

M I T T E I L U N G E N

der

**ÖSTERREICHISCHEN MINERALOGISCHEN
GESELLSCHAFT**

N^o 129

1983

I N H A L T

Originalarbeiten

Knobloch, D.: Die Dispersion der Brechungsindizes von Siderit und Magnesit	S. 5
Kirchmayer, M.: Die c-Achsen-Durchstoßpunkte des Schriftgranitquarzes in der Stereographischen Projektion	S. 9
Marsch, F. W.: Spodumenkristalle in einem Pegmatit der Kreuzeckgruppe .	S. 13
Wassizek, E. und Koller, F.: Ein bemerkenswerter Mineral-Gesteinsfund aus dem Gebiet des Ochsner-Rotkopfes im Zillertal	S. 19
<u>Tätigkeitsbericht</u> über das Vereinsjahr 1983	S. 23
<u>Nachruf</u> für Prof. Dr. Norbert Grögler	S. 25

Vorträge

Grundmann, G.: Neue Ergebnisse zur Genese des Smaragdorkommens im Habachtal	S. 27
Touret, J.: Fluid distribution in the lithosphere as indicated by fluid inclusions	S. 31
Kouřimský, J.: Schmucksteine der ČSSR	S. 39
Mullis, J.: Festkörper-, Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse in Quarzkristallen der Schweizer Alpen als Zeugen der Entstehung alpiner Klufmineralparagenesen	S. 46
Zemann, J.: Mineralogie der Sulfate	S. 54

Symposium "100 Jahre Krakatau"

Anders, C.: Krakatau: Tage der Apokalypse	S. 60
Küpper, H.: Die Stellung des Vulkans Krakatau im Malayischen Archipel, Indonesien	S. 65
Scharbert, H. G.: Zur Genese der Andesite	S. 69

ORIGINALARBEITEN

DIE DISPERSION DER BRECHUNGSINDIZES VON SIDERIT UND MAGNESIT

von

D. Knobloch +)

(eingelangt am 2.2.1984)

Siderit und Magnesit sind bekanntlich zu Calcit isotype Karbonate. Die Optik bzw. die Dispersion von Calcit ist schon vor langer Zeit exakt bestimmt worden, z.B. von SCHRAUF (1885) oder GIFFORD (1903). Bei Siderit und Magnesit liegen die Verhältnisse anders. Die Brechungsindizes für die Wellenlänge des Na_D -Lichtes sind bekannt; im sichtbaren Wellenlängenbereich sind sonst aber kaum Brechungsquotienten gemessen worden (vgl. HUTCHINSON, 1903; WEBER, 1928), was möglicherweise auf die mangelnde Größe und Reinheit der Kristalle zurückzuführen ist.

Die Brechungsindizes von reinem, synthetischem Siderit FeCO_3 (vgl. KNOBLOCH, im Druck) wurden durch Messungen des Reflexionsvermögens an einem parallel zur c-Achse orientierten Anschliff (Genauigkeit $\pm 10'$), der mit Diamantpasten (Körnungen 6 μm , 1 μm , 0,25 μm) poliert wurde, bestimmt. Dabei kam ein Auflichtmikroskop Leitz Orthoplan-Pol mit angeschlossenem Photometer MPV 2 und Gittermonochromator zur Anwendung. Als Objektiv wurde das Planachromat NP1 20x/0,40, als Standard das Glasprisma $n = 1,9$ der Fa. Leitz verwendet. Aus den direkt gemessenen Werten von R_0 und R_e konnten anschließend n_0 und n_e errechnet werden. Abb.1 zeigt die Dispersion der Brechungsindizes von Siderit, die Werte von n_0 und n_e sind in Tabelle 1 angegeben.

Da bei der Bestimmung der Brechungsindizes durch Messung des Reflexionsvermögens an synthetischem Magnesit MgCO_3 experimentelle Schwierigkeiten im längerwelligen Bereich des sichtbaren Spektrums auftraten, was unter anderem auf die niedrigeren Brechungsquotienten zurückzuführen ist, wurde die Prismenmethode für die weiteren Messungen angewendet.

Es erwies sich ein etwa 2 mm großer, glasklarer, natürlicher Magnesitkristall aus Oberdorf mit dem Chemismus $\text{Mg}_{0,992}\text{Fe}_{0,006}\text{Mn}_{0,001}\text{Ca}_{0,001}\text{CO}_3$ (vgl. BERAN, 1978) als geeignet. Es wurde ein Prisma geschliffen, dessen Prismenkante zwar nicht parallel zur optischen Achse lag, wohl aber deren Orientierung mit einer Genauigkeit von $\pm 10'$ bekannt war. Die Messungen wurden mit einem Einkreisgoniometer durchgeführt. Als Lichtquelle diente eine Zn-Cd-Hg-Spektrallampe; die Ausblendung der einzelnen Spektrallinien erfolgte mittels eines Monochromators. Aus den gemessenen n_e -Werten erhält man nach einer Rechnung (z.B. nach BORN, 1887) die Brechungsindizes n_e . In Abb. 2 ist die Dispersion der Brechungsindizes von Magnesit ersichtlich, die Meßwerte von n_0 und n_e sind in Tabelle 2 angeführt.

Es zeigt sich, daß die Dispersionskurven von Siderit und Magnesit einen Verlauf haben, der denen des Calcits (vgl. SCHRAUF, 1885; GIFFORD, 1903) ähnlich ist, lediglich beim Siderit läßt sich ein steilerer Anstieg im kürzeren Wellenlängenbereich feststellen.

+) Anschrift des Verfassers:

Dr. Dieter Knobloch

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien

A-1010 Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1

jetzt: Institut für Geowissenschaften (Prospektion), Montanuniversität

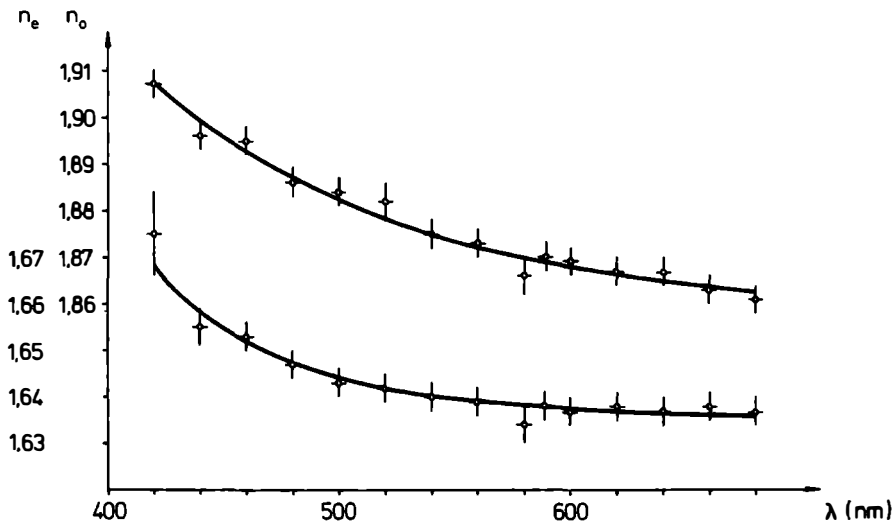
A-8700 Leoben

Tabelle 1. Aus dem Reflexionsvermögen berechnete Brechungsindizes von Siderit

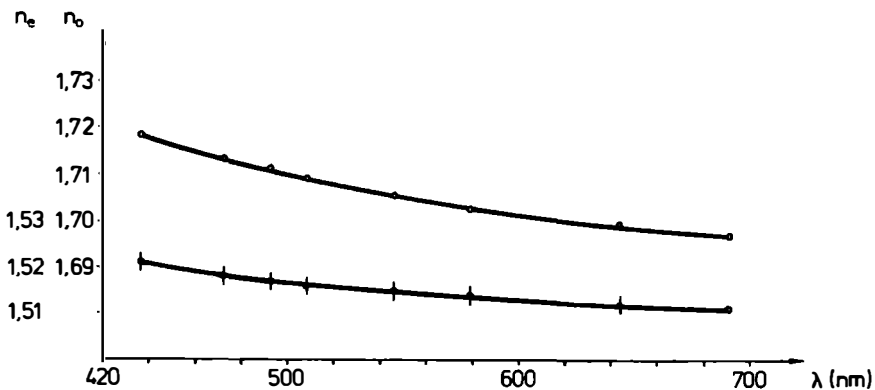
λ (nm)	n_o	n_e	(nm)	n_o	n_e
420	1,907(3)	1,675(9)	580	1,866(4)	1,634(4)
440	1,896(3)	1,655(4)	589	1,870(3)	1,638(3)
460	1,895(3)	1,653(3)	600	1,869(3)	1,637(3)
480	1,886(3)	1,647(3)	620	1,867(3)	1,638(3)
500	1,884(3)	1,643(3)	640	1,867(3)	1,637(3)
520	1,882(4)	1,642(3)	660	1,863(3)	1,638(3)
540	1,875(3)	1,640(3)	680	1,861(3)	1,637(3)
560	1,873(3)	1,639(3)			

Tabelle 2. Mittels Prismenmethode bestimmte Brechungsindizes von Magnesit

λ (nm)	n_o	n_e
435,8	1,7184(2)	1,521(2)
472,2	1,7133(2)	1,518(2)
491,6	1,7114(2)	1,517(2)
508,6	1,7092(2)	1,516(2)
546,1	1,7054(2)	1,515(2)
579,1	1,7027(2)	1,514(2)
643,9	1,6993(3)	1,512(2)
690,7	1,6967(3)	1,511(2)



1) Abb. 1 Dispersion der Brechungsindizes von Siderit. Die Kreuze geben jeweils vertikal die Standardabweichung, horizontal den Wellenlängenfehler (Bandbreite) der einzelnen Messung an.



2) Abb. 2 Dispersion der Brechungsindizes von Magnesit. Bei den Meßpunkten von n_o liegen sämtliche Fehler innerhalb derselben; bei jenen von n_e geben die vertikalen Striche jeweils die Standardabweichungen der Brechungsindizes an, die Wellenlängenfehler liegen innerhalb der Strichbreite.

Literatur:

- BERAN, A. (1978): Die Bestimmung der Zusammensetzung von Dolomit - Ankerit - und Magnesit - Siderit - Mischkristallen mit Hilfe von Reflexionsmessungen. N.Jb.Min.Mh. 1978, 559-565.
- BORN, M. (1887): Beiträge zur Bestimmung der Lichtbrechungsverhältnisse doppelbrechender Krystalle durch Prismenbeobachtungen. N.Jb.Min. Beil. - Bd.5, 1-51.
- GIFFORD, J.W. (1903): Die Brechungskoeffizienten von Flußspat, Quarz und Calcit. Groth's Z. Krist.Min. 39, 80-82.
- HUTCHINSON, A. (1903): The chemical composition and optical characters of chalybite from Cornwall. Min.Mag.13, 209-216.
- KNOBLOCH, D. (im Druck): Die Synthese von Siderit-Einkristallen. Anzeiger d. math.-naturw. Klasse der Österr.Akademie der Wiss.
- SCHRAUF, A. (1885): Ober die Azimuthdifferenz doppelgebrogener Strahlen. Beobachtungen am Calcit. Groth's Z. Krist.Min.11, 5-22.
- WEBER, L. (1928): Magnesit- und Hamlinitkristalle aus dem Simplontunnel. N.Jb. Min. (Festschr. "O. Mügge") 1928, 563-568.

DIE c-ACHSEN-DURCHSTOSSPUNKTE DES SCHRIFTGRANITQUARZES

IN DER STEREOGRAPHISCHEN PROJEKTION

von

M. Kirchmayer +)

(eingelangt am 15.2.1984)

Die Quarz-c-Achsen-Orientierung im Schriftgranit ist seit BREITHAUPT (1861) immer wieder das Ziel von Untersuchungen. Zunächst über die Kristallographie; vor ca. 50 Jahren kam als neues Instrument der Universal drehtisch hinzu. Und seither werden die Quarz-c-Achsen auch als Durchstoßpunkte in der stereographischen Projektion dargeboten. Teils im SCHMIDT'schen Netz, teils im WULFF'schen, teils in der oberen, teils in der unteren Halbkugel, teils ausgerichtet auf die M- und P-Flächen des Feldspates, teils orientiert nach den SANDER'schen gefügekundlichen a-, b- und c-Koordinaten. Bisher wurden über 1258 Meßdaten in Diagrammform veröffentlicht. Siehe Tabelle 1.

CHRISTA (1928) publizierte die korngefügekundliche Universal drehtisch-Erstuntersuchung der Quarz-c-Achsen. Er unterschied bereits den Regelungstypus I mit straffer Regelung und den Typus II: gestreute Verteilung der c-Achsen. Diese Zweiteilung wurde beibehalten über DRESCHER-KADEN (1942, 1948, 1969), UEBEL (1983) sowie KORITNIG (1983) bis zum heutigen Tage. Allerdings sehen UEBEL (1983) und KORITNIG (1983) beide Regelungstypen als eine ineinandergreifende genetische Abfolge an, während DRESCHER-KADEN (1942, 1948, 1969) genau so wie vorher schon CHRISTA (1928) diese Regelungstypen getrennt behandelt. Alle genannten Forscher, ebenso WAHLSTROM (1939), ordnen die straffen Regelungen der Quarz-c-Achsen den FERSMANN'schen Trapezoeder-Gesetzen - die er (F.) auch am FEDEROV-Tische studierte - zu (siehe FERSMANN, 1929).

Die FERSMANN'schen Gesetze besagen, daß sich die Quarzachsen in einem Kleinkreis von $42^{\circ} 15'$ ($16'$) Radius um ein Zentrum, das die Feldspat-c-Achse sein soll, bewegen. So sind denn auch alle publizierten stereographischen Projektionen bei FERSMANN, DRESCHER-KADEN, bei UEBEL und bei KORITNIG mit diesem konzentrischen Trapezoeder-Gesetz-Kleinkreis ausgestattet. Da aber die Quarzachsen-Meßwerte nur in den allerspärllichsten Fällen in den stereographischen Projektionen ausgezählt sind, verlangt eigentlich eine Weiterführung der Quarzachsen-Diskussion zunächst einmal, diese Meßdaten zu überarbeiten und sie über eine der Auszählmethoden (zusammengestellt in: STAUFFER 1966:474; - hier: Kombination der Methode Nr. 1 und 2, sowie Herausarbeitung der Isopyknen-Tendenz) auf eine gemeinsame Basis zu stellen.

Bei CHRISTA (1928) war die Meßdatenanzahl für eine Neubearbeitung zu gering. Eine Auszählung hätte kein statistisch brauchbares Ergebnis gebracht. Anders bei DRESCHER-KADEN (1942, 1948): Die straffen Regelungen (CHRISTA's Typus I) brachten erneut und sehr deutlich das FERSMANN'sche Trapezoeder-Gesetz zum Vorschein, dazu aber noch eine gestreute Regelung in der P-Fläche des Feldspates, also senkrecht zum P-Pol. Die gestreute, aufgelockerte Regelung DRESCHER-KADEN's i.e. S. (CHRISTA's Typus II) übernahm vom Diagramm der straffen Regelung drei der dortigen Quarzachsen-Häufungen nahtlos, was also die Verschachtelungstheorie der beiden Regelungstypen I und II durch UEBEL (1983) und KORITNIG (1983) stützt. Wesentliche Quarzachsen-Durchstoßpunkte jedoch streuen entlang einer krummlinigen Bahn, die nach KIRCHMAYER (1965, 1968) als eine spe-

+) Anschrift des Verfassers:
Dr. Martin Kirchmayer
Kirchstraße 16
D-6900 Heidelberg 1

QUARZ-c-ACHSEN-

DURCHSTOSS-PUNKTE IN STEREO-
GRAPHISCHEN PROJEKTIONEN, ER-
HALTEN MITTELS UNIVERSALDREHTISCH

System CHRISTA (1928)

STRAFFE HÄU- FUNGEN <u>TYP I</u>	AUFGELOCKER- TE HÄUFUNGEN <u>TYP II</u>
--	---

FERSMANN (1929) U-TISCH-DATEN NICHT
ZU TRENNEN VON ANDERS
ERHALTENEN MESSWERTEN

CHRISTA (1928)	9	11
----------------	---	----

DRESCHER- KADEN (1942)	385	551
---------------------------	-----	-----

WAHLSTROM (1939)		97
---------------------	--	----

HERITSCH, PAULITSCH & HÖLLER (1963)	19	97
---	----	----

UEBEL (1983) TRAPEZOEDER-GESETZ-
HÄUFUNGEN, PLUS

9	80
---	----

KIRCHMAYER UNVERÖFFENTLICHT, DAVON		50
--	--	----

> 422	886
-------	-----

INSGESAMT > 1308 MESSUNGEN

Tabelle 1

Kirchmayer 1984

zielle Art des axialen Gefüges mit einem Spiralenbahnkoeffizienten von $a = 1/6$ erklärt werden kann. Dies entspricht wiederum der Beobachtung von DRESCHER-KADEN (1942:235), daß bei dem aufgelockerten Regelungstypus nicht wie bei den straffen Quarzachsen-Regelungen das Kristallgitter des Feldspates das Verteilungsgefüge der Quarzachsen, sondern die neu auftretenden Spannungen die Verwachsungsregelungen beeinflussen.

In einem einzigen Diagramm vereint, können die CHRISTA'schen Regelungstypen I und II bei HERITSCH, PAULITSCH & HÜLLER (1963) abgelesen werden.

Da DRESCHER-KADEN (1942, 1948, 1969) bei den Verwachsungserscheinungen auch die Genität untersuchte, sie als sehr hoch beschrieb und auch zeichnerisch so darstellte, dürften seine Untersuchungsergebnisse weit über den Rahmen seiner gewählten Schriftgranit-Handstücke und -Lokalitäten hinausreichen.

Das Zentrum der FERSMANN'schen Trapezoeder-Gesetze in der stereographischen Projektion, also das Zentrum des $42^{\circ} 15'$ ($16'$)-Kleinkreises, könnte aber nicht nur die c-Achse des Feldspates sein, sondern auch die c-Achse eines Quarzes. In jedem Falle mit den beiden kristallographischen Formen, da die Gitterabstände, wie KORITNIG (1983:531) darlegt, sehr ähnlich sind. Ist nun ein Feldspatkristall im Zentrum des $42^{\circ} 15'$ ($16'$)-Kleinkreises der Quarz-c-Achsen, dürften die Achsen, weil sich die Rhomboederkanten der positiven und negativen Rhomboeder an der pseudokubischen (vgl. KORITNIG 1983) Kristallform des Feldspates orientieren, etwas nach den (010)- bzw. (110)-Flächen des Feldspates orientiert sein. Ist ein Quarzkristall jedoch im Zentrum des Trapezoeder-Gesetz-Kleinkreises, wird eine trigonale Symmetrie bei der Verteilung der Quarzachsen-Durchstoßpunkte vorherrschen. Liegt das trigonal-symmetrische Verteilungsgefüge jedoch am Rande der stereographischen Projektion, wird es manchmal deshalb schwerer zu erkennen sein, weil es ja verzerrt ist; wie zum Beispiel bei WAHLSTROM (1939). Bei eigenen Messungen an Schriftgraniten aus Râneå, Nordschweden, die ich 1956 dort aufsamelte, pflegte ich derartige verzerrte Konfigurationen zur genauen Diagnose in das Zentrum der stereographischen Projektion zu rotieren, um dann bezüglich einer trigonalen symmetrischen Verteilung der Quarzachsen-Durchstoßpunkte sicher zu sein. (Siehe Tabelle 1).

Eine interessante Zusammenstellung der im englischen Sprachraum vertretenen und dort publizierten Ansichten über die Entstehung des Schriftgranit-Quarzes findet sich in JAHNS (1955:1099), welche schließt: ... "although it is likely that this type of rock" (der Schriftgranit) "could have formed in more than one way." Das erklären auch die in den stereographischen Projektionen dargestellten und einheitlich ausgezählten über 1300 Durchstoßpunkte der c-Achsen des Schriftgranit-Quarzes.

Literatur:

- BREITHAUPT, A. (1861): Regelmäßige Verwachsungen von zweierlei Mineralien, wodurch zum Teil Ähnlichkeit mit Pseudomorphosen entsteht. - Auszüge aus: Berg- und Hüttenm. Zeitg., 1861, 153 ff. In: N.Jb.Mineralog. Geognos. Geol.Petrofaktenkde. 1861, 576-577.
- CHRISTA, E. (1928): Ober Regelungserscheinungen im "Schriftgranit". - Verh. physikal.-medizin. Ges. Würzburg, Sonderh. 1928, 60-65.
- DRESCHER-KADEN, F.G. (1942): Beitrag zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synthetischen Reaktionsformen. II. Ober die schriftgranitische Kristallisation und ihre Beziehung zur normalen Silikatmetasomatose granitischer Gesteine. - Chemie d. Erde 14, 157-238.
- DRESCHER-KADEN, F.G. (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. - In: Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Hrsg. F. K. DRESCHER-KADEN & O.H. ERDMANNSDÖRFFER, 1, 259 p.

- DRESCHER-KADEN, F.G. (1969): Granitprobleme . - Berlin: Akademie.
- FERSMANN, A.E. (1929): Die Schriftgranitstruktur der Granitpegmatite und ihre Entstehung. - Z. Krist. 69.
- HERITSCH, H., P. PAULITSCH & H. HÖLLER (1963): Ober Schriftgranitquarze. - Tscherm. Miner.Petr.Mitt. 8, 152-165.
- JAHNS, R.H. (1955): The study of pegmatites. - Econ. Geol. 50, 1025-1130.
- KIRCHMAYER, M. (1965): Das Symmetrie-Konzept von CURIE 1884 in der Makrogefügekunde. - N.Jb.Geol., Abh. 122, 343-350.
- KIRCHMAYER, M. (1968): Die Bedeutung des Spiralenbahnen-Koeffizienten bei im Schmidt'schen Netz dargestellten krummflächigen und krummlinigen Gefügeelementen. - N.Jb.Geol., Mh. 1968, 676-683.
- KORITNIG, S. (1983): Schriftgranit. - Aufschluß 34, 527-533.
- STAUFFER, M.R. (1966): An empirical-statistical study of three-dimensional fabric diagrams as used in structural analysis. - Canad. J.Earth Sci. 3, 473-498.
- UEBEL, R. (1983): Petrogenese der Schriftgranite. - Fortschr.Mineral., 61, Beih. 1, 210-212.
- WAHLSTROM, E.E. (1939): Graphic Granite. - Amer.Mineral., 24, 681-699.

von

F. W. Marsch +)

(eingelangt am 4.5.1984)

1. Vorwort

In den Jahren 1981/82 führte der Verfasser im Auftrag der Kärntner Elektrizitätsaktiengesellschaft (KELAG) geologische Aufnahmen in einem Beileitungstollen (Wöllabachbeileitung in der nördlichen Kreuzeckgruppe) für ein Wasserkraftwerk durch. Im Bereiche des Gabelpunktes (Baustationierung 5254) wurde ein Pegmatitgneis detailliert beprobt. Anschließend Untersuchungen auf privater Basis brachten neue Ergebnisse, die in der vorliegenden Publikation näher diskutiert werden.

2. Geologische Übersicht

Bisherige Veröffentlichungen (ANGEL, 1930, BECK, 1934, 1938, EXNER, 1955) zeigen in petrographischer Hinsicht eine Zweiteilung der Kreuzeckgruppe: Einer schmäleren Paragneiszone im Norden folgt eine mächtige Granatglimmerschieferserie etwa südlich der Linie Wöllatratten-Teuchtal. Zwischen beiden Einheiten gibt es keine exakte Grenze. Es herrscht eine Übergangszone, in welcher zusätzlich noch verschiedenmächtige Orthogesteinszüge (Augengneise, Pegmatitgneise; Pegmatite, Aplite; Dykes) unterschiedlichen Alters eingelagert sind. Beide Einheiten gelten als größtenteils altpaläozoisch, lokal auflagerndes Mesozoikum wurde beobachtet.

3. Der spodumenführende Pegmatit und sein Rahmen

Der untertage gelegene Aufschluß befindet sich etwa zwei Kilometer ESE Wöllatratten, auf einer Seehöhe von etwa 1200 m. Die abgebildete Skizze (vgl. Taf.1) stammt vom östlichen Urm dieses N 25° E verlaufenden Tunnels und zeigt den Blick nach ESE normal auf die Schieferungsflächen. Bei Betrachtung der Skizze ist zu beachten, daß es sich um einen Frässtollen handelt und somit der Blick auf eine zylindrisch gewölbte Fläche erfolgt!

Das Nebengestein ist ein fein- bis mittelkörniger quarzreicher Zweiglimmer-Plagioklasgneis mit Übergängen zu granat- und staurolithführenden Glimmerschiefern, der am Rand des Ganges intensiv verschiefert und teilweise tonig mylonitisiert ist (Homogenbereich 1, vgl. Taf.1).

Probe A ist ein schwarzes, hartes, phyllonitisches Gestein. Einen Querbruch zu erzeugen, ist nicht möglich. Mit freiem Auge sind ausschließlich Scherflächen sichtbar. Dünnschliffuntersuchungen zeigen -

Granat: bis 2 mm, manchmal rotiertes s_j erkennbar. Weitgehend chloritisiert.

Staurolith: Kristalle bis 5 mm Länge, selten Zwillinge, manchmal rotiertes s_j. Nur randlich und wenig sericitisiert. Er ist deutlich weniger angegriffen als der Granat.

Sillimanit: Sehr vereinzelte, kleine ± rotierte Büschel im Bereiche von Glimmern und Feldspaten.

+) Anschrift des Verfassers:

Friedrich W. Marsch

Institut für Geologie der Universität Wien

Universitätsstraße 7

A-1010 Wien

- Hellglimmer:** Selten größere Einzelkristalle. Die strähnigen Zeilen sind im unmittelbaren Störungsbereich wenig deformiert und randlich oder gänzlich feinkörnig sericitisiert. Ein dichtes Netz von Gleitbahnen zeigt die heftige Mylonitisierung und lokale Pseudotachylitisierung. In weniger deformierten Bereichen ist teilweise Rekrystallisation erkennbar.
- Quarz:** In Zeilen (Mächtigkeit 2 mm bis 2 cm) oder im Gestein verteilt. Ein extremes Länge-Breite-Verhältnis (1:5 bis 1:20) und die undulöse Felerdung belegen eine späte kühlere Deformation. Entlang einzelner Zonen "schwimmen" ältere Körner (größer und deutlich beansprucht) in einem kleinkörnigen Rekrystallisationsgefüge jungen Quarzes.
- Plagioklas:** Einzelne größere und zahlreiche kleine xenomorphe Kristalle. Im Zentrum des Kornes oder in einem Teil dessen ist feine Saussuritisierung zu beobachten. Die kleinen Körner sind nur selten polysynthetisch verzwilligt.
- Chlorit:** Eigenfarbe hell grünlich, Doppelbrechung braun bzw. dunkelgraublau. Aus Biotit und Granat im Zuge heftiger Durchbewegung diaphthoritisch hervorgegangen. Anordnung somit entsprechend dem primären Gefüge dieser Minerale in Zeilen bzw. Putzen.
- Pigment:** Pigmentierte Einschlüßzüge lassen im Hellglimmer und teilweise auch in den Plagioklasen kleine isoklinale Falten erkennen und belegen somit die polyphasige Deformationsgeschichte dieses Gesteins.
- Biotit:** Nur mehr vereinzelte Relikte erkennbar; weitestgehend chloritisiert.
- Erz (meist Pyrit):** Im Bereiche der Mylonite ca. 3 bis 5 %, sonst deutlich weniger.

Aufgrund des Quarzgefüges dürfte das Gestein zunächst mäßig warm und später nochmals selektiv und kühler durchbewegt worden sein. Einzelne spätere Calcit-Adern (\varnothing 1 bis 3 mm) zerlegen das Gebirge, bevor eine junge engständige Klüftung das Gestein nochmals in Klüftkörper zerlegt.

Die unmittelbare Grenze zur 23 m mächtigen Orthogneisfolge bildet eine 20 bis 50 cm mächtige Zerrüttungszone.

Die hell gefärbte Orthogneisfolge (von Norden nach Süden zoniert: Granitischer Gneis-Granodioritgneis) ist in ihren randlichen Bereichen (mehrere Meter) intensiv und engständig verschiefert. Einzelne isoklinale Faltenzüge mit steil E-tauchenden Achsen (65° bis 85°) können beobachtet werden (Homogenbereich 2, vgl. Taf.1).

Die Proben B, C, D zeigen, daß diese Faltenzüge durch feine Turmalinnädelchen nachgezeichnet werden.

Die Dünnschliffe C, D zeigen:

Vereinzelte, stark zerbrochene Mikroklinaugen (heftige Gitterung an den Ecken sowie entlang von Kanten und Rissen; schwacher Faser- bis Aderperthit) schwimmen in einem gleichkörnig-feinkörnigen Gemenge aus Quarz und beiden Feldspäten. Der Quarz ist entlang seiner Korngrenze meist deutlich verzahnt. Turmalin (bis 2 mm \varnothing) bildet Aggregate. Die Einzelkristalle sind kurzsäulig, blau oder gelbgrün mit blauem Kern und folgen sehr gut der genannten Achsenrichtung. Sehr vereinzelte Sericit, Opakanteil sowie spärlicher winziger idiomorpher Granat ergänzen das Bild.

Nach einer Übergangszone (Homogenbereich 3) fallen einzelne dunkelgraue Feldspatagen (Homogenbereich 4, vgl. Taf.1) auf.

Probe F zeigt einzelne Kalifeldspatporphyroblasten sowie einige wenige Spodumenkristalle (gleich ausgebildet, wie im Bereich N, nur kleiner).

Im Dünnschliff erkennt man:

Spodumen, max. zwei cm lange XX, zeigt Einschlüsse von Quarz. Häufig ist auch myrmekitartige Verwachsung mit Quarz zu beobachten. Kleinkörnige Rekrystallisationsgefüge von Spodumen, Quarz und Feldspat durchziehen s-parallel das Gestein. Bevorzugt umfließen sie auch die Kalifeldspatagen; die größeren sind deutlich kataklastisch zerbrochen.

Plagioklas zeigt weitständige Verzwilligung weniger Einzelindividuen. Quarz zeigt ebenso wie Kalifeldspat und Spodumen die starke tektonische Beanspruchung. Die einzelnen Hellglimmerzüge sind schlecht rekristallisiert.

Eine Falte zeigt zonargebaute Bänderung (Homogenbereich 5, vgl. Taf.1). Helle und dunkle Lagen wechseln im mm-Bereich.

Die Probe G läßt das intensiv geschieferte Gestein einen Zeilenbau erkennen: Einzelne Quarz-Feldspatlagen sind durch feine Sericit-Karbonatzüge getrennt.

Probe H zeigt große Ähnlichkeit mit Probe F. Offenbar kehrt Bereich 4 hier in Form einer isoklinalen Falte nochmals wieder.

Nach einem lokalen Zurücktreten der Mikroklinporphyroblasten (Homogenbereich 6) zeigt sich folgendes Bild:

Ein jüngeres, kaum verschiefertes pegmatitisches Mobilisat intrudierte in den älteren Orthogneis. Es schneidet dabei das alte s diskordant ab. Randlich erkennt man wiederum einen feinen Turmalinsaum (Homogenbereich 7, vgl. Taf.1). Das jüngere Gestein zeigt eine deutliche Zonierung: Randlich (20 bis 50 cm, Proben K, L, M) ein graublaues sehr feldspatreiches Gestein; gegen die Mitte wird die Farbe heller und nur einzelne Feldspatäugen (\varnothing max. 5 cm, meist < 2 cm) sind freisichtig erkennbar. Außerdem fallen ca. 2 cm lange tafelige bis säulige Kristalle auf. Die röntgenographische Untersuchung bestätigte Spodumen. Drei verschiedene Ausbildungen wurden beobachtet:

I. Große langprismatische XX (bis 5 cm im Bereich N; dort sind sie eingeregelt und geben so eine Lineation vor) zeigen weiß-grauen seidigen Glanz. Im UV-Licht leuchten sie zart rosarot.

II. Kleinere grüne bzw. grau-grüne Kristalle.

III. Bis 2 cm lange gelblich-bräunliche XX, stärker zersetzt und deutlich weicher. Im UV-Licht leuchten sie gelbgrün.

Zu bemerken ist, daß alle Typen in engster Nachbarschaft vorkommen. Auch lamellarer Bau dieser 3 Typen in Einzelindividuen und Kristallaggregaten kann beobachtet werden. Das Gestein führt außerdem noch kleine Pyrit XX und ist deutlich tektonisch zerbrochen.

Im Dünnschliff L erkennt man -

Spodumen: Weitgehend bis gänzlich zersetzt. Einschluß von Quarz sowie myrmekitartige Verwachsung mit demselben. Teilweise kann randliche feinstkörnige Rekristallisation beobachtet werden: Quarz, Feldspat, symplektitischer? Spodumen und sericitischer Hellglimmer.

Plagioklas: Optisch +, engständige polysynthetische Verzwilligung. Als kleine und mittelgroße Körner in der Grundmasse. Teilweise Beanspruchung: verbogene Zwillinglamellen, Felderung, Zerfall zu Vielkornaggregaten.

Kalnatronfeldspat: Schwacher Faser- bis Fleckenperthit, selten Mikroklingitierung. Porphyroblasten zerbrochen und randlich "zertrümmert". Einschlüsse von Plagioklas.

Quarz teilweise kleinkörnig rekristallisiert. Einzelne Schüppchen Muskowit.

Im Bereich der Probe N (wie auch an der Grenze der Homogenbereiche 5 und 6) sind einzelne Züge dunklen Nebengesteins mitverfaltet. Das Gestein ist postkristallin zerschert. Auffällig sind an dieser bereits ins (südlich lagernde) Nebengestein übergehenden Zone:

a) Große Mengen kleiner eingeregelter TurmalinXX zeigen auch hier wieder sehr schön die isoklinale Verfaltung (Stauchfalten).

b) Die bereits beschriebene Lineation, vorgegeben durch größere SpodumenXX.

c) Vereinzelt Hellglimmertafeln (\varnothing max. 2 cm) sind verbogen. Sie zeigen keine Regelung.

Im Dünnschliff erkennt man neben Plagioklas und Quarz (in der bereits vorher beschriebenen tektonisch beanspruchten Ausbildung):

Turmalin: Kurzsäulige braungrüne Kristalle manchmal mit blaugrünem Kern. Im randlichen Bereich stark angereichert.

Spodumen: Stark zersetzt.

Hellglimmer: Im randlichen Turmalin-reichen Bereich gut rekristallisiert und zu Strähnen vereint.

Granat: Sehr kleine XX.

Apatit: teilweise mit karbonatischem Randsaum.

Biotit: Sehr wenig; weitgehende Umwandlung zu Chlorit (normale Interferenzfarben).

Eine Schliiffserie wurde im Bereiche der Probe J so gelegt, daß sie älteres und jüngeres Orthogestein gleichermaßen erfaßt, subnormal s ist und parallel einer hier schwach ausgeprägten Lineation, vorgegeben durch kleine orientierte Hellglimmerkristalle, verläuft.

Neben dem bereits bekannten Mineralbestand lassen sich folgende Unterschiede herausarbeiten:

Älterer Orthogneis:

Junges pegmatitisches Mobilisat:

Feldspate

Mikroklinfaserperthit
Plagioklas

Die wenigen Albit-Porphyroblasten sind "gefeldert".
Plagioklas

Quarz

Deutlich beansprucht, doch teilweise feinkörnig rekristallisiert. Zeilenbau.

Randbereich sehr quarzarm.
Weniger intensive Beanspruchung.

Accessoryen, Obergemengteile

gelegentlich etwas Erz (meist Pyrit).

Spodumen hier sehr frisch, keine Umwandlungserscheinungen. Mitunter Zwillinge. Optisch positive und negative XX! Einschlüsse: Blauer Turmalin, Titanit, Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Apatit.

Das Gefüge (vgl. Taf.1) läßt makroskopisch leicht gewellte Schieferungsflächen ($s \searrow 120/90$, alle Werte mit Breithaupt-Kassel-Kompaß) erkennen. Die Elongation der Minerale Spodumen, Turmalin und teilweise Hellglimmer zeigt eine steil ENE- bis ESE-eintauchende Lineation ($L \nearrow 70$ bis $120/65^\circ$ bis 80° östlich eintauchend). Analog derselben gibt es auch Faltenachsen ($B \nearrow$) im cm- bis m-Bereich mit \pm gleicher Orientierung. Großräumige Beobachtungen zeigen, daß Nebengestein und Ganggestein im letzten Faltungsakt jedenfalls gemeinsam durchbewegt worden sind. Die Klufflächen (\searrow) stehen größtenteils steil (vgl. Taf.1, Gefügediagramm GD, 24 Messungen). Einzelne Wasseraustrittsstellen zeugen von Quellerscheinungen im Gebirge.

Im Bereiche der Probe J erfolgte eine Korngefügeanalyse (vgl. Taf.1, Diagramm KGD): Das Gefüge der c-Achsen des Quarzes wurde optisch bestimmt (200 Messungen) und punktmäßig in flächentreuer Azimutalprojektion (SCHMIDT'sches Netz) auf die Südhalkugel projiziert.

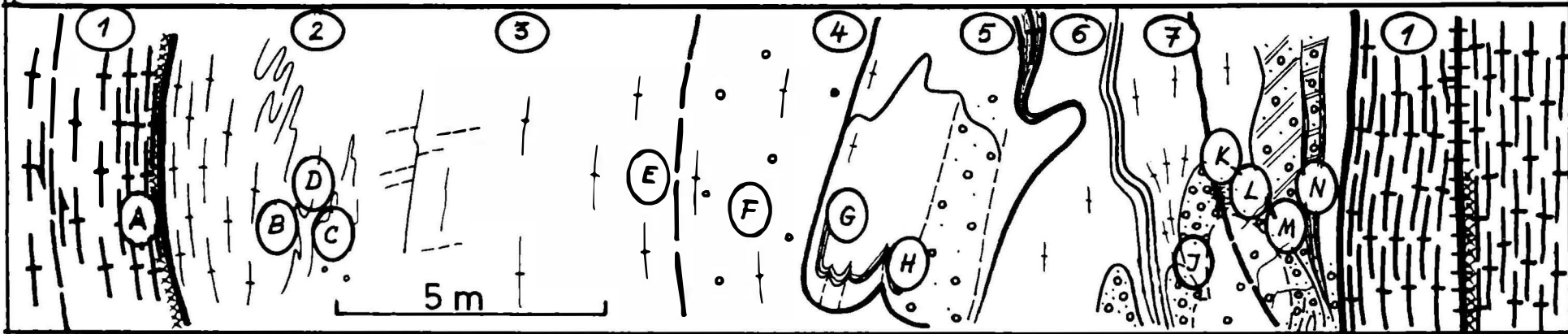
✧ Polpunkt (s-Fläche)

x dtl. deformierte, elongierte Quarzkörner in Zeilen

Das Korngefügediagramm repräsentiert den Schnitt $1s // L$ und soll das Gefüge des alten Orthogneises zeigen:

Eine eindeutige Regelung ist nicht sichtbar; die Kristallisation hat teilweise die Deformation überdauert. Der Verfasser möchte einen schwach ausgebildeten Kreuzgürtel NNW-SSE (und diagonal dazu) erkennen. Stärkere Überbesetzung herrscht im randlichen Bereich, was ausgeprägte Plättung dokumentiert. In Gemeinsamkeit mit den weiten Bereichen beobachteten Stauchfalten kann man somit als letzten gefügeprägenden Akt an dieser Stelle eine NE gerichtete Einengung annehmen.

Paragneis	dkl. Phyllonit mylonitisiert	Granitgneis	älterer Orthogneis	Granodioritgneis	mitverfaltetes Nebengestein	pegmatit. Mobilisat	Gneistonalit	dkl. Phyllonit	heller, toniger Mylonit
-----------	---------------------------------	-------------	--------------------	------------------	--------------------------------	---------------------	--------------	----------------	----------------------------

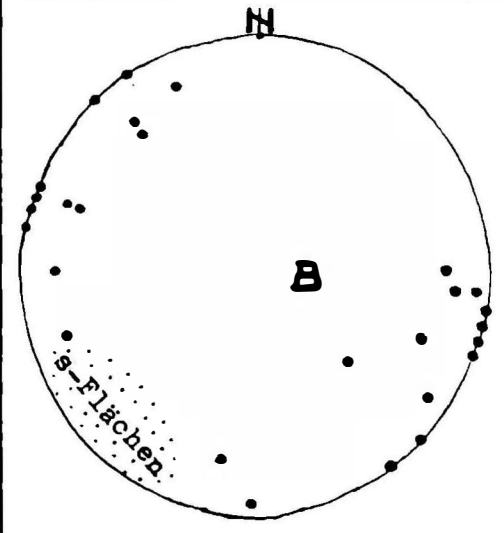


5240

5250

GABELPUNKT

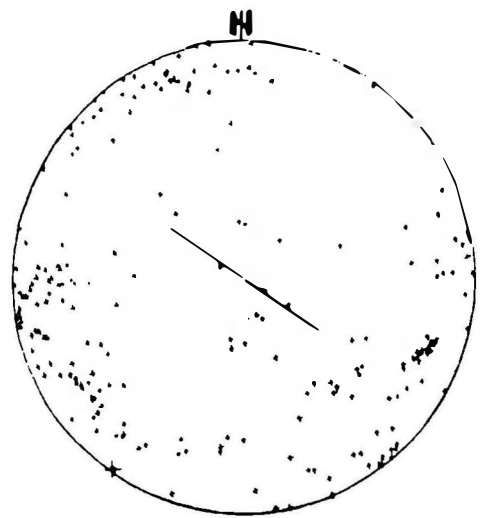
5260



TAFEL 1 : Aufschlußskizze, Blick nach ESE.
50 % überhöht.

1. Zeile: Geolog.-petrogr. Kurzcharakteristik
 2. Zeile: Grundrißdarstellung, vereinfacht
 3. Zeile (Skizze): (7) - Homogenbereich
 (M) - Probenahme
 4. Zeile: Baustationierung

links: Diagramm GD rechts: Diagramm KGD
 Erläuterung im Text!



4. Diskussion

Spodumenführende Pegmatite im ostalpinen Kristallin haben in jüngster Zeit wieder entsprechendes Interesse in der Literatur gefunden:

GÖD (1978), POSTL und GOLOB (1979), POSTL (1982), PROCHASKA (1981), ESTERLUS (1983), KOLLER et al. (1983) berichten von Funden aus Serien gleicher geologischer Position.

KOLLER et. al. (1983) vermuten auf Grund von Durchbewegung und Mineralbestand variscisches Alter und schließen eine Herleitung von granitischen Intrusionen nicht aus.

Der beschriebene zonargebaute Orthogneis stellt im Altkristallin der Kreuzeckgruppe keinen Einzelfall dar. Detaillierte Aufnahmen größerer Bereiche werden sich dann leichter zu einem Gesamtbild des komplizierten Baus dieses Kristallins und seiner Pegmatite zusammenfügen lassen (Eine einschlägige Arbeit des Verfassers ist in Vorbereitung). Der Verfasser schließt einen möglichen vereinzelt Zusammenhang mit dem Granodiorit von Wöllatratten (EXNER, 1961) nicht aus. Spodumenführung wurde bisher in der Kreuzeckgruppe nur in diesem einen Pegmatit beobachtet und stellt eine Erstbeschreibung dar. Eine weitere Nachsuche in diesem Gebirge kann empfohlen werden!

Den Herren Doz. Dr. A. BERAN und Prof. Dr. W. FRANK (Wien) sei für unterstützende Hinweise in Zusammenhang mit der Untersuchung der Spodumenkristalle gedankt!

5. Literatur

- ANGEL, F. (1930): Gesteine der Kreuzeckgruppe (Ktn.). - Mitt.naturwiss.Ver. Stmk. 67, 7-35.
- BECK, H. (1934): Aufnahmebericht über Blatt Mölltal (5250). - Verh.GBA, Wien 1934, 24-26.
- (1938): Aufnahmebericht über Blatt Mölltal (5250). - Verh.GBA, Wien 1938, 39-42.
- ESTERLUS, M. (1983): Kurzer Überblick über die Pegmatite im Angerkristallin der Oststeiermark. - Archiv f. Lagerstättenforsch.d.GBA, 3, 31-34.
- EXNER, Ch. (1955): Beobachtungen 1954 in den östlichen Hohen Tauern und im südlichen Randgebiet. - Verh.GBA, Wien 1955, 17-22.
- (1961): Der Granodiorit von Wöllatratten (Mölltal) und die hydrothermale Veränderung der diskordanten Ganggesteine der Kreuzeckgruppe. - Carinthia II, 71, 41-50.
- GÖD, R. (1978): Vorläufige Mitteilung über einen Spodumen-Holmquistit führenden Pegmatit aus Kärnten. - Anz.Österr.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl., 1978, 161-165.
- KOLLER, F., NIEDERMAYER, G., GÜTZINGER, M. und NEUMAYER, R. (1983): Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Pegmatite des St. Rade-gunder Kristallins und der Gleinalpe. - Archiv f. Lagerstättenforsch.d. GBA 3, 47-65.
- POSTL, W. (1982): Mineralogische Notizen aus der Steiermark. - Die Eisenblüte 3, N.F., 7-9.
- POSTL, W. und GOLOB, B. (1979): Ilmenorutil (Nb-Rutil), Columbit und Zinnstein aus einem Spodumenpegmatit im Wildbachgraben, Kor-alpe (Stmk.). - Mitt.-Bl.Abt.Mineral.Landesmuseum Joanneum, 47, 27-35.
- PROCHASKA, W. (1981): Ein spodumenführender Pegmatit im Altkristallin der Rieserfernergruppe, Südtirol. - Anz.Österr.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl., 1981, 33-38.

EIN BEMERKENSWERTER MINERAL-GESTEINSFUND AUS DEM GEBIET DES

OCHSNER-ROTKOPFES IM ZILLERTAL

von

E. Wassizek und F. Koller +)

(eingelangt am 17.5.1984)

Der erstgenannte Verfasser erwarb vor längerer Zeit von dem rührigen Sammler Franz Mayerhofer, Mittersill ein ca. 12 x 3 x 4 cm großes und mehrere kleine, auffallend grün gefärbte Gesteinsbruchstücke. Das höhere spezifische Gewicht sowie die teilweise ausgebildeten rhombendodekaedrischen Kristalle ergaben den Hinweis auf einen massigen Granatfels. Die Oberfläche des Granatfelststückes ist stark korrodiert mit Ausnahme nur weniger cm² großen Flächen, auf denen durchsichtige Kristalle in einer Größenordnung von 2 bis 0,3 mm Durchmesser aufscheinen. Unter 10 - 30 f. Vergrößerung sind die Flächen (110) und (211) deutlich erkennbar. Kristalle sind sowohl farblos als auch tief smaragdgrün, was auf Ugranditmischkristalle schließen läßt. Der farblos bis gelblichgraue, undurchsichtige Granatfels selbst ist unregelmäßig von bis zu mehreren Zentimeter breiten smaragdgrünen Bändern durchzogen. Nebenbei sind auch noch einige geringe Spuren von Erzeinschlüssen vorhanden. Das Material ist gut polierbar, womit auch eine Verwendung als Schmuckstein gegeben wäre. Probeweise wurden mehrere kleine Stücke zu Schmucksteinen verarbeitet, welche sehr attraktiv aussehen.

Nach Angabe des Finders wurde bei einer Begehung der Diopsidrinne im NE oberen Teil (nahe der Wände des Rotkopfes) ein etwas über 70 cm großer Gesteinsblock gefunden, aus dem die erworbenen Stücke stammen. Die Abbruchstelle selbst ist ihm nicht bekannt. Eine weitere Nachsuche würde sicherlich zu Funden führen.

Tabelle 1: Mikrosondenanalysen von grünem Grossular

SiO ₂	38,68	39,58	Si	2,9545	2,9794
TiO ₂	0,15	0,18	Al	1,9189	1,9129
Al ₂ O ₃	21,62	21,69	Ti	0,0085	0,0101
Cr ₂ O ₃	0,19	0,22	Cr	0,0113	0,0130
FeO x	1,00	1,03	Fe ^{III}	0,0613	0,0640
MnO	0,08	0,09	Fe ^{II}	0,0017	0,0005
MgO	0,02	0,00	Mn	0,0051	0,0057
CaO	37,07	37,34	Mg	0,0022	0,0000
	98,81	100,13	Ca	2,9910	2,9938
			Gross	95,5	95,4
			And	3,5	3,7
			Uvar	0,6	0,7
			Alm	0,1	0,0
			Spess	0,2	0,2
			Pyr	0,1	0,0

x Gesamteisen als FeO angegeben, Formalverrechnung Si aus O-Bilanz auf 12 O mit Fe_{tot} als Fe₂O₃, Al - Ca auf 5 Kationen.

+) Anschrift der Verfasser:

Emil Wassizek
Kerschbaumergasse 12
A-3430 Tulln

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

Die Mikrosondenuntersuchung (Tab.1) des grünen, massigen Granatfelses ergab einen fast reinen Granditgranat mit einer Grossularkomponente von 95,5 Mol. %. Neben einer Andraditkomponente von 3,5 - 3,7 Mol. % ist noch eine geringe Uvarowitkomponente von 0,6 - 0,7 Mol. % feststellbar. Der Anteil an Spessartin, Almandin und Pyrop ist verschwindend klein. Die Gehalte an V sind ebenfalls im Bereich der Erfassungsgrenze. Bereits GASSER (1913) beschreibt einen grünen Grossular aus dem Serpentinikörper Rotkopf-Ochsner. Das untersuchte Material stammt vermutlich aus gangförmigen Vorkommen metasomatisch gebildeter Ca-reicher Gesteine, die im allgemeinen als Rodingite bezeichnet werden. Unter den Proben aus dem Rodingitvorkommen des Rotkopf-Ochsner-Serpentin sind so intensiv grüngefärbte Granate selten.

Danksagung

Für die Oberlassung des Untersuchungsmaterials, wird dem Finder, Franz Mayerhofer aus Mittersill, sowie für verschiedene zweckdienliche Angaben, besonderer Dank ausgesprochen.

Literatur

GASSER, G. (1913): Die Mineralien Tirols. - Innsbruck; Wagner.

TÄTIGKEITSBERICHT UND VORTRÄGE

1. Im Vereinsjahr 1983 fanden folgende Vorträge statt:

- 10.1. Dr. K. Mereiter (Wien)
Zur systematischen Mineralogie des Urans.
- 24.1. Dr. W. Postl (Graz)
Ober bemerkenswerte Mineralfunde aus dem Tanzenbergtunnel bei Kapfenberg.
- 21.3. Prof. Dr. J.L.R. Touret (Amsterdam)
Fluid regime in the deep earth.
- 11.4. Prof. Dr. A. Nicolas (Nantes)
Modelling of oceanic lithosphere and asthenosphere through ophiolites.
- 25.4. Dr. M. Göttinger (Wien)
Flußspat in Österreich.
- 16.5. Prof. Dr. W.L. Griffin (Oslo)
High temperature ultramafic magmas in Northern Norway.
- 30.5. Prof. Dr. F. Mairinger (Wien)
Mineralische Pigmente von der Antike zur Gegenwart.
- 6.6. H. Marschner (Wien)
Mineralien vom Pauliberg.
- 13.6. Dr. H. Dietrich (Wien)
Zur Petrologie und Metamorphose des Brenner Mesozoikums.
- 17.10. Dr. W. Quellmalz (Dresden)
Zur Mineralogie der Silberkiese.
- 19.10. Dr. Jiří Kouřimský (Prag)
Edelsteine der CSSR.
- 11.11. Prof. Dr. W. Wimmenauer (Freiburg)
Das Präkambrium in SW-Deutschland.
- 17.11. Dr. F. Jelinek (Wien)
Beurteilung des Strahlenrisikos durch Uranmineralien in Sammlungen.
- 1.12. Dr. J. Mullis (Fribourg)
Kristallsuche am Zinggenstock: Eine außergewöhnliche Kristallklüft in den Schweizer Alpen.
- 2.12. Dr. J. Mullis (Fribourg)
Festkörper-, Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse in Quarzkristallen der Schweizer Alpen als Zeugen der Entstehung alpiner Klüftmineralparagenesen.
- 5.12. Prof. Dr. K. Langer (Berlin)
Mikroskop-Spektrometrie gesteinsbildender Silikatminerale.

Zusätzlich war die Gesellschaft zu weiteren 5 Vorträgen eingeladen. Weiters wurden zwei Bestimmungsabende mit Kurzreferaten (K. Fechner, Doz. Dr. A. Beran) sowie eine Exkursion nach Hüttenberg abgehalten. Die durchschnittliche Besucherzahl der Vorträge lag bei 30 Personen, die der Sammlerabende bei 20 und die der Exkursion bei 12.

Weiters wurde am 17.10. in Graz, Landesmuseum Joanneum, eine Kurztagung zu dem Thema "Biominalogie" mit Vorträgen von Prof. Dr. A. Preisinger (Wien), Dr. Th. Armbruster (Bern) und Doz. Dr. N. Vavra (Wien) abgehalten, anschließend führte Dr. W. Postl (Graz) durch die Sonderausstellung: Biominalogie - Leben mit Kri-

stallen. Daran nahmen insgesamt 40 Personen teil. Am 12.11. fand im Kinosaal des NHM Wien das Symposium "100 - Jahre Krakatau" mit Vorträgen von Herrn Dr. H. Küpper, Prof. Dr. H.G. Scharbert und Prof. Dr. P. Steinhauser (alle Wien) mit einer abschließenden Filmvorführung vor ca. 150 Besuchern statt.

2. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in 5 Vorstandssitzungen.
3. Das umfangreiche Heft 128, dem Andenken von Herrn Prof. Dr. H. Meixner gewidmet, wurde im Berichtsjahr ausgesandt, das nächste Heft ist in Vorbereitung.

4. Mitgliederbewegungen

Mitgliederstand 1.1.1983 - 314

Neue Mitglieder	-	16	Dr. R. Exel (Wien) N. Hahn (Wien) V. Hammer (Wien) G. Heiss (Wien) Prof. A. Jordan (Wien) H. Karner (Wien) Dr. J. Mörtl (Klagenfurt) R. Parik (Schwechat) M. Primas (Wien) Prof. Dr. K. Rossmannith (Wien) R. Setelle (Wien) F. Thier (Wien) I. Wimmer-Frey (Wien) L. Welsz (Wien) E. Wöhrer (Wien) Dr. A. Zaydan (Wien)
verstorben	-	4	O. Dobliner (Wien) Prof. Dr. N. Grögler (Bern) K. Jordan (Wien) H. Rückeshäuser (Breitenfurth)
ausgetreten	-	7	
wegen Nichtbegleichung der Mitgliedsbeiträge gestrichen	-	8	K. Aubrecht (Wr. Neustadt) H. Grolig (Wien) K. Hagener (Wien) Dr. H. Hiesböck (Mödling) R. Knob (Wien) J. Priegl (Wien) P. Rosenich (Wien) Dr. F. Rostami (Theresienfeld)

Mitgliederstand 31.12.1983 - 311

Wien, 23. Jänner 1984

Dr. F. Koller
Schriftführer

Prof. Dr. Norbert Grögler verstarb unerwartet am Pfingstmontag 1983. In Wien am 18.1.1928 geboren, studierte er an der Universität Wien in den ersten Semestern Chemie und dann Mineralogie und Petrographie bei den Professoren Machatschki und Leitmeier. Er promovierte 1957 mit einer Dissertation mit dem Thema: "Die postvulkanischen Umwandlungen auf der Nordseite der Gleichenberger Kogeln bei Bad Gleichenberg in der Steiermark". Da in den Nachkriegsjahren in Österreich für den akademischen Nachwuchs kaum Arbeitsplätze vorhanden gewesen sind, entschloß er sich, das Angebot Professor Houtermans anzunehmen, als Forschungsassistent an das physikalische Institut der Berner Universität zu gehen. Alle späteren Versuche, diese wertvolle wissenschaftliche Nachwuchskraft zurückzugewinnen, schlugen fehl und die Schweiz wurde seine zweite Heimat. Österreich und Wien blieb er über sein Elternhaus und seine Freunde verbunden.

Er wirkte als Mineraloge unter Physikern. Schon in seiner Dissertation zeigte er den Ansatz zur interdisziplinären Arbeitsweise, die ihm dann in Bern in seiner wissenschaftlichen Laufbahn sehr zustatten gekommen war. Er hatte zunächst für die Physiker Auswahl und Vorbereitung von Probenmaterial, wie Erze, Gesteine, Minerale, Meteoriten und später Mondgesteine durchzuführen. Er war stets ein äußerst kooperativer, vielseitig interessierter und kritisch-denkender Wissenschaftler, der seine persönlichen Interessen stets dem gemeinsamen Ziele unterzuordnen wußte. Er entwickelte Verfahren zur Trennung von Meteoritenmineralien und später in den von ihm geplanten Reinstofflaboratorien, die in den Kellergeschossen des Institutsgebäudes untergebracht sind, auch lunarem Material. Seitdem dem ersten Astronauten im Sommer 1969 das erste Gesteinsmaterial vom Mond zur Erde gebracht haben, war er mit der Mondforschung aufs engste involviert.

Daneben beschäftigte er sich immer mehr auch mit der Anwendung physikalischer Methoden für die Archäometrie und Kunstgeschichte. Vor allem sah er als erster die Möglichkeit, die Thermolumineszenz bei der Untersuchung der Echtheit keramischer Kunstgegenstände anzuwenden. Diese Arbeiten wurden vom Schweizerischen Nationalen Forschungsprogramm zur Erhaltung von Kulturgütern durch eine Einladung zur Mitwirkung anerkannt.

Prof. Grögler hat ein Schriftenverzeichnis von 131 Publikationen aufzuweisen, die vom Trass des Gleichenberger Vulkangebietes, Bleiisotopen in Erzen, Altersbestimmung von Gesteinen, Edelgasmessungen in Meteoriten und Mondgesteinen bis zur Anwendung der Thermolumineszenz für die Dosimetrie und Mineralogie reichen. Viele geplante Arbeiten, wie Bleiisotopenuntersuchungen und Spurenanalysen an archäologischen Bleigegegenständen und Erzen oder Anwendung der Thermolumineszenz in der Archäometrie, sind nicht mehr zur Ausführung gekommen.

Der größte Teil seiner Veröffentlichungen bezieht sich auf den Mond und so kann es recht sein, ihn als "Professor vom Mond" zu bezeichnen. Er war ein Auslands-Österreicher, auf den wir stolz sein können und der als Wissenschaftler ein echtes Vorbild für den Nachwuchs gelten darf. Als Wissenschaftler und Freund wird er unvergessen bleiben.

E. Schroll

von

G. Grundmann, München

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 6. Dezember 1982

Die Genese der klassischen Smaragdlagerstätten des "schisttype" (SINKANKAS, 1981), zu denen Takowaja im Ural, Leydsdorp in Transvaal und Habachtal im Pinzgau gezählt werden, galt lange Zeit als völlig geklärt. Es sind dies Vorkommen, bei denen die Smaragde fast ausschließlich in sog. "Serpentinrandgesteinen" gebildet wurden. Dieser Mineralisationstyp wird allgemein als pegmatitisch-pneumatolytische Injektion mit kontaktmetasomatischer Umwandlung des Nebengesteins in Verbindung mit einer sog. "Desilifizierung" (FERSMAN, 1929) der Pegmatite oder Aplite beschrieben. Es wird demnach eine kontaktmetamorphe Genese mit der Zufuhr von Beryllium-reichen magmatischen Schmelzen bzw. Lösungen angenommen.

Vielfach übergangen - oder als zu unbedeutend eingeschätzt wurde bislang die unbestrittene Tatsache, daß einige dieser Smaragd-vorkommen in regionalmetamorphen Gebieten liegen und daß damit eine regionalmetamorphe Genese, d.h. eine Beryll-Kristallisation ohne die Zufuhr von Be-reichen magmatischen Schmelzen, nicht auszuschließen ist.

Die Smaragd-Mineralisationen des Habachtales liegen in den penninischen Gesteinen der Habachformation im mittleren Tauernfenster. Das Tauernfenster ist eines der Hauptverbreitungsgebiete der alpidischen Regionalmetamorphose in den Ostalpen. Diese Regionalmetamorphose wird nach SANDER (1911) sinngemäß als "Tauernkristallisation" bezeichnet.

In der genetischen Klassifikation der weltweiten Beryll- und Smaragd-vorkommen von SINKANKAS (1981) wird aber eine mögliche regionalmetamorphe Entstehung von Beryllen bzw. Smaragden überhaupt nicht berücksichtigt. SINKANKAS (1981) und mit ihm viele andere Autoren, vor allem gemmologischer Arbeiten, sind immer noch der Meinung, wie schon LEITMEIER (1937), daß für die Smaragd-Mineralisationen im Habachtal nur eine kontaktmetamorphe Genese in Frage kommt.

Neuere geologisch-petrologische Untersuchungen (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1974; HÖLL, 1975; MORTEANI & GRUNDMANN, 1977; LUCKSCHEITER & MORTEANI, 1980; GRUNDMANN & MORTEANI, 1982; GRUNDMANN, 1980, 1981 a, 1981 b) sowie radiometrische Altersbestimmungen aus dem Raum des mittleren Tauernfensters (JÄGER et al., 1969; KREUZER et al., 1973; RAITH et al., 1978; GRUNDMANN & MORTEANI, 1981) widerlegen die weit verbreitete Auffassung, daß die Smaragde durch die Injektion Beryllium-reicher pegmatitischer oder aplitischer Schmelzen und deren Restlösungen aus einem granitischen Magma entstanden sind.

Auf der Grundlage detaillierter Geländeaufnahmen, mikroskopischer Befunde und geochemischer Untersuchungsergebnisse werden die Beryll- bzw. Smaragd-Mineralisationen des Habachtales, die sich von der Leckbachscharte (Habachkamm) bis zur Kesselscharte (Untersulzbachkamm) erstrecken, als regionalmetamorph, metasomatisch-horizontgebunden bezeichnet. Die regionalmetamorphe Kristallisation spiegelt sich sehr deutlich in der Gefügeentwicklung der Gesteine und Minerale wider. In den Gesteinen der näheren Umgebung des Smaragd-vorkommens im Habachtal sind außer Beryll noch die selteneren Beryllium-Mineralie Phenakit, Chrysoberyll, Milarit, Gadolinit und ein Beryllium-Margarit nachgewiesen worden. Z.T. in Paragenese mit diesen Mineralen treten horizontontgebundene W-Cu-Mo-Vererzungen in Form von Scheelit, Chalkopyrit und Molybdänit auf. Die Gesteinsserien der Habachformation, in denen die genannten Be-Mineralie und Erzminerale zu finden sind, führen darüberhinaus eine Fülle weiterer petrogenetisch wichtiger Mineralparagenesen. Unter diesen gibt es hervorragende Beispiele für die Erhaltung

reliktischer Gefüge in den gesteinsbildenden Mineralen - als Zeugen früherer tektonischer und metamorpher Ereignisse. Neben den Beryllen bzw. Smaragden zeigen die Minerale Granat, Plagioklas, Andalusit, Turmalin und einige Erzminerale, wie Ilmenit, Scheelit und Molybdänit die wichtigsten Gefügedetails zur Rekonstruktion der Kristallisations- und Deformationsgeschichte der Smaragd-Trägergesteine.

Insbesondere über den mehrfachen Zonarbau der Berylle, Plagioklase und Granate sowie über das Gefüge von Andalusit-Formrelikten (CORNELIUS, 1944), die vom Verfasser nunmehr auch im Habachtal (Oberhalb der Moaralm) nachgewiesen werden konnten, sind im wesentlichen fünf Deformationen (Fm₁ bis Fm₅) und zwei prograde Metamorphosen (Kr₁ und Kr₂) festzustellen. Die Berylle in den penninischen Gesteinen der Habachformation sind während der Tauernkristallisation (= Kr₂) überwiegend syn- bis posttektonisch gesproßt. Diese Berylle zeigen einen charakteristischen mehrfachen Zonarbau mit einem meist sehr einschlußreichen Kernbereich (Kb I - II) und oft mehreren, meist scharf abgegrenzten Randzonen (Rb I bis Rb III), von denen die äußere Randzone häufig die geringste Einschlußdichte aufweist.

Die während der Tauernkristallisation maximalen Bildungsbedingungen für die Berylle und die sie enthaltenden Gesteine sind mit etwa 530° C, 5 bis 6 kbar und einem X_{CO₂} zwischen 0 und 0,35 abzuschätzen. Eine präalpidische Beryll-Bildung ist nicht gesichert.

Die metasomatische Entstehung der Beryll-Mineralisationen in sog. "blackwall"-Zonierungen wird durch die Verknüpfung mit Biotitisierungen, Albitisierungen, Aktinolithisierungen, Chloritisierungen und Vertalkungen am Rande von Antigorit-Serpentiniten belegt. Gepanzerte, z.T. feingefaltete Reliktgefüge im Kernbereich vieler Berylle weisen eindeutig auf mehrfache metasomatische Veränderungen des umgebenden Mineralbestandes hin (z.B. Biotitisierung von Amphibolen).

Die Horizontgebundenheit der Beryll-Mineralisationen kann aus dem unterschiedlichen lithologischen Aufbau der oberen Leckbachrinne und der lokalen Häufung der Berylle insbesondere in einer tektonisch stark überprägten Mischserie aus Metapeliten (meist Graphit- und Turmalin-führende Granatglimmerschiefer), z.T. Scheelit-führenden Metavulkaniten (meist Amphibolgneise, Biotit-Plagioklas-Bändergneise K-Feldspatgneise und Muskovitschiefer) und den metasomatisch entstandenen Serpentinrandgesteinen (meist Biotit-, Chlorit-, Aktinolith- und Talkschiefer) abgeleitet werden.

Als primäre Beryllium-Trägergesteine der Habachformation werden u.a. Muskovitschiefer, K-Feldspatgneise sowie z.T. Scheelit-führende Amphibolgneise andesitischer, latitischer oder trachybasaltischer Zusammensetzungen mit Berylliumgehalten zwischen 5 und über 100 ppm angesehen.

Die regionalmetamorphe, metasomatisch-horizontgebundene Beryll-Sprossung an der Südost-Flanke der Leckbachrinne und im Raum der Kesselscharte wird mit einem lokal begrenzten Überangebot an Be-Spezies in der fluiden Phase im Verlauf metasomatischer Stoffverschiebungen im Grenzbereich zwischen der Serpentin-Talkschieferserie und der Granatglimmerschiefer- und Amphibolitserie erklärt.

Das bislang vorherrschende Genese-Konzept von einer pegmatitisch-pneumatolytischen Injektion mit einer kontaktmetamorphen Entstehung der Berylle des Habachtals sollte aufgrund der vorliegenden Untersuchungsergebnisse aufgegeben werden. Das hier vorgestellte, für Smaragdorkommen bislang unbekannte Genese-Modell kann möglicherweise die Beurteilung der eingangs erwähnten Smaragdlagerstätten beeinflussen, von denen sehr ähnliche geologische Situationen beobachtet bzw. beschrieben wurden.

Literaturverzeichnis

- CORNELIUS, H.P. (1944): Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge. -- Ber.R.-A.f.Bodenf., Jahrg. 1944.
- FERSMAN, A.E. (1929): Geochemische Migration der Elemente. -- Abh. prakt. Geol. u. Bergw., 18, 74-116.
- GRUNDMANN, G. (1980): Polymetamorphose und Abschätzung der Bildungsbedingungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal, Österreich. -- Fortschr. Miner., 58, 39-41.
- GRUNDMANN, G. (1981 a): Die Einschlüsse der Beryll- und Phenakite des Smaragd-vorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). -- Der Karinthin, 84, 227-237.
- (1981 b): Stratabound Be-W-Cu-Mo mineralizations in the emerald bearing penninic rocks of the Habachserie, central Tauern Window. -- IV. ISMIDA, Berchtesgaden (D), Abstr., 107.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1981): Spaltspuren-Datierungen von Apatiten des mittleren und westlichen Tauernfensters. -- Fortschr. Miner., 59, 60.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1982): Die Geologie des Smaragd-vorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). -- Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 2, 71-107.
- HÜLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. -- Bayer.Akad.Wiss., Math.-Naturw.Kl.Abh.N.F., 157, 114 S.
- HOERNES, S. & FRIDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). -- Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 769-788.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1969): Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskovit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenediger-Bereich. -- Tscherm. Min. Petr. Mitt., 13, 251-272.
- KREUZER, H., HARRE, W., MOLLER, P., RAASE, P. & RAITH, M. (1973): K/Ar mineral ages for the Venediger Area and the eastern Zillertaler Alps (Hohe Tauern). -- SPP der DFG: "Geodynamik des mediterranen Raumes", Colloquium 9.10.1973, (als Ms.vervielf.), München/Salzburg.
- LEITMEIER, H. (1937): Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. -- Z.f.Krist.Mineral.u.Petrogr. Abt.B, Min.u. petrogr.Mitt., 49, 245-386.
- LUCKSCHEITER, B. & MORTEANI, G. (1980): Microthermometrical and chemical studies of fluid inclusions in minerals from alpine veins from the penninic rocks of the central and western Tauern Window (Austria/Italy). -- Lithos, 13, 61-77.
- MORTEANI, G. & GRUNDMANN, G. (1977): The emerald porphyroblasts in the penninic rocks of the central Tauern Window. -- N.Jb.Mineral., 1977, 509-516.
- RAITH, M., RAASE, D., KREUZER, H. & MOLLER, D. (1978): The age of the alpidic metamorphism in the western Tauern Window, Austrian Alps, according to radiometric dating. -- in CLOOS, H., ROEDER, D.H., SCHMIDT, K. (Ed.): "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. 38, 140-148, Stuttgart.

- SANDER, B. (1911): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (1. Bericht). -- Denkschr. d. mathem.-naturwiss. Kl.d.K. Akad. d.Wiss. Wien, 82, 257-320.
- SINKANKAS, J. (1981): Emerald and other beryls. -- Chilton Book Company, Radmor Pennsylvania.

FLUID DISTRIBUTION IN THE LITHOSPHERE AS INDICATED BY FLUID INCLUSIONS

by

J. Touret, Amsterdam

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 21. März 1983

Most petrological processes involve a fluid phase, either to initiate a mineral reaction, or to transport element during subsolidus recrystallization, to provide energy for the mass transport of molten magmas, etc. Recent years have seen a tremendous amount of work and decisive progress in the characterization of fluids of the lithosphere, but one problem is obvious: fluids are by definition changing and fugace, they vanish as soon as the process in which they participate - in many cases that they induce - comes to an end. Even for geological phenomena which are directly observable, like sedimentation of volcanism, the in situ analysis of fluids is impossible or at best very difficult. Therefore most of the knowledge derives from indirect sources: interaction with minerals, theoretical (mostly thermodynamical) calculations, comparison with experimental data. In some fields of geology, notably in metamorphic petrology, the theoretical prediction of fluids involved in mineral reactions has come to a high degree of precision, as aptly summarized in a recent book (Ferry 1982).

The direct approach: Fluid inclusions

Since the early days of modern petrography - in fact as soon as the microscope was applied to rock studies (Sorby 1858) - it is known that some rock forming minerals may contain samples of the "now missing" fluid phase in closed cavities, the so called fluid inclusions. The size and abundance are very variable, but upper limits are really spectacular: For the size, at least several liters in some giant crystals from pegmatites; for the abundance, Zirkel in 1873 (cited in Roedder, 1972), had estimated a number of 3.6×10^{11} (360 billions!) per cm^3 in an hayune from the Vesuve. Such an abundance leads evidently to an extremely small size: an average diameter of $1 \mu\text{m}$ or so, not enough to be studied correctly by present day microscope. But "good" inclusions, in the range $5\text{-}100 \mu\text{m}$, are present in almost any rock sample, sedimentary, igneous or metamorphic. At least on earth and in some stony meteorites (Fièni et al. 1978), as no fluid inclusions - but plenty glass inclusions - has ever been observed in any lunar sample despite an intense and systematic search.

One would expect that these direct samples, sometimes preserved for billions of years in archean rocks, would come as a prime evidence of fluid composition during petrological processes. Clearly, this is not the case. For many years, because of a lack of suitable equipment and a poor knowledge of fluid properties at high P-T, they have been completely ignored and they are still not even seen by many petrologists, who may confuse them with dust, artifacts, holes etc. The reverse is also true, and there are several well known examples quoting beautiful artifacts (air bubbles, droplets of epoxy) mistaken for natural inclusions. Until the late sixties, a handful of specialists, at least in the Western World, avoided the complete disappearance of the discipline, but their investigations were mostly confined to idiomorphic crystals in Alpine type veins and in mineral deposits.

A new situation came about 15 years ago, as a result of several independent advances: in the technology, notably when simple and efficient heating and freezing microscopic devices became available, in the knowledge of the theory and the physical properties (PVT) of natural fluid systems at high pressure and temperature, and in the prediction of fluid composition through mineral equilibria. Now fluid inclusions may be studied by a remarkable array of techniques,

from most simple (crushing stage) to very sophisticated: MicroRaman spectroscopy, Ion probe, Gas chromatography, Mass spectrometry, Electron microscopy, etc. The analytical results compare well with classical studies of solid phases, the small size of the samples being somewhat compensated by the easier analysis of fluid system. (For an up to date and complete review of the "state of art" in fluid inclusions studies, see Hollister and Crawford, 1981).

Fluid inclusion data: Possibilities and limitations

Fluid inclusions have in principle a decisive advantage on solid phases: they give an information, not only on the chemical composition as to the solid minerals, but also on the density, or molar volume, of the system. This last parameter remains constant for the solid phases, at least in first approximation, and is consequently commonly ignored as a variable of state. For fluids, we have a priori the choice between 3 variable of state, namely temperature, pressure, and molar volume, but of course only 2 are independent as they are related by the equation of state. But then, if the fluid trapped in the cavity is representative - no leakage, homogeneous fluid at the time of the trapping - we have an unique way to reach volumic properties during deep seated processes.

The ideal case is not often reached, as limitations are severe; multiple causes of error do exist, well known and abundantly described in the specialized literature: heterogeneous trapping, "necking down" (Roedder 1972), leakage, reaction with the enclosing mineral etc. The limitations are often quoted, explicitly or not, as a kind of excuse to ignore the fluid inclusions, starting from the point of view that their information will be certainly meaningless. This position is evidently not quite scientific: the inclusion are there, they are part of the rock, and since the techniques exist, they have to be studied as any other constituent. Would any petrologist accept to disregard zircons or any other accessory minerals in an igneous rock? After all, the distinction between "fluid" and "solid" is just a question of reference temperature: if observations were made near absolute zero, all fluid inclusions would indeed be solid. But this hesitation to engage in the tedious, time consuming, often frustrating observation of fluid inclusions - all those who have spent hours before finding a "good" inclusion which precisely decrepitates just before homogenization will understand me - is essentially due to a lack of education. With the possible exception of some places in the USSR, there is no university in the World where the basic principles of fluid inclusion observation, which requires nothing but the normal petrographic microscope, are taught with the optical mineralogy. As a result a great deal of information is lost: size, abundance, even nature of some fluids should be standard data in any rock description, and the inclusions remain mysterious to most researchers, who have not the experience to evaluate their information and to select the important from the trivial. I shall illustrate this comment by an example: most minerals from endogenous rocks are more or less altered, weathered. This might be a object of study, but normally the researcher will instinctively reject the most altered parts and concentrate on the fresher ones, without even mentioning it. The situation is exactly the same for fluid inclusions: many inclusions, sometimes by far the most abundant, may be very late and precisely related to this weathering. After some training, the observer will spot them immediately and concentrate on the deeper ones. This is just one aspect of a more serious problem that we are facing at the moment, namely the widening gap between specialists and not specialists. Things are going fast and the theory of fluid systems develops at an astonishing rate. We can now handle binary and even some ternary systems, through complicated phase diagrams which requires many hours of study (see e.g. Walther 1982). Fluid inclusionists constitute an active, relatively young group which obviously advances at great speed. There is a real danger of segregation which call for a fight on both sides: for the specialists, not being too semantic, too needlessly complicated; but also for the rest of the geological community, the need to assimilate

and to practice the basic principles of fluid inclusion observation and not to rely on the supposed expertise of a few individuals.

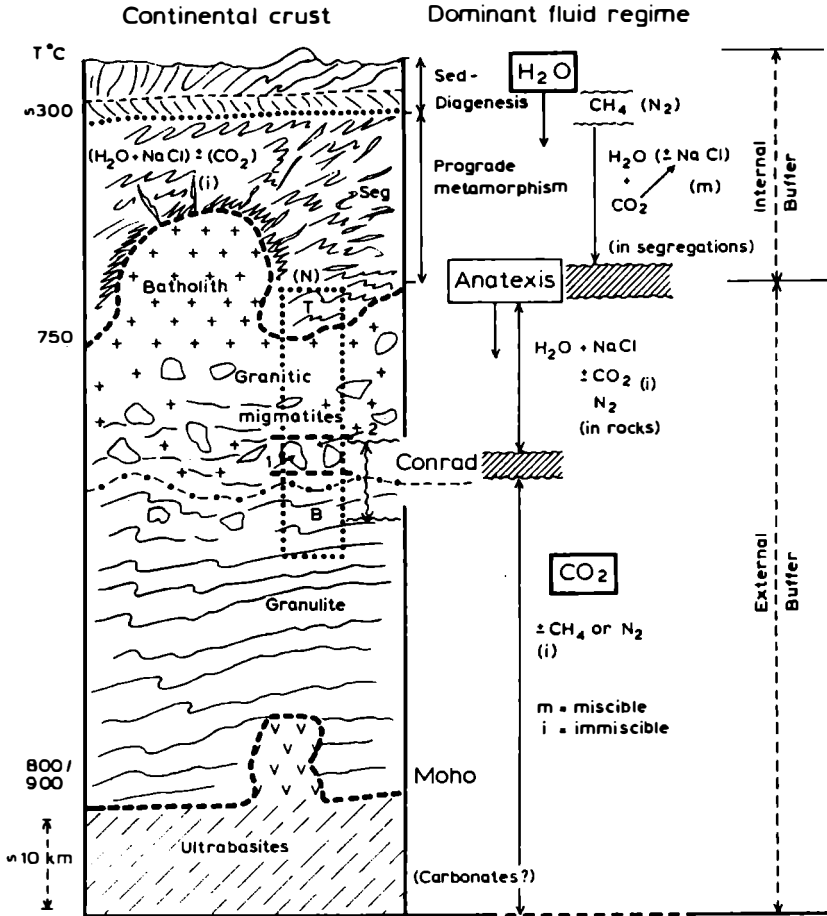


Fig. 1. Model of the fluid distribution in the continental crust and in the Upper Mantle as inferred from fluid inclusions studies (see Touret and Dietvorst 1983). m and i refer to the miscible/immiscible state of different fluids at the time of the trapping. T and B: supposed position of the Telemark (T) and Bamble (B), both in Norway (N) as they are exposed today (See Touret, 1981).

Some general results: a model of the fluid distribution in the Earth's Crust and Upper Mantle

I have sufficiently insisted on the difficulty and on the limitations of fluid inclusion studies to feel now at ease to present some general results which show the interest of this type of research. They deal with a) the nature of the fluids involved in deep seated processes and b) their distribution within the earth's crust and upper mantle.

a) Nature of the fluids

The total number of pure fluids encountered in inclusions is remarkably small. Only 4, namely H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2 are common and the 2 first ones are by far the most abundant. Sulfur bearing species are exceptional (SH_2 , SO_2), H_2 and noble gases could be more abundant than normally assumed, but they are difficult to detect, and O_2 is only found in Uranium deposits, when water is destroyed by radioactive radiation (Dubessy, pers. comm.). These pure fluids may be mixed in any proportion and the aqueous fluids commonly contain dissolved ionic species, notably chlorides, often in such a quantity that the result is closer to a molten salt than to an aqueous solution. Among the unexpected results which could only be obtained by fluid inclusion studies, we can mention the high salinity of most aqueous inclusions in many igneous rocks - almost all alkali granites contain inclusions with NaCl as daughter minerals - and the discovery of fluids which, for some reason (pressure or temperature conditions, absence of necessary cations to build up a mineral structure), cannot be incorporated in the enclosing mineral: this relates essentially to CO_2 , but also CH_4 and N_2 , in lower crustal and upper mantle rocks (granulites, alkali basalts, ultrabasites).

b) Distribution of the fluids

The repeated observation of similar (or comparable) inclusions in rocks having been submitted to the same P-T regime leads to the conclusion that fluid distribution obeys to some simple and general rules. Practically all surface inclusions are water rich, while CO_2 , to a lesser extent CH_4 and N_2 , grossly dominates in the lower levels. In the Alps, prograde metamorphism is marked by a progressive and regular change in fluid composition in alpine type veins (increase of CO_2 content with increasing metamorphism). All these observations have led to a model of the distribution of fluids in the lithosphere based on an antipathetic behaviour between H_2O at the surface, and CO_2 at depth (Fig. 1). As this model has been previously described in some detail (Touret, 1974, Touret and Dietvorst 1983), its elaboration will not be discussed here, but some comments are appropriate concerning some key aspects of the model, and the mechanisms or processes which might be involved.

Fluid/Solid interaction in metamorphic rocks: Internal versus external buffering

Any large scale model supposes some oversimplification, as compositions remain constant for, at least, some kilometers. The validity of this hypothesis depends obviously from the buffering mechanism: either "internal buffer", the fluid composition being controlled by the local mineral assemblage, of "external buffer" (infiltration, Rice and Ferry 1982), large masses of fluids connected to an external source being able to flow through the rock.

Since Greenwood (1975), it is well known that most metamorphic assemblages have a large buffering capacity for small quantities of fluids, roughly the initial pore fluids plus the volatiles (H_2O , CO_2) liberated during prograde mineral reactions. But there are also cases where large amounts of fluids must percolate through the rock, as indicated by mass transfer calculations for most metasomatic processes (alteration in porphyries, formation of skarns or greisen etc.).

Both types of buffers must therefore exist in nature and they have indeed been inferred from thermodynamical calculations in fluid/mineral interaction (Rice and Ferry, 1982, p.289).

Fluid inclusions provide a qualitative way to check out which mechanism predominates: For internal buffering, the composition of the fluid inclusion will depend strictly from the surrounding rocks and it will remain relatively constant in a homogeneous rock. For external buffering, fluid inclusions might remain the same for different rock compositions, but they may also be very variable at a given spot if several independent fluid pulses went through the rock.

The results are extremely instructive, as they show a constant competition between the two trends. But, first of all, they indicate a strong difference between a relatively low-grade (roughly, from diagenesis to the beginning of anatexis) and a "high-grade" metamorphic domain which comprises migmatites, granulites and ultrabasic rocks from the Upper Mantle. In the first domain, internal buffering is the rule for massive rocks and for locally derived metamorphic segregations. Inclusions in rocks seem to be strictly controlled by the rock composition, but they are in general so small that they can hardly be investigated in some detail. The situation is more complex for segregations, where most workable inclusions are to be found. In intermediate (caledonian) and, more characteristically, in high pressure (alpine) type of metamorphism, the fluid composition evolves regularly from H_2O (+/- NaCl) to $H_2O + CH_4$ (heavier hydrocarbons in the very early stages) and $H_2O +$ increasing CO_2 content, up to about 20/30 moles % near the beginning of anatexis (2nd sillimanite isograd). This evolution corresponds exactly to the "graphite" buffer at increasing P and T; it suggests that:

- variations in rock compositions (e.g. limestones/pelites) are minor compared to the influence of graphite, most likely derived from organic matter.
- the fluid composition depends from the P-T conditions at or near peak metamorphic conditions.

The low pressure type of metamorphism (hercynian, notably pyrenean) seems to be very different, at least in the few cases which have been investigated so far (see references in Hollister and Crawford 1981). Most segregations contain a fluid, generally CO_2 rich, independent from the nature of the host rock and from the metamorphic grade. This composition possibly indicates a distant control by anatectic masses (see below).

In high grade metamorphic rocks, the situation changes drastically in two ways:
- "Segregation" are now quartzo-feldspathic, approaching granitic composition. They correspond to "mobilisates", which indeed are richer in inclusions than the surrounding rock (Touret and Dietvorst 1983), but only relatively: Workable inclusions are present in many rock forming minerals, notably quartz.

- External buffering seems to be the rule, as
 - a) the same fluid - CO_2 rich, "carbonic" fluid (Touret 1974) - occurs in rocks from varying composition
 - b) CO_2 is most abundant in or near rocks which obviously cannot generate it during progressive metamorphism: anatectic melts, metagabbros or metabasalts, ultrabasites etc.

There are indeed exceptions and we find more and more examples of rocks in which CO_2 does not predominate: CH_4 and especially N_2 in metasediments and in migmatites (Kreulen and Schuiling 1982), highly saline brines in metasediments and in some granulites of the lower crust etc. As more documented studies become available, the situation is thus more complex than initially assumed (Touret 1974), but the general conclusion remains: Most fluids encountered in high grade metamorphic domains (all in granulites and related rocks) tend to lower drastically the activity of water and CO_2 , at world scale, is by far the most abundant constituent.

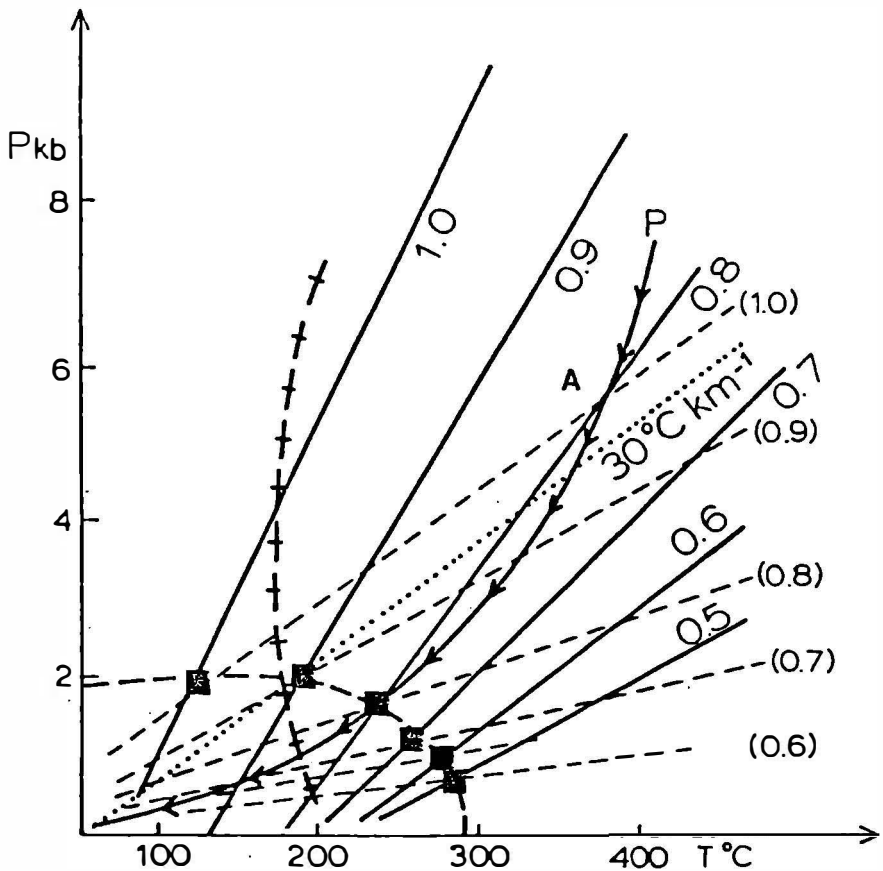


Fig. 2. H₂O (solid lines) and CO₂ (thin semi-solid) isochores. Numbers near the isochores = density in g/cm³ (solid numbers: H₂O, bracketed numbers: CO₂). Solid squares: Inversion density line: below this line (heavy semi solid), H₂O is denser than CO₂, above it the reverse is true. Example: at point A, intersection of a given, most usual (Hollister and Crawford, 1981) uplift path and the CO₂ isochore 1 g/cm³, the corresponding density of water is 0,8 g/cm³. Crosses: projection of the critical line in the system H₂O-CO₂.

Origin of the CO₂. Buffering mechanism in the lower crust

If the importance of the CO₂ of the lower crust cannot be overemphasized (Newton et al. 1980), there is currently a considerable debate concerning its origin, and, even if this point is not often explicitly stated, about the mechanisms by which a free CO₂ fluid phase can be maintained at these levels. CO₂ may be either juvenile, introduced by the synmetamorphic basic intrusives, which are so typical for some sectors of the lower crust (Touret 1969), or derives from the metamorphism of carbonate or carbon bearing sediments. Stable isotope data are not entirely convincing (Pineau et al. 1981, Hoefs et al. 1981), but the very low values (¹³C about -20 ‰) found for the CO₂ of fluid

inclusions seem to rule out a large scale participation of carbonates. However, different results are obtained from mass balance calculations (Glassley 1983) and the problem remains open. However, the major point is not so much the source of the CO₂ than the process by which pure CO₂ may be obtained and maintained at depth. For the first part, the obvious relation between CO₂ and anatectic melts - not with metacarbonates which contain commonly CH₄ or H₂O inclusions - immediately calls for a separation between CO₂ and H₂O by differential solubility in granitic melts. Details may be very complicated (Touret and Dietvorst 1983), but in general this process is certainly very efficient. For the second, namely how CO₂ can be maintained below H₂O fluids, we can only propose some working hypothesis which need to be checked and further elaborated: it seems that CO₂ density roughly increases with pressure, i.e. with depth: high pressure granulites contain denser fluids than low pressure granulite (Touret 1981). A simple glance to CO₂ and H₂O isochores shows that at depth CO₂ is denser than H₂O, while the reverse is true near the surface. Thus the antipathetic repartition of CO₂ and H₂O may simply result of gravity layered fluid masses in a relatively porous environment. (Fig. 2).

Conclusion

The difficulty of fluid inclusion studies, the many hypothesis which must be done for any interpretation must not hide the fact that several "unexpected" results, which later has proven to be very valuable for many petrological theories, could only be obtained from their observation. Only a handful of cases have been studied and the list of potential problems is almost endless. As methods and equipment are now routinely available, there is no excuse to ignore their information and, after an interruption of a good century, we have now to continue Sorby's work.

Acknowledgements

This paper derives from a conference held in Vienna; I thank especially Doz. Dr. G. Kurat and Dr. G. Niedermayr for a most enjoyable hospitality and all colleagues from Vienna for many interesting discussions. In Amsterdam, expert technical help was provided by staff of the Earth Science Institute, Vrije Universiteit.

Bibliography

- FERRY, J.M., (Ed.), (1982): Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria. Reviews in Miner. vol. 10, Min.Soc.Amer., Washington.
- FIÉNI, C., BOUROT-DENISE, M., PELLAS, P. and TOURET, J. (1978): Aqueous fluid inclusions in phosphate and feldspar from Peetz (L6) chondrite. *Meteoritics* 13, 460.
- GLASSLEY, W. (1983): The role of CO₂ in the deep crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 597.
- GREENWOOD, H.J. (1975): Buffering of pore fluids by metamorphic reactions. *Amer.J. Sci.* 275, 573-593.
- HOEFS, J., COOLEN, M. and TOURET, J. (1981): The sulfur and carbon isotope composition of scapolite rich granulites from Tanzania. *Contr. Min. Petr.* 78, 332-336.
- HOLLISTER, L.S. and CRAWFORD, M.L., (Ed.), (1981): Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Short Course Handbook vol. 6, Min. Assoc. Canada, Calgary.
- KREULEN, R. and SCHUILING, R.D. (1982): N₂-CH₄-CO₂ fluids during formation of the dôme de l'Agout, France. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 193-203.

- PINEAU, F., JAVOY, M., BEHAR, F. et TOURET, J., (1981): Le géochimie isotopique du Bamble et l'origine des fluides carbonés de la croûte profonde. Bull. Minér. 130, 604-641.
- RICE, J.M., and FERRY, J.M. (1982): Buffering, infiltration and the control of intensive variables during metamorphism. Chapt. 7 in: Ferry, J.M. (1982) op. cit.
- ROEDDER, E. (1972): The composition of fluid inclusions. U.S. Geol. Survey, Prof. Pap. 440-JJ.
- SORBY, H.C. (1858): On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. Geol. Soc. London, Quat. Journ. 14, 453-500.
- TOURET, J. (1969): Le socle Précambrien de la Norvège méridionale. Thèse Etat. Nancy, 3 vol.
- TOURET, J. (1974): Faciès granulite et fluides carboniques. Géologie des Domaines cristallins, Liège, vol. P. Michot, 267-287.
- TOURET, J. (1981): Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. Chapt. 8 in: Hollister, L.S. and Crawford, M.L. (1981) op cit.
- TOURET, J. and DIETVORST, P. (1983): Fluid inclusion in high grade anatectic metamorphites. J. Geol. Soc. London, 140.
- WALTHER, J. (1982): Fluide Einschlüsse im Apatit des Karbonatits vom Kaiserstuhl (Oberrheingraben). Diss. Karlsruhe, 195 p.
- ZIRKEL, F. (1873): Mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. W. Engelmann, Leipzig.

SCHMUCKSTEINE DER ČSSR

von

J. Kouřimský, Prag

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 19. Oktober 1983

Das Gebiet der Tschechoslowakei, das so außerordentlich reich an Mineralien ist und eine berühmte Bergbautradition aufweist, hat auch große Traditionen in der Suche, Gewinnung und Bearbeitung der Schmucksteine, durch die das Land in der ganzen Welt berühmt wurde. Die Aufgabe dieses Artikels ist es, eine Übersicht über die bedeutendsten tschechoslowakischen Schmucksteine und über ihre mineralogischen und geologischen Verhältnisse zu geben.

Der Begriff "Schmuckstein" oder "Edelstein" ist kein mineralogischer, sondern ein technischer Begriff. Die Schmucksteine im weitesten Sinn des Wortes treffen wir in allen Klassen des Mineralsystems und in allen Mineralassoziationen an. In den folgenden Abschnitten stellen wir einzelne Schmucksteine nach ihren Vorkommen in den verschiedenen Mineralgesellschaften, die sich nebeneinander unter bestimmten Bedingungen bilden, vor. Bei der Aufzählung der einzelnen Mineralassoziationen beschäftigen wir uns nicht mit solchen, die auf dem Gebiet der ČSSR keine Schmucksteine enthalten.

I. Minerale der Magmatite

sind entweder direkt an der Zusammensetzung der Gesteine beteiligt, oder sie kommen in deren Hohlräumen vor, wo sie aus Lösungen entstehen, die zu einem späteren Zeitpunkt in die schon verfestigten Gesteine eindringen.

I.1. Pegmatitminerale

Die Pegmatite der ČSSR sind meist den Graniten verwandt. Sie zeichnen sich oft durch ziemlich große Kristalle aus. Die tschechoslowakischen Pegmatitgänge sind als schmucksteinführende Gesteine nicht so reichhaltig und wichtig wie jene anderer Gebiete; trotzdem erbringen sie jedoch eine gewisse Ausbeute an Edelsteinen.

Zu Beginn dieses Jahrhunderts lieferten die Pegmatite in der Umgebung von Písek (Südböhmen), die an die Masse des Mittelböhmischen Plutons gebunden sind, die schönen Proben von Rosenquarz, Aquamarin und Heliodor (Krejčí, 1925). Ein weiterer bedeutender Beryllfundort in Böhmen ist Meclov bei Probežovice (Vejnar, 1968).

Außerordentlich interessant sind die Li-haltigen mährischen Pegmatitvorkommen. Sie unterscheiden sich von anderen Typen durch eine ausgeprägte Farbigeit der Minerale. Es fallen vor allem die Rubellite, Verdelithe, Indigolithe, Achroite und Lepodolithe auf. Der Lepidolith wurde von Rožná zum ersten Mal beschrieben (Sekanina, Vyslouzil, 1928). Weitere bedeutende Pegmatitvorkommen befinden sich im Gebiet von Bory bei Velké Meziříčí. Ihre Hauptminerale sind verschiedene Quarzvarietäten, Orthoklas, Muskovit, Schörl, Andalusit und Mn-Almandin. Do Iní Bory wurde durch das häufige Vorkommen des neuen Minerals Sekaninait - $Fe_2(Al_4Si_5O_{18})$ bekannt (Staněk, Miskovský, 1975). Im Pegmatit von Maršíkov bei Sobotin (Nordmähren) wurden die besten europäischen Chrysoberyll gefunden (Sekanina, 1928).

I.2. Melaphyrminerale

Die böhmischen Melaphyre sind basaltische Ergußgesteine aus dem Perm. Die Mandelstein-Melaphyre enthalten die verschiedenen SiO_2 -Varietäten - Chalcedone, Achate, Jaspise und "kristallisierte" Quarzvarietäten. Die wichtigsten Fundorte sind in der Umgebung von Turnov, Kozákov und Nová Paka (Tuček, 1973). Die Mut-

terlösung dieser Minerale war gelartiges SiO_2 . Aus dieser Lösung bildet sich unter geeigneten Bedingungen Chalcedon als festes Mineral mit niererger Oberfläche. Gelartiges SiO_2 drang in die unzähligen Hohlräume ein.

Die bekanntesten SiO_2 -Abarten des Riesengebirgsvorlandes sind die Achate mit ihren verschiedenfarbigen Bänderungen. Sie entstanden durch Absetzen in konzentrischen Schichten. Die grüne Chalcedon-Varietät mit regelmäßigen roten Flecken (Heliotrop) ist auf diesen Fundorten ebenfalls häufig. Ähnlich wie die Achate und Chalcedone entstanden in den Melaphyren auch Jaspise. Bei ihrer Entstehung lösten sich aufs neue die Mineralbestandteile des Muttergesteins durch heiße Lösungen auf und vermischten sich mit diesen neu angereicherten. Als kristallbildende Quarze kommen in den Melaphyrmandeln Bergkristall, Rauchquarz und Amethyst vor.

Diese Abarten bezeichnet man allgemein als "Halbedelsteine des Riesengebirgsvorlandes". Sie gehören zu den ältesten Schmucksteinen, die auf dem Gebiet der Tschechoslowakei bearbeitet wurden. Das Interesse am Achat, Jaspis und Chalcedon aus diesen Lokalitäten zur Herstellung der verschiedensten Gegenstände ist sowohl durch die beträchtliche physikalische und chemische Widerstandsfähigkeit als auch durch die leichte Zugänglichkeit des Materials bedingt.

Durch Verwitterung des Gesteins gelangen diese Steine in die Schutthänge und in den Ackerboden sowie in Bäche und Flüsse, die sie weitertransportieren.

In jüngerer Zeit wurden kleine Vorkommen von Melaphyrmandelstein bei Moravská Třebová und bei Brünn entdeckt.

I.3. Minerale der tertiären Basalte

Die Basalte in den böhmischen Ländern entstanden im Oberen Tertiär (Neogen) und drangen durch Risse in der Erdkruste während einer sehr intensiven vulkanischen Tätigkeit auf. Das bedeutendste Basaltgebiet ist das Böhmisches Mittelgebirge; aus unserer Sicht sind auch die Basaltvorkommen im Riesengebirgsvorland interessant.

Diese Fundorte unterscheiden sich von den Schmucksteinvorkommen in den Melaphyren. Die Basalte bilden z.B. den Nordteil des Kozákov, wo Olivin in Edelsteinqualität vorkommt. Seine Qualität kann man mit den Olivinen vom ägyptischen Zebirget vergleichen. Der Olivin ist verhältnismäßig rein und bildet körnige, kugelförmige Massen, die häufig Faust- bis Kopfgröße erreichen (Fediuk, 1968). 1910 wurde ein Olivinnest gefunden, das 160 ct. Steine brachte (der größte Stein wog 15,67 ct.).

Die ältesten Nachrichten über die Chrysolithe des Riesengebirgsvorlandes stammen aus Notizen des Holländers Boëtius de Boot, des Arztes Rudolphs II.

Ein anderes Mineral der tertiären Vulkanite ist der sogenannte Glasopal (Hyalit) von Valeč bei Podbořany in Doupovské Hory. Er ist rein, glasartig durchsichtig. Valeč ist der bedeutendste Fundort dieses Minerals in Europa.

I.4. Minerale der tertiären Eruptivgesteine der Karpaten

Von den Eruptivgesteinen der Karpaten sind die Andesite und vulkanischen Gläser am interessantesten.

Diese sind unter anderem auch die Muttergesteine des bedeutendsten tschechoslowakischen Edelsteins, des Opals von Dubník in der Ostslowakei. Bis zur Entdeckung der australischen Vorkommen in den siebziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts wurde er als schönster und wertvollster Opal überhaupt betrachtet.

Dieser Stein verdient um so größere Beachtung, weil nach der Ansicht einer Anzahl von Fachleuten das Farbspiel der Opale von Dubník teilweise ausgeprägter ist, als das der Opale anderer Fundorte (Butkovič, 1970, 1973).

Der Edelopal kommt in Dubník bei Červenica in der Nähe von Prešov auf Spalten der Andesite und Andesittuffe vor. Er entstand aus heißen Lösungen, die nach der Erstarrung des Magmas zur Erdoberfläche aufdrangen, also nach dem Abklingen der vulkanischen Tätigkeit. Der Wassergehalt in den Opalen von Dubník schwankt beträchtlich (3-13 %). Die begehrtesten Farben des slowakischen Opals sind blau, grün und rot. Diese fein gefärbten Varietäten treten in Rissen zusammen mit weißem Opalmaterial auf. Der Edelopal von Dubník war offenbar bereits im Altertum bekannt. Das schönste bisher bekannte Stück wurde im 18. Jahrhundert in einem Bach gefunden (594 Gramm) und ist der größte Edelopal Europas.

Sehr sporadische Vorkommen von Edelopal und Hydrophan wurden vor kurzem bei Sitňanská Lehota in der Slowakei festgestellt. Mit dem tertiären Vulkanismus der Karpaten hängen auch Vorkommen von gemeinem Opal im Süden und Osten der Slowakei zusammen. Genetisch gehören auch einige slowakische Chalcedonvorkommen hierher, die an Erzlagerstätten gebunden sind.

II. Gangminerale und Minerale der magmatischen Erzlagerstätten

Die Quarz- und Erzgänge und die meisten Erzlagerstätten verdanken ihre Entstehung hydrothermalen Prozessen. Das heißt, daß es bei der Abkühlung ursprünglich heißer, wässriger Lösungen in den Gesteinsspalten zur Ausscheidung der Minerale kam.

II.1. Minerale der Quarzgänge

Diese Minerale haben oft einen gewissen Zusammenhang mit den Pegmatiten. Im Böhmischem Massiv entdeckt man diese Gänge häufig. In ihnen kommen verschiedene Quarzarten vor. Besonders an vielen Stellen der Böhmischem-Mährischen Höhe, vor allem in Südwest-Mähren. In Bochovice, Hostákov und Valdík in der Umgebung von Třebíč und bei Kosatín bei Naměšt kommen z.B. Quarzgänge mit schön entwickelten Amethyst-, Rauchquarz- und Morionkristallen vor. In diesem Gebiet kommen diese Quarzvarietäten auch in Edelsteinqualität vor. Man findet sie teilweise auch in Sedimenten (Rejl, 1977).

II.2. Minerale der hydrothermalen Erzgänge

Von den vorher genannten Gängen unterscheiden sie sich im wesentlichen durch den Gehalt an Erzen. Daneben kommen in den Erzgängen eine Reihe von Begleitmineralen vor. Diese Minerale kommen vor allem als Schmucksteine in Betracht.

In Banská Štiavnica in der Slowakei, aber auch auf einigen anderen Erzgängen, kann man ab und zu Drusen mit Amethystkristallen antreffen. Sowohl mineralogisch interessant als auch ästhetisch sind die Zepterquarze (Mrákava, 1968).

II.3. Minerale der Eisenerzlagerstätten

Die feinstrahligen, faserartigen Aggregate vom Hämatit-Glaskopf sind aus Horní Blatná und Hradiště bei Kadaň in Nord-Böhmen bekannt (Fengl, 1975), man verwendete sie zur Herstellung von Siegelringsteinen. Die Eisenerze werden auf den erzgebirgischen Fundorten von bunten Quarzvarietäten begleitet ("Koral-lenachate"), besonders bei Hor. Halže bei Měděnc und bei Ciboušov. Vom letztgenannten Fundort stammt die mittelalterliche Ausschmückung der bekannten Kappen auf der Prager Burg und am Karlštejn ab.

II.4. Greisenminerale

Die Lagerstätten dieses Typs kommen im Erzgebirge vor. Vom bekanntesten Zinnerzfundpunkt der CSSR Cínovec ist auch Rauchquarz in Edelsteinqualität nachgewiesen (Štěpánek, 1963).

III. Minerale der metamorphen Gesteine

III.1. Serpentinminerale

Auf dem Gebiet der ČSSR finden wir einige Vorkommen, die zur Herstellung von Schmuckgegenständen Verwendung finden. In Böhmen kommen dafür die Fundorte von Mar. Lázně und vom Erzgebirge in Betracht. In West-Mähren sind dies die Vorkommen von Hrubšice und Mohejno und in der Slowakei Dobšiná (Kouřimský, Šatava, 1954, Kouřimský, Filčáková, 1954).

Manche Serpentine sind auch die Muttergesteine der Pyrope. Diese kommen in den Serpentiniten besonders in Blöcken vor, die im Zuge des tertiären Vulkanismus an die Erdoberfläche emporgetragen wurden (Fiala, 1965). Auf Serpentinittagerstätten in Dobšiná (Slowakei) finden wir kleine, sattgrüne Andradite (Fediuková et al., 1976). Bei späteren Zersetzungsprozessen entstanden aus den Serpentiniten Magnesit (Srní bei Č. Krumlov) und verschiedene gemeine Opalarten.

III.2. Minerale der kristallinen Schiefer

In der ČSSR sind als Fundorte der Schmucksteine in dieser Paragenese besonders die Granatvorkommen (Almandin) interessant. Die Almandine finden aber nur ausnahmsweise als Edelsteine Verwendung. Ihre typischen Muttergesteine sind vor allem Gneise und Amphibolite. Der bedeutendste Fundort befindet sich bei Čáslav (Ost-Böhmen, Nováček, 1931). An die kristallinen Schiefer sind auch die Gangmineralvorkommen mit vollkommen reinen Bergkristallen gebunden. Für die Schmuckherstellung befinden sich die ergiebigsten Vorkommen in dieser Paragenese im Gebiet von Čáslav und um Jeseník.

III.3. Marmore und Kontaktminerale

Bei der Kristallisation der Marmore kam es in vielen Fällen auch zur Änderung der chemischen Zusammensetzung. Dies geschah hauptsächlich an Kontaktstellen mit Eruptivgesteinen. Man kann auch einige dieser Marmore zu den charakteristischen Schmucksteinen zählen. Es handelt sich vor allem um diejenigen, die sich durch ihre Färbung auszeichnen, wie z.B. der blaue Marmor von Nedvědice (West-Mähren) oder vom Jeseníkgebirge.

Auch die Vorkommen der Kontaktminerale gehören genetisch hierher, soweit sie an die Kalksteine gebunden sind. Am meisten interessieren uns dabei die Granatvorkommen. Es handelt sich vor allem um Grossular und die eisenhaltige Varietät Hessonit mit hyazinroter, oranger bis brauner Farbe. Der Hessonit ist ein typisches Kontaktmineral, das z.B. in Zulová und Vápená in Schlesien und Bludov bei Šumperk vorkommt, wo er zusammen mit Wollastonit, Diopsid und Vesuvian durch chemische Reaktion am Kontakt der Granitintrusion mit Kalkgestein entstand.

IV. Sedimentminerale

IV.1. Paläozoische Sedimente

Als Schmucksteine sind vor allem die Fe-haltigen Quarze aus den ordovizischen Eisenerzlagerstätten zu nennen. Die sedimentären Eisenerzlagerstätten haben sich im Ordovizium auf dem Meeresgrund abgelagert, teilweise unter Mitbeteiligung des Vulkanismus im Gebiet des Barrandiums zwischen Prag und Pilsen. Die Quarze kommen kompakt, körnig und auch unvollkommen auskristallisiert vor, rot, braun oder gelb gefärbt (Tuček, 1958).

Durch eine interessante Struktur zeichnen sich die verkieselten Stämme permischer Pflanzen aus dem Riesengebirgsvorland aus (Březinová, 1973).

IV.2. Mesozoische und tertiäre Sedimente

Fossile Harze, die als Schmuckmaterial geeignet sind, finden wir auf dem Gebiet der CSSR in Sedimenten des Mesozoikums und des Känozoikums, besonders aber in Kreideschichten. Weiterhin kommen einige Pyrite in Tertiärsedimenten sowie Konkretionen verschiedener SiO₂-Abarten in unterschiedlich alten Schichten vor. In den Kohlschiefer-tonen und -sandsten des Cenomans bildeten sich auf einigen Kohlelagerstätten fossile Harze, die hinsichtlich ihrer Zusammensetzung dem Bernstein ähneln. Sie kommen besonders in der Umgebung von M. Třebová (West-Mähren) vor (Streibl et al., 1976).

IV.3. Minerale der jungtertiären und quartären Ablagerungen

In den folgenden Absätzen behandeln wir die Pyropschotter, die Sedimente mit Moldaviten sowie einige andere Ablagerungen, die Schmucksteine enthalten.

IV.3.1. Die Schmucksteine der Pyropschotter

Der bedeutendste tschechoslowakische Edelstein ist der "böhmische Granat" - Pyrop. Die Pyropgewinnung zu Schmuckzwecken erfolgt an einer einzigen Stelle zwischen Třebenic und Třebívlice westlich von Podsedice an den Südhängen des Böhmisches Mittelgebirges, wo sich auch die Aufbereitungsanlage befindet, in der man die Pyrope aus den Schottern gewinnt (Kopecký, 1973). Die Pyropschotter aus dem Böhmisches Mittelgebirge brachten eine Anzahl ausgezeichnete Steine. Der größte bekannte Böhmisches Granat ist im Orden des Goldenen Vlieses eingesetzt und befindet sich im Grünen Gewölbe in Dresden (9,6 Gramm).

Bei der Pyropgewinnung aus dem Schotter fällt ein beträchtlicher Anteil an Schwermineralen an (Korund, Spinell, Zirkon, Almandin, Olivin, Cyanit u.a.). Es wurden auch drei Diamanten gefunden (Kourimský, 1973). Von diesen Mineralen hat vor allem der Zirkon Bedeutung. Die farblosen und braun-orangen klaren Zirkone werden zu Schmucksteinen verarbeitet. Rubingerölle sind vereinzelt, Saphir ist häufiger vertreten, besonders in den Schottern von Třebívlice.

Archivaufzeichnungen über die Granatförderung im Böhmisches Mittelgebirge sind bereits aus dem 18. Jahrhundert vorhanden. Man förderte in der weiteren Umgebung von Podsedice, Dlačkovice, Měrunice und Staré. Außer der Gewinnung der Pyrope aus den Schottern erwägt man auch die Möglichkeit des Abbaues aus dem Primärgestein aus dem Vulkanschlot des Berges Linhorka.

Granate wurden auch in Sedimenten an anderen Stellen in Böhmen gefunden. In Ablagerungen und im Muttergestein sind sie besonders aus dem Riesengebirgsvorland bekannt.

IV.3.2. Ablagerungen mit Moldaviten

Seit mehr als zwei Jahrhunderten findet man im Ackerboden in Südböhmen und Südwestmähren die Moldavite. Sie sind kleine, rundliche Gebilde, interessant u.a. durch eine auffällig stark skulpturierte Oberfläche. Der Ursprung der Moldavite ist bisher nicht ganz eindeutig geklärt. Heute betrachten wir sie als Gläser, die durch Aufschmelzen der Gesteine nach dem Fall eines Meteoriten entstanden sind (Bouška, 1973).

IV.3.3. Obriige Ablagerungen

Weitere bekannte Ablagerungen in Böhmen befinden sich auf der Jizerská Louka unweit der Iserquelle, dem Fundort der besten europäischen Saphire. Das Primärgestein der Saphire ist nicht bekannt; es kommt einerseits ein Granitoid in Betracht, andererseits ein basisches Ergußgestein. In den Seifen des Jizerská Louka wurden insgesamt 32 Minerale festgestellt. Der Zirkon - Hyazinth z.B., dessen Gerölle jedoch meist nur durchscheinend sind, war ein besonders beliebter Edelstein. Zu erwähnen sind noch folgende Minerale: Rutil, Titanomagnetit, Schörl, Epidot, Bergkristall, Rauchquarz, Amethyst u.a. (Novák, Vavříň, 1973).

In der ČSSR kommen auch mineralogisch reiche Fundpunkte von Rutil vor, der schleiffähig ist (Soběslav, Golčův Jeníkov, Bouška, 1955, Novák, 1959).

IV.4. Rezente Minerale

Einen sehr interessanten Schmuckstein können wir auch unter den rezenten böhmischen Mineralen finden. Es handelt sich um Aragonit (Sprudelstein), der sich an den heißen Quellen in Karlovy Vary sowohl frei absetzt als auch in den Rohrleitungen. Der Sprudelstein wird hier zur Herstellung von Schmuckgegenständen verwendet. Weniger häufig verwendet man für diese Zwecke auch eine andere Aragonitart, die sich aus heißen Quellen absetzt, den sogenannten Erbsenstein, der sich durch eine isolithische Struktur auszeichnet.

Literatur

- BOUŠKA, V. (1955): Najezistiště rutilu v okolí Soběslavi a Veslí n. L. Vest. UUG 30, 173-180.
- BOUŠKA, V. (1973): Moldavites as precious stones. Acta Mus. Nat. Pragae, 29 B, 163-170.
- BŘEZINOVÁ, D. (1973): Paleobotanical appartenance and the way of fossilization of silicified woods. Acta Mus. Nat. Pragae, 29 B, 121-130.
- BUTKOVIČ, Š. (1970): Histórie slov. drahého ópálu z Dubníka, Badateľ. práce TM v Košiciach B. 5, Alfa, Bratislava.
- BUTKOVIČ, Š. (1973): The mining history of opals in Dubník. Acta Mus. Nat. Pragae 29 B, 131-136.
- FEDIUK, F. (1968): Additional notes on the basaltic volcanics and their ultrabasic nodules at Smrčí in the Žel. Brod area, Rotaprint, Přír. fak. Univ. Karl.
- FEDIUKOVÁ, E., HOVORKA, D., GREGUŠ, J. (1976): Compositional zoning of andradite from serpentinite at Dobšiná. Věst. UUG 51, 339-345.
- FENGL, M. (1975): Zajímavě nerosty fluoritového ložiska Hradiště, Čas. Min. Geol. 20, 331-332.
- FIALA, J. (1965): Pyrope of some garnet peridotites of the Czech Massif, Krystalinikum 3, 55-74.
- KOPECKÝ, L. (1973): Pyrope - the bohemian garnet. Acta Mus. Nat. Pragae, 29 B, 137-150.
- KOUŘIMSKÝ, J. (1973): Occurrence of diamonds in Bohemia. Acta Mus. Nat. Pragae, 29 B, 151-156.
- KOUŘIMSKÝ, J. (1983): Die Edelsteine der Tschechoslowakei. Edle Steine und Schmuck aus der ČSSR. Veröffentl. Nat.-hist. Museum Wien.
- KOUŘIMSKÝ, J., FILČÁKOVÁ, E. (1954): Research of the Serpentine from Dobšiná. Acta Mus. Nat. Pragae, 10 B, 3-13.
- KOUŘIMSKÝ, J., ŠATAVA, V. (1954): A Contribution to the Question of the Determination of Minerals of Serpentine Group. Acta Mus. Nat. Pragae, 10 B, 3-19.
- KREJČÍ, A. (1925): Minerály písecké a jich naleziště. Čas. Nár. Mus. 99, 49-65.
- MRÁKAVA, F. (1968): Ametyst na Rozália bani u B. Hodruši. Zbor. Slov. ban. Múz. 4, 235-237.
- NOVÁČEK, R. (1931): Granáty československých pegmatitu. Věst. Král. Čes. spol. nauk, 1-55.

- NOVÁK, F., VAVŘÍN, I. (1973): Gem varieties of Corundum at. M. Jiz. Louka. Acta Mus. Nat. Pragae, 29 B, 157-162.
- NOVÁK, J. (1959): Výskyt rutilu záp. od Golč. Jeníkova. Věst. ÚÚG 34, 409-415.
- REJL, L. (1977): Zonární ametystové žfly u Bochovic. Zprav. Šperkařství 5, 61-69.
- SEKANINA, J. (1928): Nerosty mor. pegmatitu. Čas. Zem. Mus. 26, 113-224.
- SEKANINA, J., VYSLOUŽIL, J. (1928): Nové zprávy o lepidolitu od Rožně. Práce Mor. Akad. věd přír. 22, 211-218.
- STANEK, J., MYSKOVSKÝ, J. (1975): Sekaninaite, a new mineral of the eordierite series, from D. Bory. Skripta přír. fak. Univ. J.E.P. 1, 21-30.
- ŠTEMPROK, M. (1963): Tin-tungsten and lithium deposit of Cínovec. Guide to excursion, 23-35, Praha.
- STREIBL, M., VAŠÍČKOVÁ, S., HEROUT, V., BOUŠKA, V. (1976): Chemical composition of Cenomanian fossil resins from Moravia. Coll. Czechosl. Chem. Comm. 41, 3138-3145.
- TUČEK, K. (1958): Nová naleziště železitých křemenů a přehled jejich výskytů v Barrandienu. Cas. Nár. Mus. 127, 183-190.
- TUČEK, K. (1973): Genesis and localities of precious stones from Podkrkonoší. Acta Mus. Nat. Pragae, 29 B, 111-120.
- VEJNAR, Z. (1968): The genesis of pegmatites and its relationship to the metamorphic and magmatic development of the West-Bohemian crystalline complexes. Rozpr. CSAV 78, 1-70.

FESTKÖRPER-, FLOSSIGKEITS- UND GASEINSCHLOSSE IN QUARZKRISTALLEN
DER SCHWEIZER ALPEN ALS ZEUGEN DER ENTSTEHUNG ALPNER KLUFTMINERALPARAGENESEN

von

J. Mullis, Freiburg

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft am

2. Dezember 1983

1. Einleitung

Alpine Kluftquarze kristallisierten im Zuge der Kompressions- und Hebungsbewegungen der Alpen. Während seines Wachstums wurden Festkörper-, Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse in den Quarz eingebaut. Es darf angenommen werden, daß die Zusammensetzung der Fluideinschlüsse ¹⁾ im Quarz weitgehend jener Fluidzusammensetzung entspricht, die während der Einschlußbildung in den Klüften und im Gestein vorlag. Anhand der ältesten Fluideinschlüsse läßt sich in Gesteinen mit zunehmendem Metamorphosegrad die prograde Fluidentwicklung studieren. Einschlüsse, die bei abnehmenden Druck- und Temperaturbedingungen in den Quarz eingebaut wurden, sind Zeugen der retrograden Fluidentwicklung.

Kennt man nun die retrograde Fluidentwicklung und die Sukzession der Festkörpereinschlüsse in den Quarzkristallen, so können die Bildungsbedingungen alpiner Kluftmineralparagenesen schrittweise in Erfahrung gebracht werden.

2. Entwicklung der Fluidzusammensetzung in Zerrklüften der Schweizer Alpen während der alpidischen Metamorphose

Die Ergebnisse einer systematischen Bearbeitung der Fluideinschlüsse in Kluftquarzen der Schweizer Alpen ²⁾ lassen sich mit dem Blick auf die alpidische Metamorphose thematisch nach verschiedenen Gesichtspunkten gliedern. Zwei davon sind:

- a) Die Darstellung der Fluidzusammensetzung in Kluftquarzen auf einer thematischen Karte der Schweiz.
- b) Die Darstellung der Fluidfelder im PT-Diagramm.

a) Verteilung der Fluidzusammensetzung in Kluftquarzen der Schweizer Alpen

Die Zusammensetzung der Fluids im Porenraum der Gesteine wird hauptsächlich vom Gesteinschemismus, der Fluidmigration und von den PT-Verhältnissen kontrolliert, denen das Gestein ausgesetzt ist. Dabei darf angenommen werden, daß die Fluideinschlüsse im Innern der Quarzkristalle einen Teil jener Fluids darstellen, die zur Zeit der Einschlußbildung im Gestein vorlagen. In einer der laufenden Forschungsarbeiten wird nun die früheste Zusammensetzung der Fluideinschlüsse in Kluftquarzen von > 300 Lokalitäten der Schweizer Alpen bestimmt.

Vorläufige Ergebnisse sind in einer Kartenskizze der Schweiz schematisch zusammengestellt (Fig. 1).

- 1) Def.: Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse = Fluideinschlüsse.
- 2) Die Fluideinschlüsse in Quarzkristallen wurden mit den Methoden der Gaschromatographie, der Massenspektrometrie, der Ramanspektroskopie, überwiegend aber mit der Methode der Mikrothermometrie untersucht. Letztere ist in POTY et al. (1976) eingehend beschrieben. Die verwendete Meßapparatur besteht aus einem Durchlichtmikroskop, das mit einer Heiz- und Kühlanlage (Typ CHAIX MECA) ausgerüstet ist. Damit können die Phasenübergänge der Fluideinschlüsse zwischen - 180 und + 600⁰ C beobachtet und gemessen werden.

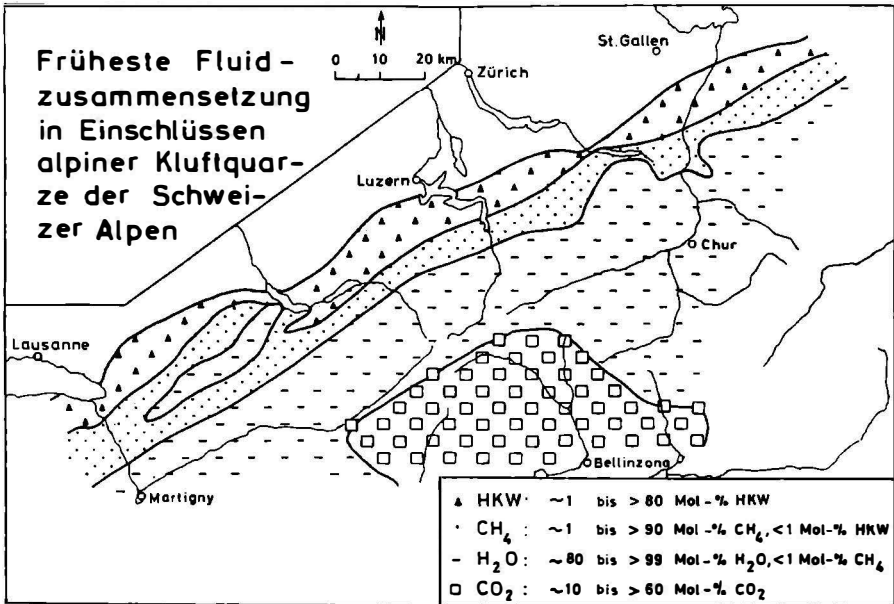


Fig. 1: Fluidkarte der Schweizer Alpen. Darstellung der vorläufigen Ergebnisse.

Von NW nach SE können in den Schweizer Alpen 4 Fluidfelder unterschieden werden:

- HKW-Feld: ~1 bis >80 Mol % höhere Kohlenwasserstoffe (HKW), (H₂O, NaCl, CO₂, CH₄,...)
- Methanfeld: ~1 bis >90 Mol % CH₄, <1 Mol % HKW, (H₂O, NaCl, H₂S, CO₂,...)
- Wasserfeld: ~80 bis >99 Mol % H₂O, <1 Mol % CH₄, (NaCl, H₂S, CO₂, N₂,...)
- Kohlendioxidfeld: ~10 bis >60 Mol % CO₂, (H₂O, NaCl, H₂S, CH₄, N₂,...)

Die Veränderung der Fluidzusammensetzung in den Einschlüssen und damit im Gestein geht mit dem Anstieg der alpidischen Regionalmetamorphose von NW nach SE einher (vgl. hierzu die Metamorphosekarte von NIGGLI et al., 1973, FREY et al., 1974, FREY et al., 1980). - Das Wasserfeld im Methanfeld der westlichen Schweizer Alpen läßt auf einen Deckentransport nach der Metamorphose der Gesteine schließen (MULLIS, 1979). - Erste Mitteilungen über das Auftreten regional verbreiteter Fluidvorkommen wurden von STALDER (1964), TOURAY et al. (1970), STALDER & TOURAY (1970) und POTY & STALDER (1970) gemacht.

Das Auftreten von höheren Kohlenwasserstoffen im nordwestlichen Teil der Schweizer Alpen kann als Maturationsprodukt organischer Substanzen gedeutet werden, welches während der Versenkung der Sedimentgesteine entstand. Mit zunehmender Temperatur und steigendem Druck wurden die HKW zu Methan gekrückt. Methan wurde auch als Volatilisationsprodukt von terrigenem Kerogen freigesetzt. Der Übergang vom Methanfeld ins Wasserfeld kann zur Zeit noch nicht endgültig inter-

pretiert werden. Das Vorkommen von >10 Mol % CO₂ südlich des Alpenkammes deutet auf Dekarbonatisationsprozesse hin, es kann aber auch organischer oder juveniler Herkunft sein (HOEFS & STALDER, 1977). $\delta^{13}\text{C}$ -Untersuchungen an Fluideinschlüssen sind zur Zeit im Gange.

b) Darstellung der Fluidfelder im PT-Diagramm

Unter besonderen Bedingungen können die Fluideinschlüsse als Geothermometer und -barometer verwendet werden. Dies ist der Fall, wenn wasser- und methanreiche Einschlüsse gleichen Alters im Kristall vorliegen. Dabei müssen die wasserreichen Einschlüsse zur Zeit ihrer Bildung an Methan gesättigt gewesen sein, damit ihre Homogenisationstemperatur als minimale Bildungstemperatur verwendet werden darf.

Bei hinreichender Reinheit der methanreichen Einschlüsse kann mit der Methode der Mikrothermometrie die Dichte des eingeschlossenen Gases und damit dessen Isochore bestimmt werden. Durch Projektion der gemessenen minimalen Bildungstemperatur auf die ermittelte Methanisochoire läßt sich der minimale Bildungsdruck der Einschlüsse und der Quarzkristalle ermitteln.

Nach diesem Vorgehen wurden die minimalen Bildungstemperaturen und -drücke der frühesten Einschlüsse und deren Quarzgenerationen bestimmt. Durch Übertragung der erhaltenen Werte in ein PT-Diagramm läßt sich das "Stabilitätsfeld" des Methans in den Externbereichen der Schweizer Alpen definieren (Fig. 2).

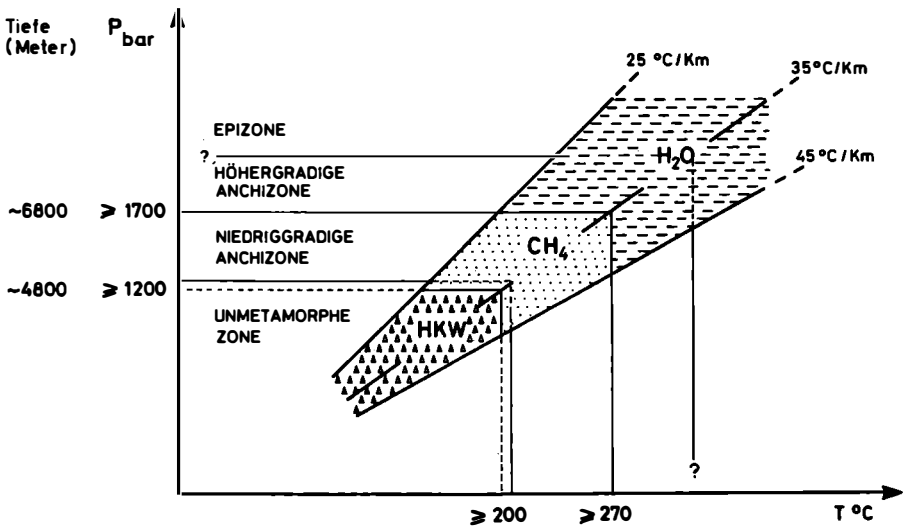


Fig. 2: PT-Diagramm der Fluidfelder in den Externbereichen der Schweizer Alpen.

Dieses wird bei $\geq 2000^\circ\text{C}$ und ≥ 1200 bar gegen das HKW-Feld und bei $\geq 2700^\circ\text{C}$ und ≥ 1700 bar gegen das Wasserfeld hin abgegrenzt (MULLIS, 1979). - Die gewonnenen Erkenntnisse erhalten bei der Prospektion von Erdöl und Erdgas eine zunehmende Bedeutung.

3. Fluidentwicklung und PT-Verlauf der Einschlußbildung während der retrograden alpidischen Metamorphose

Aufgrund einer differenzierten Studie der Fluideinschlüsse lassen sich in den untersuchten Lokalisationen mehrere Fluidgenerationen unterscheiden, welche bei retrograden Metamorphosebedingungen in den Quarzkristall eingebaut wurden (Arbeiten in Vorbereitung).

2 Arten von retrograder Fluidentwicklung lassen sich voneinander unterscheiden: eine allgemeine und eine komplexe Fluidentwicklung. Bei der allgemeinen Fluidentwicklung nimmt der Gehalt an CO_2 und an gelösten Salzen (als NaCl-Äquivalente betrachtet) mit abnehmender Metamorphose ab, während der Wassergehalt kontinuierlich zunimmt. Findet aber während der allgemeinen Fluidentwicklung eine episodische Anreicherung von Gas in den Zerrklüften statt, so liegt der Typ einer komplexen Fluidentwicklung vor.

In Anlehnung an POTY et al. (1974), MULLIS (1976) und WAGNER et al. (1977) sowie unter Anwendung der PVT-Daten des Systems $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ von BOWERS & HELGESON (1983) läßt sich der PT-Pfad der Quarzkristallisation und der Einschlußbildung während der retrograden Metamorphose approximativ ermitteln. So wurden die Fluids im Gotthardmassiv während der allgemeinen retrograden Entwicklung bei kontinuierlich abnehmenden Drucken und Temperaturen im PT-Bereiche von ~ 4 bis ~ 2 kb und ~ 400 bis $\sim 200^\circ\text{C}$ in den wachsenden Quarzkristall eingeschlossen. Anders verhält es sich bei der komplexen Fluidentwicklung, bei der infolge Druckgefälle gasreiche Fluids in den Klüften angereichert und in den gleichzeitig ausgefallten Zepterquarz eingebaut wurden.

Am Beispiel eines Quarzvorkommens vom Steinental kann dieser Sachverhalt eindrücklich gezeigt werden (Fig. 3): Gewöhnlicher Quarz vom Tessinerhabitus kristallisierte aus einer mit CO_2 angereicherten wässrigen Lösung, bei Temperaturen von $\geq 400^\circ\text{C}$ und Drucken von ≥ 4 kb. Tektonische Vorgänge im Gebirgskörper führten dann zur Erweiterung der Kluft. Die Folge davon war ein Druckgefälle von > 2 kb in der Kluft, was zur Entmischung der mit CO_2 angereicherten wässrigen Lösung in eine CO_2 -reiche und in eine wasserreiche Phase führte (Tab. 1: Gen. 1 und 2). Die Löslichkeit der Kieselsäure in der gasreichen "sauren" Phase wurde beim vorliegenden Druckgefälle stark erniedrigt. Dies führte zu einer schnellen Quarzausscheidung in der Form des Zepterwachstums. Im Zuge der retrograden Fluidentwicklung schließlich wurde die Zerrkluft wiederum mit wässriger Lösung gefüllt und der Fluiddruck dem lithostatischen Druck angenähert (Tab. 1: Gen. 3 und 4). Dieser Wachstumsmechanismus wurde bereits von MULLIS (1976) beschrieben und bildet den Gegenstand weiterer Forschungsarbeiten. Dabei kommt dem Studium der Zepterquarze eine zunehmende Bedeutung in Hinblick auf die generellen Fragen nach der Entmischung und Migration der Fluids im Gestein zu.

Generation	H_2O	CO_2	NaCl
1	78,7	20,1	1,2
2	68,6	31,4	?
3	98,5	0,0	1,5
4	99,6	0,0	0,4

Tab. 1: Approximative Fluidzusammensetzung der Quarzkristalle vom Steinental (in Mol %; Salzgehalt in NaCl-Äquivalenten).

STEINENTAL

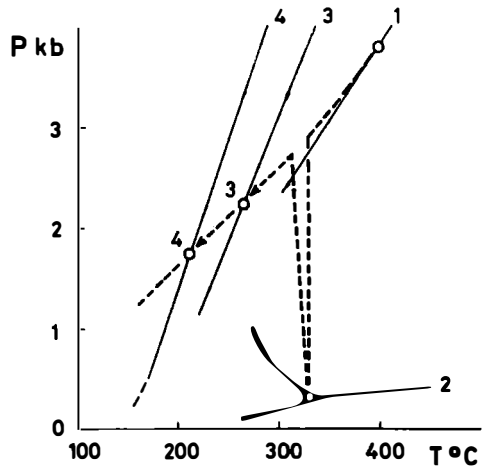
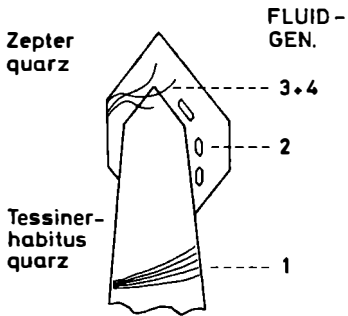


Fig. 3: Fluidmischung und Zepterquarzwachstum am Beispiel eines Quarzvorkommens vom Steinental (Simplongebiet). Infolge brücker Klufferweiterung, Druckgefälle und Fluidmischung wird die gasreiche, emulsionsartige Phase an Kieselsäure übersättigt: es kristallisiert der Zepterquarz.

4. Beschreibung und erste genetische Interpretation alpiner Kluftmineralparagenesen

Während des Wachstums der Quarzkristalle werden neben den Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen auch Festkörper in den Quarzkristall eingebaut. Sie bestehen aus Gesteinsbruchstücken und bereits gebildeten anderen Mineralen. Durch Erschütterung des Gesteins werden diese häufig von den Kluftwänden abgeschert und auf darunterwachsende Quarzkristalle aufgestreut. Dort bilden sie dünne Mineral- und Gesteinsdepots und können gelegentlich vom Quarzkristall umwachsen und phantomartig eingeschlossen werden. Die außerhalb der Quarze im Kluftraum verbleibenden Minerale unterliegen den durch PT und X gegebenen Gleichgewichtsbedingungen. Werden nun diese durch äußere Einflüsse plötzlich verändert, so kann ein Teil der vorhandenen Mineralparagenese aufgelöst und unter den neuen Gleichgewichtsbedingungen in Form anderer Minerale wiederum auskristallisiert werden. Die Festkörpereinschlüsse in Quarzkristallen sind dann die einzig überbleibenden Zeugen der einstigen Frühparagenese. Zusammen mit den Fluideinschlüssen dienen sie zur Rekonstruktion des veränderten Wachstumsmilieus.

Das Zusammenspiel von Quarzwachstum, Fluidentwicklung und Kristallisation verschiedener Mineralparagenesen wurde an über 50 Klüften untersucht (Arbeiten in Vorbereitung). Das Ineinandergreifen von Fluidentwicklung und Mineralsukzession vor, während und nach dem Wachstum der Quarzkristalle soll am Beispiel einer Rauchquarkluft vom Zinggenstock (Aar-Massiv) in Fig. 4 vorgestellt werden: Biotit, Epidot, Albit, Apatit, Chlorit, Ilmenit, Brannerit, Titanit, Monazit, Xenotim und Anatas kristallisierten bis zum Ende der 2. Quarzgeneration aus einer wasserreichen Phase. Gegen Ende des Quarzwachstums diffundierte infolge tektonischer Gebirgsbewegungen CO_2 ins Kluftsystem. Die Minerale Epidot, Ilmenit, Titanit und Chlorit waren mit der neuen Mutterlösung nicht mehr im Gleichgewicht und wurden aufgelöst. Im CO_2 -angereicherten Milieu gelangte eine

neue Mineralparagenese zur Auskristallisation: Rutil, Phengit und Ankerit.
 Folgende Brutto-Mineralreaktionen lassen sich herleiten:

1. Titanit + CO₂ = Calcit + Rutil + Quarz
2. Ilmenit + CO₂ = Siderit + Rutil
3. Epidot + K⁺ + 1/4 Fe⁺⁺ + H₂O + 2 CO₂ = Phengit + 2 Calcit + 1/4 Fe⁺⁺⁺ + H⁺
4. Chlorit + K⁺ + 3 CO₂ = Phengit + 3 Siderit + Mg⁺⁺ + 3 H₂O

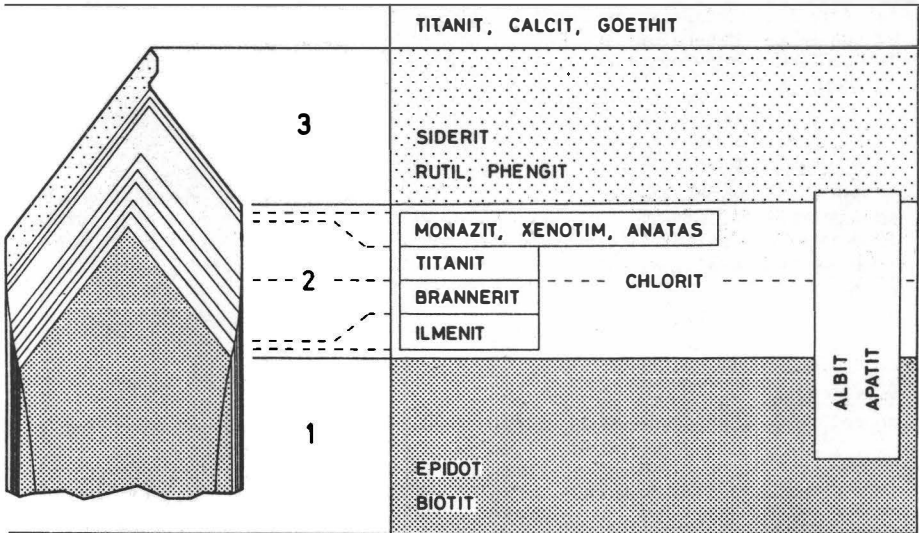


Fig. 4: Zusammenspiel von Quarzwachstum, Kristallwachstum, Kristallisation der Mineralparagenese und Fluidentwicklung, dargestellt an einer Rauchquarzkluft vom Zinggenstock.

Generation	H ₂ O	CO ₂	NaCl
1	97,1	0,7	2,2
2 früh	96,7	0,7	2,6
3 früh	93,8	3,3	2,9

Tab. 2: Approximative Fluidzusammensetzung der Quarzkristalle vom Zinggenstock (in Mol %; Salzgehalt in NaCl-Äquivalenten).

Aufgrund des mengenmäßigen Überwiegens der Ausgangsminerale Chlorit und Ilmenit ist als Teilprodukt nur wenig Calcit zu erwarten. Sein Kationenanteil wurde entweder in den Siderit eingebaut oder kam erst später als Calcit zur Auskristallisation. Ein geringer Teil des Magnesiums wurde ebenfalls dem Siderit "beigemischt", während der überwiegende Teil offensichtlich in Lösung verblieb.

Reaktion 1 wurde experimentell durch HUNT & KERRICK (1977) überprüft: sie war von WAGNER et al. (1972) zum ersten Mal in den Schweizer Alpen beobachtet worden. Die Reaktionen 2 bis 4 gehen nur aus Beobachtungen hervor und sind experimentell und thermodynamisch noch zu verifizieren. Reaktion 3 wurde zum ersten Mal von POTY (1969) im Mont-Blanc-Massiv beschrieben. In der Schweiz konnte sie erstmals an Hand der beschriebenen Kluft vom Zinggenstock nachgewiesen werden (Tonbildschau, Naturhistorisches Museum Freiburg, 1978). 1980 haben STALDER und STALDER & RYKART ähnliche Beobachtungen aus anderen Teilen der Schweizer Alpen mitgeteilt.

Das eben diskutierte relativ einfache Beispiel verweist auf eine bislang wenig genutzte Chance der Einschlußforschung: man kann mit ihrer Hilfe die Rahmenbedingungen der Mineralbildung, -auflösung und -neubildung in alpinen Zerrklüften während der retrograden alpidischen Metamorphose schrittweise in Erfahrung bringen.

5. Verdankungen

In der vorliegenden Arbeit wird ein Teil der Ergebnisse einer mehrjährigen Forschungsarbeit zusammengefaßt, welche vom Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in verdankenswerter Weise durch mehrere Projekte unterstützt wurde: Projekt Nr. 2.645-0.72, Nr. 2.529-0.76, Nr. 2.240-0.79.

6. Literatur

- BOWERS, T.S. & HELGESON, H.C. (1983): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 1247-1275.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso - a review. *Eclogae geol. Helv.* 73, 527-546.
- , HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JAEGER, E. & NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A Review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 247-290.
- HOEFS, J. & STALDER, H.A. (1977): Die C-Isotopenzusammensetzung von CO_2 -haltigen Flüssigkeitseinschlüssen in Kluftquarzen der Zentralalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 57, 329-347.
- HUNT, J.A. & KERRICK, D.M. (1977): The stability of sphene; experimental re-determination and geologic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 279-288.
- MULLIS, J. (1976): Das Wachstumsmilieu der Quarzkristalle im Val d'Illiez (Wallis, Schweiz). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 219-268.
- (1979): The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Minér.* 102, 526-536.
- NIGGLI, E. et al. (1973): Metamorphic map of the Alps. Sub-Commission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World: Leiden-Paris.

- POTY, B. (1969): La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont Blanc. Thèse Univ. Nancy (Sci. de la Terre, Mém. 17).
- , LEROY, J., & JACHIMOWICZ, L. (1976): Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmecca. Bull. Minér. 99, 182-186.
- & STALDER, H.A. (1970): Kryometrische Bestimmungen der Salz- und Gasgehalte eingeschlossener Lösungen in Quarzkristallen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50, 141-154.
- , STALDER, H.A. & WEISBROD, A.M. (1974): Fluid inclusion studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, 717-752.
- STALDER, H.A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet (Mittleres Aarmassiv). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 44, 187-398.
- (1980): Die Mineralien des Gotthardstraßentunnels. Mineralienfreund 18, 105-132.
- & RYKART, R. (1980): Epidot-Hohlformen in Quarzkristallen. Schweizer Strahler 5, 320-323.
- & TOURAY, J.C. (1970): Fensterquarze mit Methan-Einschlüssen aus dem westlichen Teil der schweizerischen Kalkalpen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50, 109-130.
- TOURAY, J.C., VOGLER, M. & STALDER, H.A. (1970): Inclusions à hydrocarbures liquéfiés dans les quartz de Zingel/Seewen (Suisse). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50, 131-139.
- WAGNER, A., FREY, M., QUADRIO, F., SCHWARTZKOPF, J. & STALDER, H.A. (1972): Die Mineralfundstellen von Camperio und Campo Blenio, Kanton Tessin. Jb. Naturhist. Mus. Bern 1969-1971, 277-360.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M. & JAEGER, E. (1977): Cooling Ages derived by Apatite Fission-track, Mica Rb-Sr and K-Ar dating: the Uplift and Cooling History of the Central Alps. Padova, Soc. Coop. tipografica.

MINERALOGIE DER SULFATE

von

J. Zemann, Wien

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

am 7. Mai 1984

Sulfatminerale enthalten als charakteristischen elektronegativen Bestandteil die Sulfatgruppe. Es ist folglich angebracht, zunächst allgemein die Sulfatgruppe und ihr Auftreten in der Natur zu behandeln. Sie hat die Formel $(SO_4)^{2-}$; der Schwefel ist in ihr positiv sechswertig. Ihre Gestalt ist die eines (schwach verzerrten) Tetraeders, in welchem die Sauerstoffatome an den Ecken und der Schwefel im Zentrum sitzen. Der durchschnittliche Abstand S-O mißt 1,47 Å ($1\text{Å} = 10^{-7}\text{ mm} = 0,0000001\text{ mm}$). In Mineralien treten die Sulfatgruppen immer getrennt voneinander auf: ein wesentlicher Unterschied gegenüber den silikatischen Mineralien, wo eine Verknüpfung der SiO_4 -Tetraeder über Ecken sehr verbreitet ist. Ist an einen der Sauerstoffatome der Sulfatgruppe ein Wasserstoffatom gebunden, liegt also eine $(SO_3OH)^-$ -Gruppe vor, so spricht man von einem sauren Sulfat. In der Natur gibt es dafür nur vereinzelte Beispiele, z.B. das Fumarolenmineral Mercallit, $K(SO_3OH)$.

Sulfatgruppen können sich rein anorganisch bilden. Offensichtliche Beispiele dafür sind verschiedene Sulfatminerale in vulkanischen Exhalationen oder Baryt in magmatischen Karbonatiten. Im Bereich der Biosphäre spielen jedoch auch Bakterien für die Bildung von Sulfaten aus Sulfiden, aber ebenso für den Abbau von Sulfaten zu Schwefelwasserstoff und elementarem Schwefel eine große Rolle. Ein Beispiel für die letztere Art bilden Schwefellagerstätten, die aus Gips entstanden sind, z.B. jene in Polen. Hier ist anzumerken, daß es besonders im biogenen Schwefelkreislauf zu meßbaren Verschiebungen des Isotopenverhältnisses gegenüber dem Durchschnitt kommt: dieser beträgt 94,94 % ^{32}S , 0,77 % ^{33}S , 4,27 % ^{34}S und 0,02 % ^{36}S . Schwefelisotopenmessungen spielen bei der Klärung genetischer Fragen von Sulfaten, z.B. in Gipslagerstätten, bisweilen eine wichtige Rolle.

Die Mineralogie der Sulfate kann hier nur punktuell behandelt werden. Die Besprechung muß sich auf die Calciumsulfate, Baryt und Cölestin, einige Magnesiumsulfate, Alunit und einige wenige Beispiele der Sulfate der Oxidationszone von Erzlagerstätten beschränken.

Gips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$, monoklin) und Anhydrit ($CaSO_4$, rhombisch) sind typische Minerale des Beginns der Bildung ozeanischer Salzlagerstätten. Sie kommen aber auch anderswo vor: der Gips z.B. schwebend gebildet in oxidierten mergeligen Tonen, die Eisensulfide führen, der Anhydrit z.B. auch als Gangart auf Erzgängen.

Die Literaturangaben über die Grenze zwischen Gips und Anhydrit als stabile Bodenkörper reiner wässriger $CaSO_4$ -Lösungen schwanken von 38 bis 580 °C. Die Schwierigkeit der Bestimmung liegt in der Trägheit der Kinetik unterhalb ~ 700 °C. Im ganzen Bereich von 0 °C bis zum Umwandlungspunkt enthält die Lösung (mit Gips als Bodenkörper) ca. 0,2 g $CaSO_4$ pro 100 g H_2O . Darüber sinkt (mit Anhydrit als Bodenkörper) der $CaSO_4$ -Gehalt der Lösung auf ca. 0,07 g $CaSO_4$ pro 100 g H_2O bei 100 °C. In stärker NaCl-haltigen Lösungen ist die Löslichkeit beträchtlich höher und die Grenze Gips-Anhydrit verschiebt sich zu tieferen Temperaturen.

Die Morphologie der Gipskristalle ist meist recht einfach; dennoch herrscht in der Literatur eine erstaunliche Vielfalt an Aufstellungen. In der Formentwicklung tritt die Richtung einer Gittergeraden mit einem Identitätsabstand von 6,27 Å deutlich hervor: sie wird morphologisch wohl stets als c-Achse gewählt.

Die wichtigsten Formen sind das Flächenpaar $\{010\}$ - parallel dazu spaltet der Gips vollkommen -, ein Prisma $\{hk0\}$ und ein weiteres, dazu schräges Prisma. Zwillinge nach (100) sind weit verbreitet (Schwalbenschwanz-Zwillinge), Zwillinge nach einer anderen $(h0l)$ -Fläche (Montmartre-Zwillinge) sind viel seltener.

Der Gips zeigt eine Reihe interessanter Eigenschaften: Die Kristalle sind plastisch verformbar (Translation), die Wärmeleitfähigkeit ist deutlich richtungsabhängig, und der optische Achsenwinkel sinkt (für gelbes Na-Licht) von 58° bei Raumtemperatur auf 0° bei ca. 91°C .

Die Struktur des Gipses ist durch $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ -Schichten parallel zu (010) charakterisiert. In diesen sind die Ca^{2+} -Ionen von sechs Sauerstoffatomen der Sulfatgruppen und weiter von zwei Wassermolekülen umgeben. Innerhalb dieser Schichten heben sich durch Kantenverknüpfungen zwischen den Koordinationspolyedern um Ca^{2+} und den Sulfatgruppen Ketten deutlich hervor (Abb. 1a); diese haben die schon erwähnte Identitätsperiode von $6,27 \text{ \AA}$. Alle S-O- und Ca-O-Bindungen sowie die Hälfte der Wasserstoffbrückenbindungen liegen innerhalb der $[\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ -Schichten; damit ist die vollkommene Spaltbarkeit parallel (010) strukturell leicht deutbar.

Der Anhydrit wurde zuerst Ende des 18. Jahrhunderts als Muriazit von Hall in Tirol beschrieben, aber zunächst für ein wasserhaltiges Calciumchlorid gehalten. Er ist deutlich härter als der Gips (Härte nach Mohs 3,5 gegenüber 2 für Gips) und hat eine beträchtlich höhere Dichte ($3,0 \text{ g/ccm}$ gegenüber $2,3 \text{ g/ccm}$ für Gips). Die Morphologie ist wieder meist recht einfach, die Spaltbarkeit ist nach zwei Endflächen vollkommen.

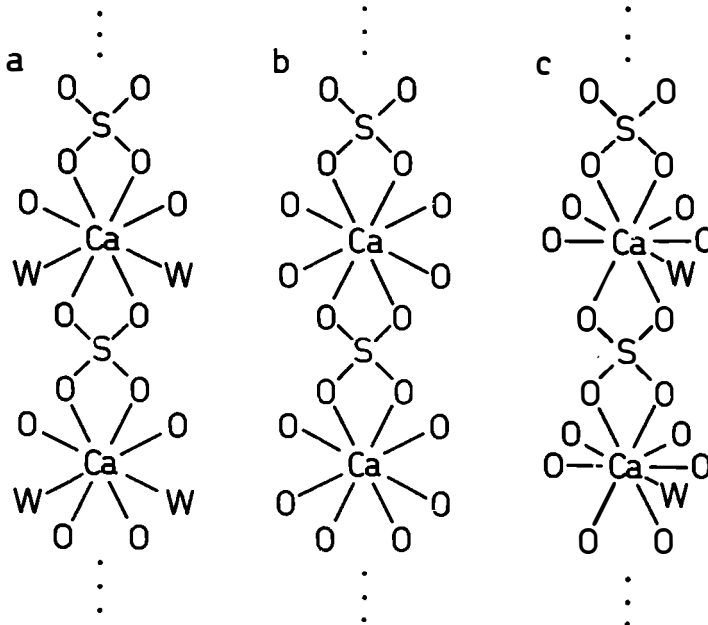


Abb. 1. Schematische Darstellung der Calciumsulfatketten in a) Gips, b) Anhydrit und c) Bassanit.

Die Struktur des Anhydrites enthält ähnliche Calciumsulfat-Ketten wie der Gips (Abb. 1b). Diese sind in einer Ebene analog verknüpft wie die entsprechenden Zirkonsilikat-Ketten im Zirkon, senkrecht dazu aber anders (Abb. 2).

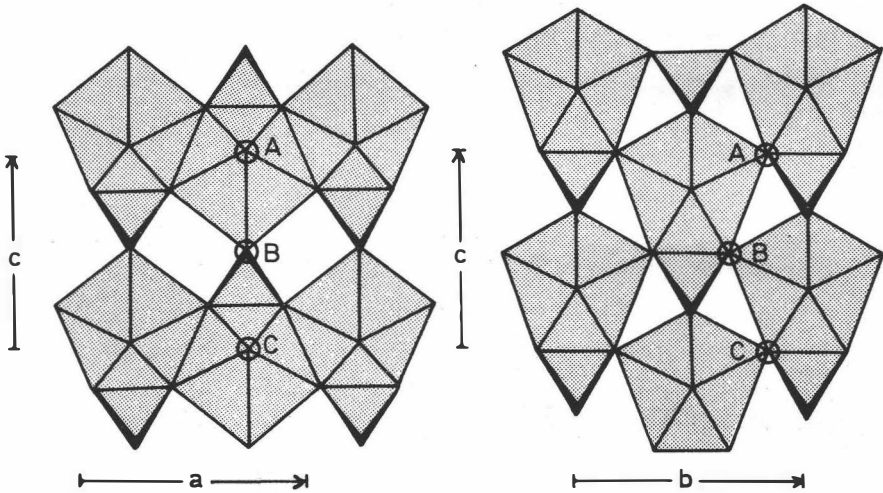


Abb. 2. Verknüpfung der Calciumsulfatketten im Anhydrit in zwei senkrecht aufeinander stehenden Ebenen (nach F.C. Hawthorne u. R.B. Ferguson, 1975). Es sind nur die Sulfattetraeder bzw. die Koordinationspolyeder um Ca^{2+} dargestellt. Die beiden hervorgehobenen Schichten sind z.B. über die Atome A, B und C miteinander verknüpft.
 $a = 7,00 \text{ \AA}$, $b = 7,00 \text{ \AA}$, $c = 6,24 \text{ \AA}$.

Obwohl der Anhydrit entsprechend seiner Symmetrie optisch zweiachsig ist, ähneln die optischen Eigenschaften denen eines positiv einachsigen Kristalls mit $n_e - n_o = + 0,04$; die Richtung der "optischen Achse" fällt mit der Richtung der Calciumsulfat-Ketten zusammen.

Gips und Anhydrit sind wichtige mineralische Rohstoffe, die in größten Mengen abgebaut werden. Die Weltproduktion liegt über 50 Mill. Jahrestonnen; Österreich produzierte im Jahre 1980 über 800.000 Tonnen.

Im Zusammenhang mit Gips und Anhydrit darf auch der Bassanit (\sim Calciumsulfat-Halbhydrat, $\text{CaSO}_4 \cdot 1/2 \text{ H}_2\text{O}$) nicht vergessen werden. Obwohl in der Natur selten, spielt er - durch "Brennen" von Gips künstlich hergestellt - in der Technik eine große Rolle. Er enthält recht ähnliche Calciumsulfatketten wie Gips und Anhydrit, wobei das Calcium aber durch ein zusätzliches Wassermolekül teilweise eine 9-Koordination hat (Abb. 1c). Diese Ketten sind zu einer (pseudo)-trigonalen Struktur mit Kanälen parallel zur Hauptachse verbunden. Das Wasser ist relativ locker gebunden.

Im Zuge der Entschwefelung der Abgase kalorischer Kraftwerke fallen immer größere Mengen an Gips- bzw. Calciumhalbhydratschlämmen an. Ihre technische Nutzung kann eine gewisse Verschiebung im Bedarf an natürlichem Gips herbeiführen.

Baryt, $BaSO_4$, und Cölestin, $SrSO_4$, sind zwar geochemisch nicht die wesentlichen Barium- bzw. Strontiumträger der Erdkruste - das sind der Kalifeldspat für Barium und der Plagioklas für Strontium -, sie sind aber die verbreitetsten und technisch wichtigsten Mineralien mit diesen beiden Elementen als Hauptbestandteilen.

Baryt und Cölestin sind isotyp. Sie sind wie der Anhydrit rhombisch, sind aber sonst mit diesem nicht näher verwandt; das ersieht man am einfachsten aus der völlig verschiedenen Spaltbarkeit.

Der häufigere Baryt ist sehr unterschiedlicher Entstehung. Diese reicht von magmatischer Bildung in Karbonatiten über Gänge bis zur sedimentären Bildung. Damit im Zusammenhang ist auch die morphologische Entwicklung recht abwechslungsreich (Abb. 3). Sie ist, wie auch bei vielen anderen Mineralien, noch keineswegs ausreichend phänomenologisch und experimentell erforscht. Besonders auffällig ist der Baryt durch seine hohe Dichte von 4,5 g/ccm, von der sowohl der heutige internationale Name wie der deutsche Name Schwerspat herrührt. Auf der hohen Dichte beruht auch seine mengenmäßig umfangreichste Verwendung, nämlich die als Zusatz zu Spülwässern bei Bohrungen.

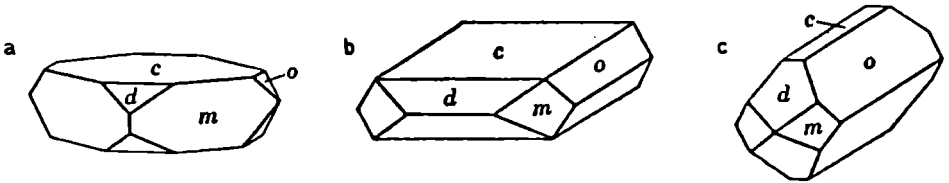


Abb. 3. Drei morphologische Entwicklungen des Baryts (Nach "Dana's System of Mineralogy".) Die Formen c und m geben zugleich die Richtungen der sehr guten Spaltbarkeiten.

Der Cölestin ist deutlich stärker als der Baryt an (salinare) Sedimente gebunden.

Die Kristallstrukturen von Baryt und Cölestin sind durch eine 12-Koordination um Ba^{2+} bzw. Sr^{2+} charakterisiert, wobei natürlich die Ba-O-Abstände etwas größer als die Sr-O-Abstände sind (Mittelwert der 12 Ba-O-Abstände 2,95 Å, der 12 Sr-O-Abstände 2,83 Å).

Von den Magnesiumsulfaten sollen hier der Kieserit, der Epsomit und ein erst vor kurzem entdecktes Mineral aus untermeerischen Exhalationen behandelt werden.

Der monokline Kieserit, $MgSO_4 \cdot H_2O$, ist ein keineswegs seltenes, aber unscheinbares Mineral der ozeanischen Salzlagerstätten, namentlich des sogenannten Hartsalzes, wo er gesteinsbildend zusammen mit Kalisalzen vorkommt. Er ist für ein Salzmineral relativ hart (Mohs'sche Härte 3,5) und besitzt eine ziemlich hohe positive Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha = 0,06$. Sein atomarer Aufbau ist eng mit jenem des Titanits verwandt, und zwar so, daß die dortige Ca-Position unbesetzt ist: $CaTiO(SiO_4) \rightarrow Mg(H_2O)(SO_4)$. Schöne Kristalle von Kieserit sind selten; bekannt dafür ist Hallstatt.

Der Epsomit, $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, kommt vor allem als Ausblühung auf Erzlagerstätten vor. Er ist das typische mineralogische Beispiel für die Kristallklasse rhombisch disphenoidisch. Seine Bestandteile sind in den Bitterwässern gelöst; damit im Zusammenhang geht sein Name auf den englischen Badeort Epsom zurück. - Die Struktur des Epsomites ist dadurch charakterisiert, daß sechs Wasser-

moleküle des Mg^{2+} oktaedrisch umgeben, während das siebente nur Sauerstoffatome als Nachbarn hat. Will man das betonen, so schreibt man die Formel $[Mg(H_2O)_6](SO_4) \cdot H_2O$.

Ein unscheinbares, aber höchst interessantes Magnesiumsulfat kommt zusammen mit Anhydrit als untermeerische hydrothermale Bildung in den sogenannten "Black Smokers" vor, die auch Sulfide enthalten. Es fällt auch künstlich aus dem Meerwasser aus, wenn man dieses auf die entsprechenden Temperatur-Druck-Bedingungen bringt. Es hat die chemische Zusammensetzung $3MgSO_4 \cdot Mg(OH)_2 \cdot H_2O$; durch seine Ausscheidung wird das Meerwasser also sauer und damit chemisch aggressiv. Die Kristallstruktur konnte aufgeklärt werden. Die tetragonale Elementarzelle enthält von obiger Einheit vier Drittel. Die Atomanordnung enthält Stäbe von Koordinationsoktaedern um die Magnesiumionen, die über Flächen verknüpft sind. Allerdings ist die Mg-Position nur zu zwei Dritteln besetzt; dennoch müssen die Mg^{2+} -Ionen z.T. über Flächen verbundene Oktaeder besetzen. Die Hydroxylgruppen und Wassermoleküle nehmen gemeinsam eine Punktlage ein.

Von den aluminiumreichen Sulfaten ist der Alunit, $KA_3(OH)_6(SO_4)_2$, ein typisches Mineral der Sulfataneinwirkung auf silikatische Gesteine (Alunitisierung). Er ist meist unscheinbar; Gesteine, die reich an Alunit sind, haben aber eine gewisse technische Bedeutung. Die Struktur ist durch $[Al_3(OH)_6(SO_4)_2]^{-1}$ -Schichten charakterisiert; diese werden durch die K^+ -Ionen zusammengehalten.

Abschließend sollen einige Eisensulfate der Oxidationszone erwähnt werden. Der gelbe bis braune Jarosit, $KFe_3(OH)_6(SO_4)_2$, ist das Fe^{3+} -Analogon zum Alunit. Er ist keineswegs besonders selten; da er aber sehr zur Ausbildung von Krusten und kleinster Kriställchen neigt, kann er leicht übersehen werden.

Ein recht häufiges Oxidationsmineral von Eisensulfiden ist der trikline Copiapit, $MgFe_4(OH)_2(SO_4)_6 \cdot 20H_2O$, der als gelbe Blättchen auftritt. Er enthält sehr kompliziert gebaute $[Fe_4(OH)_2(SO_4)_6(H_2O)_8]^{2-}$ -Ketten, die durch $[Mg(H_2O)_6]^{2+}$ Oktaeder und Wassermoleküle miteinander verknüpft werden.

Von seinem Aufbau her ist der ebenfalls in Blättchen vorkommende rhombische Rhomboklas bemerkenswert. Man hielt ihn früher meist für ein wasserhaltiges saures Eisensulfat. Die Strukturbestimmung hat jedoch ergeben, daß er normale $(SO_4)^{2-}$ -Tetraeder enthält, aber nicht nur Wassermoleküle, sondern auch $(H_5O_2)^+$ -Gruppen. Seine Formel lautet $(H_5O_2)Fe^{3+}(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$.

Aus der beträchtlichen Zahl von sekundären Sulfaten sollen nur noch zwei Vertreter mit einem wesentlichen Eisengehalt erwähnt werden, die wegen ihrer optischen Eigenschaften und wegen ihres atomaren Aufbaus interessant sind: die monoklinen Mineralien Yavapait, $KFe^{3+}(SO_4)_2$, und Krausit, $KFe^{3+}(SO_4)_2 \cdot H_2O$.

Die optischen Eigenschaften des Yavanpait's ähneln denen eines optisch einachsigen negativen Kristalls mit $n_e - n_o = -0,10$, wobei die "optische Achse" ungefähr senkrecht auf (100) steht. Der Krausit ist hingegen optisch positiv mit $n_\gamma - n_\alpha = 0,14$; er hat also eine Doppelbrechung, welche von jener des Kalkspates nicht mehr allzu weit entfernt ist. Der größte Brechungsquotient liegt parallel [010], der kleinste ungefähr winkelhabierend zwischen [100] und [001].

In beiden Fällen existiert ein klarer Zusammenhang zwischen Optik und Struktur. Der Yavapait enthält sehr dicht gepackte $[Fe(SO_4)_2]^{-}$ -Schichten senkrecht zur (pseudo)optischen Achse. Der Krausit hingegen enthält $[Fe(SO_4)_2H_2O]^{-}$ -Bänder, die in Richtung des größten Brechungsquotienten verlaufen; der kleinste Brechungsquotient liegt ungefähr senkrecht zur Bandenebene.

Die sekundären Sulfatminerale sind nicht nur für den Sammler ein reizvolles Gebiet, sondern ebenso für den wissenschaftlichen Mineralogen. Von den zahlreichen Problemen konnten hier nur Einzelbeispiele gegeben werden.

Literatur

Auf ein Verzeichnis der benützten Originalarbeiten muß aus Platzmangel leider verzichtet werden. Es sei nur auf folgende zusammenfassende Werke verwiesen:

"Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie", 8. Aufl., Calcium, Teil 8-Lieferung 3. Weinheim: Verlag Chemie, 1961.

"Handbook of Geochemistry" II-2 (Ed.: K.H. Wedepohl) Sulfur-16. Berlin-Heidelberg-New York: Springer, 1972-1978.

"Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie". 16. Aufl., bearbeitet v. P. Ramdohr u. H. Strunz. Stuttgart: Enke, 1978.

"Rock-forming Minerals" Vol. 5. Non-Silicates. By W.A. Deer, R.A. Howie and J. Zussman. London: Longmans, Green and Co., 1962.

"The System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana" 7. Ed. Vol. II. By Ch. Palache, H. Berman and C. Frondel. New York: J. Wiley and Sons, 1951.

Vor 100 Jahren erschütterte ein Vulkanausbruch die Erde

von C. Anders

Wiederabdruck aus der Tageszeitung "Die Presse" (spectrum, Samstag/Sonntag, 27./28. August 1983) anlässlich des Symposiums "100 Jahre Krakatau" am 12. November 1983

Krakatau, Rakata, Krakatoa - schon der Name dieser Insel auf dem sechsten südlichen Breitengrad zwischen Sumatra und Java klingt nach Lavadonner, obwohl die Herkunft des Wortes ungeklärt ist. Den einheimischen Bewohnern der gegenüberliegenden Küsten war das Unbehagen überliefert. Wegen früherer Ausbrüche mißtrauten sie dem Berggeist Orang Aljeh, und Piraten von der Insel hatten einst ihre Frauen geraubt und dorthin verschleppt. Die holländischen Kolonialherren allerdings hielten den seit zwei Jahrhunderten friedlichen, grünüberwucherten Vulkan für erloschen. Schiffe aus aller Welt fuhren in Sichtweite vorbei auf ihrem Weg durch die Sundastraße zwischen Indischem Ozean und Chinesischem Meer.

Am 20. Mai 1883 aber regten sich plötzlich die alten Kräfte. Marinepfarrer Heims der deutschen Korvette "Elisabeth" beschreibt es in seinem Tagebuch: "Mit stolz auswehendem, vornehm und lang nachschleppendem Heimathswimpel war S. M. Kriegscorvette von der Rhede von Anjer (NW-Java) weggedampft, Kurs nach West-Süd-West nehmend. An Bord ging Alles nach der Sonntagsroutine seinen regelmäßigen Gang. Der Kommandant hatte eben die paradirende Besatzung besichtigt und schickte sich an, zur Inspektion des schönen blitzblanken Schiffes zu gehen, als unter den im Sonntagsanzug mit Schärpe, Hut und Säbel auf Achterdeck versammelten Offizieren und oben auf der Kommandobrücke eine gewisse Aufregung bemerkbar wurde. Die Gläser und Kieker hier und die Köpfe dort wendeten sich einmüthig über die Reeling und der verlassenen Gegend zu, in der die Küstenumrisse von Sumatra und Java schon mit der kleinen Insel Krakatoa fast zusammenliefen: Dort gerade stieg wenigstens 17 Seemeilen von uns ab, bis zum halben Zenith, eine enorme glänzende weiße Dampfsäule mit reißender Schnelligkeit auf, in kurzer Frist die kolossale Höhe von nach vorgenommener Messung nicht unter elftausend Metern erreicht, und in fast schneeiger Helle von dem klaren, blauen Himmel sich abhebend, in sich gerundet und geringelt, vergleichbar einem riesigen Blumenkohlkopf, nur daß hier alles großartige Bewegung von imposantester Wirkung war; aus den einzelnen dicht aneinandergedrängten Dampfballen quollen und wallten, beständig durch den ungeheuren Druck von unten getrieben, neue wirbelnde Massen nach oben und seitwärts hervor im majestätischen Rollen. Allmählich mischten sich dunklere Farben in die weißschimmernde Helle der Wasserdämpfe, bis nach und nach eine breite blaugraue Wand, gleich einer mächtigen finsternen, fächerförmigen Gewitterwolke, oben breit, unten schmaler, Alles überdeckte und weit über den Himmel sich ausbreitete. Wir waren eben Zeugen eines gewaltigen vulkanischen Ausbruchs gewesen, der auf der erwähnten, 2600 Fuß hohen Insel Krakatoa stattgefunden. - Mehr und mehr bezog sich der Himmel, bis ein gleichmäßiges, graues Gewölk ringsum den ganzen Horizont bedeckte. Mit dem frischen Winde machte sich ein sehr feiner Aschenregen bemerkbar, der eine hellgraue, etwas gelbliche, unendlich fein zertheilte Masse, die überall hindrang, gleich einem dünnen, weißlichen Flaum über das Schiff breitete.

Am nächsten Morgen, den 21. Mai bot S.M. Corvette, die vierundzwanzig Stunden vorher so tadellos blank und sauber ausgesehen, einen sonderbaren Anblick: Sah genau wie ein Müllerschiff oder richtiger wie eine schwimmende Cementfabrik aus. Außenbords war Alles: Schiffswand, Torpedolancirrohr, Wanten, Parduns, die ganze Takelage bis in die Toppen hinauf dick und lückenlos gleichfarbig mit dem graulichen, haftenden Staube belegt. Gedämpft klang der Tritt der Leute auf dem weichen Staube, und sie selbst sahen aus, als wären sie ehrbare Müllerge-

sellen, so gepudert und geschminkt ging Alles einher. Beim ersten Blick auf diese Metamorphose des Schiffes überkam einen ein geradezu winterlicher Eindruck. Ober all diesem Aschenregendesastra wölbte sich der Himmel wie eine große Glocke aus recht mattem Milchglas, in der die Sonne wie eine hellblaue Kugellampe hing." Soweit der Pfarrer.

Der Matrose eines anderen Schiffes, 30 Seemeilen von Krakatau entfernt, der Meerwasser aufholen wollte, fand seinen Eimer fast ausschließlich mit kleinen grauen Bimssteinteilchen gefüllt. Er ahnte nicht, daß sie zu 65 Prozent aus Siliziumdioxid bestanden, ein böses Vorzeichen, denn mit zunehmendem Säuregehalt wächst die Explosivität des Magmas.

An Bord der "Loudon" machte Passagier M. Hamburg ein seltenes Photo von dem Schauspiel, das nur erst ein Vorspiel sein sollte. Noch hatte die Insel ihre alte Form mit drei vulkanischen Kegeln und eine Inselfläche von 33,5 Quadratkilometern. Bald sollten es nur noch 10,5 sein.

Ober Sumatra und Java hinweg spannt sich ein tausend Kilometer langer Bogen von mehr als 400 Vulkanen, von denen heute 71 aktiv sind mit jährlich etwa zehn Ausbrüchen. Ihr Magma ist dickflüssig, läßt daher kein Gas entweichen, bis sich der steigende Druck in großer Explosion befreit. Drei Monate nach den ersten Zeichen, vor genau hundert Jahren, hatte Krakatau diesen Punkt erreicht.

26. August 1883. Der Sonntagmorgen brütet wolkenlos, sonnenheiß und stickig über dschungelbedeckten Hügeln und schimmerndem Meer. Weiße Segelschiffe und schwarze Dampfer in der Sundastraße, Gamelanklänge fröhlicher Malaien tönen von den Küsten. Von Krakatau eine scheinbar müde, schmale Rauchfahne. Keiner der Menschen ahnt, daß er unter vierzigtausend Toten sein könnte, wenn sich die 40 Kilometer vor der Küste gelegene Insel selbst in die Luft sprengen sollte.

Die Katastrophe beginnt um ein Uhr nachmittags. Ein holländischer Lotse beobachtet von der Küste aus Dampf Wolken, die in den Himmel quirlen. Feuerblitze darin, grollenden Donner, steigendes Meer, das sich allmählich dunkel färbt wie Tinte. Aus dem Donnern deutliche Knalle. Das Wasser steigt und fällt beständig, zehn Fuß Pegelunterschied jede Viertelstunde, wäscht Boote vom Strand. Der Donner wird lauter. Viele Tiere, besonders Vögel, werden unruhig. Eingeborene drängen sich zusammen, beten zu Allah und zu ihren alten Göttern, die jetzt wohl Rache nehmen wollen für den jahrzehntelangen Kolonialkrieg der weisen Holländer gegen den freiheitsbewußten Atjeh-Stamm im Norden Sumatras.

Schwefel füllt die heiße Luft, als die meilenhoch gestoßene Aschewolke nach unten zurückfällt und den frühen Nachmittag verdunkelt. Die Sonne erscheint als blutroter Ball, bis sie ganz erstickt. Die Erde bebte wie vor dem Jüngsten Gericht. Gegen zehn Uhr abends scheinen sich die Elemente zu beruhigen, nur der feurige Ascheregen hält an und das stetige Schwellen und Fallen des Meeresspiegels. Handelsschiffe streichen ihre Segel. Eines von ihnen, das schließlich eine ganze Woche in der Sundastraße hängenbleibt, hat fünf kleine Gummibäume aus Brasilien an Bord, der Anfang unermesslichen Reichtums für Ostindien, das heutige Indonesien.

Gegen Mitternacht scheint das Glutreservoir unter dem Berg erschöpft zu sein, ein Hohlraum bildet sich, Felswände verlieren ihren Halt, stürzen dann gegen 4.40 Uhr morgens mit ohrenbetäubendem Getöse ein. Das Meer steigt und fällt jetzt immer stärker, eine lange Folge von mehr als zehn Meter hohen Wassermauern rollt auf die entsetzten Menschen zu, rasiert Palmen an den Küsten ab und begräbt alles bis zwei Meilen ins Land hinein. Von oben regnet es kochenden Schlamm. Männer, Frauen und ihre Kinder sehen einander in den Fluten verschwinden. Szenen eines Inferno, bis hin zur grausigen Komik: Eine Welle hebt eine Hütte samt Bett und Schläfer hoch; der Mann erwacht im Bett, kilometerweit entfernt auf einem Hügel abgesetzt.

Montagmorgen. Um neun Uhr ist es noch stockdunkel, auch in der Hauptstadt Batavia, dem heutigen Jakarta, sogar im 150 Meilen entfernten Badong. Um zehn Uhr ragt die Staubwolke über Krakatau mehr als 40 Kilometer hoch in den Himmel, ist 700 Kilometer weit sichtbar. Das Gebrüll des Berges erstirbt zu einem Brummen. Doch die schwarze Ruhe täuscht, das Schlimmste steht unmittelbar bevor.

Zwei Minuten nach zehn stürzt Inselland von mehr als 28 Quadratkilometer Ausdehnung, Fels- und Erdmassen von Großstadtgröße also, in die von 19 Stunden ununterbrochener Eruption hinterlassene unterirdische Leerkammer. Das gefangene Gas hatte die zähen Lavamassen schneller hochgetrieben, als neue Magmaglut aus dem Erdinneren nachfließen konnte. So krachen Tausende und aber Tausende Tonnen Fels in das riesige Loch, alle drei Vulkankegel fallen. Das größte Schallvolumen, das die Menschheitsgeschichte je vernommen hat, geht mit und gegen den Passatwind auf die Reise, breitet den Todesschrei von Krakatau über ein Dreizehntel der Erdoberfläche. In unmittelbarer Nähe dämpft Aschenregen den Schall, aber im fernen Singapur hört man die Kanonade, glaubt an Schiffe in Seenot und läuft zur Rettung aus. In Manila auf den Philippinen, 2900 Kilometer weit weg, vernimmt man das Getöse, auch in Brisbane im 4000 Kilometer entfernten Mittelastralien, und sogar im anderen Ende des Indischen Ozeans, auf der 4775 Kilometer entfernten Insel Rodriguez bei Madagaskar, wo der Schall nach vier Stunden eintrifft.

Unhörbar, aber viel mächtiger kreist eine Luftdruckwelle mit nahezu Schallgeschwindigkeit siebeneinhalbmals um die Erde, wobei die Wellen mit und die gegen die Erdumdrehung eine Geschwindigkeitsdifferenz von 45 Stundenkilometern aufweisen. Noch sechs Tage lang können die Barographen in Rom, Paris und Greenwich Druckunterschiede registrieren. In der Sundastraße springen die Schiffsbarometer um jeweils 28 Millimeter auf und ab.

In Bewegung setzt sich auch die riesenhafte Staubwolke über Krakatau, bleibt zuerst einen Monat lang im subtropischen Gürtel, bis sie nach zwei weiteren Monaten die nördliche Hemisphäre erreicht. Yokohama erlebt am 29. August einen blutroten Sonnenuntergang, Panama am 2. September einen grünen. Auch blaue und kupferfarbene Sonnen werden gemeldet, und eigenartige Dämmerungerscheinungen bei Nacht in Ceylon, Südafrika, Südamerika, Europa und Australien.

Den Menschen in der Sundastraße bleibt für Reflexionen keinerlei Zeit. Ohne Vorwarnung folgt der größte, endgültige Schicksalsschlag: Eine alles bisherige übersteigende, riesenhafte Flutwelle. Zuerst erzeugt der Hohlraum unter Krakatau einen gewaltigen Sog auf die Insel zu, dann folgt die schreckliche Umkehr. Mit Geschwindigkeiten bis 550 Stundenkilometer unter der Meeresoberfläche, von Schiffen kaum wahrnehmbar, rollt die untermeerische Welle auf alle umliegenden Küsten zu, erhebt sich aufs Land, je nach Meerestiefe und Topographie bis zu furchterregenden 36 Metern Höhe, walzt alles nieder, Wälder, Häuser, Menschen, Tiere. Dringt über die Stadt Penimbang hinweg bis zu sechzehn Kilometer ins Landesinnere vor, tötet innerhalb einer Stunde über 35.000 Menschen, läßt sie dann liegen oder schwemmt sie auf ihrem Rückzug mit aufs Meer hinaus. 165 Städte und Dörfer werden total zerstört, weitere 132 schwer beschädigt.

Wo die Wassermassen nicht auf Küsten stoßen, rollen sie über den Indischen Ozean zum Kap der Guten Hoffnung, erreichen über den Atlantik hinweg nach zwei Tagen den englischen Kanal, wo der Meeresspiegel noch um fünf Zentimeter steigt. Kap Horn berühren sie nach 7520 Seemeilen ostwärts und 7820 Seemeilen nach Westen. In Colombo steigt das Meer fast 40 cm über die bisher höchste Flutmarke; ebenso hoch die Messung der Deutschen Südpolexpedition in Port Moltke in Südgeorgien. Folgewellen berühren die Ostküste von Ceylon dreizehnmal. Aden, 3642 Meilen entfernt, stellt siebzehn Wellen fest.

Kein Mensch hat das gesamte Desaster mit eigenen Augen erleben können, zumal es um Krakatau drei Tage lang nachtschwarz war. Teilberichte Oberlebender brachten erste Informationen. Telegraphen übermittelten sie in alle Welt. In

Spanien wurden Sondermessen zelebriert. Der englische Lord Tennyson schrieb ein pathetisches Gedicht. Wissenschaftler begannen das Geschehen zu rekonstruieren, viele Meinungsverschiedenheiten tauchten auf. Seit 1927 wird Krakataus Tätigkeit im wissenschaftlichen Film überwacht. Heute helfen Bohrkernanalysen des Meeresbodens und des Polareises sowie Messungen der NASA zu genaueren Rekonstruktionen.

Die Höhe der Eruptionssäule, von Symons (1888) noch auf 80 km geschätzt, betrug nach neueren Dynamikberechnungen (Seif/Rampino 1981) wahrscheinlich "nur" 40 km. Das insgesamt ausgeschleuderte Material soll nach seinem Umfang die unvorstellbare Größe von 20 Kubikkilometern gehabt haben. Was als Aschestaub zurückfiel - und er fiel über den ganzen Indischen Ozean bis nach Madagaskar -, bedeckte ein Gesamtgebiet von 827.000 Quadratkilometer und wird im Volumen auf 5 bis 8,5 Kubikkilometer geschätzt.

Auf Krakatau selbst lag die Ascheschicht 70 Meter hoch und begrub alles Leben auf der Insel. Doch, schon ein Jahr später, im Mai 1884, beobachtete der französische Wissenschaftler Cotteau in einer Lavaspalte eine winzige rote Spinne, die etwas zu optimistisch, wie er meinte, ihr Netz spann, denn es gab auf der ganzen Insel noch kein anderes Lebewesen zum Verspeisen.

War wirklich alles Leben zerstört? Dr. Treub fand 1886 34 Pflanzenarten, alle neu nach seiner Meinung. 1897 fand Penzig 61 Arten vor, Backer zählte 1906 schon 137, Dr. van Leeuwen 1908 gar 276. Da könnten Meeresströmungen, Wind und Vögel geholfen haben, und Vulkanasche ist sehr fruchtbar. Unter den ersten Tieren auf der Insel, nach der roten Spinne, war vielleicht eine Pythonschlange, weil sie tagelang schwimmen kann. Sie wird bis neun Meter lang, nährt sich von Wildvögeln und mag an ihrem Körper haftendes weiteres Leben mitgebracht haben. Inzwischen gibt es Eidechsen, Ratten, Fledermäuse, Vögel, Kakerlaken. Nur die Pessimisten unter den Zoologen rechnen erst in zwei Millionen Jahren mit einer voll entwickelten Tierwelt auf Krakatau.

Zur Frage der Klimaveränderung: Zurückfallende Asche ruft sie nicht hervor, wohl aber der geringe Prozentsatz sehr feinen Staubes, der sich in der Stratosphäre halten kann, von einigen Wochen bis zu zwei Jahren. Verbeek (1886) schätzte sein Volumen auf einen Kubikkilometer, Archibald (1888) auf mindestens vier. Neuere Theorien rechnen wieder weniger aus. - Die Masse des bis in die Stratosphäre geschleuderten Materials (Silikatstaub und hauptsächlich Sulfat-Aerosol) wird mit 3×10^{13} g beziffert. Wie lange sich Teilchen dort halten, ist eine Funktion ihrer Massendichte: Silikatstaub bleibt nur wenige Monate, hat also wenig Einfluß. Aerosol hingegen kann bis zu zwei Jahren in 20 km Höhe schweben; in größeren Höhen und weiter entfernt von der Tropopause evaporiert es bald. Bisher glaubte man, je größer die ausgestoßene Masse und je höher sie geworfen wird, desto größer die Klimaänderung. Der Vergleich zwischen Eruptionskalender und Klimastatistik widerlegt das aber. Es fehlt ein wichtiger Faktor: Schwefelgehalt, und zwar der Teil des Schwefels, der nicht mit Ascheteilchen zurückfällt.

Die geschätzte Temperaturänderung für die gesamte nördliche Hemisphäre belief sich in den zwei Jahren nach Krakataus Ausbruch auf etwa minus 0,3 bis 0,4 Grad Celsius. Aber reduzierte Sonnenaktivität in bestimmten Jahren beeinflusst ebenfalls die Temperatur auf die Erde. Und nicht nur Vulkane erzeugen Aschewolken, sondern möglicherweise auch Asteroid-Kollisionen. Das Thema ist also im Zeitalter der Raumfahrt noch keineswegs abgeschlossen.

Wie ging es seit 1883 um Krakatau weiter? Noch Wochen nach dem Höllenausbruch schwammen in der Sundastraße Tausende Baumstämme, zertrümmerte Häuser- und Schiffsteile, Menschenleichen, tote Haie und sogar ertrunkene Tiger aus dem Dschungel. Schiffe konnten nur mühsam navigieren, mahlten ihren knirschenden Kurs durch eine Wüste von Schutt und blendendem Bimssteinkies.

Zwei neugebildete Inseln verschwanden wieder nach einigen Monaten. Ab 1927 regte sich neue untermeerische Tätigkeit. Im Kern des Kraterkessels wuchs im Jän-

ner 1928 ein neuer kleiner Inselvulkan über den Meeresspiegel, von den Malaien zärtlich-furchtsam Anak Krakatau getauft, Sohn des Krakatau. Zwei in 6 Sekunden Abstand aufgenommene Photos bezeugen seine Geburt. Heute ragt er schon mehr als 500 Meter übers Wasser, wird aber wohl noch 600 Jahre brauchen, bis er so viel Volumen gewonnen hat, wie sein Vater vor hundert Jahren ausspie. Wer ihn besuchen und vielleicht etwas Lavaglut bei Mondschein erleben will, kann dies auf einer Bootsfahrt tun, am besten außerhalb der von November bis März währenden Monsunzeit. Von Sumatra aus oder von Java, wo heute schöne Uferstraßen mit Badestrand und Bungalowhotels die Vergangenheit vergessen lassen und nur noch ein großes Stahlwerk, von den Sowjets als Renommierprojekt begonnen und nach Sukarno mit deutscher Hilfe fertiggestellt, an die Glut des Vulkans erinnert: sein Name ist Krakatau.

1964 schrieb Geologieprofessor W. H. Parsons: "Krakatau gab wahrscheinlich eine Million Mal mehr Energie frei als die bisher größte Wasserstoffbombe". Der Mensch hat seitdem aufgeholt, doch Vulkane wird er nie zähmen können. So mag uns die Erinnerung an Krakatau zu einer Bescheidenheit mahnen, wie sie Leonardo vor dem unbekanntem Primo Motore, dem Ersten Bewegter alles Bewegten, empfand, Forschungsergebnisse auszuradiieren ist Utopie; ihre weise Anwendung obliegt unserer Verantwortung. Im alten Peru glaubten die Menschen beim Beben der Erde, ihr Schöpfer sei zum großen Rechenschaftsappell zurückgekehrt, und riefen laut: "Hier bin ich!" In solchen Momenten hilft ein gutes Gewissen.

DIE STELLUNG DES VULKANS KRAKATAO IM MALAYISCHEN ARCHIPEL, INDONESIA

von

H. Küpper, Wien

Vortrag im Rahmen des Symposiums "100 Jahre Krakatau"
am 12. November 1983

Im heutigen Indonesien gehören vulkanische Erscheinungen zu den Sorgen des Alltags. Fallweise behindern sie den Flugverkehr, fallweise werden Anbauflächen zerstört, öfters sind sie in ihren mildereren Formen touristische Attraktionen. Seit Beginn dieses Jahrhunderts gibt es einen erfolgreichen, staatlichen Vulkanologischen Dienst.

Der heutige Krakatau ist eine Vulkanruine, bestehend aus vier kleineren Inseln in der Sunda Straße, die Sumatra von Java trennt: die größte dieser Inseln ist ein 800 m hoher Felsklotz, der Rest der Eruption von 1883; die jüngste (seit 1927), Anak Krakatau, ein niedriger Aschen-Solfataren-Kegel, der bis heute tätig ist. Dieser jüngste Eruptionspunkt wird von einem Ring von Inseln umschlossen, in den sich auch der erwähnte 800 m hohe Felsklotz Krakatau einordnet; dieser Ring wiederum ist der Rest eines heute teilweise im Meer versunkenen Kraterandes, eine Caldera mit etwa 4 km Durchmesser, für deren Entstehung keine historische Oberlieferung vorliegt.

In der Anordnung dieser Inseln sind die Hauptpunkte der für uns ablesbaren Geschichte des Vulkan-Geschehens niedergelegt:

Anak Krakatau im Zentrum, seit 1927 bis heute aktiv; Krakatau repräsentiert das "Weltereignis" von 1883; und schließlich der an den Krakatau anschließende Inselkreis, welcher als Rest einer Caldera, einer vorhistorischen Groberuption gilt.

In der Gemäldesammlung des Prinzen Eugen gibt es eine Darstellung des Krakatau, auf welcher dieser als begrünter tropischer Inselberg dargestellt ist, nicht aber als düstere, aschenbedeckte Vulkanruine, als die sie nach 1883 die Öffnung der Sunda Straße in den Indischen Ozean markierte.

Der Vulkan Krakatau ist keine Einzelercheinung, sondern reiht sich durch seine Lage in der Sunda Straße, topographisch wenig hervortretend, in eine Vulkan-kette ein. Diese Kette erstreckt sich in einem 5600 km langen, nach N offenen Bogen, besetzt mit rund 200 Vulkanen von der N Spitze von Sumatra, über Java, Bali durch die Molukken bis zur N Spitze von Halmahera. Die Vulkane dieser Kette sind z.T. tätige, z.T. im Solfatarenstadium, topographische die Landschaft beherrschende Großelemente. In Sumatra sind die Kegel in etwa 500 bis 1000 m Höhe dem Sockel des Barisangebirges aufgesetzt, auf Java und Bali liegen die Sockel der Kegel etwas über dem Meeresspiegel, und im Molukkenbogen, dem Ostteil der Kette, erheben sich meist nur die höchsten Teile der Kegel über den Meeresspiegel.

Trotzdem der Krakatau durch die Intensität und weltweite Streuung seiner Aschen bekannt geworden ist, gibt es in der Kette Vulkane, die den Krakatau an Größe und Intensität der Eruption übertroufen haben, Tambora 1815 auf Sumbawa.

Das breite Band des Tethys-Orogens erreicht in der Süd-Fortsetzung des Birma-Bogens Nordsumatra, und setzt sich von hier über Sumatra - Java - Bali - Timor in die Molukken fort. Die Vulkankette markiert annähernd die Achse dieses Bandes. Das nördliche Vorland-Tertiär, die "Molasse"-Becken von Nord-, Mittel-, und Süd-Sumatra und von Nord-Java markieren im klassischen Sinne den Nordost- und Nordrand des Orogenbandes. Unter diesen "Vorland"-Tertiärbecken taucht das Grundgebirge des Sunda Shelves auf: Banka, Biliton, West-Borneo.

Gänzlich anders ist der nach SW konvexe Außenrand des Orogenbandes gestaltet: eine Inselkette ohne Vulkane ist Sumatra im W und SW vorgelagert, eine ähnl-

che, vulkanfreie Zone ist der Außenbogen Sumba - Timor. Von diesen Randelementen und von der S-Küste von Java fällt der Rand des Orogenbandes steil ab zu den Tiefen des Indischen Ozeans.

Ergänzend sei hinzugefügt, daß sich das Orogenband in den Molukken in zwei Äste aufteilt: einer der über Halmageira nordwärts zu den Philippinen abschwenkt, dieser ist markiert durch das N Ende der Vulkankette. Der andere Teil des Bandes setzt sich ostwärts in die vulkanfreie Hochgebirgskette von Neu-Guinea fort. S davon liegt die Australien im N vorgelagerte Platte des Sahul Shelfs. Das tektonische Verhältnis von Sahul Shelf zu Neu-Guinea Hochgebirge ist jenem vergleichbar, das zwischen der Platte Vorder-Indien zum Himalaya-Bogen besteht.

Wichtig für die Lage des Krakatao ist jener Ast des Orogenbandes, dessen annähernde Mitte durch die sich von N Sumatra bis Halmageira erstreckende Vulkankette markiert ist.

Der Krakatao liegt an der S-Grenze des malayischen Archipels zum Indischen Ozean, an der Grenze des durch die klassische Geologie erfaßten Inselreiches zu den horizontbegrenzten Weiten des Indischen Ozeans. Die heute entscheidende Kenntnis seines Bodens verdanken wir den Ergebnissen von Glomar-Challenger Bohrungen und moderner Tiefsee-Geophysik. Nach diesen Ergebnissen führt uns der Schritt vom Krakatao nach S in einen Erdkrustenbereich, der gänzlich anders zusammengesetzt ist, als der nördlich angrenzende Archipel.

Der Tiefseeboden ist gekennzeichnet durch drei Elemente:

1. In etwa 5000m Meerestiefe liegt eine etwa 500 m mächtige Sedimentdecke (Jura-Kreide) auf einer annähernd horizontalen Basaltplatte; diese Basaltplatte nimmt den Raum ein, der zwischen den Kontinentblöcken von Vorder-Indien und Australien liegt.
2. Der langgestreckte schmale Tiefseeegraben, der sich von Sumatra bis Timor eng anschmiegt an den Außenrand des Inselbogens; er ist nach dem Konzept der Plattentektonik eine Unterfahrungs-Subduktionszone, entlang welcher die Basaltplatte unter das Orogenband des Inselbogens wandert. Diese Lagebeziehung von Tiefseeegraben zu der Vulkankette im Orogenbereich wird als Hinweis für eine funktionelle Beziehung der beiden Großerscheinungen aufgefaßt.
3. Eine Glomar-Challenger Bohrung zwischen der Tiefseerinne und der Küste von Timor ist unter 2300 m Meeresbedeckung ca. 500 m im Pliocän geblieben, ein Hinweis dafür, daß hier auf relativ kurzem N-S Abstand gänzlich verschiedene Krustenteile aneinander grenzen.

Als Versuch einer Zusammenfassung einer großen Menge von Tatsachen, sowie auch einiger Begriffsgruppen, in die wir heute unseren Kenntnisbestand kleiden, wird auf eine grafische Darstellung verwiesen und kurz wie folgt erläutert:

Der Krakatao liegt im Grenzbereich von zwei großdimensionierten Krustenelementen.

Das nördliche umfaßt Sundaplatte, Sundaschelf, das tertiäre Orogenvorland, das Orogenband mit der Vulkankette, in die auch der Krakatao eingefügt ist; ein Steilabfall bis zum 5000 m tiefen Boden des Indischen Ozeans ist der Südrand dieses Krustenteiles.

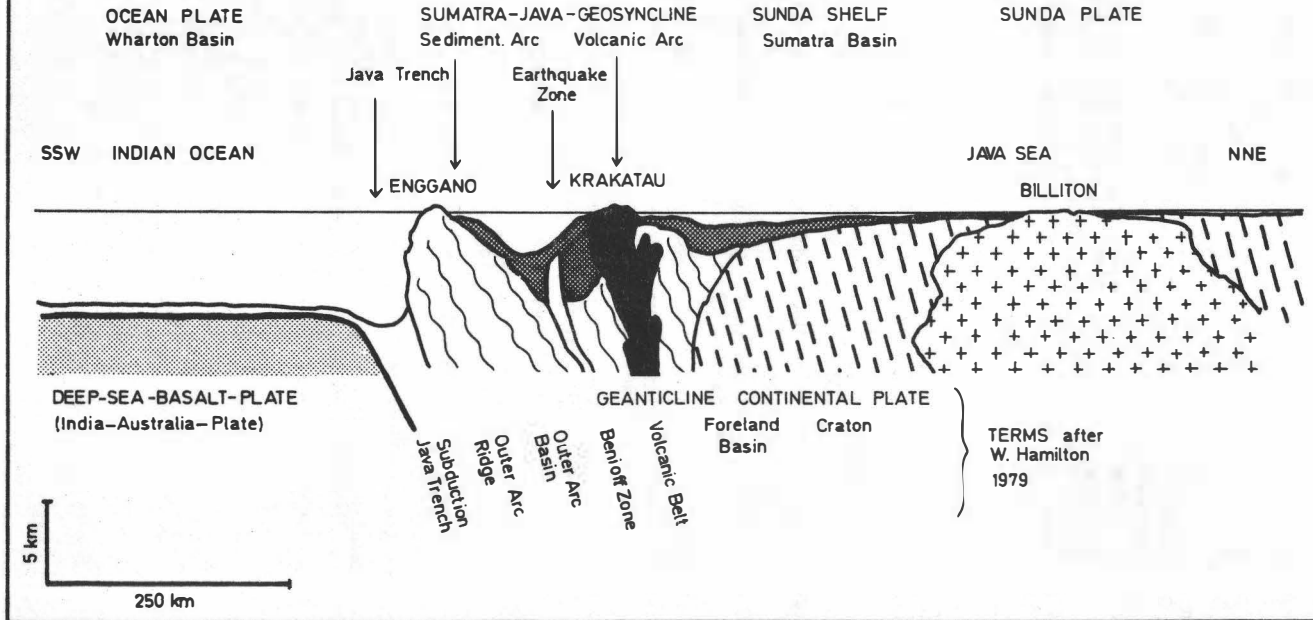
Das südliche Krustenelement ist die Basaltplatte des Indischen Ozeans, die eine relativ dünne Sedimentdecke trägt. Die Nordgrenze dieser Platte wiederum ist eine schmale Tiefenrinne am Boden des Ozeans, die sich knapp S des erwähnten Steilabfalls dem Verlauf der Vulkankette fast parallel anschmiegt.

Nach der Deutung im Sinne der Plattentektonik sind die Grenzmarkierungen der Krustenelemente - Vulkankette und Tiefenrinne (Subduktionszone) - miteinander in tieferen Krustenbereichen funktionell verbunden.

KRAKATAU and major CRUSTAL UNITS

tentative draft diagram

H. KÜPPER 1983



Dies ist die heutige Deutung für die Lage des Krakatao im Bereich der Erdkrustenfelder. Diese Lagebeziehung gibt jedoch keine Gründe für die Intensität des Krakatao Ausbruches 1883, da es im Bereich der Vulkankette östlich des Krakatao auf Sumbawa einen Ausbruch gegeben hat, der den des Krakatao an Intensität der Eruption übertroffen haben dürfte, Tambora, 1815.

Es ist für den Autor eine angenehme Pflicht, seinen Dank zum Ausdruck zu bringen an:

Professor G.A. DeNeve, Bandung, Java, für entscheidende Hinweise auf neueste Publikationen; an den

Naturwissenschaftlichen Verein für Kärnten, Präsidium und Sekretariat, für die Möglichkeit der Entlehnung des in Österreich seltenen Hauptwerkes von van Bemmel, Ausgabe 1970; und an die

Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt für die Zugänglichmachung der USA-Literatur 1979.

Literaturauswahl

VAN BEMMELEN, R.W. (1949), zweite Ausgabe (1970): The Geology of Indonesia, The Hague, Editor Martinus Nijhof. (2 Bände, 41 Tafeln; Kapitel III, Vulkanismus S. 188, Krakatao S. 200, Profil S.201, Tambora S.501 mit Profil S.502)

HAMILTON, W. (1979): Tectonics of the Indonesian Region. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 1078.

DE NEVE, G.A. (1980): Reflections on fifty years Anak Krakatao. Geol.Newsletter, Bandung 12, 5.

-, (1981): Enclaves in Krakatao Effusiva Geol. Newsletter 13, 211.

-, (1981): Volcanological Notes on Krakatao and fifty years of Anak Krakatao. Geol.Newsletter 13, 65.

-, (1981): Petrographic-Petrological Considerations on Krakatao. Geol.Newletter 13, 139.

-, (1981): Anak Krakatao 1930-1980. Proceedings PTT, Bandung 8.

-, (1982): The Krakatao Group and Anak Krakatao Eruptivity, Snapshot 1981. Geol.Newsletter 14, 195.

-, (1983): Fiftyfive Years of Anak Krakatao Bull. Dep.Geol., Bandung 9, 33-50.

-, (1983): Krakataos earliest known activity. Geol.Newsletter 15, 39.

-, (1983): Vegetation on Anak Krakatao and Reefdistribution of the Krakatao Islands Publikasi Geografi 7, Universitas Indonesia.

STOTHERS, R.B. (1983): The great Tambora eruption of 1815 and its aftermath. Science 1983.

ZUR GENESE DER ANDESITE

von

H. G. Scharbert, Wien

Vortrag im Rahmen des Symposiums "100 Jahre Krakatau"
am 12. November 1983

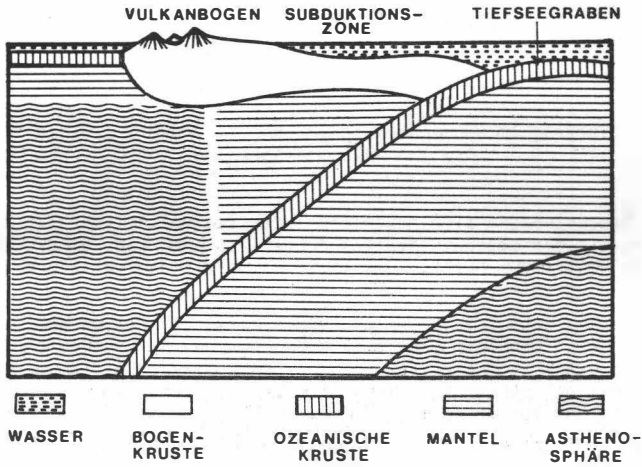
Nach neuen Erkenntnissen sind besonders intensive vulkanische Tätigkeiten im Zusammenhang mit den sogenannten "Inselbögen" zu bemerken. Eindrucksvolle Beispiele dafür bietet der Bereich des Pazifik. Inselbögen entstehen durch den Vorgang der "Plattentektonik".

Die Erdoberfläche kann in eine Anzahl von Platten zerlegt werden, die aus Bestandteilen der Lithosphäre bestehen, aus jenem oberen Erdbereich, der auf der Asthenosphäre quasi "schwimmt". Die Asthenosphäre ist die Zone der retardierten Geschwindigkeit der sekundären Erdbeschwellen (V_s) und ist daher als ein Bereich von Aufschmelzungen anzusehen.

Die Bewegungen der Platten, bzw. die Plattengrenzen sind divergent oder konvergent. Im ersteren Falle bewegen sich die Platten voneinander weg, wie es entlang der mittelozeanischen Rücken der Fall ist. Primärmagma in Form von tholeiitischen Basalten fließt dort in ungeheuren Mengen aus und überschwemmt den Ozeanboden. Der MORB (Middle Ocean Ridge Basalt) hat, weltweit gemittelt etwa folgende Zusammensetzung:

SiO ₂	49,34	K/Rb	1300	Cr	297 ppm
TiO ₂	1,49	Rb/Sr	0,076	Ni	97
Al ₂ O ₃	17,04	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7032	Co	32
Fe ₂ O ₃	1,99			V	292
FeO	6,82			Sr	130
MnO	0,17			Cu	77
MgO	7,19			Ba	14
CaO	11,72			Rb	10
Na ₂ O	2,73			Y	43
K ₂ O	0,16			Zr	95
				La/Yb	16

Im zweiten Falle kollidieren die Platten. Bei diesem Vorgang kommt es zu einer Subduktion. Es können eine ozeanische und eine kontinentale, aber auch zwei ozeanische Platten zusammenstoßen. Im ersteren Falle wird die ozeanische Platte unter die kontinentale hinabgezogen. Dies wiederum bewirkt ein "Mitschleifen" von Gesteinspartien der leichteren kontinentalen Platte. Bei diesem Subduktionsvorgang kann es beim Mitschleifen der von der abtauchenden Platte ("slab") beeinflussten leichteren der Mantelbereich jener in die Hangendpartien kommen. Man spricht von einem Mantelkeil ("wedge"). Die Situation einer solchen Kollision zweier Platten wird in Abb. 1 mitgeteilt. Von links nach rechts unterscheidet man den Bogenhinterteil, der mehr/weniger zum Kontinent gehört, die vulkanische Front mit dem vulkanischen Inselbogen und den Vorderteil des Bogens und endlich den Tiefseeegraben, der die Subduktionszone an sich darstellt. Man sieht aus dieser Abbildung auch deutlich, daß die ozeanische Kruste, die abtaucht, das Liegende des Mantelkeils darstellt.



Die Form der großen Sundainseeln stellt einen Inselbogen dar, der durch die Kollision der Indischen Platte mit der Eurasischen Platte entsteht. Ganz charakteristische Vulkanite, die sich wesentlich von den oben erwähnten MORB unterscheiden, treten in den Inselbögen zu Tage. Es würde hier zu weit führen, um auf die Gliederungen der Vulkanite einzugehen; wir begnügen uns mit der Feststellung, daß es neben einer alkalischen Serie, eine tholeiitische und eine kalkalkalische gibt. In den Inselbögen hingegen gibt es sogenannte "Island arc tholeiite series", die von den Gesteinen der kalkalkalischen Serie durch einige wesentliche chemische Merkmale unterschieden sind: sie führen einen geringeren SiO_2 -Modus und besitzen höhere Fe-Anreicherungen; ferner sind sie K-ärmer und haben daher ein höheres $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis. K/Rb liegt um 1000, Th/U zwischen 1 und 2. Die Verteilung der Seltenen Erden ist chondritisch, also ziemlich primitiv. Diese erwähnte Serie herrscht in vielen pazifischen und atlantischen Inselbögen vor. Ein weiteres charakteristisches Merkmal dieser Serie ist ihr viel höherer Anteil an intermediären und sauren Gliedern (Andesite, Rhyolithe).

Der Krakatau ist nun ein Vulkan in einer langen Kette der Vulkane der Sundainseeln. Analysen von geförderterten Produkten sind im folgenden wiedergegeben:

SiO_2	48,82	48,95	69,32
TiO_2	1,23	1,76	1,10
Al_2O_3	18,16	16,82	13,51
Fe_2O_3	5,04	4,41	3,24
FeO	4,45	6,14	1,58
MnO	0,11	0,04	0,11
MgO	4,72	5,48	1,02
CaO	12,75	9,52	2,52
Na_2O	2,91	2,46	4,57
K_2O	0,32	0,47	2,40
P_2O_5	0,22	0,22	0,38

Bei den ersten beiden Analysen handelt es sich um Inselbogentholeiite, bei der dritten um einen quarzreichen Andesit.

Daneben werden viel Schlacken und Aschen gefördert, jedoch sind Andesite ein Hauptteil der vulkanischen Förderungsprodukte Indonesiens. Die phreatische Erup-tion, die zur Katastrophe führte, hat ihre Ursache in einer enormen Dampfspannung im Magma, sozusagen in einem Überdruck der flüchtigen Gemengteile, wie H₂O, CO₂ etc. Bei Außendruckverminderung kommt es zur Explosion, die im Falle des Krakatau so verheerende Folgen hatte und vielleicht auch bei der Santorin-explosion (ca. 1400 v.Chr.) die Flutwelle verursachte, die die minoische Kul-tur auf Kreta vernichtete. Auch bei der Krakatauexplosion ging eine Flutwelle dreimal um die ganze Erde.

Darüberhinaus können noch einige Teilanalysen von Inselbogentholeiiten und kalkalkalischen Gesteinen der Sundainseln mitgeteilt werden:

Inselbogentholeiite:

SiO ₂	48,4	48,6
K ₂ O	0,18	0,16
K/Rb	374	332
Sr	332	334
Rb/Sr	0,012	0,009
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70437	0,70451

Andesite und Rhyolith:

SiO ₂	52,1	54,4	56,2	67,8
K ₂ O	0,87	0,95	1,73	2,33
K/Rb	267	373	295	203
Rb/Sr	0,0785	0,0643	0,2068	0,3103
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70448	0,70452	0,70462	0,70434

Bei den Tholeiiten wird deutlich das geringere K/Rb, das wesentlich höhere Sr, das geringere Rb/Sr gegenüber dem MORB (oben) erkannt. Auch ist ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr höher als im primitiv gedachten MORB, was auf eine Kontamination mit Krustenmaterial hinweist.

Was sind Andesite? Sie sind Vulkanite mit Plagioklas (An bis 50 %) als weit-aus überwiegenden hellen Gemengteil. Quarzführung leitet zu Quarzandesiten über. Die dunklen Gemengteile bestehen im wesentlichen aus Biotit, Pyroxen (auch Orthopyroxen) und Amphibol. Zunahme der letzteren führt zur Entwick-lung von basaltischen Andesiten. Chemisch unterscheidet man basische und sau-re Andesite, die ihrerseits wieder nach dem Kaliumgehalt gegliedert werden.

basische Andesite:

	Tief-K	Mittel-K	Hoch-K
SiO ₂	55,4	55,1	54,6
TiO ₂	0,81	0,82	0,91
Al ₂ O ₃	17,6	17,8	17,7
Fe ₂ O ₃	3,4	3,3	3,6
FeO	6,1	4,9	4,2
MnO	0,21	0,16	0,18
MgO	4,3	4,3	3,9
CaO	9,1	8,1	7,6
Na ₂ O	2,7	3,1	3,3
K ₂ O	0,43	1,2	2,1
P ₂ O ₅	0,16	0,21	0,3
H ₂ O	0,78	0,93	1,2

saure Andesite:

	Tief-K	Mittel-K	Hoch-K
SiO ₂	59,6	59,7	59,4
TiO ₂	0,74	0,70	0,73
Al ₂ O ₃	16,7	17,1	16,9
Fe ₂ O ₃	3,2	2,8	2,9
FeO	4,7	3,8	3,3
MnO	0,15	0,11	0,12
MgO	3,1	3,2	3,1
CaO	7,0	6,6	6,0
Na ₂ O	3,2	3,3	3,3
K ₂ O	0,59	1,5	2,5
P ₂ O ₅	0,16	0,19	0,24
H ₂ O	0,79	1,0	1,3

Wie steht es nun mit der Entwicklung der andesitischen Magmen in der Benioff-Zone (abtauchender Krustenstapel). Die erste Möglichkeit besteht darin, daß der Kurstenstapel und der Mantelkeil schmelzen. Dies geschieht unter einer weiten Variabilität, die von einer Schmelzung eines trockenen Eklogits (Hochdruckgestein in dieser Zone) bei relativ hohen geothermischen Gradienten bis zur Schmelzung von H₂O-führenden Eklogiten, bei relativ niedrigem geothermischem Gradienten, reicht. Eine andere Möglichkeit ist die Mantelkeilschmelzung alleine, die jedoch aufgrund verschiedener geophysikalischer und geochemischer Überlegungen als unmöglich erscheint. Wenn die Thermogradienten niedrig genug sind, um die Krustenstapelschmelzung zu unterdrücken, kann es zur Schmelzung vom hangenden Mantelperidotit kommen, allerdings nur unterhalb der vulkanischen Front und auch dann nur, wenn die volatilen Phasen frei an CO₂ sind und wenn die Mantelkonvektionen im Keil hohe Gradienten bewirken. Schmilzt der Krustenstapel alleine, werden hohe Gradienten für die Schmelzung eines wasserhältigen, allerdings nicht notwendigerweise wassergesättigten Eklogits verlangt. Die hohen Temperaturen (1000-1100o C) zur Schmelzung basischer Andesite werden nicht von Kurstenstapelschmelzung allein erreicht, es muß auch der Mantelkeil mitschmelzen.

Gefördert aus Mitteln des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung in Wien

Impressum:

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

Redaktion: Doz. Dr. Anton Beran, p.A. Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, Dr.-Karl-Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren selbst verantwortlich

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

Printed in Austria