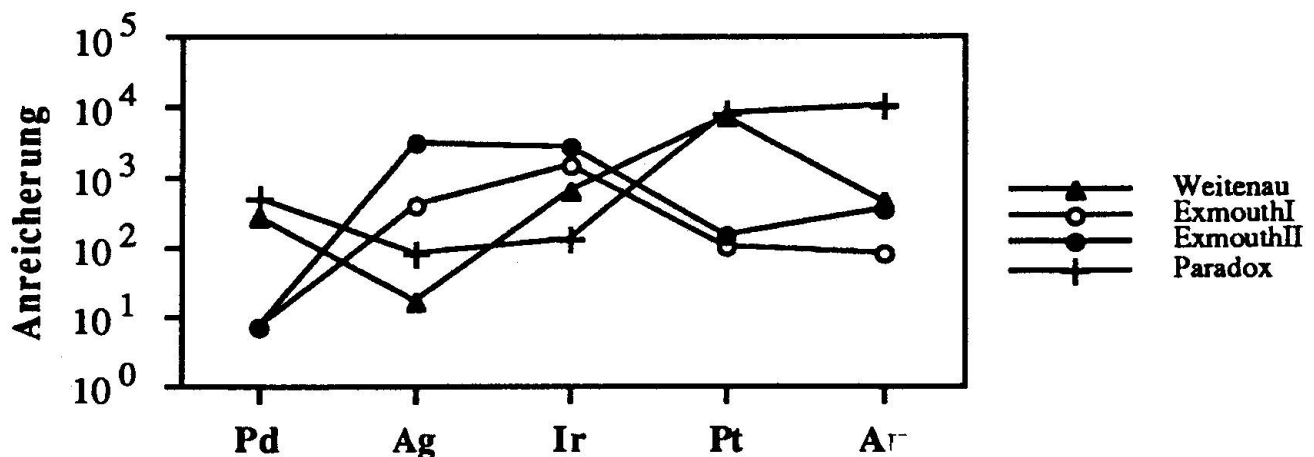
Reduktionshöfe sind kleine (1–10 cm Durchmesser), sphäroidale Reduktionszonen, die weltweit in Redbeds vorkommen (HOFMANN, 1991). Im Zentrum dieser Strukturen sind häufig mineralisierte Kerne vorhanden, die Anreicherungen vor allem redoxsensitiver Elemente enthalten. Systematische Analysen an rund 70 Elementen ergaben, dass die Edelmetalle Ag, Pd, Ir, Pt und Au zu den am stärksten angereicherten Elementen in Reduktionshöfen gehören. Anreicherungen von Platinmetallen wurden in Proben aus der Nordschweiz, Süddeutschland, Südengland, Colorado und Oman festgestellt und scheinen somit eine generelle Erscheinung in Reduktionshöfen zu sein. Konzentrationen erreichen 665 ppb Pd, 3000 ppm Ag, 55 ppb Ir, 370 ppb Pt und 46 ppm Au, entsprechend Anreicherungsfaktoren (relativ

zu normaler Kruste) von 500 bis > 10 000. Soweit analysiert, zeigen die Nebengesteine keine anomalen Gehalte von Edelmetallen (Au im Mittel 4 ppb).

Edelmetallhaltige Mineralien wurden in Proben aller Lokalitäten (mit Ausnahme Oman) festgestellt: Pd in Sobolevskit PdBi und Pd–Sb; Ag in gediegen Ag, Bohdanowiczit AgBiSe<sub>2</sub>, Crookesit Cu<sub>7</sub>(Tl,Ag)Se<sub>4</sub>, Naumannit Ag<sub>2</sub>Se, Stromeyerit CuAgS, Kutinait Cu<sub>14</sub>Ag<sub>6</sub>As<sub>7</sub>; Pt in einer Pt–Au–Phase; A in gediegen Au, Elektrum (Au,Ag), Tetraauricuprid Cu<sub>3</sub>Au, und (Paradox Valley, Colorado) in einer Au–Mn–Oxidphase mit der ungefähren Zusammensetzung (Au,Cu,Ca)<sub>0,65</sub>(Mn,Co,Al)O(OH,Cl)<sub>1,6</sub>.

Die spät-diagenetische Mobilität von Edelmetallen, sehr wahrscheinlich als Chloridkomplexe, zeigt stark oxidierende und hochsaline Bedingungen im Porenwasser der Redbed-Sedimente an. Oxidierende Bedingungen könnten ein Resultat der Radiolyse von Porenwasser durch normale U-, Th- und K-Gehalte der Sedimente sein (HOFMANN, 1992). Die Anreicherung der Elemente Pd, Ag, Ir, Pt und Au ist am ehesten durch lokale Reduktion erklärbar. Die Bildung goldführender Manganoxide unter reduzierenden Bedingungen ist hingegen schwer deutbar. Die hier beobachtete diagenetische Mobilität von Edelmetallen ist mit ähnlichen Erscheinungen im Kupferschiefer Polens (KUCHA, 1982), in Unconformity-Uran-Lagerstätten (WILDE et al., 1989) und rezenten Tiefseesedimenten (COLODNER et al., 1992) vergleichbar und demonstriert, dass Tieftemperatur-Redoxprozesse die Verteilung dieser Elemente in Sedimenten nachhaltig beeinflussen können.

COLODNER, D.C., BOYLE, E.A., EDMOND, J.M. und THOMSON, J. (1992): Post-depositional mobility of platinum iridium and rhenium in marine sediments. *Nature* 358, 402–404.



Anreicherungsfaktoren (relativ zu Nebengestein; Ir, Pt relativ zu Krustenmittel) für drei untersuchte Lokalitäten in Süddeutschland (Weitenau), England (Exmouth) und Paradox Valley, Colorado (Paradox).

- HOFMANN, B.A. (1991): Mineralogy and geochemistry of reduction spheroids from red beds. *Mineralogy and Petrology* 44, 107–124.
- HOFMANN, B.A. (1992): Isolated reduction phenomena in red beds: A result of porewater radiolysis? In Y.K. KHARAKA und A.S. MAEST (eds), *Water-Rock Interaction*, Balkema Rotterdam, 503–506.
- KUCHA, H. (1982): Platinum-Group Metals in the Zechstein Copper Deposits, Poland. *Econ. Geol.* 77, 1578–1591.
- WILDE, A.R., BLOOM, M.S. und WALL, V.J. (1989): Transport and deposition of gold, uranium and platinum group elements in unconformity-related uranium deposits. *Econ. Geol. Monograph*, 637–650.

**Matthias Knill (Zürich):**

*Isotopic investigations of the Lengenbach deposit, Binntal (Ct. Valais, Switzerland).*

The sulphosalt minerals of the quarry Lengenbach comprise mainly the elements Pb, Cu, Tl, Ag, As, as well as S and occur in Alpidic solution cavities (druses) as well as coarse grained interstitial disseminations, whereas pyrite, sphalerite and galena form stratiform layers in a white, sugary dolomite of Triassic age. The dolomite and the overlain pelitic schists represent the Mesozoic sedimentary cover of the Penninic Monte Leone nappe. A large number of arsenate and phosphate minerals as well as fahlore and calcopyrite occur as cleft minerals and partly also as rock constituents in the gneisses of the Monte Leone nappe. Several authors suggested a Triassic or Jurassic polymetallic enrichment caused by magmatic hydrothermal activity, whereas GRAESER (1965) postulated that arsenic and accompanying elements were mobilized from the gneisses and partly precipitated in the dolomite during the Alpidic metamorphism in lower amphibolite facies. The aim of the study is to date and characterize the fluid migration in the region the Binntal.

Stable isotope analyses (C,O) of three different dolomite types from the Lengenbach deposit show only a little variation: 1) The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of the *sugary dolomite* from the Lengenbach quarry are essentially homogeneous ( $\delta^{13}\text{C}$ : +0.25 to +2.0‰ PDB and  $\delta^{18}\text{O}$ : +25 to +27‰ SMOW). A 6.3 m long cross section shows slightly increasing  $\delta^{13}\text{C}$  from the hangingwall schists to the footwall graphite bearing dolomites and gneisses, but constant  $\delta^{18}\text{O}$  values. 2) Sparry, *dolomitic nodules* and immediately adjacent (1 cm) sugary dolomite are slightly enriched in  $^{13}\text{C}$  and depleted in  $^{18}\text{O}$ . 3) Clear, *idiomorphic dolomite* crystals in druses show the highest variability ( $\delta^{13}\text{C}$ : –0.5 to +1.5‰ and  $\delta^{18}\text{O}$ : +21 to 27‰).

All dolomite types from the Lengenbach deposit are enriched in radiogenic strontium compared with the Triassic sea water composition. Graphitic and micaceous sugary dolomites comprise the highest  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios. Idiomorphic minerals in druses (dolomite and goyazite) show similar strontium isotopes on the surrounding sugary dolomite.

$\mu$  and W values of 58 lead isotope analyses of minerals from the Lengenbach deposit conform to the growth curve for average crustal lead. The *stratiform mineralization and minerals in druses from the Lengenbach deposit* define two distinct data fields. Stratiform galena, tourmaline and massive, banded pyrite as well as discordant sulphosalt veinlets contain the least radiogenic lead with model ages of about 200 m.y. Idiomorphic minerals in druses (sulphosalt, pyrite, arsenopyrite, realgar) and all types of dolomite are enriched only in uranogenic, and not in thorogenic lead. The most radiogenic minerals, with negative model ages, are idiomorphic dolomites and a pyrite coexisting with magnetite ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 19.3 to 22.3). Leachate and residue of this pyrite define an Alpidic isochron. A sample of ten crystals with an average size of 30  $\mu\text{m}$  defines an Alpidic U/Pb-age of  $17.5 \pm 0.9$  m.y.

**Conclusions:** The relatively homogeneous composition of carbon and oxygen isotopes of all dolomites suggest an almost closed system during Alpidic metamorphism.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of dolomites are enriched by 0.14 to 0.35‰ during the Alpidic metamorphism due to relatively high Rb/Sr ratio of the dolomites (0.1 to 0.2). Strontium isotope ratios of idiomorphic minerals in druses do not indicate an Alpidic migration of radiogenic strontium into the dolomite.

Because sulphides from other localities of the Binntal (dolomite and gneisses) are enriched in uranogenic and thorogenic lead, the formation of idiomorphic minerals in druses from the Lengenbach by mixing of basement lead with Pb derived from Triassic sulphides is only possible, if thorogenic and uranogenic lead were fractionated due to selective leaching. Alternatively, the Pb observed in idiomorphic fissure minerals is compatible with a mixing of uranogenic lead from the dolomite with common lead of pre-Alpidic age.

The dating of uraninite proves the mobility of uranium and accompanying radiogenic lead during retrograde Alpidic metamorphism.

GRAESER, S. (1965): Die Mineralfundstellen im Dolomit des Binnatales. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 45, 597–796.



**Volker Liebetrau und Thomas F. Nägler** (Freiburg i.Ü., Bern):

*Geochronologische und geochemische Diskussion der sog. «flüelagranitischen Assoziation» des Silvrettakristallins (Graubünden/Schweiz) (siehe p. 265–268 in diesem Heft).*

*Geochronological and geochemical discussion of the so-called "Flüelagranitic Association" of the Silvretta Nappe (Graubünden/Switzerland) (see p. 265–268 this issue).*

**Thomas Meisel and Giuseppe G. Biino** (Bern, Fribourg)

*Major, trace, noble and rare earth element distribution and Osmium isotopes in polymetamorphic ultramafic rocks (Aar and Gotthard massifs, Central Alps, Switzerland).*

In this contribution major, minor, trace, rare earth and noble elements are investigated in order to constrain the chemical evolution of ultramafic rocks from the Aar and Gotthard massifs. The ultramafic rocks are associated with metagabbros and/or metabasalts. The field association of the ultramafic rocks with MORB suggests a mantle uplift in an oceanic basin. The presence of chromite constrains a first lithospheric emplacement at the transition zone between crust and mantle in harzburgite ophiolite type sequence.

A scale of element mobility during serpentinization cannot be generalized, several elements show mobility and only PGE, Ni, Co and Sc elements are immobile, and REE were only slightly affected. Samples of group II (see below) show a good correlation between Ir and Ca which suggests that Ca can also be immobile.

Platinum group elements abundance is used to determine the magmatic petrogenesis of the ultramafic rocks (Pt, Pd in the following PPGE; Ir, Os in the following IPGE). A partial melting process leads to an enriched magma with PPGE > IPGE and a residual mantle characterized by a flat to negative PGE pattern (PPGE < WE), because IPGE are poorly soluble in basaltic melt. The reason for such a behaviour is that IPGE behave compatible with olivine and chromite (but there are also evidences that chromite nucleates around IPGE-bearing phases), whereas PPGE are compatible with melt or pyroxenes. The REE and PGE patterns shown by our samples are flat to slightly enriched. These patterns suggest that processes other than partial melting or alteration affected the chemical composition of the ultramafic rocks. In this case, the investigated rocks

were probably residue from partial melting (group I depletion of PPGE) and precipitated from melt (group II; depletion of IPGE). It is suggested that IPGE are removed early from the melt by laurite or IPGE-bearing alloys, but PPGE are mostly retained by the melt. Therefore, crystallization of the melt produces rocks that are IPGE depleted. Later on, both rock types have been refertilized at different degrees by a percolating basaltic melt. Sulfur may have reached saturation during fractionation of the basaltic melt, PPGE mineral phases precipitate from the melt and a refertilization of the ultramafic rocks occurred. Due to mantle impregnation, chemical elements do not necessarily correlate with the degree of partial melting. The simplest petrologic model for these ultramafic rocks is that they are made up by two components. A first component is a peridotite mantle depleted to various degrees, and the second is represented by an infiltrating basaltic melt. The basaltic component is responsible for the PGE (+LREE) enrichment and compatible elements decoupling.

The Os isotopes are an useful tool to constrain mantle processes. The Os isotopes are not affected by metasomatic events, thus make it possible to look through metamorphic events. Osmium isotopic composition are reported for ten of the ultramafic samples measured with NTIMS. The  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  ratio ranges 0.954 to 1.406. The range for oceanic peridotites is approximately between 1.0 and 1.11. The lower value indicates an old Re depletion event, less than 2 Ga (but older than 1 Ga) years ago (TRD). The ophiolites either formed at this event or they were formed at a later stage from an isolated lithosphere, which had evolved independently from the bulk silicate earth for a long time period. The high isotopic ratios, which are only present in the sample enriched in PPGE (Group II), indicate a contamination event, which is consistent with the refertilization of the oceanic mantle with a pyroxenitic (basaltic?) melt. A very strong correlation between Os isotope ratio and Sc or Co abundances observed in the rocks studied is supporting the impregnation model. The fertile melt either had a high Re content, or had a high  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  ratio and a medium high Re and Os concentration. A contamination of the ultramafic samples by continental crust having high  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  ratio but low Os concentration (factor of ca. 50) is excluded.

A chemical affinity with the ultramafics in the Penninic units of the Central Alps is also stressed. In the Central Alps the association of ultramafic rocks with mafic rocks and paragneiss is striking (PFEIFER et al., 1993), and the accretionary wedge



model proposed for the Helvetic basement may be valid at regional scale.

PFEIFER, H.R., BIINO, G.G., MÉNOT, R.P. and STILLE, P. (1993): Ultramafic rocks in the pre-Mesozoic basement of the Central and External Western Alps. In: J. VON RAUMER and F. NEUBAUER (eds): Pre-Mesozoic basement in the Alps. Springer Verlag Berlin, 119–143.

**Robert Moritz, Mohammad Lotfi and Francis Saupe** (Genève, Teheran, Vandœuvre-lès-Nancy):

*The sedimentary rock-hosted gold deposit at Zarshuran, North Western Iran: a preliminary fluid inclusion and sulfur isotope study.*

The gold deposit at Zarshuran in the Western Azerbaidjan province, NW Iran, is spatially associated with the NW-trending Tertiary Central Iranian Volcanic Belt. The main tectonic feature of this area is a NNW-running reverse fault that brings into contact Tertiary volcanic and sedimentary rocks in the west with Precambrian amphibolite-lower greenschist facies metamorphic rocks on the eastern side of the fault. The major arshuran gold mine lies about 5 km west of this NNW-running fault, and is hosted by Oligo-Miocene formations composed of limestone, calcareous mudstone and shale. It is located along the western limb of a NW-oriented anticline. The main volcanic rocks are Oligo-Miocene andesitic lavas, with subsidiary dacitic-rhyolitic lavas and related tuffs. The nearest intrusion to the gold center is a Precambrian granite about 10 km to the west. Tertiary porphyritic granite and a Tertiary tonalite occur about 40 km to the SW and to the SE, respectively, of the gold mine. In the vicinity of the mine, the sedimentary host rocks are silicified and locally brecciated. The present major gold productive zone is in a brecciated shale unit. The mineral association includes orpiment, quartz, cinnabar, sphalerite, realgar, stibnite and fluorite. Some baryte veins are present locally. Preliminary observations indicate an initial silicification of the host rocks with formation of jasperoid. Sphalerite occurs later in the paragenesis, and is in turn crosscut by a fine-grained quartz generation. Fluorite is one of the latest phases.

Fluid inclusions were studied in large euhedral quartz crystals, late fine-grained quartz, sphalerite and fluorite spatially associated with the gold-bearing areas. The fluid inclusions are secondaries and pseudosecondaries. Two fluid inclusion types were recognized. The most widespread fluid inclusion type is two phase at room temperature with the vapour phase occupying about 10 vol. %.

The second fluid inclusion type is vapour-rich with a thin rim of liquid occupying less than 15 vol. % at room temperature. The latter fluid inclusion type has only been recognized in fluorite, either in trails containing only vapour-rich inclusions, or, more rarely, in trails containing both vapour-rich and liquid-rich inclusions. Both fluid types were coexisting ring and following fluorite precipitation. Homogenization temperatures to the liquid range between 146 °C and 238 °C. Melting of ice is completed between -1.5 °C and -5.5 °C corresponding to apparent salinities between 2.6 and 8.5 wt% NaCl equivalent. Some inclusions show ice-melting starting-temperatures below -33 °C which indicates that additional cations besides Na<sup>+</sup> are present in the solution. No phase changes were observed in the vapour-rich fluid inclusions during the freezing-heating runs apart from melting of a solid at -56.6 °C in a few inclusions which indicates the presence of nearly pure CO<sub>2</sub> in these inclusions. The fluid inclusion data show a covariant trend with a slight lowering of the ice-melting temperatures in parallel with decreasing homogenization temperatures. Such a trend can be ascribed to boiling and steam loss of a gas-poor fluid which results in a slight enrichment of the dissolved salts during cooling. The vapour-rich inclusions coexisting with liquid-rich inclusions in the late-stage fluorite are supporting evidence that boiling occurred at the Zarshuran gold deposit. Since, the presence of CO<sub>2</sub> can significantly contribute to the lowering of the ice-melting temperature in aqueous fluids without formation of liquid CO<sub>2</sub> or a CO<sub>2</sub>-hydrate, the apparent salinities calculated above are overestimates of the real salinities of the ore-bearing fluids. In addition, the presence of dissolved CO<sub>2</sub> can significantly increase the depth at which an aqueous fluid starts to boil. A salinity of 4 wt% NaCl equivalent (mode of apparent salinities) and a boiling temperature of 200 °C would indicate a depth of trapping of 155 m if presence of dissolved CO<sub>2</sub> is ignored. Thus, the depth of 155 m is a minimum estimate of the real fluid tripping conditions and ore formation at Zarshuran.

$\delta^{34}\text{S}$  values (CDT) are 5.4‰ and 5.6‰ for sphalerites, 3.6‰ for stibnite, 5.0‰ for orpiment, and 19.6‰ and 24.1‰ for barytes. Since the temperature of mineralization is constrained by the homogenization temperatures of the fluid inclusions, the  $\delta^{34}\text{S}$  values of H<sub>2</sub>S in equilibrium with sphalerite and stibnite can be estimated. At a temperature of 220 °C, the two sphalerites yield  $\delta^{34}\text{S}$  values for H<sub>2</sub>S of 5.0‰ and 5.2‰, and stibnite a  $\delta^{34}\text{S}$  value of 6.7‰. At 180 °C the  $\delta^{34}\text{S}$  values do not change significantly and are 4.9‰, 5.1‰ and

7.2‰. These values could reflect reduced sulfur obtained from diagenetic sulfide or organic matter, or reduction of evaporite derived sulfate, or a combination of the three. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of baryte lie within the range of Upper Tertiary marine sulfate, so that the sulfur in baryte could be derived from evaporites in Miocene sedimentary rocks of the area. In conclusion, the sulfur isotope data suggest that the host sedimentary rocks are the most likely source of sulfur. However, in the absence of a correct characterization of the sulfur isotope composition of the postulated source rocks, we cannot rule out other sulfur sources at this stage of the study.

**Robert Moritz, Jorge Spangenberg and Lluís Fontboté** (Genève, Lausanne):

*Evaluation of fluid mixing and fluid-rock interaction processes during genesis of the San Vicente Zn–Pb MVT deposit, Peru, based on Sr, O and C isotopic covariations.*

Simultaneous changes in elemental abundances and Sr, O and C isotope values may reveal diagnostic trends on covariation diagrams which, together with quantitative modeling, place limitations on water-rock interaction and fluid mixing processes during precipitation of carbonates in Mississippi Valley-type (MVT) deposits. In this study, we combine Sr, O and C isotopic data and Sr abundances from the San Vicente Zn–Pb MVT deposit in Peru with similar data obtained on a regional basis from the host sedimentary basin. The aim is to add further constraints on the nature of the fluids present during ore-formation, and to evaluate the type of geochemical mixing processes during the genesis of this deposit. The San Vicente mine is in the eastern part of the Pucara basin, central Peru. This basin is an extensive Triassic–Jurassic carbonate platform on the western origin of the Brazilian Shield, and is transgressive over clastic sedimentary, volcanoclastic and volcanic rocks of the Permo-Triassic Mitu Group. Carbonates from ore-bearing and barren areas, and from different positions in the stratigraphic column of the basin have been analyzed. The carbonates represent different subsequent evolution ages of the basin and are subdivided in: (1) original and moderately diagenetically modified sedimentary rocks, including limestones, replacement dolomites and evaporites, and (2) late diagenetic carbonates, including ore stage replacement dolomite, white sparry dolomite and coarse-crystalline calcite.

Two distinctive trends are recognized on co-

variation diagrams between  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $1/\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values. Both trends indicate that carbonate rocks at the San Vicente deposit and at the base of the Pucara basin interacted with  $^{87}\text{Sr}$ -enriched brines.

(1) Limestone and replacement dolomite sampled regionally and unrelated to any Zn–Pb mineralization show a progressive increase in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios and Sr concentrations towards the lower part of the Pucara basin, which is only accompanied by a slight decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  values and essentially no change in  $\delta^{13}\text{C}$  values. Quantitative calculations show that this trend can be explained by a simple fluid-carbonate rock interaction model. For instance, interaction of the carbonate rocks at the base of the Pucara Group with a saline fluid with 20,000 ppm Ca, 300 ppm Sr, 50 ppm total dissolved carbon (TDC),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71125$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) =  $-5\text{‰}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) =  $4\text{‰}$  at a temperature of  $80\text{ °C}$  allows us to reproduce the variations between  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $1/\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values. Such a fluid composition is compatible with the one expected for deep formation waters.

(2) By contrast, the various carbonate generations at the San Vicente Zn–Pb deposit show only a slight enrichment in  $^{87}\text{Sr}$  with respect to Triassic–Jurassic seawater, with sparry dolomite yielding higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios than ore-bearing replacement dolomite, and are accompanied by a strong depletion in  $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$ , and an enrichment in Sr abundances with the carbonate paragenetic sequence. A linear correlation with a positive slope in  $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$  space for this second trend is diagnostic of combined fluid mixing and fluid-rock interaction assuming that  $\text{HCO}_3^-$  is the dominant dissolved carbon species. A model based on variable mixing ratios between a hot  $^{87}\text{Sr}$ -enriched saline brine and a warm dilute brine enriched in TDC, various degrees of water/rock ratios and slight temperature shifts reproduces the trend of the ore-bearing replacement and sparry dolomite at San Vicente. The characteristics of the two fluids used in our calculations are following: (i) the hot  $^{87}\text{Sr}$ -enriched saline brine has 20,000 ppm Ca, 300 ppm Sr, 50 ppm TDC,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70875$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) =  $-5\text{‰}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) =  $4\text{‰}$  at a temperature of  $140\text{ °C}$ , and (ii) the warm dilute C-brine has 2000 ppm Ca, 100 ppm Sr, 2500 ppm TDC,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7078$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) =  $-15\text{‰}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) =  $0\text{‰}$  at a temperature of  $70\text{ °C}$ . Although speculative, the different fluid parameters were selected based on the assumption that the hot  $^{87}\text{Sr}$ -enriched saline brine is derived from detrital rocks at the base of the Pucara Group, and volcanic and volcanoclastic rocks of the Mitu Group, whereas the warm dilute C-enriched brine is locally derived from bituminous limestone di-

rectly overlying the San Vicente deposit. Initial wallrock positions were estimated from replacement dolomites sampled regionally, remote from the Mitu-Pucara contact and from any ore deposit or mineralization. The modeling requires that the proportion of the hot  $^{87}\text{Sr}$  enriched saline brine involved in the mixing process and the brine/wallrock ratios increase as one progresses from emplacement dolomite towards the late stage sparry dolomite.

Some late-stage coarse crystalline calcites, also present in ore-bearing areas, yield very low  $\delta^{18}\text{O}$  values (PDB) between  $-10\text{‰}$  and  $-18\text{‰}$  combined with low  $\delta^{13}\text{C}$  values (PDB) of  $-1\text{‰}$  to  $-3\text{‰}$ . The O isotopic values of these calcites require fluids with very low  $\delta^{18}\text{O}$  values between  $-22\text{‰}$  to  $-32\text{‰}$  (SMOW) depending on the liberation temperature. Such  $^{18}\text{O}$ - and  $\delta^{13}\text{C}$ -depleted fluids have most likely a meteoric origin. This data set shows that after, or possibly during late stages of ore deposition, a fluid distinctly different in its composition and its origin relative to the fluids postulated above migrated through the Pucara basin. Preliminary modeling shows that mixing between a dilute, nonradiogenic meteoric fluid with the hot  $^{87}\text{Sr}$ -enriched saline brine with above mentioned characteristics cannot account for the isotope covariations of the San Vicente carbonates.

#### **Bernhard Müller (Zürich):**

##### *Sr and U/Pb geochemistry of the Cape Cross alkaline ring complex, Namibia.*

The Cape Cross alkaline complex is the westernmost complex in the NE-trending  $350 \times 180$  km Damaraland anorogenic alkaline province, Namibia. It has a diameter of 15 km and contains an oversaturated and an undersaturated differentiation series:

- o) basalts and shallow intrusions of gabbro, biotite- and amphibole-granite, alkaline syenite,
- u) essexite, tinguaita and different foyaites.

The complex has intruded into Damaran metasedimentary rocks and granites of late Damaran (Panafrican) age (600–460 Ma) and Mesozoic Karoo volcanic rocks. Caldera collapse was an important process during the evolution of the complex. It led to the inward tilting of all igneous layerings, which occur in gabbro and syenite.

A pronounced Daly gap exists between basalts and gabbros and, on the other hand, granites. In accord with BONIN and GIRET (1990), gabbros were possibly generated by crystallization from an *intermediate magma*, while the residuum

formed the syenites and granites. This hypothesis is being tested with REE analyses. An important difference in Sr content distinguishes the fine-grained grey foyaite from all other rock types: It contains 2780 ppm Sr.

*Zircons* in the *biotite granite* are mainly of the "high temperature" D- and K-type after PUPIN and TURCO (1975). They consist of an earlier light yellowish generation (1080–1200 ppm U), and a later brown fraction (3400–6300 ppm U). U/Pb analyses of both slightly discordant  $\text{ZrSiO}_4$  generations yield a preliminary upper intercept age of  $143 \pm 0.6$  Ma.

*Syenite zircons* can be up to 2 mm long, their population is also mainly restricted to D- and K-types (3300–9300 ppm U). U/Pb data of syenite zircons show a similar degree of discordance and preliminary upper intercept age of  $139 \pm 2.5$  Ma. Both ages are comparable to Rb/Sr ages of  $132 \pm 4$  and  $132 \pm 2$  Ma for two other complexes of the province (MANTON, and SIEDNER, 1967, calculated with new  $\lambda$ ) and ALLSOPP et al. (1984). Hence, we suggest that the Damaraland alkaline province is part of the initial South Atlantic extension system.

Rb/Sr results indicate a depleted mantle source for foid rocks ( $\epsilon_{\text{Sr}}(140) = -11$  to  $-6$ ) and for an ol-basalt ( $\epsilon_{\text{Sr}}(140) = -21$ ). Basalts, gabbros, syenites and granites, on the other side, yield a highly variable set of higher  $\epsilon_{\text{Sr}}(140)$  values (e.g. basalts:  $-21$  to  $+135$ , gabbros:  $+1$  to  $+76$ ). Exceptionally large differences in  $\epsilon_{\text{Sr}}$  are interpreted as indicative for possibly post-intrusive radiogenic Sr contamination. Low- $\epsilon_{\text{Sr}}$ -basalts contain considerable amounts of olivine. It can be interpreted as an almost uncontaminated partial melting product of a depleted mantle source.

The dominant basalt type might have the same origin, but then it received significant amounts of radiogenic Sr by alteration which can be observed in thin sections, also possibly by assimilation. The same can be said for gabbro and granite. Granite initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios are slightly higher than those of gabbros. BONIN and GIRET (1990) cite other similar "isotopic paradoxes".

Pb isotope ratios of a granite pyrrhotite are very radiogenic, too:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 25.83$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.04$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 53.16$ . They are an additional strong indication of radiogenic contamination. The very high ratios are due to the low primary Pb content of alkaline rocks. Aim of the study is to define source and time of Sr and Pb contamination. Late intrusive foyaites show a different and simple evolution, as indicated by their low  $\epsilon_{\text{Sr}}$  values: their intrusion path was possibly dried by preceding granite intrusion.

(U concentrations: rounded values.)



- BONIN, B. and GIRET, A. (1990): Plutonic alkaline series: Daly gap and intermediate compositions for liquids filling up crustal magma chambers. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 175–187.
- PUPIN, J.-P. and TURCO, G. (1975): Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. *Pétrologie I/2*, 139–156.
- MANTON, W.I. and SIEDNER, G. (1967): Age of the Paresis complex, South-West Africa. *Nature*, 216, 1197–1198.
- ALLSOPP, H.L., BRISTOW, J.W., LOGAN, C.T., EALES, H.V. and ERLANK, A.J. (1984): Rb-Sr-Geochronology of Karoo felsic volcanics. In: ERLANK, A.J. (ed.): *Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province*, Geol. Soc. South Afr. Spec. Publ. 13, 273–280.
- LINNING, K. (1968): Die Stollingskompleks Kaap Kruis, Suidwes-Afrika. Unpubl. Diploma Th., Univ. Pretoria.

### B. Müller, U. Klötzli and M. Flisch (Bern, Wien):

*Dating of the Silvretta older orthogneiss intrusion: U-Pb-Zircon data indicate Cadomian magmatism in the Upper Austroalpine realm.*

The crystallization age of the *main intrusive suite* in the Upper Austroalpine Silvretta Nappe (Flüelagranitic association) is assumed to be *Ordovician* (Rb/Sr whole rock isochron,  $450 \pm 2$  Ma). Together with the Simano Augengneiss and the Berisal gneiss in the Penninic region of the Alps (KÖPPEL et al., 1980), the suite appears to be part of the Central and SW-European tectonomagmatic event of HEINISCH and SCHMIDT (1982), which took place in Ordovician to Silurian time. The other important intrusive series in the Silvretta nappe consist of older, mainly calc-alkaline (FLISCH, 1989), basic to intermediate and granitic rocks known as *older orthogneisses* (GRAUERT, 1969). The crystallization age of the older orthogneisses was previously only roughly estimated to be Precambrian (approx. 600 to 900 Ma) by Rb/Sr whole rock reference lines (MAGGETTI and FLISCH, 1991).

U/Pb data of zircons, as well as of single zircon stepwise heating results ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dating by single zircon evaporation technique, KOBER, 1986) suggest a *latest Precambrian to Cambrian* intrusion age for the protoliths of these orthogneisses; since:

A) population U/Pb zircon dating of an *alkaline granite gneiss*, Val Lavinuoz (MÜLLER, 1989) yields a Cambrian preliminary upper intercept age of  $525.5 \pm 21$  Ma. The Carboniferous lower intercept age of  $293 \pm 50$  Ma is explained to date the Variscan upper amphibolite grade regional metamorphism (FLISCH, 1989).

B) The Kober  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  single zircon dating yields also a Cambrian age with a well defined plateau at  $533.5 \pm 5.5$  Ma (*quartz diorite gneiss*, God Praschitsch / Zerne, GRAUERT, 1969).

C) Zircons of a *tonalite gneiss*, Val Lavinuoz, give preliminary ages of  $560 \pm 16$  and  $570 \pm 18$  Ma. Zircon typologies (PUPIN, 1980) accord to:

- for A) P5 525 Ma
- for B) S9 approx. 533 Ma
- for C) S9 560–570 Ma

The magmatic morphology of zircons indicates intrusive ages.

Whole rock initial Sr isotope ratios vary from "depleted mantle" to slightly higher values:

- for A)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.702$
- for B)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70442$  approx. 525 Ma
- for C)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70352 / 0.70350$  533 Ma
- 560–570 Ma

*Geodynamic evolution:* Igneous rocks of a subduction-related (inferred calc-alkaline differentiation sequence, VAG after PEARCE et al., 1984, I-type after CHAPPEL and WHITE, 1974) setting with ages of 560/570 to 533 Ma represent the main part of the older orthogneisses. They were followed by very rarely preserved post-orogenic alkaline granites (A, 525 Ma). This sequence is in excellent agreement with the results of recent comprehensive U/Pb dating studies in the Cadomian terrane of SW Spain (OCHSNER et al., 1993).

Very similar ages were also found in orthogneisses of the adjacent Upper Austroalpine *Oetzal nappe*: Gabbros with 530–516 Ma Sm/Nd mineral isochrons (MILLER and THÖNI, in prep.); orthogneisses showing 530–490 Ma for U/Pb zircon (KLÖTZLI and BERNHARD, in prep.). In the *Bohemian Massif*, an age of 585 Ma (VAN BREE-MEN et al., 1982) also points towards a Cadomian time. And in the Central South Carpathians, GRÜENFELDER et al. (1983) found a well defined U/Pb age of  $610 \pm 30$  Ma for two Kfeldspar-rich granites.

GEBAUER et al. (1989) determined Ion Probe-600 Ma-detrital zircon ages in Paragneisses in the Moldanubian Basement and the French Central Massif. These authors already postulated a "pervasive Pan-African orogenic cycle" in central Europe.

The term "Cadomian" is used here only in a chronological context, for indicating processes which took place outside of known Cadomian terranes (e.g. Spain, N Armorican Massif). However, a causal link is very well possible.

The accuracy of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  single zircon evaporation dating technique has been validated in several comparative studies (RODDICK, J.C., 1991).



Errors are 2 sigma std errors of the mean, except for the evaporation technique 2 sigma std deviation (= 95% confidence limit).

FLISCH, M. (1987): Teil 1: Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvrettakristallins. Teil 2: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. Unpubl. Ph. D. Thesis Univ. Bern.

GEBAUER, D., WILLIAMS, I.S., COMPSTON, W. and GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. *Tectonophysics*, 157, 81–96.

GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. Unpubl. Ph. D. Thesis Univ. Bern.

GRÜNENFELDER M., POPESCU, G., SOROIU, M., ARSENESCU, V. and BERZA, T. (1983): K–Ar and U–Pb dating of the metamorphic formations and the associated igneous bodies of the central South Carpathians. *Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique*, LXI, Bucuresti, 37–46.

HEINISCH, H. and SCHMIDT, K. (1982): Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 4, 211–239.

KOBER, B. (1986): Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 482–490.

KÖPPEL, V., GÜNTHER, A. and GRÜNENFELDER, M. (1980): Patterns of U–Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 61, 97–119.

MAGGETTI, M. and FLISCH, M. (1991): Palaeozoic evolution of the Silvretta, Upper Austro-Alpine, Switzerland. *Terra abstracts* 3, 210.

MÜLLER, B. (1989): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Decke im Gebiet Ober-Silvretta bis Chremerchöpf (Kanton Graubünden). Zirkonmorphologische Untersuchungen an Orthogneisen des Silvrettakristallins. Unpubl. Diploma Thesis Univ. Bern.

OCHSNER, A., SCHÄFER, H.-J., GEBAUER, D. and FRIEDL, G. (1993): The timing of the Cadomian geodynamic evolution within the Ossa Morena Zone (SW Spain) on the basis of new U–Pb dating of various intrusive rocks. *Terra abstracts* 5, 320.

RODDICK, J.C. (1991):  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  Dating by Zircon Evaporation: Mechanisms of Pb Loss. *EOS*, 72/44, 531.

THIERRIN, J. (1983): Les écoligites et le complexe gabbroïque du Val Sarsura (Silvretta). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 63, 479–496.

VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MÍŠAR, Z., POVONDRA, P. and VRÁNA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of central Europe. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 73, 89–108.

**Ulrike Poller (Fribourg):**

*Der Mönchalpgneis der Silvrettadecke (Graubünden): Geochemie und Sm-Nd-Modellalter (siehe p. 269–272 in diesem Heft).*

*The Mönchalpgneis of the Silvretta-Nappe (Graubünden): Geochemistry and Sm-Nd-Model-Ages (see p. 269–272 in this issue).*

**Eric Reusser and Peter Ulmer (Zürich):**

*Synthesis of fluorine bearing glasses in the System CaO–MgO–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>. A quantitative approach to improve fluorine measurement by electron microprobe.*

Low X-ray excitation, interference with FeL<sub>α</sub> line, and problems with correction procedures pose a serious problem for the quantitative analysis of fluorine in silicate and other oxide based minerals. In order to evaluate quantitatively the influence of FeL<sub>α</sub> interference and the problems attributed to the correction procedures, two sets of fluorine bearing glasses have been synthesized.

A first set of glasses have been synthesised on the join CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>–CaMgSi<sub>2</sub>F<sub>12</sub>. Starting material have been prepared from pure MgO and SiO<sub>2</sub> (heated to 1300 °C), CaCO<sub>3</sub> (400 °C) and CaF<sub>2</sub> (800 °C). Ca deficient batches of ≈ 5 g where mixed from CaCO<sub>3</sub>, MgO and SiO<sub>2</sub> and decarbonated at 1300 °C for 24 hours finally CaF<sub>2</sub> was added in the appropriate proportions and stored at 110 °C. The following compositions have been prepared: (fluorine in molecular proportions per formula unit) 0.025, 0.05, 0.1, 0.2, 0.5, 1 and 2 corresponding to ≈ 0.22, 0.44, 0.88, 1.75, 4.25, 8.35 and 15.93 wt% F. The second batch was prepared starting from the first set using 0.88, 1.75, and 8.35 wt% F and adding 2, 5, 10, and 20 wt% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (fired at 1200 °C).

Aliquots of 20–30 mg of the prepared starting mixes are sealed by arc welding into 2.3 mm OD Platinum capsules and run either at 1 atm in a vertical quench furnace for 2–3 hours at 1400–1500 °C (melting point of pure diopside is 1393 °C) and quenched into cold distilled water or at 10 kbar in an end-loaded 14 mm piston cylinder apparatus at temperatures of 1500–1600 °C for 30–40 minutes.

The quenched samples are inspected optically for homogeneity (no crystals present) mounted into epoxy resin and polished for electron microprobe analyses.

Measurements were performed by acquisition of wavelength spectra over the range of F–K<sub>α</sub> peak area. Interferences with Fe–L spectra were quantitatively eliminated by deconvolution based on digital filtering (second derivative Gauss filter). Subsequently, k-ratios were evaluated by least square fitting of reference spectra. This numeric method of eliminating the interference of

Fe-L $\alpha$  radiation improves the quantitative measurement of Fe-bearing silicates. The advantage of this method is the independence of manually derived background corrections for F (either by interpolation of widely separated lower and upper background measurements or by the definition of slope factors below the peak).

**Paolo Scascighini (Fribourg):**

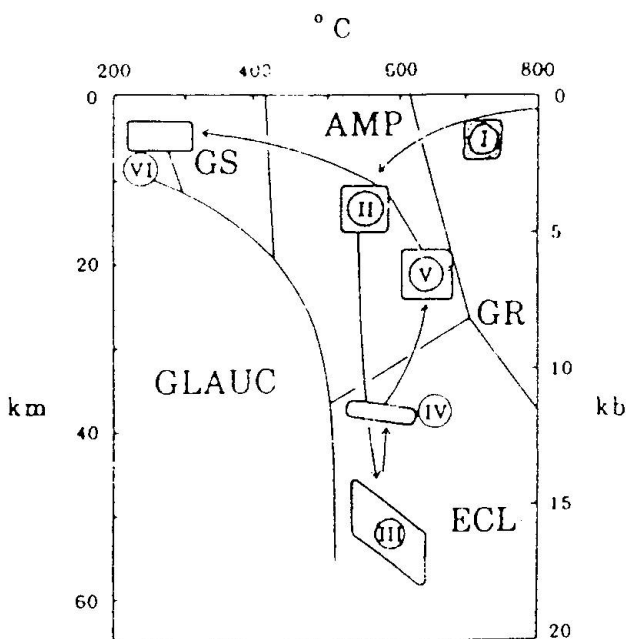
*Géologie et pétrologie de la Val Punt'Ota (GR).*

*Geology and petrology of Val Punt'Ota (Grisons).*

La Val Punt'Ota est une vallée nord-sud située à 7 km à l'ouest de Zernez (GR). Géologiquement elle se trouve dans la nappe cristalline de la Silvretta, dans l'unité de l'austroalpin.

Les principales roches qu'on y trouve ce sont des paragneiss (dépôt du protolite –1500 Ma), des metabasites à faciès éclogitique (cristallisation du protolite –1500 Ma), des vieux orthogneiss (cristallisation –895 Ma), des jeunes orthogneiss appartenant à l'association granitique de la Flüela (cristallisation –451 Ma) et des dykes tholéitiques post-hercyniens.

Le protolite basaltique cristallisé au précambrien (I) subit un métamorphisme amphibolitique avec hydratation (II) suivi d'un métamorphisme éclogitique avec déshydratation (III). Une remontée isotherme avec rehydratation (métamorphisme rétrograde) (IV–V) transforme les éclorites d'abord en éclorites symplectitiques et ensuite en amphibolites. La dernière phase métamorphique, à faciès schiste vert, est alpine (VI).



(Abbildung MAGGETTI and GALETTI, 1988.)

Sujet principal de mon étude est la caractérisation géochimique du passage écloélite-écloélite symplectitique-amphibolite enregistré dans les éclorites à grenat, les éclorites normales et les éclorites à zoisite.

MAGGETTI, M. and GALETTI, G. (1988): Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 467–484.

**Walter Schaad und Adrian Pfiffner (Bern):**

*Der zuckerkörnige Dolomit in der Piora-Zone: «Schwimmendes» Gebirge für die NEAT?*

*Sugary dolomite in the Piora-Zone: "Hasardous rocks for NEAT?"*

Zu den Neuen Eisenbahn-Alpentransversalen (NEAT) gehört ein Basistunnel am Gotthard. Dieser wird im Lukmanierpass-Gebiet voraussichtlich die Piora-Zone durchqueren müssen, welche an der Oberfläche aus bautechnisch sehr ungünstigen Gesteinen, aus triadischer Rauhwacke und Dolomit, besteht. Letzterer wird aufgrund seiner geringen Kohäsion häufig auch als zuckerkörniger Dolomit oder Mehldolomit bezeichnet. Der Begriff zuckerkörnig bezieht sich ausschliesslich auf die geringe Kohäsion des Gesteins und ist unabhängig von dessen Korngrösse. Sollte der zuckerkörnige Dolomit auch auf dem Tunnelniveau eine ähnlich geringe Festigkeit wie an der Oberfläche aufweisen, ist bei einer Gebirgsüberdeckung von 1,5 km mit grössten Problemen beim Tunnelvortrieb zu rechnen. Im Auftrag des Bundesamtes für Verkehr wurde die Genese des zuckerkörnigen Dolomits untersucht, um eine Prognose über den Zustand und die Verteilung der Gesteine auf dem Tunnelniveau zu machen. Namentlich sollte abgeklärt werden, ob die geringe Festigkeit des Dolomits auf oberflächen-nahe Verwitterungsprozesse zurückzuführen ist oder ob andere Vorgänge dafür verantwortlich sind, die möglicherweise auch in grösserer Tiefe wirksam sind.

Der zuckerkörnige Dolomit der Piora-Zone ist ein kohäsionsarmer Dolomitmarmor mit statisch rekristallisiertem Gefüge. Charakteristisch sind seine isometrischen Körner und die ebenflächigen Korngrenzen. Die Untersuchungen haben zum Schluss geführt, dass dieses Gefüge mit seinen perfekten ebenflächigen Korngrenzen der Grund für eine primäre geringe mechanische Festigkeit des Gesteins ist. Die fehlende Verzahnung der Körner hat dazu geführt, dass der Dolomitmarmor bereits nach der alpinen Metamorphose und Rekristallisation eine gewisse Neigung

zur Bruchbildung entlang seiner Korngrenzen aufgewiesen hat, obwohl sein Kornverband zu diesem Zeitpunkt noch nicht aufgelockert war und er kaum eine Porosität besessen haben dürfte.

Ein zweiter Grund für die heute beobachtete geringe Festigkeit der Gesteine sind Spröddeformationen, die nach der alpinen Metamorphose stattgefunden haben. Diese führten zur Katakalisierung der Dolomitgesteine, zur Brekzierung der Schichten und zur Auflockerung der Kornverbände. Der mechanisch ohnehin schwache Dolomitmarmor reagierte bereits bei geringen Spannungen mit dem Zerfall seines Kornverbandes in einzelne Körner. Die Bruchbildung erfolgte meist intergranular. Die spröden Deformationen schufen eine Porosität und Permeabilität, die den Zutritt fluider Phasen ermöglichte, welche ihrerseits die Zementation und Wiederverfestigung der aufgelockerten Gesteinspartien mit Calcit, Quarz und Dolomit bewirkten. Rauwacken und kalkige Dolomite sind auf Spröddeformation und anschließende Zementation zurückzuführen. Allerdings nahm das Zementationspotential mit der Zeit ab, so dass die relativ spät in der postmetamorphen Geschichte kataklasierten Gesteine keine Wiederverfestigung mehr erfuhren. Diese Gesteine sind es, die heute in stark entfestigtem Zustand in der Piora-Zone anstehen, als zuckerkörniger Dolomit, brekziöser zuckerkörniger Dolomit oder Mehldolomit. Die deformationsbedingte Porosität führt zu einer intensiven Verwitterung der Gesteine an der Oberfläche. Es ist aber klar, dass die Lösung und Verwitterung nicht die Ursache der Entfestigung der Dolomitgesteine ist, sondern eine Folge davon.

Die Zuckerkörnigkeit der Dolomitmarmore in der Piora-Zone ist eine direkte Folge der statischen Kristallisation der Gesteine und ist durch die fortgesetzte, postmetamorphe Spröddeformation noch verstärkt worden. Sie ist kein oberflächliches Verwitterungsphänomen. Deshalb muss auf dem Tunnelniveau mit bautechnisch ungünstigen Gesteinen gerechnet werden. Auch Dolomitmarmore, die keine Kataklasten erfahren haben, dürften nicht standfest sein (primäre geringe Festigkeit). In Abschnitten, die in relativ junger Zeit spröde deformiert und nicht mehr zementiert worden sind, muss mit schwimmendem Gebirge gerechnet werden.

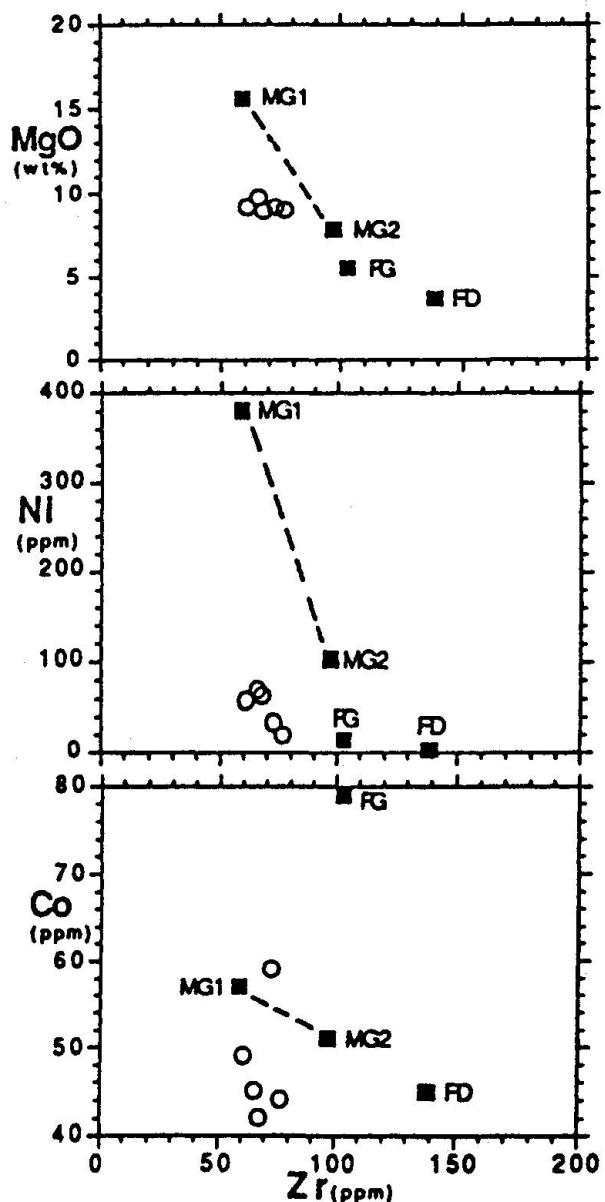
**Markus Schafer** (Lausanne/Basel):

*Geochemische und metallogenetische Aspekte der Ba-Co-Ni-Vererzung am Omen Roso (Turtmanntal, VS).*

*Geochemical and metallogenetic aspects of the Ba-Co-Ni mineralization Omen Roso (Turtmanntal, Valais, Switzerland).*

Im Turtmanntal (VS) liegt am Osthang des Omen Roso die Ba-Co-Ni-Vererzung Plantorin. Frühere Untersuchungen haben gezeigt, dass die Vererzung an eine permokarbonische Wechselagerung von Serizitschiefern und Grünschiefern gebunden ist. Das Erzvorkommen liegt in der Siviez-Mischabel-Decke und besteht vorwiegend aus Baryt. Disperse Buntmetallerze, vorwiegend Co-Ni-Sulfarsenide, ergänzen das Erzangebot. Neuere Untersuchungen haben die Existenz der Ba-Vergesellschaftung Cymrit-Hyalophan-Ba-Muskovit aufgezeigt.

Das Gebiet am Omen Roso wurde vollständig neu kartographiert. Die hauptsächliche Zielset-



zung war, die Kenntnisse des geologischen Kontextes der Vererzung zu vertiefen, um dann Präzisierungen oder Alternativen zum bestehenden Genesemodell (Eindringen von vulkanogenen und magmatischen Restlösungen entlang von tektonischen Flächen und porösen Sedimenten während der spätherzynischen Metamorphose) zu entwickeln.

Die kartographischen und petrographischen Untersuchungen führten zur Unterscheidung von über 20 Gesteinstypen am Omen Roso. Je zwei bis sieben Proben pro Gesteinstyp wurden geochemisch untersucht. Insgesamt decken rund 70 Analysen dieses kleinräumige Arbeitsgebiet von rund 400 auf 150 Metern ab.

Folgende Fragen metallogenetischer Natur sollten mit Hilfe der Geochemie untersucht werden: Wie ist die lokale Verteilung von Ba, Co und Ni und anderer interessanter Elemente wie Cr, V, Cu, Zn, Pb, Th am Omen Roso? Sind die Ba-, Co-, Ni-Anomalien auf die vererzten Gänge beschränkt, oder gibt es Zonen (Halos) mit erhöhten Gehalten? Gibt es Gesteinstypen mit aussergewöhnlich hohen oder tiefen Gehalten von chemischen Elementen, die auf eine An- oder Abreicherung schliessen lassen? Woher stammen Co, Ni und Ba?

An dieser Stelle wird nur auf die mögliche Herkunft von Co und Ni eingegangen. In bezug auf die Metallogenese dieser beiden kompatiblen Elemente zeichnet sich folgende Lösung ab: Am Omen Roso wurden zwei dekametrische Linsen von grünlich gefleckten *titanitführenden Chlorit-Aktinolith-Epidotschiefern* entdeckt. Im Vergleich mit dem andern basischen Gesteinstyp der permokarbonischen Serie, dem *dunkelgrünen, augigen Karbonat-Albit-Chloritschiefer* («Ovardit»), haben die ersteren tiefere Gehalte an  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  (+8 wt%),  $\text{TiO}_2$  (< 1 wt%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (< 0.1 wt%), Zr (60–80 ppm), V (40–50 ppm), jedoch höhere Gehalte an CaO (8–10%) und Cr (300–700 ppm). Diese geochemischen Eigenschaften und einige schlecht erhaltene magmatische Reliktstrukturen weisen für die Chl-Akt-Epidotschiefer auf einen gabbroiden Protolith hin.

Ein Vergleich mit den geochemischen Analysen der Metagabbros des polymetamorphen Basements bestätigt dies. In den Diagrammen sind die Mittelwerte der vier Gesteinstypen Mg-reicher Metagabbro (MG1), normaler MgO-Metamagnesiogabbro (MG2), Mela-Ferrogabbro (FG), Meta-Ferrodiorit (FD) dargestellt. Die Durchschnittswerte der Kumulate vom Brändjispitz werden den fünf Analysen der vermutlichen Metagabbros vom Omen Roso gegenübergestellt. In der Regel plotten die Elemente der Chl-Akt-Epidotschiefer im Übergangsbereich

der Mg-reichen zu den normalen Metagabbros. Die Kohärenz der Daten (z.B. MgO) deutet auf eine geringe Mobilität hin. Die Metagabbros vom Omen Roso könnten somit ein wenig evoluiertes Glied dieser vermutlich permischen Intrusionen der Siviez-Mischabel-Decke darstellen. Stimmt diese Annahme, so müsste man bei isochemischen Metamorphosebedingungen für die Metagabbros des Omen Roso primäre Gehalte von 50–60 ppm Co bzw. 100–250 ppm Ni erwarten. Sie weisen aber nur Gehalte von 40–50 ppm Co und 10–60 ppm Ni auf. Dies kann als *Abreicherung während der alpinen grünschieferfaziellen Metamorphose gedeutet werden*. Im Gegensatz zu relativ immobil Elementen wie Ti, Zr, Y sind Co und v.a. Ni relativ einfach zu mobilisieren. Die gabbroiden Intrusionskörper in den permokarbonischen Serien haben nur geringe Ausmasse. Somit ist es gut vorstellbar, dass sie während der alpinen Metamorphose, die mit einer intensiven Deformation gekoppelt war, einem gewissen Fluiddurchfluss ausgesetzt waren, der zur Remobilisierung bzw. zum Leaching von Co und Ni geführt hat. Diese metallreichen Fluids sind teilweise in unmittelbarer Nähe wieder ausgefällt worden (Omen Roso) oder etwas weiter entfernt in Kaltenberg oder Pipij.

**Urs Schaltegger, Horst Zwingmann, Peter Stille und Norbert Clauer** (Strasbourg):

*Isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen des Nordwestschweizer Permokarbons – erste Resultate.*

*Isotope geochemistry of rocks from the Permian/Carboniferous graben of northwestern Switzerland – first results.*

Aus dem Permokarbon der NAGRA-Bohrung Weiach wurden die Tonfraktionen dreier Proben abgetrennt und mineralogisch, geochemisch und isotopengeochemisch untersucht. Die bearbeiteten Proben stammen aus dem Autunien (Lakustrische Serie) und dem Stéphanien (Mittlere und Untere kleinzyklische Sandstein-Serien). Die Untersuchungen sind ein Teil eines Projekts, welches die Rekonstruktion der diagenetischen und hydrothermalen Entwicklungsgeschichte dieser Gesteine zum Thema hat. Die drei Proben wurden sorgfältig desaggregiert, eine Tonfraktion < 2 µm abdekantiert und mittels Ultrazentrifugation in Teilfraktionen < 0,2, 0,2–0,4, 0,4–0,8 und 0,8–2 µm aufgeteilt. Dieses Vorgehen erlaubt die Analyse feinstkörniger Tonfraktion, die frei von Detritus sind und somit nur aus authigen gebildetem Material bestehen.



Die Feinfraktionen bestehen aus Illit, wechselflagertem Illit/Smectit, Chlorit und Kaolinit, wobei der Illit in der Fraktion  $< 0,2 \mu\text{m}$  und der Kaolinit in der Fraktion  $0,8\text{--}2 \mu\text{m}$  angereichert ist. Die K-Ar-Alter dieser Tonfraktionen sind korngrößenabhängige Mischalter und streuen über einen weiten Bereich von 150 bis 267 Ma, wobei die feinsten Fraktionen ( $< 0,2 \mu\text{m}$ ) ein Alter von 150 bis 170 Ma besitzen.

Die Resultate bestätigen die jungen Illit-Alter aus Klüften im Kristallin der Bohrungen Böttstein und Kaisten (PETERS et al., 1987 und 1989) mit Minimalwerten von 157 Ma respektive 126 Ma. Unsere ersten Resultate, kombiniert mit publiziertem Datenmaterial, lassen den Schluss zu, dass in der untersten Kreide eine tieftemperierte hydrothermale Alteration zur Neubildung von feinstkörnigem Tonmaterial in tonigen Sedimenten und auf Klüften geführt hat. Das K-Ar-Isotopensystem der früher gebildeten Tonminerale wurde durch dieses Ereignis nachhaltig gestört. Ausmass und regionale Verbreitung dieses hydrothermalen Ereignisses sind einstweilen schlecht bekannt. Liasische bis kretazische K-Ar-Alterswerte von Tonmineralen aus hydrothermalen Klüften und aus Sandsteinen und Tonen finden sich im Gebiet zwischen Marokko und der Nordsee und werden mit der grossräumlichen Krustendehnung im Zuge der Atlantiköffnung in Zusammenhang gebracht.

Die weiteren Untersuchungen werden darauf abzielen, mit Hilfe der Rb-Sr- und Sm-Nd-Isotopensysteme eventuell vorhandene, höhertemperierte hydrothermale Ereignisse und den Zeitpunkt der diagenetischen Equilibrierung zwischen authigenen Tonmineralphasen auf der einen Seite und Phosphaten, Karbonaten und Oxiden auf der andern Seite (SCHALTEGGER et al., in press) zu datieren.

PETERS, T.J., MATTER, A., BLÄSI, H.R. und GAUTSCHI, A. (1987): Sondierbohrung Böttstein – Geologie. Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. 1.

PETERS, T.J., MATTER, A., BLÄSI, H.R. und GAUTSCHI, A. (1989): Sondierbohrung Kaisten – Geologie. Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. 10.

SCHALTEGGER, U., STILLE, P., RAIS, N., CLAUER, N. und PIQUE, A. (1994): Nd and Sr isotopic dating of diagenesis and low-grade metamorphism of argillaceous sediments. Accepted by Geochim. Cosmochim. Acta.

**Guido Schreurs** (Rueil Malmaison, Bern):

*Experiments on faulting in zones of distributed strike-slip shear.*

Analogue model experiments were performed to investigate faulting in zones of distributed strike-

slip shear at basin and crustal scale. Three-dimensional fault shape and fault evolution were analyzed by X-ray computed tomography. Stratified models were constructed with brittle analogue materials (sand and glass powder) overlying a thin layer of viscous polydimethyl-siloxane (PDMS). Sand and glass powder deform according to the Mohr-Coulomb slip concept, whereas PDMS is a viscous material.

Distributed strike-slip shear is dominantly accommodated by synthetic strike-slip faults (R-shears) at low strain stages. They strike at about  $20^\circ\text{C}$  to the shear direction antithetic strike-slip faults (R'-shears; striking at  $70\text{--}80^\circ$ ) are rare and confined to the transversal limits of the model. Synthetic and antithetic Riedel shears are subvertical and extend down to the base of the brittle layers. En-échelon arranged R-shears create push-up zones in the area of overlap. With increasing deformation, lower-angle synthetic ( $R_L$ ) and lower-angle antithetic faults ( $R'_L$ ) form. These secondary structures are mostly confined in between previously formed major R-shears. Newly formed  $R'_L$ -shears strike at progressively lower angles to the shear direction with increasing deformation.

In experiments with unconfined transversal borders, R' and  $R'_L$ -shears undergo considerable rotations about vertical axes. Space problems created by rotation of antithetic shears in between major R-shears are solved by upbulging of the free surface near their intersection. This results in sigmoidal-shaped antithetic faults (plan view) with a dip-slip component and a dip direction which changes along strike.

Fault orientations and fault evolution document modifications of the stress field with increasing shear strain governed by major synthetic R-shears. Possible structural traps for hydrocarbons are represented by push-up zones and areas of positive vertical relief near the intersection of antithetic and synthetic faults. There is good agreement between our models and natural examples of major wrench zones where block rotations have been documented by paleomagnetic, geodetic and seismic methods (e.g. western USA).

**Jorge Spangenberg, Zachary D. Sharp and Lluís Fontboté** (Genève, Lausanne):

*Apparent carbon and oxygen isotope variations of carbonate gangue minerals in the MVT Zn-Pb San Vicente deposit, Central Peru: The effect of organic matter and sulfides.*

Changes in stable isotope composition of host and gangue carbonates of Mississippi Valley-type (MVT) deposits are mainly explained as an effect of changes in fluid composition (including fluid mixing), water/rock ratios, temperature, and a combination of the above as the result of basinal brine migration.

In the course of a geochemical investigation of the gangue carbonates of the San Vicente MVT Zn–P deposit, Central Peru, we have observed within single hand specimens extreme isotopic variations, as large as 6‰  $\delta^{13}\text{C}$  and 4‰  $\delta^{18}\text{O}$ , i.e., of the same order as those observed for the entire deposit. GHAZBAN et al. (1990) made a similar observation at the Nanisivik MVT Zn–Pb deposit of Canada, where large carbon and oxygen isotope variations were measured within a single carbonate generation at a millimeter scale. It is difficult to imagine that changes in the physicochemical conditions could be the primary factor accounting for such extreme isotopic variations.

The scope of the present communication is to draw attention to the fact that some of the variations of the measured  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  are *apparent*, and due to interferences caused by the presence of sulfides and organic matter in the analyzed carbonates. A combined sodium hypochlorite ( $\text{NaOCl}$ ) and silver phosphate ( $\text{Ag}_3\text{PO}_4$ ) pretreatment (CHAREF and SHEPPARD, 1984) of the carbonate samples greatly reduces the isotopic variation in the  $\text{C}_{\text{org}}$ - and S-rich samples.

The isotopic variations at the centimeter to sub-millimeter scale, evaluated with a combination of a conventional and *in situ* laser methods, are very small (+ 0.1 to 0.4‰  $\delta^{13}\text{C}$  and 0.2 to 0.7‰  $\delta^{18}\text{O}$ ) suggesting uniform chemical and physicochemical conditions during precipitation of a given carbonate generation at least at a millimeter to centimeter scale.

The pretreatment for organic matter and sulfides allows for the recognition of otherwise unnoticed slight variations of the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values in carbonate gangue minerals that can be relevant for:

1) studying possible subtle isotope variations of a single carbonate generation in relation to the texture. Isotopic variations, already recognizable at hand specimen scale, reflect different stages towards an isotopic equilibrium.

2) potential evaluation of ore-bearing fluid pathway at an ore district scale.

Our results suggest that carbon and oxygen isotope ratios of other carbonate-hosted ore deposits should be reviewed taking in account the serious disturbing influence of the ubiquitous association of organic matter and sulfides.

This study is supported by the Swiss National Foundation (Grant n° 21.30.309.90), and is a contribution to IGCP project n° 342 (Age and Isotopes of South American Ores). We gratefully acknowledge J. Hunziker (University of Lausanne) and R. Moritz (University of Geneva) for their suggestions during this study.

CHAREF, A. and SHEPPARD, M.F. (1984): Carbon and oxygen isotope analysis of calcite or dolomite associated with organic matter. *Isotope Geoscience*, 2: 325–333.

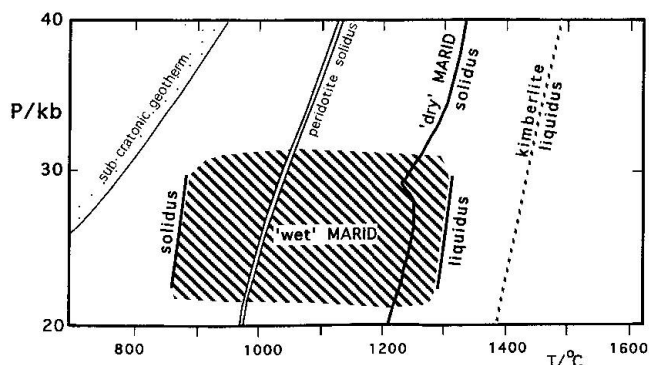
GHAZBAN, F., SCHWARCZ, H.P. and FORD, D.C. (1990): Carbon and sulfur isotope evidence for *in situ* reduction of sulfate, Nanisivik lead-zinc deposit, Northwest Territories, Baffin Island, Canada. *Econ. Geol.*, 85: 360–375.

**Russell J. Sweeney (Zürich):**

*The significance of mica-amphibole-ilmenite-diopside kimberlite-bourne mantle xenoliths for lithospheric melting and mantle metasomatism.*

The M-A-R-I-D suite of ultrabasic xenoliths found in kimberlites are dominated by phlogopite (typically 50–80 vol.%), K-richterite (20–30 vol.%) and diopside (10–20 vol.%) and are thought to derive from the sub-continental lithospheric mantle (WATERS, 1987). The high proportion of hydrous phases suggest crystallization from a parental fluid or a fluid-rich silicate melt. Experiments were conducted on a natural MARID xenolith from Kimberley (AJE137) provided by A.J. Erlank. The objectives were to establish the melting relations and test petrogenetic models. The results of this study are detailed in SWEENEY et al. (1993) and summarized in the figure.

The addition of > 10 wt% water depressed the solidus by ca. 300 °C, which means that rise of temperature < 120 °C above the geotherm to this mantle region would create condition for the melting of this component. This melt may then be incorporated in any continental flood basalt parent magmas which traverse this lithospheric mantle.



The derivation of MARID's from a silicate melt of their bulk composition, even water saturated, is considered unlikely as such small degree melts could not sustain the elevated liquidus temperatures required ( $> 1200\text{ }^{\circ}\text{C}$  at 30 kb) in a cold ( $< 800\text{ }^{\circ}\text{C}$  at 30 kb) mantle lithosphere (compare geotherm with the 'wet' MARID liquidus in the figure). Other possible models include the derivation of MARID's by the interaction of an alkali-rich fluid with peridotite or from a kimberlitic parent magma by fractionation of olivine and the exsolution a carbonatite component.

SWEENEY, R.J., THOMPSON, A.B. and ULMER, P. (1993): Phase relations of a natural MARID composition and implications for MARID genesis, lithospheric melting and mantle metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 225–241.

WATERS, F. (1987): Suggested origin of MARID xenoliths in kimberlites by high pressure crystallization of an ultrapotassic rock such as lamproite. *Contrib. Min. Petrol.* 95, 523–533.

**Peter Ulmer, Max Schmidt and Rolf Schmid** (Zürich, Clermont-Ferrand):

*Application of the ultra-high pressure multi-anvil apparatus in earth sciences.*

The investigation of solid, liquid and highly volatile (fluids) substances under high pressure conditions is nearly exclusively done in Earth Science departments. The development of nearly hydrostatic solid-media apparatuses started in the early 60's with the construction of the piston cylinder apparatus capable of attaining pressures of 50 kbar and  $2000\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

In the early 80's the Japanese improved the two stage Multi-Anvil apparatus (MA) for routine use. The Japanese type MA are capable of attaining pressures of 300 kbar (800 km) and temperatures of  $2600\text{ }^{\circ}\text{C}$ . The Japanese types are very expensive (exceeding 1 mio. SFr.) and rather difficult to use. Dave Walker from Lamont Doherty Geological Observatory has recently developed a smaller MA-type which can be built at much lower cost. The high pressure laboratory at IMP-ETHZ has recently set up a Walker-type two stage multi-anvil apparatus capable of operating up to 200 kbars (20 GPa) and  $2600\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Sample volumes are rather small ( $\sim 5\text{ mm}^3$ ), however, compared to diamond anvil cells, they are still about 1000 times larger.

The installed Walker-type multi-anvil device consists of a 1000-ton hydraulic press and the multi-anvil module. The device works as follows:

A sample (rock powder or synthetic materials encapsulated in a noble metal container) is contained in a octahedral cell (assembly), made from

refractory (not too hard) material ( $\text{MgO}$ , BN). The octahedron is placed between eight tungsten-carbide (WC) cubes. One corner of each cube has been ground away, leaving an octahedral cavity if all eight cubes are assembled together to form one big cube. These eight cubes represent the second stage anvils; they are pushed together by six hardened steel wedges contained in a pressure vessel. The wedges guarantee that the uni-axial force build up by the 1000-ton ram is equally distributed on the six outer faces of the big cube (first stage anvils). Heating of the sample is achieved with resistive heating of a graphite or Rhenium cylinder surrounding the sample. Temperature is measured with thermocouples directly inserted into the assembly.

The multi-anvil apparatus has a wide range of applications. Early application focused mainly on phase relations of the earth upper mantle, the transition zone and the lower mantle (olivine to spinel to  $\text{MgSiO}_3$ -perovskite transitions etc.). The versatility of the assembly provides the possibility of performing numerous types of experiments.

- Synthesis of pure high pressure minerals and alloys

- Stability of minerals and related substances at mantle pressures

- Phase transitions in synthetic and natural materials

- Study of melting relationships in synthetic and natural materials

- Volatile free and volatile bearing reactions in natural and synthetic systems

- Element partitioning between minerals and/or melts and/or fluids

- Growth of synthetic fluid inclusions in olivine, diamond, etc.

- In-situ DTA, Pressure Analysis (PA) and synchrotron X-ray studies

Our current research focuses on three different subjects: 1) Ultra-deep subduction (30–150 kbar) of oceanic and continental lithosphere, with particular attention to the stability and breakdown relations of hydrous and carbonate phases in peridotitic, basaltic and pelitic compositions and their synthetic counterparts. 2) The generation of kimberlitic, carbonatitic and MARID-type magmas and their potential for mantle metasomatism and 3) the stability and break-down of potassium/sodium rich hydrous phases (phlogopit K-richterite, K-pyroxenes) in the mantle.

**Michael von der Crone** (Fribourg):

*Der Einfluss des Meerwassers auf die Weissfärbung beim Brennen keramischer Massen.*

*Burning of ceramic material: influence of sea-water.*

«Veut-il obtenir de la poterie blanche, et c'est le cas le plus fréquent, il se sert de l'eau de mer. Préfère-t-il des poteries rouges ou bronzées, il emploie l'eau du puits ou de la citerne.» Dieser Satz aus einem Buch über die Töpfer von Djerba von COMBES und LOUIS (1967) beschreibt treffend die Ausgangslage dieses Projekts. Ein rotbrennender Calcit-reicher Ton wird bei Zumischung von Salz während des Brennens im oberflächennahen Bereich gelb-weiss.

Das Phänomen der Weissfärbung wurde anhand von Labormischungen und von acht natürlichen Tonen verschiedener Herkunft in Abhängigkeit der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung, der Korngrösse und der Brennbedingungen (oxidierende Atmosphäre) mit Hilfe von Röntgenfluoreszenz, Neutronenaktivierung, Röntgenographie (Gandolfi-Kamera, Pulverdiffraktometer), Elektronenmikroskopie und Mössbauerspektroskopie untersucht. Porosität und geringe Korngrösse neugebildeter Phasen ( $\approx 1 \mu\text{m}$ ) ergaben Probleme bei Mikrosondenanalysen

Grundsätzlich wurde von Illit ausgegangen, dem in dieser Reihenfolge schrittweise Quarz, Calcit, Halit und Hämatit zugefügt wurden – später auch andere Tonminerale, Karbonate und Salze. Es hat sich gezeigt, dass in natürlichen Tonen, im Vergleich zu den komplizierteren Labormischungen (mit den fünf Komponenten Illit, Quarz, Calcit, Hämatit und Halit) keine zusätzlichen Neubildungen entstehen.

1 Gew.% Halit reicht aus, um eine gute Weissfärbung zu erhalten. Diese ist im Temperaturbereich von 900–950 °C am besten ausgebildet. Verantwortlich sind Ca-Silikate, allen voran Pyroxen, die das vorher in Form von Hämatit rot-färbende Eisen aufnehmen. Wichtiger als die mineralogische Zusammensetzung des Rohmaterials ist, dass die chemische Zusammensetzung in einem bestimmten Rahmen liegt. Es spielt keine Rolle, ob Calcit mit Dolomit oder Illit mit Kaolinit versetzt wird, entscheidend ist, dass die Bedingungen für die Bildung von Pyroxen erfüllt sind. Der «Weissheitsgrad» ist direkt abhängig vom Eisen-Gehalt. Je mehr Eisen vorhanden ist, um so gelber die Farbe. Es hat sich gezeigt, dass Halit als Mineralisator agiert. Eine unmittelbare Folge der Halit-Zumischung ist neben dem Einfluss auf die Farbe auch der Verlust von K und Rb im Randbereich des Scherben.

COMBES, J.L. und LOUIS, A. (1967): Les potiers de Djerba. Publ. Centre des Arts et des Traditions Populaires, Tunis, 310 p.

**Monika Weiss und Marcel Pfiffner** (Zürich):

*Strukturen und Metamorphose südlich und südwestlich des Monte Disgrazia im Valle di Scermendone und im Valle di Preda Rossa (Oberes Val Masino, Veltlin, Italien), siehe p. 245–264 in diesem Heft.*

*Structure and metamorphism to the south and southwest of Monte Disgrazia in Valle di Scermendone und im Valle di Preda Rossa (Val Masino, Valtellina, Italy), see p. 245–264 in this issue.*

**Evren Yazgan and Ronald Chessex** (Ankara, Genève):

*Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya, Turkey.*

Eastern Taurus tectonics involves an arc-continent collision between the Keban and Arabian microplates during the Late Campanian–Early Maastrichtian. This collisional phase continued until early Eocene. The Eastern Taurus Belt was later affected by late Miocene–Pliocene deformation and thrusting events.

The identification of different tectonic units along the Malatya Geotraverse allows the recognition of a number of different terranes:

1) Ophiolitic rocks representing some form of oceanic mantle and crust (Güleman, Koçali).

2) Continental metamorphic terranes with or without a sedimentary cover probably represent fragments of the African-Arabian plate (Pütürge-Bitlis).

3) Basement complex composed of ultrabasic to granitic plutonic and metamorphosed rocks (Kömürhan suture zone).

4) Calc-alkaline volcanic and plutonic rocks which represent magmatic arc products built up partly on continental, partly on oceanic crust (Baskil Arc).

Investigation of igneous and metamorphic rocks using radiometric, geochemical and stratigraphic techniques provides a basis for evolutionary models at the two stages of the ophiolitic emplacement. At the stage, ophiolitic nappes were obducted hot with associated metamorphism and tectonism onto the passive continental margin prior to the arc-continent collision. At the second stage, during collisional phase, the metamorphosed passive margin with its ophiolitic nappes was uplifted along inherited extensional listric faults. Thrusting and overfolding allowed these nappes to be carried in cold state to the furthest southerly position into the Arabian fore-deep sedimentary basin by a gravity sliding mechanism.



Oceanic mantle and crust from the fore-arc area with young arc-magmatic rocks (up to 76 Ma) were obducted over the passive continental margin. The arc magmatism provided the dominant heat source which caused the metamorphism of the Pütürge massif around 75–70 Ma ago.

# **Service hydrologique et géologique national (Berne):**

*Atlas géologique de la Suisse 1 : 25'000 Feuilles Sembrancher, Orsières et Chanrion-Mont Vélán.*

*Geologic Atlas of Switzerland 1 : 25'000, sheets Sembrancher, Orsières and Chanrion-Mont Vélán.*

La feuille Sembrancher de l'Atlas géologique de la Suisse 1 : 25'000 est sortie de presse il y a juste dix ans, celle d'Orsières vient de paraître, et celle de Chanrion-Mont Vélán est actuellement en préparation. Les deux premières recouvrent les mêmes unités, ici de direction N–S, et l'intervalle de temps entre la parution de ces deux feuilles a suffi pour que certaines interprétations soient précisées ou modifiées. Ainsi le contenu même du massif du Mont Blanc est mieux défini, et sa bordure orientale n'est plus constituée de migmatites (Sembrancher) mais d'une rhyolite (Orsières) (voir thèse de C. Marro). De son côté, la nappe du Grand St-Bernard n'existe plus en tant qu'unité structurale, mais regroupe trois nappes distinctes, soit, d'ouest en est: la nappe des Pontis, la nappe de Siviez-Mischabel et la nappe du Mont Fort (voir surtout les travaux de A. Escher et de M. Burri).

La feuille Chanrion-Mont Vélán montre l'état actuel des connaissances des unités internes du Pennique si qu'une partie de la nappe de la Dent Blanche. Les principales nouveautés résident dans les subdivisions au sein des nappes du Mont Fort et du Tsaté, et dans la mise en évidence d'une tectonique très complexe, faite d'une alternance de phases de plissement et de charriage. L'angle nord-ouest de cette feuille montre en outre la verture permo-triasique normale de la nappe de Siviez-Mischabel, dans laquelle ont été identifiés, outre de nombreux quartzites plus ou moins con-

glomératiques, de fins niveaux dolomitiques, ainsi que des niveaux de «porphyres quartzifères» qui sont certainement d'anciens tufs volcaniques acides.

Le socle de la nappe du Mont Fort est divisé en deux unités:

- L'unité du Métailler, constituée principalement de gneiss albitiques et de prasinites monocycliques, est considérée d'âge permo-carbonifère car elle est surmontée stratigraphiquement, vers le nord-est, par des métasédiments attribués au Permo-Trias. Quelques lames isolées de métasédiments mésozoïques (essentiellement triasiques) sont pincées dans cette unité; elles sont attribuées à la couverture de la nappe du Mont Fort mais ne sont certainement pas strictement autochtones.

- L'unité du Mont Fallère, composée de schistes et gneiss gris à matière organique, accompagnés de prasinites, se situe stratigraphiquement sous l'unité précédente; elle est carbonifère ou plus ancienne.

- La nappe du Tsaté, qui comprend tous les sédiments situés ici entre les nappes du Mont Fort et de la Dent Blanche, se subdivise en plusieurs unités dont certaines n'ont qu'une extension très locale:

- Les unités des Cimes Blanches et du Frilhorn sont faites de minces bandes discontinues de roches surtout triasiques (dolomies, marbres) soulignées par des cornieules, situées soit à la base de la nappe (Cimes Blanches) soit en son sein (Frilhorn).

- L'unité de Madzeria, faite de quartzites et marbres triasiques, est en contact étroit avec le socle de la nappe Mont Fort; ce pourrait être aussi une grosse écaille «autochtone».

- Le reste de la nappe du Tsaté, volumiquement le plus important, est fait de calcschistes plus ou moins calcaires ou pélitiques, datés du Crétacé dans le Valais central. Dans la partie externe (unité de Mauvoisin), localement au-dessus d'une brèche basale, la série débute par des marbres phylliteux roux à bandes siliceux, souvent bréchiques, qui datent certainement du Lias. La partie considérée comme la plus interne contient de nombreuses intercalations de serpentinites, prasinites, métagabbros et métaradiolarites.