

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

der

ÖSTERREICHISCHEN MINERALOGISCHEN
GESELLSCHAFT

Vereinsjahr 1984

N^o 130

Wien, 1985

I N H A L T

Originalarbeiten

Hammer, V.: Zusammenhang zwischen Raumgruppe und Lage der Indikatrix bei Anhydrit, CaSO_4 rhombisch	S. 5
Heiß, G.: Untersuchungen über die Abhängigkeit des Reflexionsvermögens von der chemischen Zusammensetzung bei Chromspinellen	S. 9
Wallenta, O. und Götzing, M.A.: Ein neues Vorkommen flächenreicher Fluorite in den Gutensteiner Schichten, Oberösterreich	S. 21
Zelezny, F.: Ergänzungen zur Mineralführung der Graphitlagerstätte Amstall, Weinberg, Niederösterreich	S. 27
Effenberger, H.: Zur chemischen Zusammensetzung von Caratiit	S. 29
Schroll, E.: Die Minerale Österreichs	S. 33
Fechner, K. und Götzing, M.A.: Zur Mineralogie eines Korund-führenden Pegmatites und seiner Reaktionszonen zum Serpentin (Kl.-Heinrichschlag W Krems, Niederösterreich)	S. 45
<u>Tätigkeitsbericht</u> über das Vereinsjahr 1984	S. 59

Vorträge

Koller, F.: Petrologie und Geochemie der Ophiolite der Rechnitzer Serie	S. 61
Hamm, H.-M.: Seltene Mineralparagenesen mit $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ und Reinhardtbraunsit in Ca-reichen Xenolithen des Bellerbergs, Laacher Vulkangebiet	S. 63
Hofmann, F.: Typische und seltene Minerale aus dem Freiburger und Schneeberger Revier	S. 77
Wieseneder, H.: Gesteine in Raum und Zeit	S. 83
Knezicek, G.: Salz in Österreich - kulturhistorische und wirtschaftliche Bedeutung	S. 101
Flörke, O.W.: Die nicht- und mikrokristallinen SiO_2 -Minerale - Struktur, Gefüge und Eigenschaften	S. 103
Weiß, A.: Zur Geschichte der Erzsuche in der Steiermark	S. 109
Smith, D.C.: The crystal-chemistry and petrology of two new minerals in the system anorthite-nepheline	S. 125
<u>Presse</u> notiz über die 62. Jahrestagung der DMG gem. mit der DMG und der SMPG in Freiburg	S. 127
<u>Bericht</u> über die Sitzung der IMA/Commission on Gem Materials in Moskau	S. 128
<u>Bericht</u> über die Tagung der DTTG und der DMG in Wien	S. 130
<u>Satzungen</u> der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft	S. 133

ORIGINALARBEITEN

ZUSAMMENHANG ZWISCHEN RAUMGRUPPE UND LAGE DER INDIKATRIX

BEI ANHYDRIT, CaSO₄ RHOMBISCH

von

V. Hammer +)

(eingelangt am 1. Oktober 1984)

Achsenebenenbestimmungen und Precession-Aufnahmen wurden verwendet, um den Zusammenhang zwischen der Indikatrix und der Raumgruppe darzustellen. In vielen Mineralogielehrbüchern werden die Gitterkonstanten und Brechungsindices von Anhydrit angeführt; durch die fast gleiche Größe zweier Gitterkonstanten und die verschiedenen Aufstellungsmöglichkeiten kommt es aber immer wieder zu unterschiedlichen Angaben (vgl. Tabelle 1).

Die Kristallstruktur von Anhydrit, CaSO₄ wurde erstmals von WASASTERNJA (1925) beschrieben. Aus der gleichen Zeit gibt es auch Untersuchungen zur Struktur des Anhydrits von RINNE et al. (1925) und DICKINSON & BINKS (1926). Neuere Arbeiten stammen von HAWTHORNE & FERGUSON (1975) sowie KIRFEL & WILL (1980). HAWTHORNE & FERGUSON (1975) geben die Gitterkonstanten mit $a = 6.993(2)$, $b = 6.995(2)$ und $c = 6.245(1)$ an. In der Strukturverfeinerung von KIRFEL & WILL (1980) sind die Gitterkonstanten von Anhydrit mit $a = 7.006(1)$, $b = 6.998(1)$ und $c = 6.245(1)$ in der Raumgruppe *Amma* bestimmt.

Die Aufstellung von KIRFEL & WILL (1980) wurde für diese Arbeit übernommen. Der untersuchte Kristall stammt aus Stassfurt. Mit dem Polarisationsmikroskop wurde der Achsenwinkel bzw. die Lage der optischen Achsenebene bestimmt. Zur Orientierung wurden Precession-Aufnahmen der Nullten und Ersten Schicht um die c-Achse mit Mo- und Ag-Strahlung gemacht. Weiters wurde die Nullte Schicht um die b-Achse mit Ag-Strahlung aufgenommen. Dadurch konnte der Zusammenhang zwischen der von KIRFEL & WILL (1980) angegebenen Aufstellung in der Raumgruppe *Amma* und der Lage der Indikatrix bestimmt werden (siehe Abb. 1).

Das Bemerkenswerte an der Struktur des Anhydrits ist die Verknüpfung der SO₄-Tetraeder und der CaO₈-Dodekaeder. In Richtung der a-Achse sind die CaO₈-Dodekaeder über Kanten verknüpft. Die SO₄-Tetraeder sind in dieser Richtung mit den CaO₈-Dodekaedern über Ecken verbunden (siehe Abb. 2a). Eine ähnliche Verknüpfung zeigt der Zirkon. In der Richtung der b-Achse sind sowohl die Ca-Polyeder untereinander als auch die SO₄-Tetraeder mit den CaO₈-Dodekaedern nur über Ecken verbunden (siehe Abb. 2b, vgl. ZEMANN 1984). Die Projektion der Struktur nach der b-Achse (Abb. 2a) veranschaulicht die Lage der Brechungsindices zur Verknüpfung der Polyeder. Der mittlere Brechungsindex n_{β} tritt parallel zu den über Kanten verknüpften Dodekaedern auf, während n_{α} parallel zu den über Ecken verknüpften Dodekaedern zu finden ist (siehe Abb. 2b).

+) Anschrift des Verfassers:

Vera Hammer

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien

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

Weiters konnte beobachtet werden, daß die beiden besten Spaltbarkeiten parallel zu den beiden Symmetrieebenen auftreten, während die schlechteste Spaltbarkeit parallel zur Gleitspiegelebene verläuft.

Zum anfangs beschriebenen Vergleich der optischen Literaturdaten wäre zu erwähnen, daß bei DEER et al. (1962), HURLBUT & KLEIN (1971), RAMDOHR & STRUNZ (1978) und WINCHELL & WINCHELL (1964) die Aufstellung der Indikatrix mit den Angaben der vorliegenden Arbeit übereinstimmt, jedoch in Bezug auf die Größe der Gitterkonstanten Abweichungen auftreten. Lediglich bei DANA (1951) wird der mittlere Brechungsindex n_{β} parallel zu den über Ecken verbundenen CaO_8 -Dodekaedern angegeben, womit sich eine andere Aufstellung der Indikatrix bezüglich der Raumgruppe ergibt. NIGGLI (1926) und CORRENS (1968) führen in den Lehrbüchern keine Raumgruppe an.

Tab. 1. Optische Angaben über die Lage der Brechungsindices zu den kristallographischen Achsen von Anhydrit.

Autor	Gitterkonstante Raumgruppe	Optische Orientierung	Spaltbarkeit
NIGGLI (1926)	a = 6.21 b = 6.96 c = 6.96	a// n_{γ} b// n_{β} (010) OAE c// n_{α}	(001) vv (010) v (100) g
DANA (1951)	a = 6.94 b = 6.97 c = 6.20 Bmmb	a// n_{β} (100) OAE b// n_{α} c// n_{γ}	(010) vv (100) v (001) g
WINCHELL & WINCHELL (1951)	a = 6.24 b = 6.98 c = 6.98 Bbmm	a// n_{γ} b// n_{β} (010) OAE c// n_{α}	(001) vv (010) v (100) g
DEER et al. (1962)	a = 6.991 b = 6.996 c = 6.238 Amma	a// n_{β} (100) OAE b// n_{α} c// n_{γ}	(010) vv (100) v (001) g
CORRENS (1968)	a = 6.22 b = 6.97 c = 6.96	a// n_{γ} b// n_{β} (010) OAE c// n_{α}	(001) vv (010) v (100) g
HURLBUT & KLEIN (1971)	a = 6.95 b = 6.96 c = 6.21 Amma	a// n_{β} (100) OAE b// n_{α} c// n_{γ}	(010) vv (100) v (001) g
RAMDOHR & STRUNZ (1978)	a = 6.22 b = 6.97 c = 6.96 Ccmm	a// n_{γ} b// n_{α} c// n_{β} (001) OAE	(010) vv (001) v (100) g

vv sehr vollkommen
v vollkommen
g gut

Literatur:

- CORRENS, C.W. (1968): Einführung in die Mineralogie. - Berlin-Heidelberg-New York: Springer.
- DANA, J.D. (1951): Dana's System of Mineralogy.- II. 7.Ed. New York-London: Wiley & Sons.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1962): Rock forming Minerals.- 5. London: Longmans.
- DICKINSON, E.C.S., BINKS, W. (1926): The crystalline structure of anhydrite.- Phil.Mag. 2, 114-128.
- HAWTHORNE, F.C., FERGUSON, R.B. (1975): Anhydrous Sulphates. II. Refinement of the crystal structure of anhydrite.- Can.Min. 13, 289-292.
- HURLBUT, C.JR., KLEIN, C. (1971): Manual of Mineralogy.-New York: Wiley & Sons.
- KIRFEL, A., WILL, G. (1980): Charge Density in Anhydrite, CaSO_4 , from X-ray and Neutron Diffraction Measurements.- Acta Cryst. B36, 2881-2890.
- NIGGLI, P. (1926): Lehrbuch der Mineralogie. II. Spezielle Mineralogie.- Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- RAMDOHR, P., STRUNZ, H. (1978): Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie.- Stuttgart: Enke.
- RINNE, F., HENTSCHEL, H., SCHIEBOLD, E. (1925): Zum Feinbau von Anhydrit und Schwerspat.- Z.Krist.61, 164-176.
- WASASTJERNA, J.A. (1925): Structure of anhydrite. Structure of the sulphate group.-Soc.sci.Fennica Comm.Phys.Math.2, 26.
- WINCHELL, A.N., WINCHELL, H. (1964): Elements of optical mineralogy.- II. New York: Wiley & Sons.
- ZEMANN, J. (1984): Mineralogie der Sulphate.- Mitt.Österr.Mineral.Ges.129, 54-59.

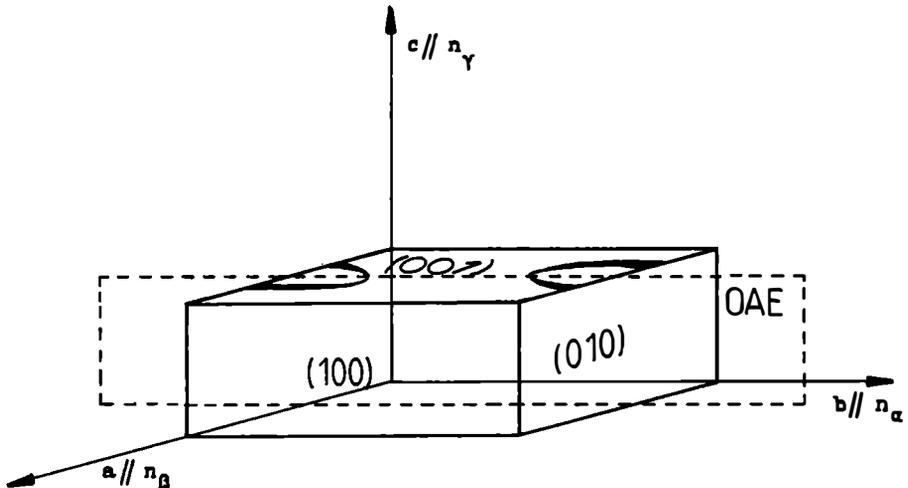


Abb.1. Zusammenhang zwischen kristallographischen Achsen und Lage der Indikatrix im Anhydrit.

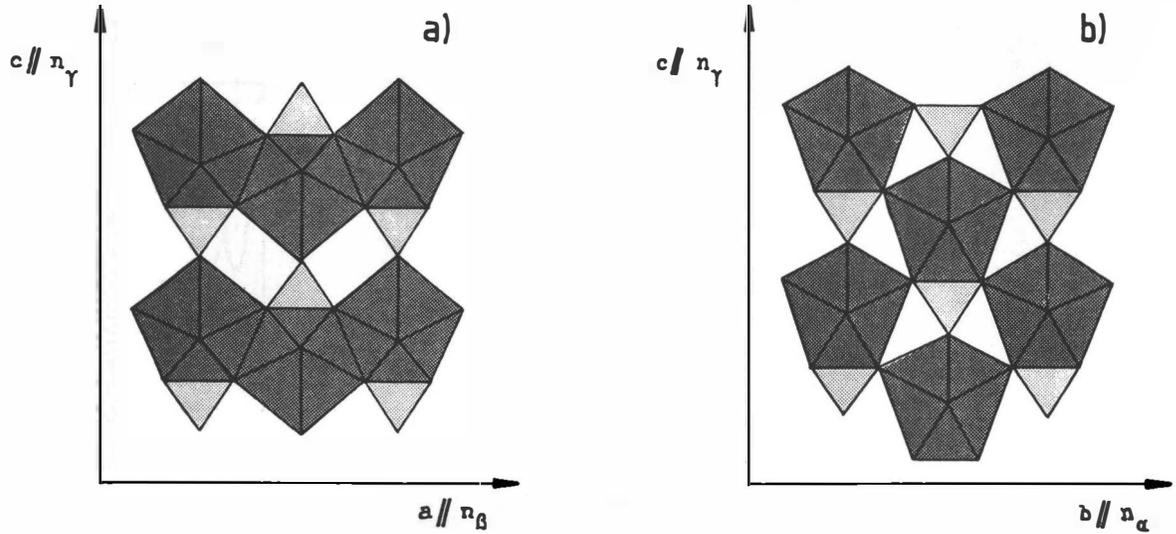


Abb.2. Projektion der Anhydritstruktur a) entlang der b-Achse und b) entlang der a-Achse.

UNTERSUCHUNGEN OBER DIE ABHÄNGIGKEIT DES REFLEXIONSVERMÖGENS
VON DER CHEMISCHEN ZUSAMMENSETZUNG BEI CHROMSPINELLEN

von

G. Heiß +)

(eingelangt am 27. März 1985)

Zusammenfassung

Von akzessorischen Chromspinellen aus einem Peridotit der Granulitfazies im Waldviertler Moldanubikum wurde im Auflichtmikroskop bei 589 nm Wellenlänge das Reflexionsvermögen gemessen. Anschließend wurden die Kristalle mit der Elektronenstrahlmikrosonde auf ihren Chemismus untersucht. Es zeigt sich ein linearer Zusammenhang zwischen den Reflexionswerten und der chemischen Zusammensetzung. An zwei Kristallen mit verschiedenem Chromgehalt wurde außerdem die spektrale Abhängigkeit des Reflexionsvermögens bestimmt. Die Dispersionskurven ähneln weitgehend den in der Literatur gefundenen. Schließlich wurde versucht, einen Vergleich der gemessenen Reflexionswerte mit den über die Gladstone-Dalesche Beziehung abgeleiteten theoretischen Reflexionswerten anzustellen.

Als Chromspinelle werden chromhaltige Phasen der Spinell-Mischkristallreihe bezeichnet. Ihr natürliches Vorkommen beschränkt sich auf mafische und ultramafische Gesteine. Spinelle sind kubische Doppeloxyde mit der allgemeinen Formel AB_2O_4 , wobei A für die zweiwertigen Ionen Fe und Mg und B für die dreiwertigen Ionen Al, Cr und Fe steht. In den meisten Chromspinellanalysen machen die Oxide dieser Elemente mehr als 98 Gewichtsprozent aus. Als Spuren treten vor allem Mn, Ti, Ni und Zn auf. Manchmal werden auch geringe Mengen an Si angegeben. Aus den oben angeführten Hauptelementen Al, Cr, $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ und Mg lassen sich sechs Spinell-Endglieder bilden, deren Namen und kristallchemische Daten in Tabelle 1 angegeben sind. Eine Möglichkeit der graphischen Darstellung von Spinellzusammensetzungen bietet das sogenannte Spinell-Prisma nach STEVENS (1944), wie es in Abbildung 1 zu sehen ist.

Die Zusammensetzung natürlicher Chromspinelle schwankt meist sehr stark. Trotzdem zeigen sich in verschiedenen Vorkommen bestimmte Trends. Zu diesen Problemen sei auf die Literatur, etwa auf die beiden Arbeiten von IRVINE (1965, 1967) verwiesen. Einen Überblick auf die neuere Literatur geben die Arbeiten von MUSSALAM et al. (1981) und TALKINGTON und MALPAS (1984).

Die vorliegende Arbeit bringt chemische Analysendaten und Reflexionswerte von akzessorischen Chromspinellen aus einem Peridotit, der mit dem Granulitkörper von St. Leonhard/Kamptal im niederösterreichischen Moldanubikum vergesellschaftet ist. Wie schon bei BECKE (1882) erwähnt, besteht der östliche Teil des Ultramafitkörper aus einem Dunit mit kleinen Gehalten von Klinopyroxen und dem akzessorischen Chromspinell "Picotit". Der Peridotit wird als Mantelmaterial, das durch tiefgreifende tektonische Bewegungen mit tiefen Krustenteilen (= Granulit) vermischt wurde, angesehen (SCHARBERT und KURAT, 1974).

+) Anschrift des Verfassers:
Gerhard Heiß
Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

Tabelle 1. Die sechs wichtigsten Endglieder im Spinellsystem. Die Werte für die Gitterkonstanten stammen aus HILL et al. (1979).

Formel	Name	Abk.	a_0 (Å)
$MgAl_2O_4$	Spinell i. e. S.	Sp	8.0832
$FeAl_2O_4$	Hercynit	Hc	8.149
$MgCr_2O_4$	Picrochromit	Pc	8.333
$FeCr_2O_4$	Chromit	Ch	8.392
$MgFe_2O_4$	Magnesioferrit	Mf	8.360
$FeFe_2O_4$	Magnetit	Mt	8.394

Tabelle 2. Mikrosondenanalysen von silikatischen Phasen aus dem Dunit.

		Olivin		Cpx	Opx ¹⁾
SiO ₂	40,98	40,66	41,77	53,66	55,77
TiO ₂	-	0,03	-	0,32	0,12
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	-	1,58	0,40
Al ₂ O ₃	-	0,02	-	3,20	3,47
FeO ²⁾	7,26	7,15	7,55	2,17	5,13
MgO	53,00	52,24	52,46	19,23	35,88
MnO	0,14	0,11	0,13	0,11	0,18
CaO	-	-	-	19,01	0,14
K ₂ O	x	-	x	0,01	x
Na ₂ O	x	-	x	1,11	x
Summe	101,40	100,24	101,91	100,40	101,39

1): aus Kelyphit

2): Gesamteisen als FeO

x : nicht analysiert

Der Dunit aus dem östlichen Teil des Peridotitkörpers im Bereich des Kotbachgrabens ist sehr stark serpentiniert. Der Olivin ist feinkörnig, die Korngrößen liegen meist unter 0,2 mm. Messungen mit der Mikrosonde ergaben einen Forsteritgehalt von fast 93 %. Klinopyroxen tritt als grüner Cr-haltiger Diopsid auf. Eine kleine Auswahl von Analysen silikatischer Phasen ist in Tabelle 2 zu finden. Der Serpentin bildet ein dichtes Netzwerk von unterschiedlich dicken Adern. Oft enthält er kleine Körnchen von Magnetkies und schlierige Aggregate von offensichtlich sekundär gebildetem Magnetit. Außerdem sind längliche rotbraune Kelyphitbildungen zu beobachten, die einige Millimeter lang werden können. Sie bestehen aus einem sehr feinkörnigen Gemenge von Orthopyroxen, Hornblende und einem Cr-ärmeren Spinell und wurden von BECKE (1882) sehr genau beschrieben.

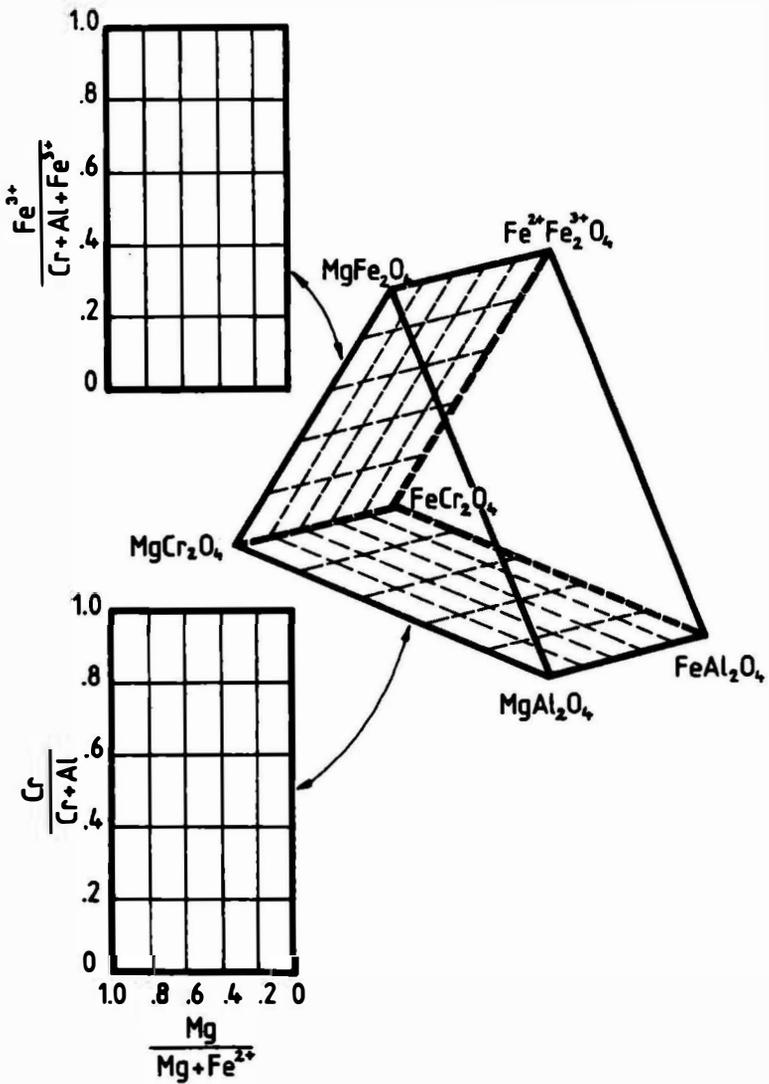


Abbildung 1: Spinell-Dreiecksprisma zur graphischen Darstellung von Analysenergebnissen nach STEVENS (1944).

Tabelle 3: Auswahl von Mikrosondenanalysen von akzessorischen Chromspinellen.
Das dreiwertige Eisen wurde über die Spinellstöchiometrie berechnet.

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Summe
W1A-01	0,00	0,24	43,33	25,68	1,71	14,98	13,71	0,30	0,01	99,86
W1A-09	0,05	0,05	20,15	48,61	1,38	8,75	20,00	0,18	0,02	99,19
W1A-14	0,00	0,18	39,36	30,39	0,93	14,38	14,62	0,30	0,02	100,18
W1B-19	0,04	0,51	46,82	21,94	1,73	15,10	13,43	0,34	0,00	99,90
W1D-29	0,05	0,12	48,41	21,90	1,45	14,53	13,67	0,38	0,02	100,53
W1D-34	0,00	0,12	30,94	38,59	1,59	11,03	17,68	0,20	0,00	100,15
W2-24	0,00	0,00	33,05	35,72	2,35	11,17	17,08	0,24	0,00	99,61
W2-25	0,00	0,09	40,75	28,87	2,00	12,72	15,56	0,21	0,00	100,20
W2-37	0,00	0,09	50,03	20,06	1,61	14,73	13,25	0,32	0,00	100,08
WS1-35	0,03	0,04	23,97	44,23	1,05	10,16	18,61	0,14	0,00	99,03
A	0,00	0,20	44,43	24,54	2,06	14,33	13,99	0,29	0,02	99,96 ¹⁾
B	0,04	0,03	19,74	49,60	1,37	8,54	20,38	0,16	0,02	99,88

1): von dieser Probe wurde ein ZnO-Gehalt von 0,10 Gewichtsprozent bestimmt.

Die akzessorischen Chromspinelle treten als xenomorphe und teilweise klastische Körner mit unterschiedlicher Größe und Farbe auf. Die Größeren erreichen oft 1 mm. Die Farbschattierungen reichen von dunkelbraun-schwarz bis rötlich hellbraun. In polierten Anschliffen zeigen verschiedene Chromspinelle große Unterschiede im Reflexionsvermögen, was Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung erwarten läßt. Die Kristalle sind im allgemeinen homogen, es wurde kein Zonarbau beobachtet. Im Dünnschliff wurden in einigen Spinellen feine nadelförmige Einschlüsse beobachtet, deren Dicke knapp an der Auflösungsgrenze des Lichtmikroskops liegt.

Von einem Konzentrat der akzessorischen Chromspinelle wurden Streupräparate hergestellt und mit der Mikrosonde analysiert. Die Variation der chemischen Zusammensetzung ist groß. Tabelle 3 zeigt eine repräsentative Auswahl von Analyseergebnissen. Sie sind in Abbildung 2 graphisch dargestellt. Auffallend ist die fast lineare Achse der Mischkristallreihe zwischen den beiden berechneten Endgliedern $Sp_{0,9}Hc_{0,1}$ und $Ch_{0,6}Pc_{0,4}$. Die Gehalte von TiO₂ zeigen starke Schwankungen. Vielleicht ist diese Tatsache mit den oben beschriebenen nadelförmigen Einschlüssen in Verbindung zu bringen. Im allgemeinen aber sind höhere Titangehalte an höhere Eisengehalte gebunden. Eine wesentlich deutlichere positive Korrelation mit Eisen zeigt Mangan (Abbildung 3). In einigen Analyseergebnissen treten auch Gehalte von SiO₂ auf, die vielleicht von kleinen Einschlüssen silikatischer Phasen herrühren. Jedenfalls wurden über größere Kornbereiche keine homogenen Siliziumgehalte festgestellt.

Aufgrund der fast linearen Mischkristallreihe der untersuchten Chromspinelle bot sich eine genauere Untersuchung über den Zusammenhang zwischen chemischer Zusammensetzung und Reflexionsvermögen an. Frühere Arbeiten von DEMIRSOY (1968) und EALES (1980) zeigten bei Chromiten eine Abhängigkeit des Reflexionsvermögens vom Gehalt an Chrom und Eisen. Es wurde eine starke Abhängigkeit der Reflexionswerte vom Verhältnis Cr+Fe³⁺/Al und eine schwächere vom Verhältnis Fe²⁺/Mg festgestellt.

MACGREGOR und SMITH (1968) zeigten einen positiven linearen Zusammenhang zwischen Brechungsindex und Chrom- bzw. Eisengehalt bei akzessorischen Chromspinellen. An synthetischen Mischkristallen der Reihe Spinell-Picrochromit wurde von CERVELLE et al. (1984) ebenfalls eine lineare Abhängigkeit des Reflexionsvermögens vom Chromgehalt festgestellt.

In polierten Streupräparaten wurde von ausgewählten Kristallen das Reflexionsvermögen bei 589 nm Wellenlänge mit Hilfe eines Auflichtmikroskops Leitz Orthoplan-Pol und eines Mikroskop-Photometers MPV 2 gemessen. Danach wurden diese Kristalle mit einer Mikrosonde ARL EMX-SM analysiert. In der Abbildung 4 sind die Gewichtsprozentage der Hauptelementoxide gegen die dazugehörigen Reflexionswerte aufgetragen. Auch hier ist eine lineare Korrelation zu erkennen.

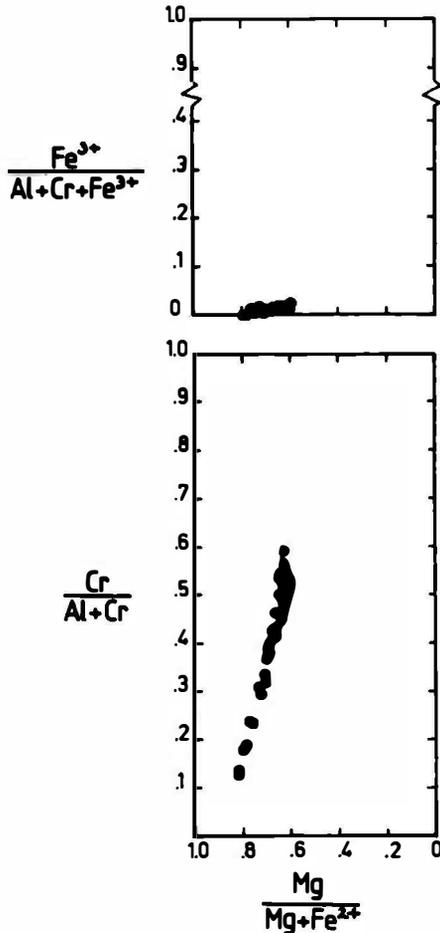


Abbildung 2: Projektion der Mikrosondenanalysen von akzessorischen Chromspinellen auf zwei Seiten des Spinell-Dreiecksprismas. Das dreiwertige Eisen wurde über die Spinellstöchiometrie berechnet.

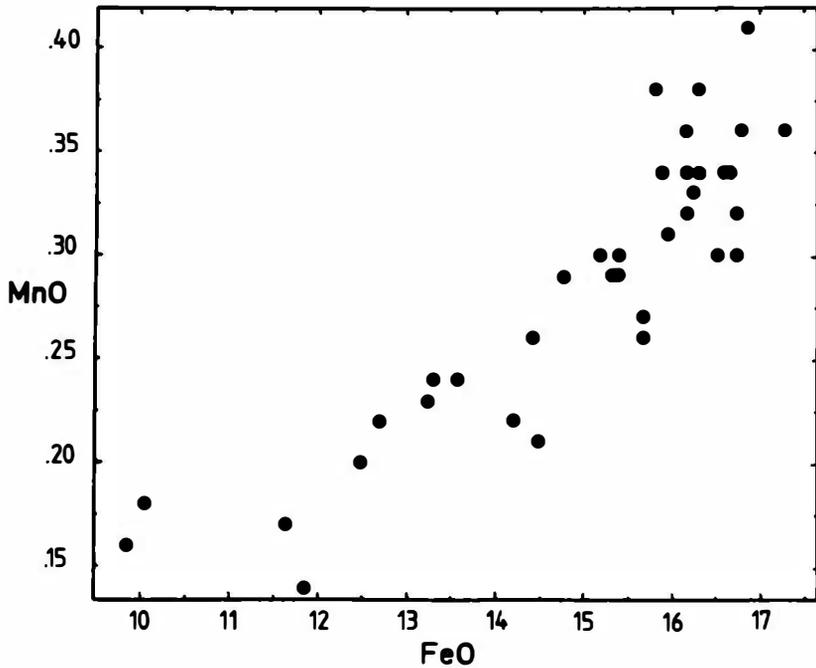
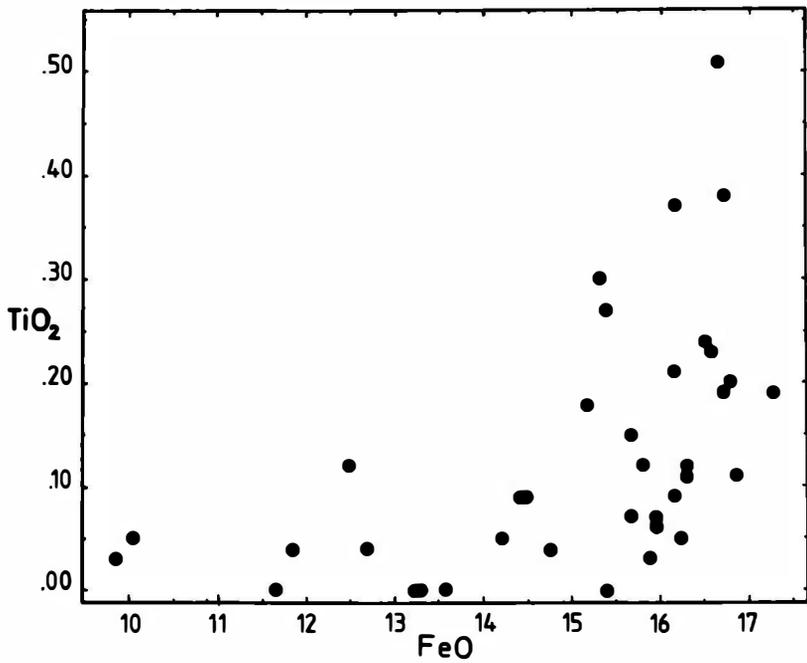


Abbildung 3: Die Gehalte von TiO₂ und MnO von akzessorischen ChromspinelLEN gegen den FeO-Gehalt, jeweils in Gewichtsprozent.

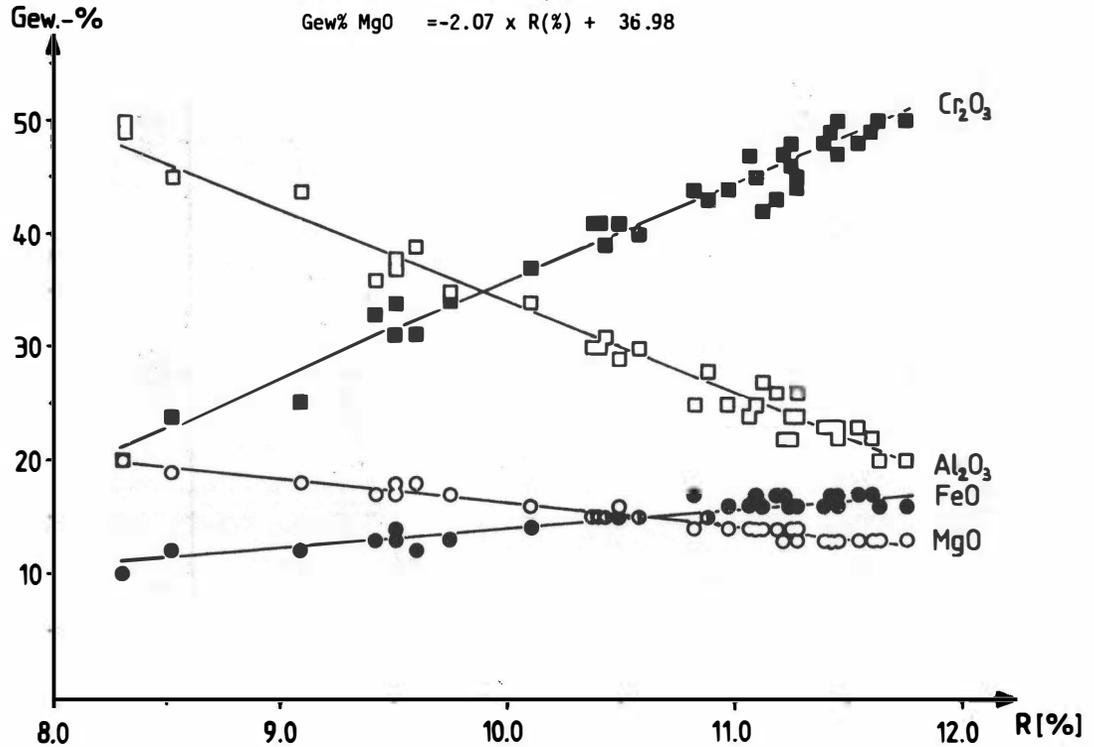
Abbildung 4: Abhängigkeit der Reflexionswerte bei 589 nm Wellenlänge von der chemischen Zusammensetzung. Gesamteisen als FeO. Die Gleichungen der Ausgleichsgeraden lauten:

$$\text{Gew\% Cr}_2\text{O}_3 = 8.57 \times R(\%) - 50.09$$

$$\text{Gew\% Al}_2\text{O}_3 = -8.17 \times R(\%) + 115.88$$

$$\text{Gew\% FeO} = 1.89 \times R(\%) - 5.07$$

$$\text{Gew\% MgO} = -2.07 \times R(\%) + 36.98$$



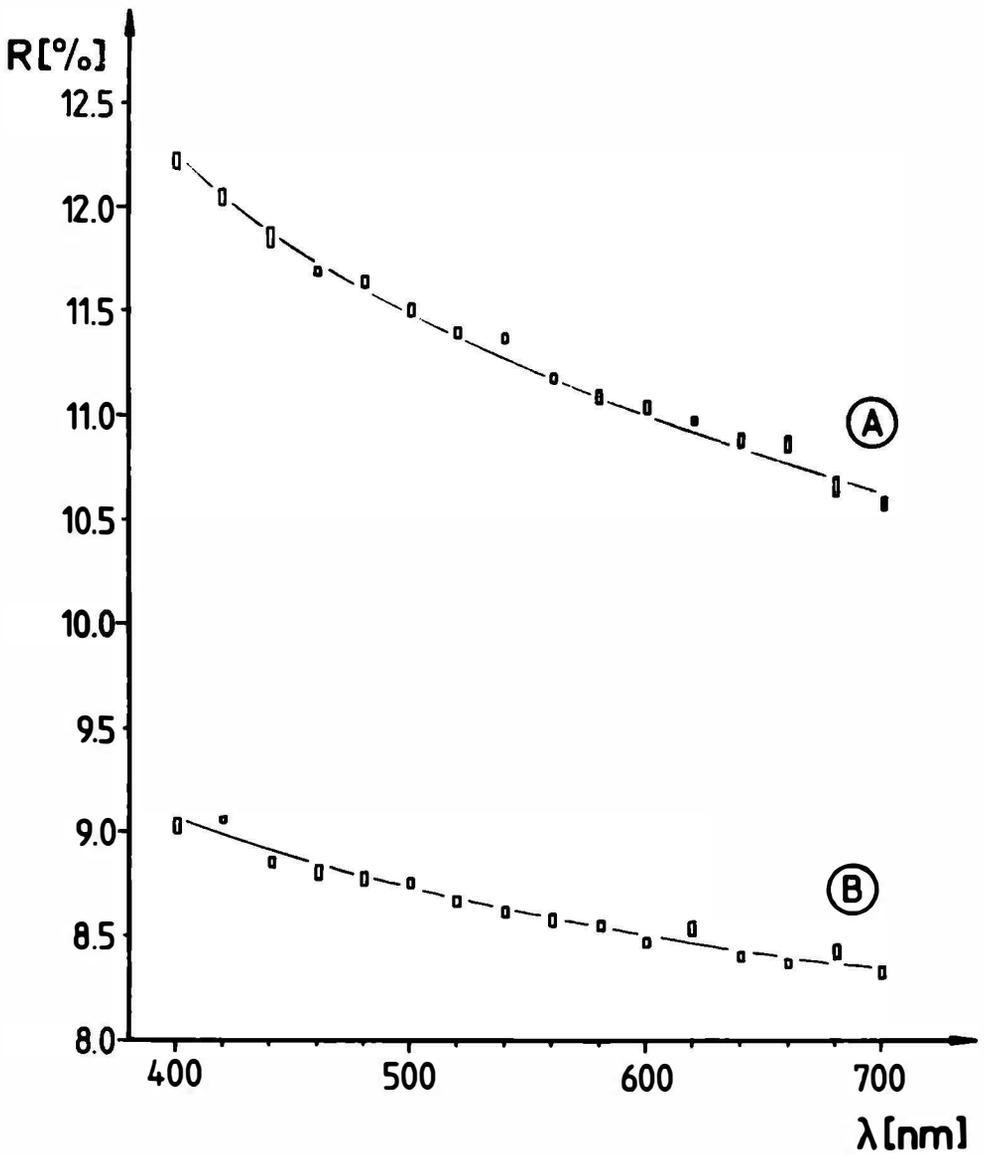


Abbildung 5: Dispersion der Reflexionswerte zweier unterschiedlicher akzessorischer Chromspinnelle. Die Analysendaten der Proben A und B sind in Tabelle 3 angegeben.

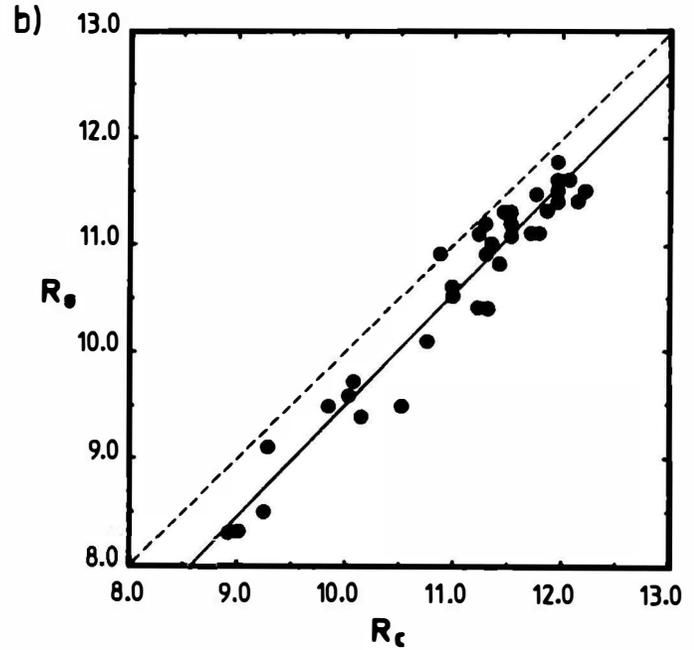
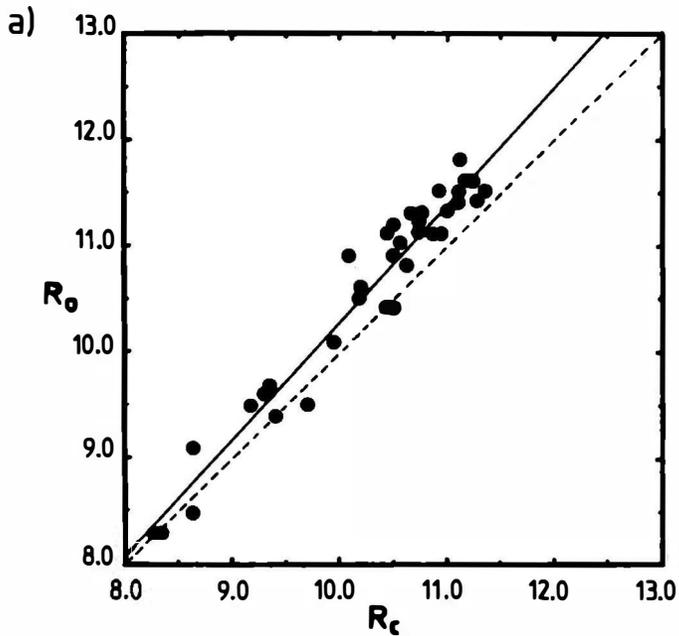


Abbildung 6: Vergleich zwischen beobachteten (R_o) und über die Gladstone-Dalesche Beziehung berechneten Reflexionswerten (R_c) von Chromspinellen. Die Werte der spezifischen Brechkräfte k für die einzelnen Komponenten Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO und MgO wurden von den Autoren etwas verschieden angegeben:

- a) LARSEN (1921): 0,193; 0,27; 0,187; 0,2
 b) MANDARINO (1976): 0,207; 0,29; 0,188; 0,2

An zwei Kristallen mit unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung wurden die spektralen Reflexionskurven gemessen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5 dargestellt. Beide Kurven zeigen normale Dispersion und sind zum Beispiel mit den Ergebnissen von DEMIRSOY (1968) gut vergleichbar.

Es schien interessant, die gemessenen Reflexionswerte R_0 mit den über die Gladstone-Dalesche Beziehung errechneten theoretischen Werten R_C zu vergleichen. Diese einfache Gleichung, die den Brechungsindex einer Substanz mit ihrer Dichte und ihrer chemischen Zusammensetzung in Beziehung setzt, wurde erstmals von GLADSTONE und DALE (1864) für Flüssigkeiten formuliert und von LARSEN (1921) auch in der Mineralogie angewandt. Die Beziehung lautet:

$$K = \frac{n-1}{D} = \frac{k_1 p_1}{100} + \frac{k_2 p_2}{100} + \dots + \frac{k_n p_n}{100}.$$

K ist die spezifische Brechkraft einer Substanz, D ihre Dichte, k_1, k_2, \dots, k_n sind die spezifischen Brechkraften ihrer Komponenten, und p_1, p_2, \dots, p_n sind die Gewichtsprozent dieser Komponenten. Werte für k wurden von LARSEN (1921) und MANDARINO (1976) angegeben (vgl. Abb. 6). Für die Berechnung der theoretischen Dichte wurde die Abhängigkeit derselben von der chemischen Zusammensetzung als linear angenommen. Beim Ableiten der Reflexionswerte R_C von den errechneten Brechungsindizes wurde die Absorption vernachlässigt. Reflexionsmessungen in Luft und in Immersion an zwei akzessorischen Chromspinellen zeigten, daß die Absorptionskonstante (κ) kaum 0,05 erreicht. In Abbildung 6 sind jeweils die beobachteten Reflexionswerte R_0 gegen die berechneten Werte R_C aufgetragen. Es ist eine gute Übereinstimmung zu beobachten.

Danksagungen

Herrn Prof. Dr. J. ZEMANN danke ich für die Bereitstellung eines Handstücks, für die Hilfe bei der Literaturbeschaffung und für anregende Diskussionen. Den Herren Doz. Dr. A. BERAN und Dr. H. DIETRICH danke ich für die Hilfe bei den Reflexions- bzw. Mikrosondenmessungen. Der "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung" (Proj. Nr. 4530 und 1936) unterstütze die Arbeit. Die Mikrosondenmessungen wurden am Institut für Analytische Chemie der Universität Wien durchgeführt.

Literatur:

- BECKE, F. (1882): Die Gneisformation des Niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Min.Petr.Mitt. 4, 323ff.
- CERVELLE, B., COUTURES, J.-P., MALEZIEUX, J.-M., PIRIOU, B. (1984): Crystallochimie des chromites: etude sur des produits de synthese du systeme $Mg(Al,Cr)_2O_4$. Bull.Mineral. 107, 627-634.
- DEMIRSOY, S. (1968): Untersuchungen über den Einfluß der chemischen Zusammensetzung auf die spektralen Reflexionsfunktionen und Mikro-eindruckhärten im Spinell-Dreistoffsystem unter besonderer Berücksichtigung der Chromspinelle. Diss. Aachen.
- EALLES, H.V. (1980): The application of refractivity measurements to the study of chromiferous spinels. Canad. Mineral. 18, 17-23.
- GLADSTONE, J.H., DALE, T.P. (1864): Researches on the refraction, dispersion and sensitiveness of liquids. Philos. Trans.Roy.Soc. London 153, 317-343.

- HILL, R.J., CRAIG, J.R., GIBBS, G.V. (1979): Systematics of the spinel structure type. *Phys.Chem.Min.* 4, 317-339.
- IRVINE, T.N. (1965): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory. *Canad. J. Earth Sciences* 2, 648-672.
- (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II. Petrological application. *Canad. J. Earth Sciences* 4, 41-103.
- LARSEN, E. S. (1921): The microscopic determination of the nonopaque minerals. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 679.
- MACGREGOR, I.D., SMITH, C.H. (1963): The use of chrome spinels in petrographic studies of ultramafic intrusions. *Canad. Mineral.* 7, 403-412.
- MANDARINO, J.A. (1976): The Gladstone-Dale relationship. Part I: Derivation of new constants. *Canad. Mineral.* 14, 498-502.
- MUSSALAM, K., JUNG, D., BURGATH, K. (1981): Textural features and chemical characteristics of chromites in ultramafic rocks. Chalkidiki Complex, Northern Greece. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* 29, 75-101.
- SCHARBERT, H.G., KURAT, G. (1974): Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria, Austria. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* 21, 110-134.
- STEVENS, R.E. (1944): Composition of some Chromites of the Western hemisphere. *Amer. Mineral.* 29, 1.
- TALKINGTON, R.W., MALPAS, J.G. (1984): The formation of spinel phases of the White Hills peridotite, St. Anthony Complex, Newfoundland. *N. Jb. Min., Abh.* 149, 65-90.

EIN NEUES VORKOMMEN FLÄCHENREICHER FLUORITE IN DEN
GUTENSTEINER SCHICHTEN, OBERÖSTERREICH

von

O. Wallenta und M. A. Götzingler +)

(eingelangt am 18. April 1985)

Zusammenfassung

Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen sind immer wieder Neufunde von Bleiglanz-, Zinkblende- und Fluoritmineralisationen zu erwarten, besonders in tektonischen Störungszonen, wo Gutensteiner Schichten zusammen mit Evaporiten auftreten. Ein Vorkommen bei Hinterstoder (ÖÖ.) zeichnet sich durch besondere Flächenkombinationen oktaedrischer Fluorite aus.

Einleitung und geologische Stellung

Der Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen wird im Raum Oberösterreich und Nordsteiermark von einer Störungzone in WNW-ESE-Richtung durchschnitten. Nach PREY (1974) beginnt diese Zone am Kalkalpenrand bei Grünau im Almtal, setzt sich fort über Steyerling, Windischgarsten und Hengstpaß bis in den Raum St. Gallen, wo sie von den "Weyrer Bögen" abgelöst wird. Zwischen Windischgarsten und St. Gallen bildet die Störungzone gleichzeitig die Deckengrenze zwischen der Decke der Haller Mauern und des Warschenecks im Süden und der Reichraminger-Lunzerdecke im Norden. Ab Windischgarsten durchschneidet die Störungzone in westlicher Richtung nur noch die Reichraminger-Lunzerdecke, wogegen die Deckengrenze in der Gegend von Vorderstoder von ihr abschwengt (PREY, 1974).

Im Bereich dieser Störungzone treten wiederholt die älteren Baueinheiten der Nördlichen Kalkalpen zutage (Werfener Schiefer, Gips und Haselgebirge mit Rauhwacken, Gutensteiner Schichten). Aufschlüsse von Gutensteiner Schichten (Anis-Mitteltrias) in unmittelbarer Nähe von Evaporiten bilden die Voraussetzung für Fluoritmineralisationen (GÖTZINGER et al., 1981).

Bei einer systematischen Begehung der Gutensteiner Schichten im engeren und weiteren Bereich der vorgenannten Störungzone gelang es einem der Autoren (O. W.) im Jahre 1984 mehrere neue Fluoritvorkommen mit zum Teil interessanten Erzmineralisationen zu entdecken (z.B.: Bleiglanz, Fluorit und Zinkblende E Windischgarsten; vgl. dazu GÖTZINGER, 1985).

Ein besonders interessantes Fluoritvorkommen liegt im Bereich der Hutterer Höb, Hinterstoder (ÖÖ.); es kann bezüglich des Flächenreichtums der Fluorite als ungewöhnlich bezeichnet werden.

+) Anschriften der Verfasser:

Otmar Wallenta, Azwangerstraße 32, A-4400 Steyr

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

Zur Geologie und Mineralogie des Fluoritvorkommens

Bereits 1882 beschrieb COMMENDA (1886, 1926 a, b) Haselgebirgszonen von Vorder- und Hinterstoder. Die geologische Karte Blatt Liezen (VACEK und GEYER, 1918) zeigt einen langgestreckten Haselgebirgszug zusammen mit Gutensteiner Schichten im Hangenden des Werfener Schiefers. Der unmittelbar neben dem Fluorit vorkommende Gips gab Schwefelisotopenwerte, wie sie für oberskythisch-anisische Vorkommen charakteristisch sind; die mächtigeren Haselgebirgsgipse zeigen, wie beispielsweise auch Gips- und Anhydritproben vom Bosruck-Autobahntunnel, meist permische S-Isotopenwerte (PAK, 1981; Dr. G. Niedermayr pers. Mitt. 1984, nach Bestimmungen von Dr. E. Pak).

Die Minerale der Evaporite und der Gutensteiner Schichten:

1) Evaporite:

Wie bei fast allen Fluoritvorkommen treten im Zusammenhang mit den Evaporiten chloritführende Quarzite (in diesem Gebiet in ungewöhnlich großen Mengen) mit Steinsalz-hohlformen auf. Diese verdrückt-quaderförmigen Hohlformen sind an den Innenflächen durch Quarzkristalle ausgekleidet und teilweise von einem limonitisierten Karbonat (wahrscheinlich vorher Siderit) überwachsen. Für die von GÖTZINGER und WEINKE (1984) vorgeschlagene Genese der kluftgebundenen Fluorite in Gutensteiner Schichten wäre es sicher interessant abzuklären, ob zwischen den Steinsalz-hohlformen im Quarzit und den Fluoriten in unmittelbarer Nähe dazu ein Zusammenhang besteht.

Gips bildet derbe, körnige Massen von weißer bis rötlicher Farbe (z.T. mit eingewachsenem Marienglas); häufig sind Werfener Schiefer und Quarzite tektonisch eingepreßt.

Hämatit-Plättchen (bis 2 mm) sind eingewachsen im rötlichen Gips oder in den Hohlräumen des Quarzites.

Pyrit (Würfel mit Petagondodekaeder) sind eingewachsen im rötlichen Gips, Kantenlänge bis 1 mm.

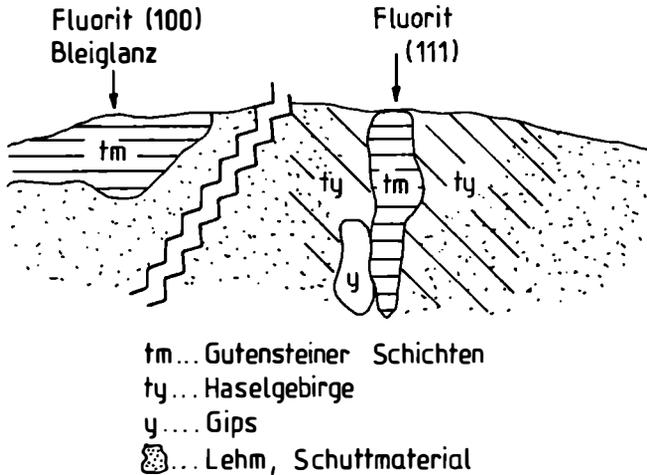


Abb. 1: Schematische Skizze der Fundstelle, Blickrichtung SW; die Entfernung der beiden (tm) Vorkommen beträgt ca. 70 m; der rechte Span (tm) ist maximal 4 m mächtig.

2) Gutensteiner Schichten:

Im Aufschlußbereich (Abb.1) stehen graubraune, hell verwitternde, kalkige Dolomite (kurzes Aufperlen mit verdünnter Salzsäure) mit den charakteristischen Calcitklüften an.

Calcit: Skalenoedrische Kristalle in Hohlräumen, Zwillingsbildung häufig nach (0001) - Abb.2 - und möglicherweise vereinzelt nach (10 $\bar{1}$ 1) = "Schmetterlingszwilling". Daneben gibt es auch Calcitrhomboeder mit Fluorit aufgewachsen auf skalenoedrischem Calcit.

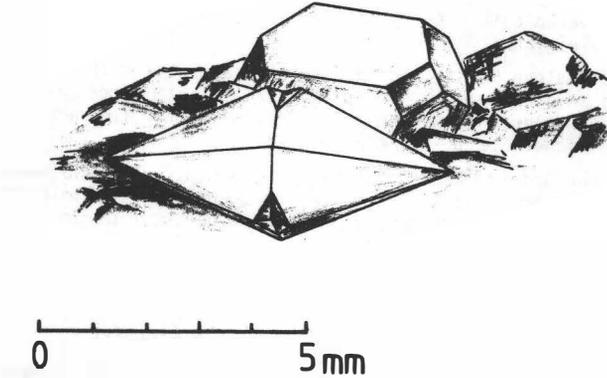


Abb. 2: Calcitskalenoeder, Zwilling nach (0001) mit Fluorit (Typ A).

Fluorit: In den Calcitklüften der Gutensteiner Schichten finden sich Fluorit-Kristalle bis 8 mm Durchmesser, die Farbe reicht von violett bis farblos, selten auch rosaviolett.

Unterschiedlich zu bisherigen Beschreibungen (meist Würfel) dominiert hier das Oktaeder. Aufgrund der Flächenkombinationen werden 4 Typen unterschiedlich (Kristallformen hier in runden Klammern !):

Typ A: Fluoritoktaeder (111) mit Würfel (100), die Oktaederflächen sind korrodiert, die Würfelflächen glänzen (Abb. 3a). Diese Formenkombination tritt auch verzerrt auf, z.B. als plattige Individuen senkrecht zu einer der 3-zähligen Achsen (Abb. 3b).

Typ B: Fluoritoktaeder (111) mit Würfel (100) und Deltoidikositetraeder (hhl mit $h < l$; in der Literatur auch als (hkk) oder (hll) bezeichnet). Diese seltene Form tritt nur untergeordnet auf, die Flächen sind korrodiert (Abb. 3c).

Typ C: Fluoritoktaeder (111) mit Deltoidikositetraeder (hhl), bei manchen Kristallen tritt der Würfel völlig zurück (Abb. 3d).

Typ D: Fluoritwürfel (100) mit Oktaeder (111), angedeutetem Deltoidikositetraeder (hhl) und Hexakisoktaeder (hk1). Das Hexakisoktaeder konnte bisher nur an einem scharfkantig ausgebildeten Kristall mit glänzenden Flächen beobachtet werden (Abb. 3e).

Neben skelettartigen (korrodierten) Kristallen fand sich auch ein modellartig ausgebildetes Kuboktaeder mit glänzenden Flächen (Abb. 3f). In seltenen Fällen gibt es auch vom Typ A und B Kristalle mit allseitig glänzenden Flächen.

Gegenüber vergleichbaren Fluoritfundstellen (z.B. Laussa, Phyrnpaß) sind folgende Unterschiede feststellbar:

Im direkten Kontaktbereich zum Gips (bis ca. 10 m) treten nur oktaedrische Fluorite auf, die fluoritführenden Calcitklüfte sind als Bestandteil einer (tektonischen) Breccie eng begrenzt. Derbe Fluoritklüfte fehlen weitgehend.

In weiterer Entfernung vom Gips (über 50 m) tritt würfelig Fluorit auf, massive Calcitklüfte enthalten eingesprengte Fluoritkristalle, selten auch Bleiglanz.

Bleiglanz in einzelnen Kristallen oder Kristallaggregaten (bis ca. 1,5 mm, kenntlich an der vorzüglichen Spaltbarkeit) tritt eingesprengt im Kluftcalcit auf; allerdings wurden auch einzelne Körner festgestellt, die keine deutlichen Spaltflächen aufweisen.

Dolomit kommt nur untergeordnet in gelblichen, undeutlichen Rhomboedern vor. In großen Blöcken fand sich grobkörniger, schwarzer Dolomit mit Calcitklüften, in denen bisher noch kein Fluorit gefunden wurde.

Diskussion der kristallmorphologischen Ergebnisse der Fluorite

OBENAUER (1933) unterscheidet in seiner Arbeit "Zur Tracht und Paragenese des Flußspats" fünf Fluorit-Trachten: würfelige, oktaedrische, rhombendodekaedrische, ikositetraedrische und kuboktaedrische (Reihenfolge nach der Häufigkeit, 265 Stücke untersucht), die prozentuelle Häufigkeit der Einzelformen beträgt: Würfel (82,3), Oktaeder (15,0), Rhombendodekaeder (2,0), Ikositetraeder (0,6). Dieses Ergebnis beruht auf 57,4 % der Gesamtzahl, OBENAUER schließt daraus auf eine "Tendenz des Flußspates, einfache Formen zu bilden und Kombinationen von vielen Flächen zu meiden". Einfluß auf die Tracht des Fluorites hat nach OBENAUER weniger die Paragenese, sondern eher die Bildungsbedingung. Demnach sind oktaedrische Fluorite für pegmatitisch-pneumatolytische Bildungen charakteristisch, jedoch in 60 % der Fälle als Endglied dieser Mineralbildung. Rhombendodekaedrische Fluorit-Typen treten viel seltener, jedoch gehäuft in hydrothermalen Ausscheidungsfolgen auf. Für würfelige Fluorite ergibt sich die spät hydrothermale bis hydatogene Phase; selten ist würfelig Fluorit mit Silikaten (außer Quarz) und Oxiden (außer Limonit) vergesellschaftet. Demnach kann geschlossen werden, daß die Fluorite des Vorkommens bei Hinterstoder bei höheren Temperaturen auskristallisiert sind, als die übrigen bekannten Vorkommen, deren Bildungstemperatur (sedimentär-anchizonal) auf 250 - 300° C geschätzt wird (GÖTZINGER, 1985). Anzeichen für einzelne hydrothermale Fluoritbildungen (z.B. Gams, Stmk.) ergeben sich auch nach GÖTZINGER und WEINKE (1984).

OBENAUER (1933) beschäftigt sich auch mit Art und Entstehung von Ätzfiguren von Fluorit, besonders der (häufigen) Würfelflächen. Hier sind besonders Ätzgrübchen mit Ikositetraederflächen zu erwähnen, deren Auftreten mit der Einwirkung saurer Lösungen erklärt wird; auf der Ikositetraederfläche treten auch charakteristische Ätzzinnen auf. Vergleichbare Beobachtungen wurden auch an Fluoriten des Vorkommens Hinterstoder gemacht, außerdem treten auch natürlich angeätzte (kantengerundete) Calcitskalenoeder auf, sodaß auch hier mit dem Einfluß schwach saurer Lösungen in der Spätphase gerechnet werden kann. Demzufolge kann damit auch das Auftreten der Deltoidikositetraederflächen (Fluorite des Typs B-D) erklärt werden.

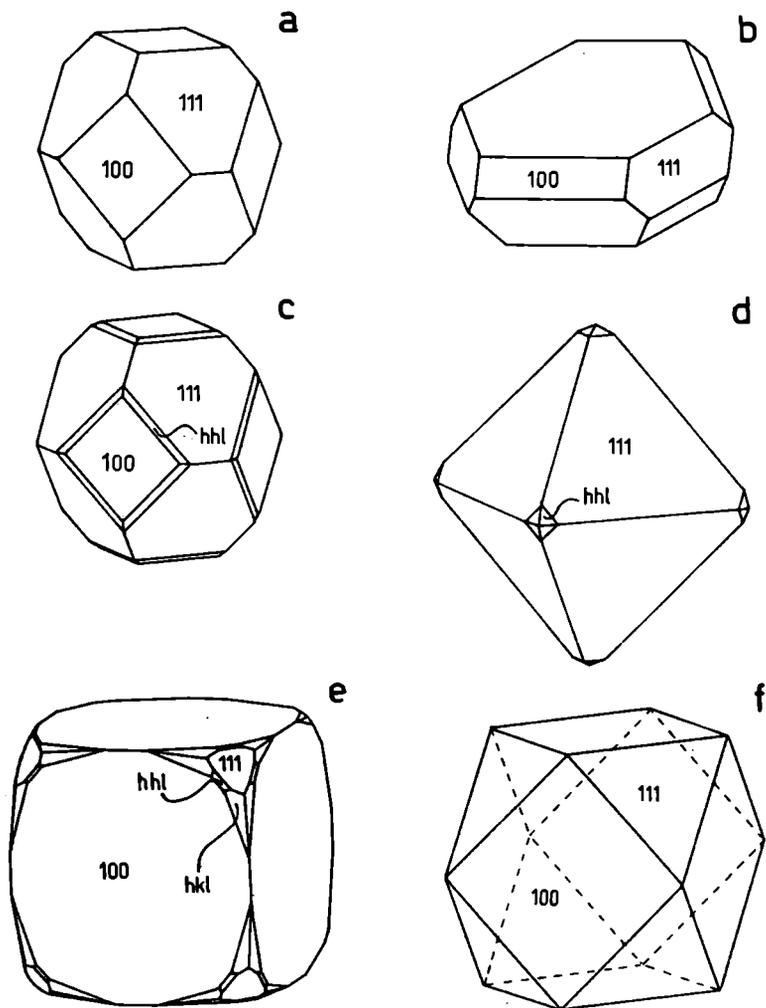


Abb. 3: Idealisierte Fluoritkristalle des Vorkommens Hinterstoder (Ö.).
(Kristallformen hier in runden Klammern !)

- a: Fluorit Typ A: Oktaeder (111) matt mit Würfel (100) glänzend.
- b: Fluorit Typ A plattig nach (111): Oktaeder (111) mit Würfel (100), in dieser Darstellung steht eine 3-zählige Achse vertikal.
- c: Fluorit Typ B: Oktaeder (111) mit Würfel (100) und Deltoidikositetraeder (hhl) matt-korrodiert.
- d: Fluorit Typ C: Oktaeder (111) mit Deltoidikositetraeder (hhl).
- e: Fluorit Typ D: Würfel (100) mit untergeordnetem Oktaeder (111), Deltoidikositetraeder (hhl) und Hexakisoktaeder (hkl).
- f: Fluorit-Kuboktaeder (Typ A): Würfel (100) und Oktaeder (111).

Eine Erklärung für die oktaedrische Tracht der Fluorite des Vorkommens bei Hinterstoder aus geologischer Sicht kann derzeit noch nicht gegeben werden, ein Zusammenhang mit der Einwirkung alpidischer Metamorphoseereignissen im Hinblick auf die südliche Lage des Vorkommens innerhalb der Nördlichen Kalkalpen ist nicht zwingend, zumal an Fluoriten der noch südlicher gelegenen Fuchsalmb/Bosruck, OÖ. derartige Beobachtungen nicht gemacht werden konnten. Für eine lokale Wärmebeeinflussung fehlen bisher jegliche Anhaltspunkte aus der Geländebeobachtung.

Wie weit erhöhte Sulfatkonzentrationen der Lösungen (umgebender Gips) Einfluß auf die Tracht der Fluorite ausüben ist noch ungeklärt.

Dank

Herrn Dr. G. Niedermayr (Naturhistorisches Museum Wien) gilt unser Dank für einzelne Mineralangaben und Auskünfte über S-Isotopenwerte, ebenso Herrn Dr. B. Gruber (OÖ. Landesmuseum Linz) für Literaturbereitstellung.

Literatur

- COMMENDA, H. (1886): Übersicht der Mineralien Oberösterreichs. - 35. Jahresbericht k.k. Staatsgymnasium Linz, 1-44.
- COMMENDA, H. (1926 a): Abriß des Aufbaues Oberösterreichs aus Gesteinen und Mineralien. - Heimatgäue 7/1, 41-65, Verlag Pirngruber, Linz.
- COMMENDA, H. (1926 b): Übersicht der Gesteine und Mineralien Oberösterreichs. II. Mineralien. - Heimatgäue 7/2, 119-143, Verlag Pirngruber, Linz.
- GÜTZINGER, M., LEIN, R. und WEINKE, H.H. (1981): Beiträge zur Mineralogie der Gutensteiner Schichten. - Fortschr. Min. 59, Bh. 1, 53-54.
- GÜTZINGER, M.A. und WEINKE, H.H. (1984): Spurenelementgehalte und Entstehung von Fluoritmineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis-Mitteltrias), Nördliche Kalkalpen, Österreich. - Tschermarks Min. Petr. Mitt. 33, 101-119.
- GÜTZINGER, M.A. (1985): Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis) in Ostösterreich - ein Überblick. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 6 (im Druck).
- OBENAUER, K. (1933): Zur Tracht und Paragenese des Flußspats. - N.Jb.Min., Geol., Pal., Abh. 66, Beil. Bd., Abt. A, 89-119.
- PAK, E. (1981): Schwefelisotopenuntersuchungen im Institut für Radiumforschung und Kernphysik, III.- Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss. Jg. 1981, 187-198.
- PREY, S. (1974): Einführung in die geologische Geschichte und den Bau des Raumes von Windischgarsten. - Erläuterungen zum geologischen Lehrpfad in Windischgarsten. Kurfonds A-4580 Windischgarsten, 72 S.
- VACEK, M. und GEYER, G. (1918): Geologische Spezialkarte Blatt Liezen, k.k. Geol. Reichsanstalt Wien, 1918.

ERGÄNZUNGEN ZUR MINERALFÖHRUNG DER GRAPHITLAGERSTÄTTE
AMSTALL, WEINBERG, NIEDERÖSTERREICH

von

F. Zelezny +)

(eingelangt am 29. April 1985)

In der Graphitlagerstätte Amstall, Weinberg wurden folgende Mineralien - Abbaustand der Lagerstätte 1974 - aufgefunden:

1) Magnetkies

Tombakfarbene, parallellagernde, dichte Massen sowie körnige Einsprengungen im Graphit, magnetisch.

2) Markasit

Kleine Sphäroide, radialstrahlig aufgebaut, Durchmesser 5-8 mm, als konkretionäre Bildungen im Graphit eingewachsen.

3) Bleiglanz

0,1 - 2 mm große Kristallfragmente, würfelig bzw. mit parkettierter Oberfläche, starker Metallglanz, z.T. matt angelaufen.

4) Cerussit

Weiße, matt-fettig glänzende tafelige Kristalle (Korngröße bis 5 mm) mit charakteristischer Längsstreifung.

5) Pyromorphit

Prismatische, gelbgrüne, fettig glänzende Kriställchen (Korngröße einige Zehntel mm) sowie gelbe Krusten, auf Cerussit aufsitzend.

6) Plumbojarosit

Schmutziggelbe, rhomboedrische, zu büscheligen Gruppen aggregierte Kriställchen sowie weißlich-gelbe, kugelig verfilzte Kristallnadeln.

Die Minerale Bleiglanz, Cerussit und Pyromorphit wurden von einer, aus dem anstehenden Gestein zutage tretenden Wasserader als Zerreibsel (vermengt mit dem Grundgestein) abgelagert. Daraus wurden diese unter dem Binokular ausgesondert.

Die Identifizierung wurde nach äußeren Kennzeichen, auf Kohle vor dem Lötrohr und durch spezifische Ionenreaktionen vorgenommen.

Zum Quellenstudium wurden die Arbeiten von HOLZER (1964), HOLZER und ZIRKL (1962, 1963), MEIXNER (1963), NIEDERMAYR (1971), SIGMUND (1937) sowie ZIRKL (1961, 1962) herangezogen.

Die vom Verfasser beschriebenen Minerale sind in diesen Arbeiten nicht erwähnt, sodaß sie für diese Lagerstätte als Neufunde vermerkt werden können.

+) Anschrift des Verfassers:

Friedrich Zelezny
Rechte Wienzeile 75/24, A-1050 Wien

Literatur:

- HOLZER, H. (1964): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. - Verh.Geol.BA 1964, 360-371.
- HOLZER, H., ZIRKL, E.J. (1962): Weitere Mitteilungen über niederösterreichische Graphitlagerstätten. - Verh.Geol.BA 1962, 316-330.
- HOLZER, H., ZIRKL, E.J. (1963): Ober einige weitere niederösterreichische Graphitlagerstätten. - Verh.Geol.BA 1963, 79-91.
- MEIXNER, H. (1963): Mineralsammeln in niederösterreichischen Graphitlagerstätten. - Der Karinthin 49, 39-44.
- NIEDERMAYR, G. (1971): Einige neue Mineralfunde aus Österreich. - Tschermaks Miner. Petr. Mitt. 15, 313-316.
- SIGMUND, A. (1937): Die Minerale Niederösterreichs. - Wien-Leipzig: Deuticke.
- ZIRKL, E.J. (1961): Vorläufiger Bericht über die mineralogischen Untersuchungen einiger Graphitvorkommen aus dem niederösterreichischen Waldviertel. - Verh.Geol.BA 1961, 99-101.
- ZIRKL, E.J. (1962): Jarosit und Natrojarosit vom Graphitabbau Weinberg bei Trandorf, Niederösterreich. - N.Jb.Miner., Mh. 1962, 27-31.

ZUR CHEMISCHEN ZUSAMMENSETZUNG VON CARATIIT

von

H. Effenberger +)

(eingelangt am 30. April 1985)

Caratiit wurde in Vesuvlava der Eruption von 1869 bereits Ende des vergangenen Jahrhunderts gefunden. Es handelt sich dabei um kleine, grüne Kristalle, von denen aber nur wenige mg vorhanden waren. Erfreulicherweise wurde damals die Seltenheit dieses Materials erkannt und man verwendete nicht größere Mengen für klassisch-chemische Untersuchungen. Am Beispiel des Caratiits soll gezeigt werden, wie für ein Mineral durch Kombination von Röntgenstrukturuntersuchung und Synthese die chemische Formel gefunden werden kann.

Mit den heute üblichen modernen Methoden zur chemischen Analyse auf physikalischem Wege war eine detaillierte Bearbeitung auch geringer Mengen zur Verfügung stehenden Materials möglich geworden. So bestimmten CLARK et al. (1984) für Caratiit einige physikalische und optische Eigenschaften, fertigten ein Röntgenpulverdiagramm an, bestimmten Gittermetrik und führten Elektronenstrahl-Mikrosondenanalysen durch. Im Zusammenhang mit einer Röntgenstrukturuntersuchung (EFFENBERGER und ZEMANN, 1984) konnte die chemische Formel im Prinzip geklärt werden. Demnach hat Caratiit die Zusammensetzung $K_4 [Cu_2O(SO_4)_2]_2 \cdot 2MeCl$. Die Kristallstruktur ist durch $Cu_2O(SO_4)_2$ -Stäbe charakterisiert, die parallel $[001]$ angeordnet sind und über die Atome K(1) untereinander verknüpft werden. Ebenfalls parallel $[001]$ entstehen dabei Kanäle, die mit Me- und Cl-Atomen besetzt sind. Allerdings blieb die Art der Atome Me unklar: es kam entweder ein Na-Atom oder ein halbes Cu(II)-Atom pro Formeleinheit in Frage. Da diese praktisch gleiches Streuvermögen aufweisen, waren sie bei der röntgenographischen Strukturuntersuchung nicht unterscheidbar. Die Koordination der Position Me war für beide zur Diskussion stehenden Besetzungsmöglichkeiten im Vergleich mit der allgemeinen kristallchemischen Erfahrung sehr ungewöhnlich: Einerseits schienen Na-Cl-Abstände von 2,49 Å zu kurz, andererseits war für zweiwertige Cu-Atome eine oktaedrische Koordination durch vier O-Atome und zwei Cl-Atome mit Cu-O₅ und Cu-Cl ~2,50 Å als unwahrscheinlich zu erachten. Die Ergebnisse der chemischen Analyse waren zu ungenau, um eine definitive Aussage treffen zu können.

Daher wurden zu Caratiit isotype, aber Na-freie Kristalle synthetisiert. Im Falle, daß (a) für Caratiit Me = Na ist, sollte aufgrund ähnlicher kristallchemischer Eigenschaften von Na- und K-Atomen eine Besetzung der Position Me mit K-Atomen möglich sein; (b) ist für Caratiit Me = Cu_{0,5}, so kann angenommen werden, daß auch für das synthetische Material diese Position mit Cu-Atomen besetzt wird. Der Unterschied im Streuvermögen für Röntgenstrahlung zwischen K und Cu_{0,5} ist größer als zwischen Na und Cu_{0,5}, daher war nun die Möglichkeit einer rechnerischen Differenzierung zu erwarten.

Für die Synthese wurde wie folgt vorgegangen: etwa 5 g eines Gemenges bestehend aus CuSO₄·5H₂O, KHSO₄ und KCl (Molverhältnis 1:1:10) wurden in einem Porzellantiegel zuerst bei 150(5)^o C über 2 Stunden zur Entwässerung und daran anschlies-

+) Anschrift des Verfassers:

Dr. Herta Effenberger

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien

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

send über 14 Tage bei 600(10)⁰ C im Muffelofen erhitzt. Danach waren Kristalle von Dolerophanit, Cu₂O(SO₄), und einer zu Caratit isotypen Verbindung entstanden.

Tabelle 1. Gitterparameter in Kristallstrukturen des Caratit-Typs. Raumgruppe I4; Z = 2{K₄[Cu₂O(SO₄)₂]₂.MeCl}

	Caratit (Me = Na)	synthetische Verbindung (Me = K)
a [Å]	13,60(2)	13,81(1)
c [Å]	4,98(1)	4,934(5)

Tabelle 2. Strukturparameter der zu Caratit isotypen Verbindung K₄[Cu₂O(SO₄)₂]₂.KCl. Standardabweichungen in Einheiten der letzten Stellen in Klammern.

$$ATF = \exp[-2\pi^2 \sum_{h=1}^3 \sum_{j=1}^3 U_{ij} h_i h_j a_i^* a_j^{*2}]$$

Atom	x/a	y/b	z/c	U _{equiv}
K(1)	0,1949(1)	0,1251(1)	-0,006(2)	0,036
Cu	0,0561(1)	0,4105(1)	0,000 #	0,026
O(1)	0,0	0,5	0,747(5)	0,030
S	0,4355(1)	0,2292(1)	0,003(2)	0,026
O _B (1)	0,4155(7)	0,2078(5)	0,312(2)	0,038
O _B (2)	0,3842(5)	0,1563(6)	-0,152(2)	0,038
O _B (3)	0,5389(4)	0,2184(5)	0,014(6)	0,043
O _B (4)	0,4018(6)	0,3265(5)	-0,021(5)	0,050
K(2) (= Me)	0,0	0,0	0,527(2)	0,034
Cl	0,0	0,0	-0,004(8)	0,086

Fixierung des Ursprunges der Elementarzelle

Atom	U ₁₁	U ₂₂	U ₃₃	U ₁₂	U ₁₃	U ₂₃
K(1)	0,027(1)	0,036(1)	0,043(2)	0,002(1)	-0,016(3)	0,002(4)
Cu	0,026(1)	0,018(1)	0,034(1)	0,002(1)	0,005(2)	-0,003(2)
O(1)	0,062(15)	0,026(12)	0,004(5)	-0,015(13)	0,0	0,0
S	0,025(1)	0,022(1)	0,031(2)	0,003(1)	0,010(4)	-0,002(3)
O _B (1)	0,066(6)	0,019(4)	0,028(6)	0,014(4)	0,005(5)	0,001(4)
O _B (2)	0,029(4)	0,035(4)	0,049(8)	-0,001(4)	0,001(4)	-0,012(4)
O _B (3)	0,025(3)	0,038(4)	0,066(8)	-0,003(3)	-0,018(9)	-0,022(10)
O _B (4)	0,073(5)	0,031(3)	0,045(8)	0,024(4)	0,015(9)	-0,004(10)
K(2)	0,051(2)	U ₁₁	0,001(4)	0,0	0,0	0,0
Cl	0,032(2)	U ₁₁	0,196(10)	0,0	0,0	0,0

Die röntgenographischen Untersuchungen erfolgten an einem Kristall mit den Dimensionen 0,05x0,05x0,16 mm³ auf einem AED 2 Vierkreisdiffraktometer, die rechnerischen Auswertungen mit dem Programmsystem STRUCSI (beides STOE & CIE, Darmstadt): MoK α -Strahlung, Graphit-Monochromator, 2 θ / ω -scan, 50 Meßpunkte pro Reflex mit Schrittweiten von 0,03⁰, Meßzeiten von 0,5 bis 1,5 sec pro Meßpunkt. Die Gittermetrik des synthetischen Materials ist in Tab. 1 der des Caratits

gegenübergestellt. Von den 1066 symmetrieunabhängigen Reflexen bis $2\theta = 60^\circ$ wurden 776 mit $F_o > 3\sigma(F_o)$ als beobachtet gewertet und für die Strukturuntersuchung verwendet. Es erfolgten Korrekturen für die Absorption sowie für die Lorentz- oder Polarisierungseffekte. Als Ausgangswerte dienten die bei EFFENBERGER und ZEMANN (1984) angegebenen Strukturparameter. Die Verfeinerung konvergierte nach mehreren Zyklen bei $R = 0,053$ und $R_w = 0,040$ ($w = 1/[\sigma(F_o)]^2$) für $Me = K(2)$ bzw. $R = 0,061$ und $R_w = 0,048$ für $Me = Cu_{0,5}$. Da diese Unterschiede als signifikant zu erachten sind, scheint für das synthetische Material eine Besetzung von Me mit K als gesichert. In Tab. 2 sind die Strukturparameter dieser Verfeinerung angegeben. Die thermischen Schwingungsparameter sind hoch, was auf den schlechten Ordnungsgrad auch sorgfältig ausgewählter Kristalle zurückzuführen ist.

Für Caratiit und für die synthetische Phase stimmen die interatomaren Abstände und Bindungswinkel weitgehend überein. Die Anisotropien der thermischen Schwingungsparameter der Atompositionen Me und Cl in den Kanälen sind bei der hier untersuchten Verbindung allerdings noch größer; die Richtungen der maximalen Elongation sind jedoch ident mit jenen von Caratiit. Das Cl-Atom weist r.m.s.-Amplituden von 0,44 Å parallel [001] und 0,18 Å in (001) auf, für das K(2)-Atom betragen diese Werte 0,02 Å und 0,23 Å, die stärkste Schwingung liegt hier also in (001). Betrachtet man nur die Schwingungsschwerpunkte, so ergeben sich formal folgende Koordinationen für die synthetische Verbindung: das Cl-Atom hat vier K(1)-Nachbarn mit 3,20(1) Å und je einen K(2)-Nachbarn mit 2,32(4) Å bzw. 2,62(4) Å. Das K(2)-Atom hat hingegen vier $O_s(4)$ -Atome mit $K(2)-O_s(4) = 2,77(1)$ Å sowie die beiden Cl-Atome als Nachbarn. Die Bindungswinkel an diesen beiden Zentralatomen variieren dabei von $85,1(6)^\circ$ bis $94,9(6)^\circ$. Der K(2)-Cl-Abstand von 2,32 Å ist aufgrund der allgemeinen kristallchemischen Erfahrung zu kurz. Es muß daher angenommen werden, daß durch statistische Besetzung von Atompositionen entsprechend der Anisotropie der Schwingungsparameter der Atome K(2) und Cl dieser kurze Abstand vermieden wird. In Fouriersumationen ließ sich keine Aufspaltung der Maxima beobachten.

Da für die zu Caratiit isotype Phase aufgrund der hier vorliegenden Strukturuntersuchung die Position Me mit K-Atomen besetzt gefunden wurde, sollte für Caratiit $Me = Na$ zu erwarten sein. Da der Ionenradius von Na kleiner ist als der von K, ist dort nur eine geringere statistische Verschiebung der Atome des Kanals notwendig, wodurch sich einerseits kleinere thermische Schwingungsparameter ergeben sowie andererseits eine deutlich kleinere Gitterkonstante a.

Abschließend sei bemerkt, daß Caratiit einer der wenigen Vertreter der Kristallklasse tetragonal pyramidal ist, was durch die Untersuchung der Kristallstruktur zu beweisen war. An Flächenformen treten nur das tetragonale Prisma und zwei Pedien auf.

Dank

Herrn Prof. Dr. J. ZEMANN danke ich für sein Interesse am Fortgang dieser Arbeit. Die Synthesen wurden aus Mitteln der Hochschuljubiläumsstiftung der Stadt Wien unterstützt.

Literatur

- CLARK, A.M., FEJER, E.E., COUPER, A.G. (1984): Caratiite, a new sulfate-chloride of copper and potassium, from the lavas of the 1869 Vesuvius eruption. - Min. Mag. 48, 537-539.
- EFFENBERGER, H., ZEMANN, J. (1984): The crystal structure of caratiite. - Min. Mag. 48, 541-546.

DIE MINERALE ÖSTERREICHS

von

E. Schroll +)

(eingelangt am 30. April 1985)

Ebenso wie der Botaniker die Arten der Pflanzen oder der Zoologie die Arten der Tiere registriert und zählt, so erhebt sich dieselbe Aufgabenstellung für den Mineralogen. Die regionale Erfassung und Beschreibung der Mineralwelt hat in Österreich eine lange Tradition, die mit der Entwicklung der Mineralogie als selbständige Wissenschaft aufs engste verbunden ist. Sowohl die technische Notwendigkeit der Nutzung mineralischer Bodenschätze als auch die Begeisterung für die Schönheiten der Kristallwelt haben naturkundliche Sammlungen entstehen lassen, die nicht nur in der kaiserlichen Residenz Wien, sondern auch in Landeshauptstädten, wie vor allem Graz (Joanneum), oder Innsbruck (Ferdinandeum), meist in Verbindung mit bestehenden Universitäten, zur mineralogischen Erforschung Österreichs erhebliche Beiträge geliefert haben.

Aus dieser Zeit stammt eine Fülle von Mineralnamen, die heute historisch, überflüssig oder auch irreführend sind. Welches Naturobjekt als Mineral anzusprechen ist, bedarf einer allgemein anerkannten Definition, die jedoch als Folge der physikalischen und chemischen Eigenschaften der unbelebten Materie und der Beziehungen zur belebten Materie nicht leicht zu geben sind. STRUNZ (1978) definiert: "Minerale sind Kristallarten, die in der Natur ohne Zutun der Organismen entstanden sind, bzw. entstehen können." Es gibt aber auch Minerale, die dieser Definition zwar genügen, aber bei Einsatz licht- oder röntgenoptischer Untersuchungsmethoden amorph erscheinen. Sind Kolloidstoffe, Gläser und Flüssigkeiten auszuscheiden, die doch strukturelle Nahordnungen aufweisen? Es gibt aber auch Biominerale, die in Organismen abgeschieden oder im Verlauf der Fossilisation biogener Materie gebildet werden, wie Salze organischer Säuren oder Kohlenwasserstoffverbindungen.

Was ist mit Wasser, den Gasen der Atmosphäre oder gasförmigen Produkten der Lithosphäre? MACHATSCHKI (1953), hat sie in die Definition einbezogen. Die Kommission für neue Minerale und Mineralnamen, die von der Internationalen Mineralogischen Assoziation (IMA) ins Leben gerufen worden ist, folgt der Definition von STRUNZ nur insofern, als konventionell das einzige flüssige Metall Quecksilber, trotz des abweichenden Aggregatzustandes als Mineral aufgefaßt wird. Stoffe anderer Aggregatzustände werden nicht in Betracht gezogen. Organische Substanzen werden nur als Mineral anerkannt, wenn sie wie die Salze organischer Säuren oder das Metallporphyrin Abelsonit kristallisiert sind. Artefakte sind keine Minerale.

Die Unterscheidung technogener chemischer Verbindung von Mineralen kann in gewissen Fällen Schwierigkeiten bereiten. Der Begriff der Mineralart ist weniger mit dem Chemismus als mit dem Bau des Kristallgitters verbunden. Polymorphe, d. s. Elemente oder Verbindungen, die in zwei oder mehr kristallinen Phasen (Modifikationen) vorkommen, sind demnach als eigene Mineralarten zu betrachten, wie dies bei Pyrit und Markasit der Fall ist. Dasselbe sollte für polytype Strukturvarianten gelten, wenn bei gleicher Schichtstruktur abweichende Stapelungsmöglichkeiten der Schichten festgestellt werden können (z. B. Kaolinit, Dickit, Naktit).

+) Anschrift des Verfassers:
Prof. Dr. Erich Schroll
GTI, BVFA-Arsenal, P.O.B. 8, A-1031 Wien

Bei Mischkristallen sind nur die Endglieder eigene Mineralarten, die einen eigenen Namen verdienen. Die Angabe, daß die Mineralart in einem chemischen Element halbig ist, ersetzt überflüssige Namensgebungen. Eine konventionelle Ausnahme wird nur bei den Plagioklasen gemacht. Dieses Prinzip ist allerdings mit gewissen Schwierigkeiten anzuwenden, wo es reine Endglieder in der Natur kaum gibt, wie bei den Skapoliten. Alle anderen Mineralbildungen, die Namen erhalten haben, fallen unter den Begriff der Mineralabart (Mineralvarietät). Namensgebungen für Mineralabarten beruhen auf Farbunterschieden (so bei Edelsteinen), Unterschieden bei Tracht, Habitus oder Gefüge. Abweichungen vom Chemismus, bedingt durch Mischkristallbildung (z.B. Mesitinspat) oder orientierte Verwachsungen (z.B. Plumbocalcit $\text{CaCO}_3/\text{PbCO}_3$). Bezeichnungen für Pseudomorphosen oder Mineralgemenge gibt es, die, wie "Limonit", "Wad", "Gummit" etc., die praktische Bedeutung einer ersten Mineralbestimmungsaussage haben. Abweichungen von der geordneten Kristallstruktur, Kristallstrukturvarianten, d.h. Minerale, die im Röntgendiffraktogramm deutliche Unterschiede gegenüber der beschriebenen Mineralart aufweisen, sind Mineralabarten im eigentlichen Sinne, wie Kaolinit-Fireclay, Calcit-Hochmagnesiumcalcit. Mineralarten, die eine gleichartige Kristallstruktur aufweisen, werden in Mineralgruppen zusammengefaßt (z.B. Amphibole, Zeolithe etc.). Nicht zuletzt geht es darum, eine international gültige Nomenklatur zu entwickeln. Die Zahl der international anerkannten Mineralarten wächst von Jahr zu Jahr. Es sind weniger makroskopisch erkennbare Mineralarten als natürliche chemische Verbindungen, die erst durch Einsatz elektronenoptischer Methoden (Elektronenmikrosonde, Rasterelektronenmikroskop etc.) aufgefunden werden. STRUNZ (1978) führt 1745 tabellarisch klassifizierte Mineralarten an, in die er rund 300 Namen von schlecht definierten oder ungenügend charakterisierten Mineralen eingerechnet hat.

FLEISCHER (1980) listet nahezu 3200 Namen von Mineralarten auf, der Zuwachs zwischen 1975 und 1980 wird mit mehr als 400 (13 %) angegeben, wobei die Zahl von Änderungen und Berichtigungen beachtlich ist. Vier Jahre später (FLEISCHER, 1983) kommen weitere 230 neue Minerale hinzu, während 600 Abänderungen verzeichnet werden. Viele Mineralgruppen, die auf Strukturverwandtschaft basieren, bedürfen noch einer weiteren Bearbeitung und Sichtung. Man kann mit Recht die Frage aufwerfen, wieviele Mineralarten bei der Durchforschung der kontinentalen und ozeanischen Erdkruste überhaupt zu erwarten sind, vor allem auch, wenn man kurzlebige Verwitterungsbildungen gemäß der Definition einzubeziehen hat. Eine solche Schätzziffer mag spekulativ gewagt sein: sicher mehr als 10.000! Der Zuwachs neuer Mineralarten ist noch immer progressiv und läßt keine Sättigung erkennen.

Man muß sich aber bewußt sein, daß die Erdkruste im wesentlichen von wenigen Mineralgruppen und -arten aufgebaut wird. 99 Volumsprozent der Erdkruste bestehen aus Olivin, Pyroxenen, Amphibolen, Plagioklasen, Alkalifeldspaten, Quarz, Glimmern, Chlorit, Kaolinit, Calcit, Dolomit und Apatit.

Die Vereinheitlichung und Vereinfachung der Nomenklatur der Mineralwelt ist daher ein Gebot, auch dann wenn man auf historisch und lokal gewachsene Gepflogenheiten verzichten muß, dies trifft auch für den Gebrauch von Bezeichnungen für Mineralvarietäten oder überhaupt für Synonyma zu. Ist nicht die Kreation von Mineralnamen heute noch problematisch, da sie auf die internationale Aussprechbarkeit von Namen Rücksicht zu nehmen hat? Der LINNE'sche Versuch, im Mineralreich dieselbe Nomenklatur einzuführen wie für Pflanzen und Tiere, mußte scheitern. Auf Grund der damals fehlenden modernen chemischen und physikalischen Untersuchungsmethoden entwickelte sich eine spezifische Namensgebung, die heute wieder durch eine systematische zu ersetzen ist. Gewisse Mineralnamen wurden aus dem Altertum übernommen oder zum Teil aus dem Wortschatz der Bergleute, wobei der deutsche Sprachbereich wegen des seinerzeitigen technologischen Vorsprungs und politisch-wirtschaftlichen Einflusses vorrangig gewesen ist. Man muß aber zur Kenntnis nehmen, daß sich auch in anderen Sprachbereichen Mineralbezeichnungen entwickelt haben, die sich überwiegend aus der lateinischen oder griechischen

Sprache ableiten. Die beiden Sprachen des Altertums beherrschen noch heute die Nomenklatur der Naturwissenschaft. Die Vorherrschaft des Englischen als internationale Wissenschaftssprache steht dem nicht entgegen. Die wissenschaftliche Mineralnamensgebung bediente sich auch anfangs des Lateinischen und Griechischen, um aus Kristallsystem, -form, Habitus, Spaltbarkeit, Härte, Glanz, Gewicht, Farbe, allgemeinen Beziehungen und Eigenschaften oder dem Chemismus die Mineralbezeichnung abzuleiten. Als problematisch haben sich Namensgebungen, die allerdings überwiegend dominieren, nach Fundort, Ländern oder Personen, erwiesen. Nicht immer hat es sich um darin endgültig neutrale Bezeichnungen gehandelt. Die Namensgebung nach Personen stammt erst aus dem ausgehenden 18. Jahrhundert. Sie ist ein Tummelplatz menschlicher und nationaler Eitelkeiten geworden. Namen von Göttern, Politikern, Bergleuten, Findern, Sammlern, oder Wissenschaftlern wurden benützt. Eine übernationale Aussprechbarkeit und Sinnfälligkeit zu gewährleisten ist nicht leicht. Das kann bis zur Lächerlichkeit führen. Noch peinlicher, wenn verdiente Wissenschaftler den ihm ehrend zuteilten Namen auf Grund einer Nomenklaturänderung wieder eingebüßt haben.

In der nachfolgenden Aufzählung der in Österreich nachgewiesenen Mineralarten (Tab. 1) ist auf die derzeit gültige internationale Nomenklatur strikt Rücksicht genommen (Glossary of Mineral Species 1980 und 1983, M. FLEISCHER). Es wird auch die im Englischen vorherrschende c-Schreibung, verwendet, die in vielen Fällen k oder z ersetzt z.B. (Calcit-Kalzit), die auch im Deutschen ihre Gültigkeit besitzt und das Wortbild im Englischen und Deutschen vereinheitlicht. Probleme gibt auch die deutsche Umlautschreibung auf. Das "th" am Ende von Mineralnamen ist mit t-Schreibung vereinfacht und dem angloamerikanischen Gebrauch angepaßt. Synonyma sind so weit angeführt, als sie in der österreichischen Mineralogie Gebrauch finden. Mineralarten sind mit Varietät (Var.) gekennzeichnet. Die aufgezählten Mineralarten sind der Literatur ab 1945, insbesondere den Landesmineralogien, dem Mineralogischen Lebenswerk von Meixner und anderen Veröffentlichungen mineralogischer, petrographischer oder lagerstättenkundlicher Art entnommen (siehe auch die auszugsweise Literaturzusammenstellung am Ende der Arbeit). Die Aufstellung erhebt sicherlich nicht Anspruch auf Vollständigkeit und Vollkommenheit. Der Verfasser ist dankbar, Ergänzungen und kritische Hinweise zu erhalten, die bearbeitet und im nächsten Heft veröffentlicht werden sollen. Dazu kommt, daß auch noch dubiose Mineralarten, bzw. Abarten in der regionalen Literatur mitgeschleppt werden. Oft fehlen moderne mineralogische Arbeiten, die eine exaktere Einstufung möglich machen.

Es empfiehlt sich, die Zahlenangaben der Tab. 2 größenordnungsmäßig zu betrachten. Trotzdem ergeben sich auf diese Weise gute Vergleichswerte für regionale Betrachtungen. So gibt WEIBEL (1966) für die Mineralparagenesen der alpinen Westalpen 96 Mineralnamen, WENINGER (1974) in den Ostalpen rund 130.

Verglichen mit der Zahl der Mineralarten in der Erdkruste konnten auf der 84.000 km² großen Fläche des österreichischen Staatsgebietes, das am alpinen Orogen und an dem alten Grundgebirge der Böhmisches Masse Anteil hat, bisher relativ viele Mineralarten gefunden werden. Man muß bedenken, daß aus geotektonischen Gründen mineralartenreiche Gesteinsassoziationen, wie Alkalimagmatite und ihr Gefolge, diapirische Granitintrusionen mit Pegmatiten, die seltene Minerale führen, und plutonogen-, bzw. subvulkanogen-hydrothermale Lagerstätten kaum vorhanden sind. Abgesehen von der Metamorphose und ihren Mineralparagenesen, einschließlich der mineralartenreichen alpinen Klufftmineralisationen, die für die Mineralogie Österreichs besonders typisch sind, leiten sich die jüngeren Erzmineralisationen überwiegend von altpaläozoischen geosynklinalen Stoffanreicherungen in Form meist vulkanogen-sedimentärer angelegter schichtgebundener Vererzungen ab. Primäre und sekundäre Minerale mit den Elementen Eisen, Nickel, Kobalt, Kupfer, Arsen, Phosphor, u.a. überwiegen. Verwitterungsbildungen unter Einschluß von Salzausblühungen und Mineralen von Kohlenhalden haben einen hohen Anteil an der Zahl der gefundenen Mineralarten.

Tabelle 1: Aufzählung der Mineralarten Österreichs
(Namen für Mineralgruppen, z.B. Olivine, soweit nicht gleichzeitig auch Name für Mineralart).
Mineralarten, die auf österreichischem Staatsgebiet erstmalig gefunden wurden, sind mit x bezeichnet.

1. Elemente (Metalle und Nichtmetalle)

Antimon	Graphit	Selen
Arsen	Kupfer	Silber
Awaruit	Quecksilber	Stibarsen
	Schwefel (alphabeta,...)	Tellur
		Wismut

2. Chalkogenide

2.1. Sulfide, sowie Arsenide und Antimonide

Algodenit	Famatinit	Metacinnabarit
Allianthit	Freibergit	Metastilbit
Argentit	Friedrichit x	Neodigenit
Arsenopyrit	Galenit	Nickelin
Auripigment	Galenobismutit	Nickelskutterudt (Var. Chloanthit)
Baumhauerit	Geochronit	Para-Rammelsbergit
Benjaminit	Gersdorffit x (Var. Antimongersdorffit, = Korynit x)	Pavenit
Berthierit		Pekoit
Bismutinit		Pentlandit
Bornit	Glazit	Plagionit
Breithauptit	Greenockit	Polybasit
Boulangerit	Greigit (= Melnikovit)	Proustit
Bournonit	Gutmundit	Pyrargyrit
Bravoit	Heazlewoodit	Pyrrhotin
Chalkopyrit	Heyrovskit	Rammelsbergit
Chalkocit (= Chalcosin)	Idait	Safflorit
Chalkostibit	Jamesomit	Schapbachit
Cinnabarit	Jordanit	Seligmannit
Cobaltit	Kermesit	Siegenit
Cosalit	Kesterit	Sphalerit
Covellin	Krupkait	Skutterudt
Cubanit	Lillianit	Stannin
Cupropavenit	Linneit	Stephanit
Dienerit x	Löllingit x	Stilbit
Digenit	Luzonit	Tennantit
Domeykit	Mackinavit	Tetraedrit
Djurleit	Markasit	Tungstenit
Dufrenoyisit	Matildit	Ullmannit
Eclarit x	Maucherit	Valerit
Emplektit	Meneghinit	Wurtzit
Enargit	Molybdänit	

Ungenügend gesicherte Mineralarten:
Aikinit-Patrinit, Dufrenoyisit, Wittichenit,
vermutlich auch Dienerit x

2.2. Selenide und Telluride:

Altaït	Hessit	Nagyagit
Calaverit	Joseit	Sylvanit
Coloradoit	Melonit	Tetraedrit

Anmerkung: Selenidminerale fehlen bisher, Selen nur Spuren und Nebenelement

3. Halogenide

Atacamit	Hydrohalit x
Connellit	Salmiak
Fluorit (Flußspat)	Sylvin
Halit (Steinsalz)	

Ungenügend gesichert: Chlorargyrit (= Kerargyrit)

4. Oxide und Hydroxide

Aeschynit	Maghemit
Arsenolit	Magnesiochromit (Picotit)
Anatas	Magnesioferrit
Becquerelit	Magnetit
Bindheimit	Manjiroit
Birnessit	Manganit
Bismut	Meixnerit
Böhmit	Nordstrandit
Brannerit	Opal (Var. Uranopal)
Brookit	Para-Melaconit
Brucit	Periklas
Cassiterit	Perowskit
Cervantit	Pleonast
Chromit	Pseudobrookit
Chrysoberyll	Psilomelan
Claudetit	Pyrochlor
Columbit	Pyrolusit
Corund (= Korund)	Ramsdellit
Cristobalit (Hoch-, Tief-)	Romeit
Cryptomelan	Rutil (Var. Ilmenorutil = niobh.R.)
Cuprit	Quarz (Hoch-, Tief-, Var. Amethyst Rauchquarz, Lussatit, Quarzin, Jaspis)
Davidit	
Delafossit	Selenolit
Diaspor	Senarmontit
Eis	Spinell
Euxenit	Stibiconit
Ferberit	Studtit
Gahnit	Tantalit
Gibbsit (= Hydrargyllit)	Tapiolit
Goethit (Nadeleisenerz)	Tenorit
Grouthit	Thorianit
Hämatit	Todokorit
Hausmannit	Tridymit (Hoch-, Tief-)
Hercynit	Uraninit (Var. Nasturan = Pechblende)
Ilmenit	Uranpyrochlor (Hatchettolith)
Ilsemannit x	Valentinit
Jacobsit	Wolframite
Lechatelierit	Woodruffit
Lepidokrokit (Rubin- glimmer, Glockerit)	

5. Nitrate, Carbonate, Borate

Admontit x	Kutnahorit
Andersonit	Lansfordit
Ankerit x	Liebigit
Aragonit	Loseyit
Artinit	Magnesit
Auricalcit	Malachit
Azurit	Mcguissenit
Bismutit	Mirabellit
Brugnatellit	Motukoreait
Caledonit	Nahcolit
Calcit (Var. Ljublinit, Plumbocalcit)	Nesquehonit
Cerussit (Weibleierz)	Niter (Kalisalpeter)
Coalingit	Pyraurit (Var. nickelhalt.P.)
Dawsonit	Rhodochrosit (Manganspat)
Dolomit (Var. Niedrig- und Hochcalciumdolomit, resp. Protodolomit)	Schröckingerit
Dundait	Siderit (Eisenspat, Var. Mesitin = Mesitit, Pistomesit, Sideroplesit, Breunnerit)
Dypingit	Smithonit (Zinkspat)
Hydromagnesit	Soda
Hydrotalkit	Strontiant (Var. Calciostrontianit = Emmonit)
Hydrozinkit (Zinkblüte)	Synchisit
	Thermonatrit
	Wegscheiderit
	Witherit
	Zaratit

6. Sulfate u.a.

6.1. Sulfate

Ammoniojarosit	Devillin (Herrengrundit)
Anhydrit	Epsomit
Anglesit (Var. Bary- toanglesit)	Fibroferrit
Aluminit	Glauberit
Alumocopiapit	Goslarit
Alunit	Görgeyit
Alunogen	Halotrichit
Antlerit	Hexahydrit
Barit (= Baryt, Schwer- spat)	Jarosit
Bassanit	Kieserit
Bianchit	Langit
Bieberit	Leadhillit
Bloedit x (Astrakanit)	Leonit
Botryogen	Letovicit
Brochantit	Linarit
Chalkantit	Löweit x
Coelestin (Var. Bary- tocoelestin)	Mascagnit
Connellit	Melanterit
Copiapit	Meta-Uranospinit
Cyanotrichit	Morenosit
Dansit	Nickelhexhydrit
	Pentahydrit
	Picromerit (=Schönit)
	Pickeringit (Var. Eisenpickeringit)

Polyhalit x
 Posnjakit
 Retgersit
 Rockbridgeit
 Römerit (= Roemerit)
 Rozenit
 Slavikit
 Siderotil
 Szomolnokit
 Thaumasil
 Thenardit
 Tschermigit (Ammonium darin)
 Vashegyit
 Zippeit

Ungenügend gesichert: Alaun

6.2. Chromate, Molybdate und Wolframate

Ferrimolybdit	Stolzit
Scheelit	Wulfenit (Gelbbleierz)

7. Phosphate, Arsenate und Vanadate

7.1. Phosphate

Apatite	Meta-Autunit
Autunit	Meta-Torbernit
Beraunit	Meta-Uranocircit
Bolivariit	Monazit
Brasilianit	Newberyit
Brushit	Phosphorsiderit
Cacoxenit (Kakoxen)	Phosphorrößlerit x
Carbonatfluorapatit	Pyromorphit
(Phosphorit)	Sampleit
Carbonathydroxylapatit	Strengit
Chalkosiderit	Strunzit
Childrenit	Torbernit
Crandallit	Triplite
Delvauxit (= Borickit)	Uranocircit
Diadochit	Variscit
Florencit	Vivianit
Fluorapatit	Wagnerit
Goyacit (Hamlinite)	Wavellit
Herderit	Wardit
Kohlbeckit	Xenotim
Lazulit x	

Ungenügend gesichert:	Protopartzit x
	Pseudomalachit (Thrombolit)
	Tsumebit

7.2. Arsenate

Annabergit (Var. Magnesiannabergit = Cabrerit, Cobaltcabrerit)	Para-Sympleisit Pharmacosiderit Pharmacolit Picroparmacolit
Arseniosiderit	Pitticit
Beudantit	Mimetesit
Erythrin	Sympleisit
Ferrisymplesit	Talmessit
Guerinit	Tyrolit
Hoernesit	Uranospinit
Kahlerit	Zeunerit
Meta-Zeunerit	
Olivinit	

Ungenügend gesichert: Röblerit

7.3. Vanadate

Decloicit	Meta-Tujamunit	Calciocolborthit (= Tangrit)	Vanadinit
-----------	----------------	---------------------------------	-----------

8. Silikate

8.1. Neosilikate

Almandin	Forsterit	Sillimanit
Andalusit	Gadolinit	Spessartin
Braunit	Grossular (Var. Hessonit)	Staurolit
Chloritoid	Hawaiit	Tephrit
(Sismondin)	Humit	Titanit
Clinohumit (Var. Titanclinohumit)	Kasolit	(= Sphen)
Chondroit	Kyanit (=Cyanit, Disthen)	Topas
Coffinit	Magnesiochloritoid	Uranophan
Datholit	Mullit	(= Uranotil)
Dumortierit	Olivine	Uranophan-beta
	Phenakit	Willemit
	Pyrop	Zirkon

Ungenügend gesichert: Monticellit
Norbergit

8.2. Sorosilikate

Allanit	Dravit	Pumpellyit
Axinit	Epidot	Schörl
Bazzit	Hemimorphit (= Kieselsinkerz, Calamin)	Tinzenit
Beryll (Var. Aquamarin, Smaragd)	Ilvait (Lievrit)	Turmaline
Bertrandit	Kainosit	Uvit
Clinozoisit	Melilit	Vesuvian
Cordierit	Milarit	Zoisit x (Var. Thulit)
Diopas	Piemontit	

8.3. Inosilikate

Amphibole

(= Hornblende)

Actinolit

Akmit (Agirin)

Anthophyllit

Augit (Var. Titan-
augit, Agiriaugit)

Bavenit

Clinoenstatit

Clinohypersthen

Clinoferrosilit

Crossit (Magnesio-
richterit)

Cumingtonit

Diopsid (Var. Salit,

Chromdioppid, u.a.)

Edenit

Enstatit (Var.

Bronzit)

Ferrogedrit (Var.

Amosit)

Ferrohornblende

(Barkivikit)

Glaukophan

Grünerit

Hedenbergit

Holmquistit

Hypersthen

Jadeit

Kaersutit

Magnesioriebeckit

(Var. Krokidolit)

Magnesiohornblende

Manganamphibol

Omphacit

Pargasit

Plombierit

Prenhit

Pyroxmangit

Riebeckit (Var.

Crocidolit)

Rhodnit

Spodumenit

Tobermorit (Var.

Grammatit)

Tremolit

Tschermakit

Wollastonit

8.4. Phyllosilikate

Allophan

Antigorit

Apophyllit (Var.

Gymnit = Deweylith)

Biotit (Var. Lepidomelan,

Wodanit, Siderophyllit,

Manganophyllit = man-

ganhalt.B., Chrombio-

tit = chromhalt.B.)

Braunmallit (Natrium-
millit)

Celadonit (= Seladonit)

Clinochlor (Var. Leuchten-

bergit, Sheridanit =

Rumpfit, Ripidolit =

Prochlorit, Clino-

chrysotil)

Chlorit

Chrysotil

Chrosokoll

Chamosit (Var. Magnesium-

chamosit, Delessit,

Daphnit, Aphrosiderit,

Bavalit)

Dickit

Ferroclinochlor (=Diabentit)

Friedelit

Glauconit

Halloysit

Hydromica (= Hydromuskovit)

Illit (Var. Mixed-Layers)

Kämmererit (Kaemmererit)

Kaolinit (Var. Fireclay)

Margarit (Var. berylliumhalt.M.)

Metahalloysit

Montmorillonit (Var. Ferrimontmosillonit)

Muskovit (Var. Ferrimuskovit, Phengit,

Alurgit, Ferrophengit, Leukophyllit)

Nontronit (-beta)

Palygorskit

Paragonit

Pennin

Phlogopit

Pyrophyllit (Var. Chrom-

pyrophyllit)

Rhondenit

Saponit

Sepiolit

Stilpnomelan

Talk (Var. Keralit,

Steatit)

Thuringit

Vermiculit

8.5. Tektosilikate

Albit	Hauyn	Orthoclas
Analcim	Heulandit	(Var. Adular)
Andesin	Labradorit	Oligoclas
Anorthit	Laumontit (Var. Leon-	Philipsit
Bytownit	hardt)	Plagioclase (Var.
Clinoptilolit	Leucit	Periklin)
Chabasit	Marialit (Var.	Sanidin
Dachiardit	Mizzonit)	Sodalit
Danalit	Mejonit (Var. Dipyr)	Skapolit
Erionit	Mesolit	Skolecit
Ferrierit	Mikrolin (Var.	Stilbit (= Desmin,
Gismondit	Amazonit)	Epidesmin)
Gonnardit	Natrolit	Thomsonit
	Nephelin	

Ungenügend untersuchte Mineralarten: Danburit, Hyalophan, Nosean

Tabelle 2: Zahl der Mineralarten und deren Verteilung auf die Mineralklassen, abgeleitet aus Tab. 1

Elemente	12	
Chalkogenide	99	
Arsenide, Antimonide u. Sulfide		90
Selenide, Telluride		9
Halogenide	7	
Oxide und Hydroxide	75	
Nitrate, Carbonate und Borate	45	
Sulfate, u.a.	63	
Sulfate		59
Chromate, Molybdate, Wolframate		4
Phosphate, Arsenate, Vanadate	64	
Phosphate		39
Arsenate		21
Vanadate		4
Silikate	161	
Nesosilikate		30
Sorosilikate		22
Inosilikate		37
Phyllosilikate		38
Tektosilikate		34
Gesamt	526	

Bemerkung: Mangelhaft bestimmte Mineralarten sind nicht berücksichtigt.

Mineralarten, die auf österreichischem Staatsgebiet erstmalig gefunden worden sind und deren Namen noch international gültig sind: 22

Die Bildung von Oxydationszonen vollzog oder vollzieht sich vorwiegend im alpinen oder gemäßigten ariden Klima. Subtropische Klimaperioden waren, abgesehen von der Bildung der Bauxite, nur bei der Verwitterung einiger Blei-Zink-Lagerstätten der Trias wirksam.

Beschränkt ist auch die Ausbildung ozeanischer Salzlagerstätten. Es wurde nur die Polyhalitabscheidung erreicht; die mineralartenreichen Kalium-Magnesiumsalze fehlen.

Die Durchforschung der Mineralwelt Österreichs ist sicherlich noch nicht abgeschlossen. Die Zahl der in Österreich zu erwartenden Mineralarten läßt sich prognostizieren, wenn man auf das geologische und geochemische Milieu Rücksicht nimmt. So sind von zehn bekannten Verwitterungsmineralarten von Serpentin sieben bereits in Kraubath nachgewiesen (KOLMER und POSTL, 1979).

Das Studium der Mineralarten und ihrer Fundorte ist eine wichtige Ergänzung zu den geochemischen Basisaufnahmen des Staatsgebietes und geochemischen Daten anderer Art. So bestätigt das Fehlen von Selenmineralen, den geochemischen Befund, daß Selen meist nur in geringen Spuren in chalkogenen Erzmineralen anzutreffen ist. Arsenmineralfundpunkte zeigen eine gute Obereinstimmung mit den Arsenanomalien in Bach- und Flußsedimenten.

Schlußbemerkung:

Die vorliegenden Ausführungen sollen mithelfen, die internationale Nomenklatur der Mineralarten zu pflegen und weiterzuentwickeln. Sie sollte aber auch zu einer systematischen Untersuchung der Minerale Österreichs führen, für die in einer Periode der Rohstoffforschungsaktivität und eines breiten Interesses am Auffinden und Sammeln von Mineralen günstige Voraussetzungen bestehen. Genügend moderne Methoden stehen zur Verfügung, um Mineralfunde entsprechend zu charakterisieren. Das Ziel sollte ein Thesaurus der Minerale Österreichs sein, in dem Fundpunkte, Mineralparagenesen und Mineraleigenschaften erfaßt werden.

Einige Literaturhinweise

- FLEISCHER, M.: Glossary of mineral species 1980 bzw. 1983. Mineral Record Tucson Arizona.
- MACHATSCHKI, F.: Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage, Springer Wien 1953.
- STRUNZ, H.: Mineralogische Tabellen, 7. Auflage, Akad. Verlagsges. Leipzig 1978.
- WEIBEL, H.: Die Mineralien der Schweiz. Birkhäuser Verlag, Basel-Stuttgart 1966
- Ferner u.a.:
Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen.
(Herausgeber O.M. FRIEDRICH, Leoben, übernommen von Geolog. Bundesanstalt Wien)
- Carinthia II (Naturwissenschaftliche Beiträge zur Heimatkunde Kärntens) Klagenfurt
- Carinthin-Beiblatt zur Carinthia II.
- HUBER, S., HUBER, P.: Mineralfundstellen. Oberösterreich, Niederösterreich und Burgenland. Christ. Weise Verlag München, Pinguin Verlag Innsbruck 1977

- Mineralogische Mitteilungen des Landesmuseums, Joanneum, Graz. Darin: cit.
KOLMER, H., POSTL, W.: Brugatellit und Coalingit in dem
Serpentinegebiet von Kraubath, Steiermark. 45 (1979), 29-32.
- MEIXNER, H.: Die Mineralien Kärntens. Sonderheft 21, Carinthia II. 1957
- MEIXNER, H.: Zur Landesmineralogie Salzburgs 1978, Naturwissenschaftliche Erforschung des Landes Salzburg 1964.
- MEIXNER, H.: Minerale und Mineralschätze der Steiermark (Die Steiermark, Land-Leute-Leistung) Graz 1956, 28-35.
- Mitteilungen aus dem naturwissenschaftlichen Verein der Steiermark, Graz.
- Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft.
- Tschermaks Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen, Springer (Wien).
- WENINGER, H.: Die alpinen Kluftminerale österreichischer Ostalpen, 25. Sonderheft "Der Aufschluß". Heidelberg 1974.
- WENINGER, H.: Mineralfundstellen, Steiermark und Kärnten. Christ. Weise Verlag München, Pinguin Verlag Innsbruck, 1976.

ZUR MINERALOGIE EINES KORUND-FÜHRENDEN PEGMATITES
UND SEINER REAKTIONSZONEN ZUM SERPENTINIT
(KL.-HEINRICHSCHLAG W KREMS, NIEDERÖSTERREICH)

von

K. Fechner und M. A. Götzingler +)
(eingelangt am 9. Mai 1985)

Zusammenfassung

Pegmatite in Serpentiniten der Gföhler Einheit, Moldanubikum, enthalten Plumasitbereiche (Korund und Andesin), Sillimanit und Andalusit sowie in Reaktionszonen Cordierit, Anthophyllit und Vermiculit. Mineralbeschreibungen werden gegeben. Aufgrund der Mineralparagenesen können Bildungsbedingungen von ca. 650 - 600° C bei 2-3 kbar abgeschätzt werden. Die Bildung einzelner Mineralparagenesen wird diskutiert. Korund bildet sich bevorzugt in taschenförmigen Ausbuchtungen des Pegmatites, wo das Verhältnis Oberfläche zu Volumen (des Pegmatites gegenüber dem Serpentin) besonders günstig ist.

Einleitung, geologischer Rahmen

In dem SW-NE streichenden Amphibolitzug (Gschwendt - Kl.-Heinrichschlag - Hartenstein - Löwein) der Gföhler Einheit des Moldanubikums treten stellenweise Serpentinite auf; einzelne sind von minder mächtigen Pegmatiten durchschlagen. Die geologische Karte dieses Gebietes (Blatt 37-Mautern, MATURA, 1983) weist in diesem Gebiet 12 Serpentinite aus; einzelne fallen im Gelände nur durch das gehäufte Auftreten von Opalen, Chalcedonen und "Gelmagnesit" auf, einige bilden morphologisch auffällige Geländekuppen. Die Abbildung 1 gibt den betreffenden Kartenausschnitt wieder.

In der unmittelbaren Umgebung des aus der Literatur mehrfach bekannten Pegmatites SE Kl.-Heinrichschlag fand einer der Autoren (K. F.) im Jahre 1968 ein korundhaltiges Gestein. Eine kurze Beschreibung eines ähnlichen Gesteins dieser Lokalität gab NIEDERMAYR (1973), wobei auch einige Unklarheiten bezüglich älterer Fundortangaben diskutiert wurden.

Im Randbereich dieses Pegmatites zum Serpentinit treten interessante Mineral-Reaktionszonen auf, die hier, sowie an mehreren anderen Vorkommen der Böhmisches Masse in Niederösterreich schon Gegenstand mineralogischer Bearbeitung sind (vgl. GÜTZINGER, 1979, 1982).

Im folgenden soll eine übersichtliche Zusammenschau über die Mineralogie und mögliche Reaktionsabläufe in und um diesen Pegmatit gegeben werden.

+) Anschrift der Verfasser:

Karl Fechner, Per-Albin-Hansson-Straße 9/3, A-1100 Wien;

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

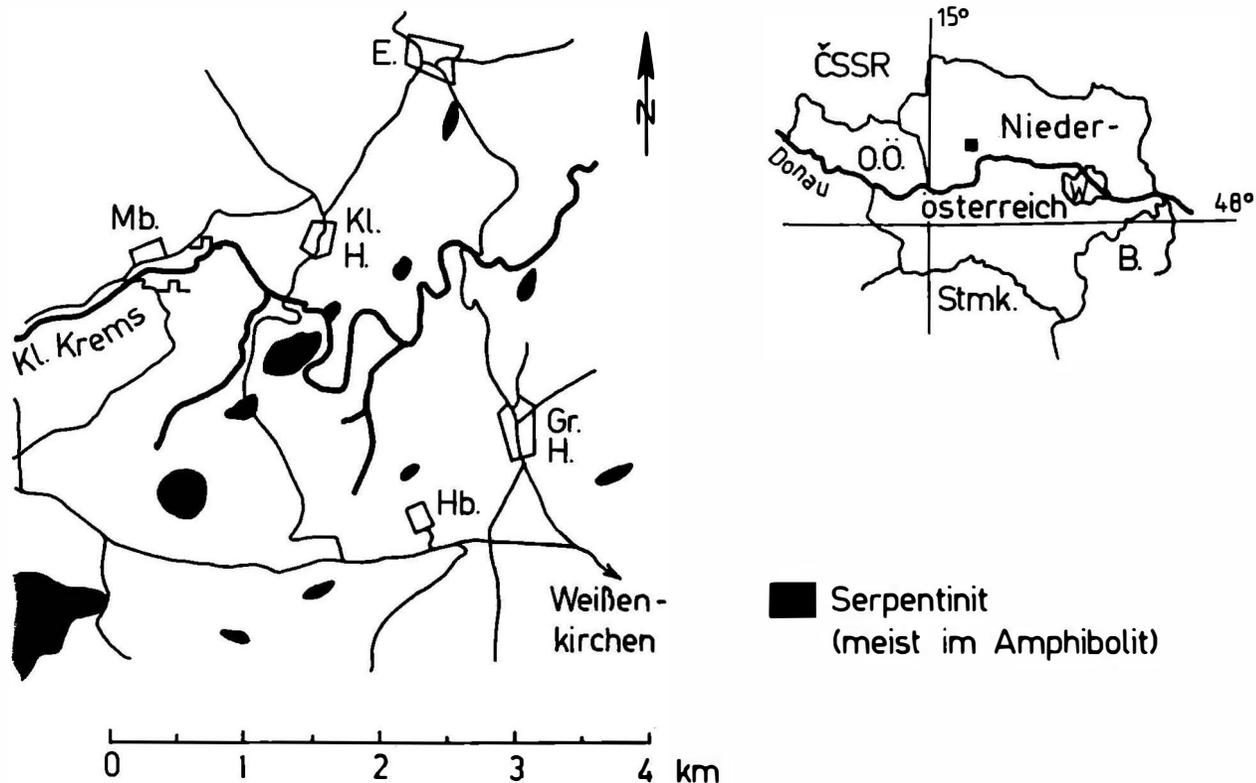


Abb. 1: Serpentinitvorkommen bei Kl.-Heinrichschlag, NÖ.,
 Ausschnitt aus der Geologischen Karte von A. MATURA (1983);
 E. = Els, Mb. = Marbach, Kl.H. = Kl.-Heinrichschlag,
 Gr.H. = Gr.-Heinrichschlag, Hb. = Himberg

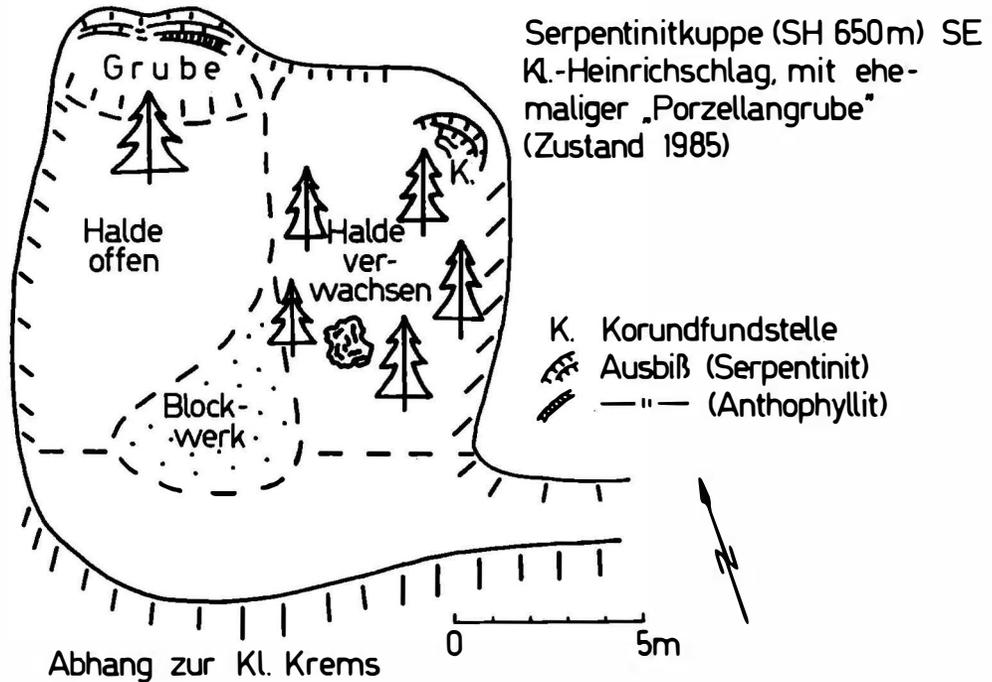


Abb. 2: Aufschlußverhältnisse im Steinbruch SE Kl.-Heinrichschlag, NÖ.
Zustand 1985; der "Hauptpegmatit" liegt unter der offenen Halde
und ist in der Grube durch Versturzmateriale bedeckt.

Zur Mineralogie des Pegmatites und seiner Reaktionszone

Die Abbildungen 2 und 3 zeigen die Aufschluß-Situationen (1968, 1985) der ehemaligen "Porzellangrube": "der Versuch zur Feldspatgewinnung war wohl vor einigen Jahrzehnten die Ursache zur Anlage des Bruches" (MEIXNER, 1942), ein Abbau erfolgte auch nach 1945 nicht. Nach dem Geländebefund (Beobachtungen seit 1968) und den charakteristischen Mineralassoziationen sind folgende Bereiche und Zonen unterscheidbar (vgl. auch Tab. 1):

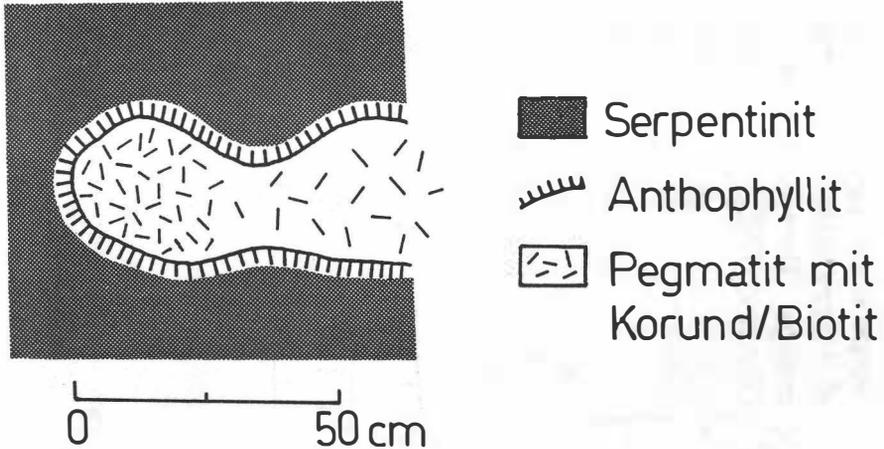


Abb. 3: Korundfundstelle (siehe in Abb. 2 unter K.). Zustand 1968; der Pegmatit (rechts) wird in Aussackungen korund- und biotitführend (links); gegen den Serpentin tritt radialständiger Anthophyllit auf.

- a: Primärer Pegmatitbereich: Kalifeldspat (meist im Schriftgranit), Oligoklas, Quarz (+ Rosenquarz, hell), Muskovit I, Turmalin I (Schörl), Apatit I (eingewachsen), Biotit I;
- b: Desilifizierungszone - Plumazitbereich: Andesin, Sillimanit, Andalusit, Korund, Biotit II (Vermiculit II);
- c: Reaktionszone zum Serpentin: Cordierit, Rutil, Biotit III (Anomit, Vermiculit II) Anthophyllit, Chlorit (grün) und Vermiculit I;
- d: Serpentin: Serpentin, Orthopyroxen, Magnetit.

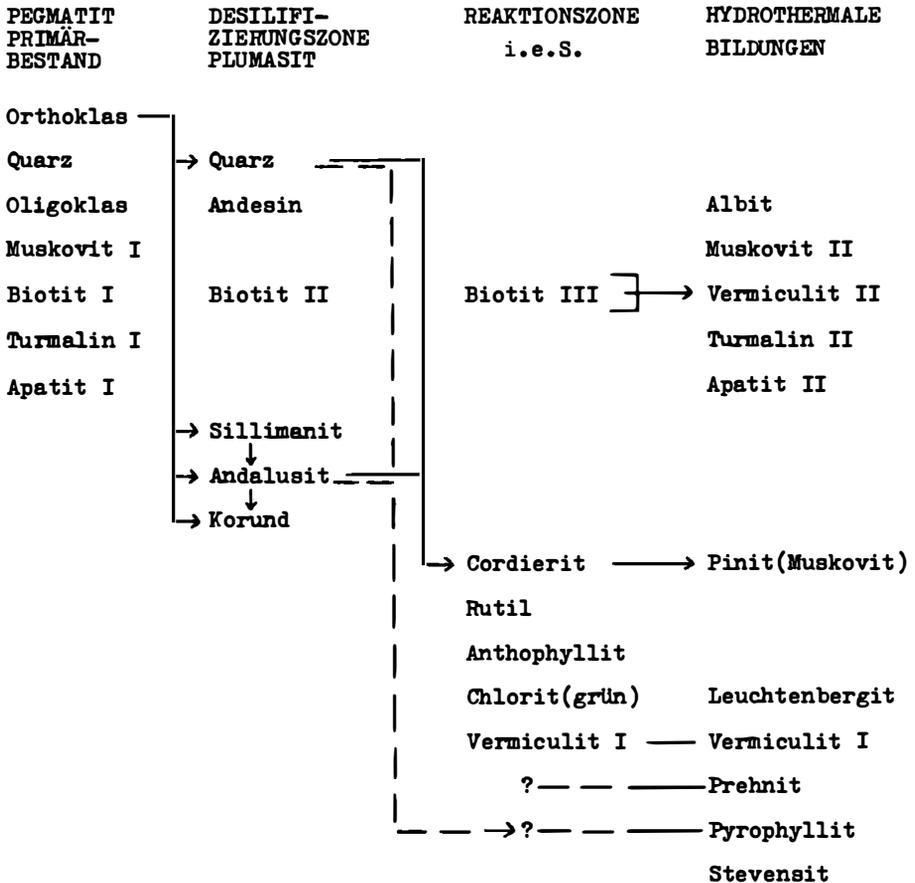
Hydrothermale Bildungen finden sich in allen 4 Bereichen:

Albit, Muskovit II, Turmalin II (braun, grün, blau), Apatit II (freie Kristalle), Leuchtenbergit-Chlorit (farblos-weiß), Pyrophyllit, Prehnit, Stevensit; Margarit auf zwei Stufen fraglicher Herkunft ("Felling"; Margarit + Korund: CHATTERJEE, 1974, STORRE und NITSCH, 1974, OLESCH und MATTHES, 1984).

Von folgenden Autoren liegen schon Einzelbeschreibungen von Mineralen aus Kl.-Heinrichschlag vor: BAADER (1840), WICHMANN (1884), MEIXNER (1942, 1963), KONTRUS und NIEDERMAYR (1969), NIEDERMAYR (1973), MEIXNER (1976), GÖTZINGER (1979), ZIRKL (1985).

Da sich in der folgenden Beschreibung oft eigene Beobachtungen mit einzelnen publizierten Angaben decken, wird nur in speziellen Fällen der Erstbeschreiber zitiert.

Tabelle 1: Mineralgesellschaften und -abfolgen in einzelnen Bereichen und Zonen: Pegmatit - Serpentinitt von Kl.-Heinrichschlag, N.Ö.



Die mineralogische Untersuchung erfolgte hauptsächlich mittels Röntgendiffraktometrie (RDA, u.a. für Gitterkonstanten- und Anorthitgehaltsbestimmungen der Plagioklase nach BAMBAUER et al., 1967) sowie an Gesteins-Dünnschliffen.

a: Minerale des pegmatitischen Primärbestandes (Reihung nach der Häufigkeit)

Kalifeldspat besitzt röntgenographisch niedrige Triklinität (nach GOLDSMITH und LAVES, 1954; SMITH, 1974), dem Orthoklas nahestehend. Er bildet mit Quarz häufig Schriftgranite. Stellenweise ist makroperthitische Albitentmischung beobachtbar. Mitunter treten Kristalle bis 10 cm Größe auf, mit weißer, hellgelblicher oder grauer Farbe.

Plagioklas zeigt schwach variablen Anorthitgehalt, meist dem Oligoklas entsprechend, stellenweise in dünntafeligen Kristallen von mehreren cm Größe.

Quarz tritt einerseits derb als Milchquarz, seltener hellrosa als Rosenquarz auf, andererseits ist er mit Orthoklas verwachsen (Schriftgranit).

Muskovit und brauner Biotit sind selten erhalten, Biotit ist stellenweise in Vermiculit II umgewandelt.

Turmalin (Schörl) wurde von MEIXNER (1942) beschrieben, es liegt derzeit kein Belegmaterial vor.

Apatit fand sich, nach der Aufschlußbeschreibung MEIXNERs (1942) im primären Pegmatitgestein eingewachsen.

b: Minerale der Desilifizierungszone - Plumasitbereich (Reihung nach der Häufigkeit)

Als Plumasit wird im Sinne von LAWSON (1903) ein Plagioklas-Korundgestein verstanden, benannt nach Plumas County, California (KUNZ, 1901).

Plagioklas zeigt hier deutlich höheren Anorthitgehalt, auch variabel, Andesin bis Labradorit entsprechend. Stellenweise sind plattige Kristalle mit Sillimanit verwachsen.

Andalusit bildet charakteristische stengelige Kristalle und Kristallaggregate von bräunlichroter Farbe, randlich oft heller, bis weiß, bis 20 cm Länge. Häufig ist Muskovit auf Absonderungsflächen eingewachsen, gelegentlich tritt auch Cordierit in unmittelbarer Nähe, besonders im Randbereich des Pegmatites auf. Kristallumrisse und Kanten des Andalusites sind gelegentlich ausgebildet, besonders als Einwachsung in gelblichem Quarz. Die meisten Andalusite waren im westlichen Pegmatitteil anzutreffen. Gelegentlich tritt Pyrophyllit (nach Andalusit) mit auf.

Sillimanit ist, obwohl er bis 2 cm lange, farblose Kristalle bildet, neben Plagioklas sehr unscheinbar, makroskopisch nur in charakteristischen Kristallfaserbüscheln erkennbar. Auf einem Handstück (Naturhistorisches Museum Wien, Nr. L 2704) tritt Sillimanit neben Andalusit, Korund und Biotit im Plagioklas auf.

Korund stellt möglicherweise das erstbeschriebene Mineral dieses Vorkommens dar (BAADER, 1840). Einer der Autoren (K.F.) konnte im Jahre 1968 mehrere Stufen mit Korund bergen. Der Korund trat in einem ca. 8 m östlich des ca. 3 m mächtigen "Hauptpegmatites" in randlichen Bereichen eines Pegmatitkörpers gegen den Serpentin auf (siehe Abb. 3), vgl. auch NIEDERMAYER (1973). Die Korunde, meist undeutliche, tonnenförmige Kristalle (Durchmesser bis 1,5 cm, Länge bis 2 cm, Kristallaggregate bis 3 cm) zeigen in größeren Kristallen einen fleckig tiefblauen Kern (ca. 2/3 des Durchmessers) und einen hell blaugrauen Rand (zur Farbe von Korunden: SCHMETZER und BANK, 1981). Meist ist das umgebende Mineral Andesin, oft auch begleitet von braunem Biotit (häufig in Vermiculit II umgewandelt), gelegentlich mit weißem Chlorit (Leuchtenbergit), Pyrophyllit und Prehnit.

Sowohl aus dem Naturhistorischen Museum Wien (NHM; Nr. A.o. 783, K 1855) als auch aus der Sammlung des Institutes für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien (IMK; Nr. 2796, 7111) stammt altes Belegmaterial von Korund unterschiedlichen Aussehens, unterschiedlicher Begleitminerale und mit verschiedenen Fundortangaben. Die Tabelle 2 gibt einen Überblick.

Biotit tritt in bis 3 cm großen, dünnplattigen Kristallen bevorzugt neben derben Korundaggregaten auf. Er ist braun bis hellbraun und meist in Vermiculit II umgewandelt.

Tabelle 2 : Belegmaterial für Korunde aus dem n.ö. Waldviertel;

Naturhistor. Museum Wien (NHM), Institut für Mineralogie und Kristallographie der
Universität Wien (IMK) und eigene Aufsammlung.

Nr.	Korundbeschreibung	Begleitminerale	Fundortangabe
A.o. 783 (NHM)	massig, dunkel-blaugrau Kristallaggregate - 3 cm	Margarit, Muskovit Chlorit (weiß)	Felling
K 1855 (NHM)	grau, eingewachsen Einzelkristalle - 0,5 cm	Plagioklas (Labradorit), wenig Muskovit; → Plumasit	Els
2796 (IMK)	blau, violblau, dunkler Rand; Kristalle und Aggregate - 2 cm	Margarit körnig dicht, Vermiculit, ± Chlorit (weiß)	Felling bei Krems
7111 (IMK)	dunkel graublau, Einzelkristalle - 1 cm	Muskovit, Pyrophyllit, Prehnit	Gföll
Funde Fechner, Nieder- mayr	Kern blau, Rand hell- grau, Einzelkristalle und Aggregate 1 - 3 cm	Andesin, Biotit - Vermiculit, (± Quarz)	Kl.-Heinrich- schlag

c: Minerale der Reaktionszonen zum Serpentin

Die Reaktionszonen zwischen Pegmatit und Serpentin können aufgrund unterschiedlicher Mineralasoziationen in eine (innere) Cordieritzone und eine (äußere) Anthophyllit-Vermiculitzone unterteilt werden; erstere hat naturgemäß einen schleifenden Übergang zum Plumazitbereich, die zweite geht mehr minder kontinuierlich in teilweise verwitterten Serpentin über. Das Kriterium für die Zusammenfassung dieser Reaktionszonen ist das massive Auftreten Mg-reicher Minerale; eine Folge der chemischen Wechselwirkungen zwischen dem SiO₂-Angebot des Pegmatites und dem Mg-Angebot des Serpentinites. (Reihung der Minerale in Richtung des Auftretens zum Serpentin hin).

Cordierit bildet bis 2 cm große, tonnenförmige Kristalle von graugrüner Farbe, in dünnen Splintern ist auch der charakteristische Pleochroismus (hell blauviolett - hell bräunlich) erkennbar. Die meisten Kristalle sind pinitisiert (Muskovit) und zeigen die daraus folgende typische plattige Absonderung. Cordierit tritt bevorzugt im östlichen Randbereich des "Hauptpegmatites" auf, gelegentlich auch zusammen mit Andalusit.

Rutil kommt lokal zusammen mit Cordierit und Andalusit vor, er bildet dunkle metallisch glänzende Körner (offenbar hoher Fe-Gehalt) bis 3 mm Größe, eingewachsen im Plagioklas oder Quarz.

Biotitkristalle von braun-olivgrüner Farbe, Plattendurchmesser bis 2 cm, oft parallelständig zur Pegmatitoberfläche, bilden stellenweise eine markante Grenze zwischen den (hellen) Pegmatitmineralen und den dunklen Bestandteilen der Serpentin-Einflußzone (Anthophyllit u.s.w.). Dieser Biotit ist bevorzugt in Vermiculit II umgewandelt. Hierher zu stellen ist wohl auch der von MEIXNER (1942) beschriebene Anomit.

Anthophyllit tritt wiederholt in 2-3 cm mächtigen, auffällig parallelstrahligen Mineralaggregatsämen auf. Die nadeligen Kristalle stehen senkrecht zur Pegmatitoberfläche, bzw. senkrecht zu Kluftflächen, die vom Pegmatit ausgehen. Die Farbe variiert von hell ockergrau bis hell olivgrün, oft ist grüner Chlorit oder brauner Vermiculit eingelagert; stellenweise kommt es zur Ausbildung von Anthophyllit-Asbest.

Chlorit und Vermiculit I bilden den Übergang zum Serpentin. Beide Minerale, Korngrößen um 1 mm, treten in wechselnden Mengenverhältnissen zueinander auf. Stellenweise greifen sie in Klüften auch weit in den Serpentin hinein. Der Chlorit fällt durch seine "giftgrüne" Farbe auf, Vermiculit ist hell- bis dunkelbraun (zur RDA-Unterscheidung: WEISS und ROWLAND, 1956). Seine Entstehung ist wohl als hydrothermales, primäres Reaktionsprodukt anzusehen; hingegen ist Vermiculit II immer ein Folgeprodukt aus und nach anderen Mineralen. Chlorit und Vermiculit I sind einerseits Reaktionsprodukte, leiten andererseits jedoch zu den Mineralen hydrothermalen Bildungen über.

d: Minerale des Serpentin

Röntgenographisch sind Antigorit und Lizardit sowie Chlorit feststellbar, visuell Orthopyroxen und Magnetit (magnetisch). Der Erhaltungszustand des Serpentin ist durch Verwitterungseinflüsse sehr unterschiedlich; Opal- und Chalcedonschnüre durchziehen zusammen mit Calcit große Teile des Serpentin-körpers, "Gelmagnetit" ist selten.

Minerale hydrothermale Bildung

Hierher sind einerseits Mineralbildungen in randnahen Hohlräumen des Pegmatites und andererseits Mineralumsetzungen zuzuordnen.

Im Pegmatitbereich treten Albitisierungen und farblose Albitkristalle in Hohlräumen auf. Diese enthalten auch den Turmalin II, meist braunen Dravit (Gitterkonstanten: $a_0 = 15,91 \pm 0,01 \text{ \AA}$, $c_0 = 7,18 \pm 0,02 \text{ \AA}$; Einstufung nach EPPRECHT, 1953; vgl. MEIXNER, 1969). Selten wurden auch grüne und blaue Turmalinkristalle gefunden. Muskovit und klare Apatitkristalle kommen ebenfalls in diesen Hohlräumen vor; Erzminerale wurden bisher nicht beobachtet.

Minerale typisch hydrothermalen Bildungen (vgl. dazu KOLLER et al., 1978; KOLLER und NIEDERMAYR, 1979) oder Umsetzungen sind Prehnit, Pyrophyllit und Leuchtenbergit, sie bilden stellenweise feinkörnige Mineralgemenge, die nur im Dünnschliff oder mittels RDA auflösbar sind. Nur Prehnit ist selten in freien Kriställchen sichtbar. In Umsetzungs-zonen von Andalusit treten Verwachsungen von Muskovit, Pyrophyllit und Leuchtenbergit auf, nach Cordierit sind Muskovit und Pyrophyllit beobachtbar.

Stellenweise finden sich im Andesin stengelige Kristallformen, die feinkörnigen Chlorit nach einem nicht mehr feststellbaren Mineral enthalten; aus einem vergleichbaren Vorkommen (Pingendorf b. Geras, N.Ö.) ist Chlorit nach Amphibol nachweisbar.

Plumasite - Vorkommen und Entstehungsbedingungen

Vorkommen von Plumasiten sind weltweit und schon aus dem vorigen Jahrhundert bekannt (z.B.: MOROZEWICZ, 1899; KUNZ, 1901; LAWSON, 1903; LARSEN, 1928; SOKOLOV, 1931; ROSE, 1957; ALTHERR et al., 1982; OLESCH und MATTHES, 1984).

Aufgrund der verschiedenen Fundortangaben alter Belegstücke aus dem Waldviertel (siehe Tab. 2) erschien eine Überprüfung im Gelände angebracht: Eine Nachsuche in den Pegmatiten bei Rastbach W Gföhl verlief negativ (mächtige Reaktionszonen mit Anthophyllit und Vermiculit). Etwa 1 km W Felling steht unmittelbar S der Straße Serpentin mit einem Pegmatit an. Letzterer führt Schörl, Cordierit und große Kristalle dunkelgrünen Biotites. Korund wurde nicht gefunden, sein Auftreten ist jedoch prinzipiell möglich; WICHMANN (1884) erwähnt ebenfalls: "Der Glimmer des Gesteins ist grüner Biotit". Mit dem Fundort "Felling" liegen 2 Stufen vor (NHM A.o. 783, IMK 2796), die ähnliche Begleitminerale aufweisen. Besonders auffällig in beiden ist das Fehlen von Plagioklas und der Nachweis von Margarit, ein Mineral, das in Kl.-Heinrichschlag bisher nicht gefunden wurde. Nach all diesen Befunden erscheint Felling als Korundfundpunkt (alte Angabe in BAADER, 1840) durchaus möglich. Ein Belegstück (NHM K 1855) aus Els (vgl. dazu WICHMANN, 1884/151) ist ein typischer Plumasit (Korund in Labradorit); SE Els steht S der Straße ebenfalls Serpentin an, ein durchschlagender Pegmatit wurde nicht gefunden (ca. 100 m nördlich ist jedoch ein aplitisches Gestein in unmittelbarer Umgebung eines Granatpyroxenites aufgeschlossen; eine Reaktionszone wurde nicht beobachtet). Es liegt daher momentan kein Anhaltspunkt für die Richtigkeit dieser Fundortangabe vor.

Im Rahmen der Arbeiten über Vermiculitvorkommen in der Böhmisches Masse in Niederösterreich (GÜTZINGER, 1982) wurden viele Pegmatitaufschlüsse in Serpentin- tinen untersucht; mächtige Reaktionszonen hydroxylhaltiger Minerale (Amphibole, Glimmer u. dgl.) sind für eine Korundbildung möglicherweise aufgrund zu niedriger Reaktionstemperaturen und erhöhtem Anteil an fluider Phase nicht geeignet.

Entstehungsbedingungen der Plumasite

Die Entstehung von Plumasitkörpern und -gängen wurde und wird von den meisten (oben genannten) Autoren mit der Entkieselung (Desilifizierung) von Pegmatit- gängen erklärt, LARSEN (1928) postuliert für Albitite und Plumasite echte mag- matische Differentiate, gibt jedoch auch eine Theorie an, daß diese Gesteine aus den pneumatolytisch-hydrothermalen wäßrigen Restlösungen des ultrabasischen Magmas entstanden seien.

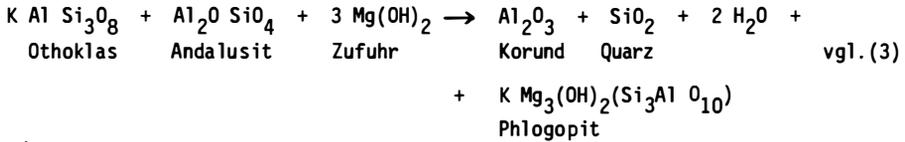
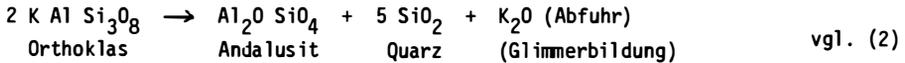
Bei den Vorkommen im niederösterreichischen Anteil des Moldanubikums handelt es sich aufgrund der Mineralgesellschaft im Primärbereich sicherlich um "echte" Pegmatite, die, den tektonischen Schwächezonen um Serpentinite folgend, in diese eingedrungen sind. Aus Aufschlußbildern ist zu schließen, daß einige Pegma- tite reaktionsfreudiger und offenbar heißer, andere reaktionsträger und schon mehr abgekühlt waren, und sich somit unterschiedliche Reaktionszonen im Kontakt mit den Serpentininen (Peridotiten) ergeben. Ebenso spielt der jeweilige Anteil der fluiden Phase eine entscheidende Rolle für den Mineralinhalt der Reaktions- zonen.

An Proben von Kl.-Heinrichschlag können folgende Mineralteilparagenesen beobachtet werden:

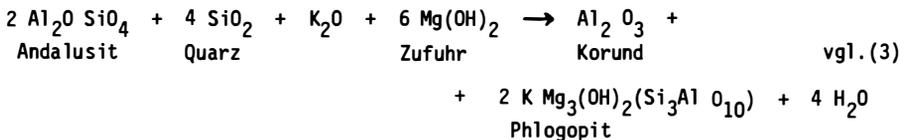
- (1) Oligoklas + Sillimanit + Andalusit (+ Biotit)
- (2) Andalusit + Quarz (+ Muskovit, sekundär)
- (3) Andesin + Korund + Biotit (+ Quarz)
- (4) Andesin + Cordierit + Andalusit + Quarz (+ Muskovit, sekundär)
- (5) → Albitisierungs-, Verglimmerungs- und Verquarzungszonen

Aus (1) sind die Bildungsbedingungen (nach ALTHAUS, 1967, HOLDAWAY, 1971) abschätzbar: ca. 650 - 600° C bei 2-3 kbar.

Da Orthoklas nur im Primärbestand vorkommt und sowohl in der Desilifizierungszone als auch in der Reaktionszone fehlt, wird angenommen, daß vor allem Kalifeldspat für folgende mögliche Mineralreaktionen aufgebraucht wurde:



oder:



(siehe auch SEIFERT und SCHREYER, 1970)

Die angeführten Mineralreaktionen verlaufen generell unter der Anwesenheit von Wasser. Plagioklas wird im Reaktionsablauf An-reicher, dies erklärt die Albitisierungen. Das freigesetzte Kalium (2) führt zur Verglimmerung. Die Mg-Zufuhr vom Serpentin wird formal als Mg(OH)₂ angegeben.

Die Korundbildung erfolgt offenbar bevorzugt in taschenförmigen Ausbuchtungen und ("trockeneren") Seitenästen des Pegmatites (vgl. Abb. 3), wo das Verhältnis Oberfläche zu Volumen des Pegmatites gegenüber dem Serpentin besonders günstig ist, d.h. der Desilifizierungsvorgang von vielen Seiten eingreifen kann.

Die Bildungs- und Reaktionszeit des Pegmatites kann wahrscheinlich in die ausklingende kaledonische Gebirgsbildung gestellt werden.

Obereinstimmend zu KOLLER und NIEDERMAYR (1979) sei vermerkt, daß Prehnitkristalle in Hohlräumen von Pegmatiten den niedrigthermalen Bildungen entsprechen. Der oft unscheinbare Prehnit als Zwickelfüllung in der Desilifizierungszone kann aber schon bei höheren Temperaturen (etwa 400° C) gebildet werden (LIU, 1971).

Dank

Herrn Dr. G. NIEDERMAYR (Naturhistorisches Museum Wien) danken wir für interessante Hinweise und für die Oberlassung von Probenmaterial.

Literatur

- ALTHAUS, E. (1967): The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. - Contr. Min. Petr. 16, 29-44.
- ALTHERR, R., OKRUSCH, M., BANK, H. (1982): Corundum- and kyanitebearing anatexites from the Precambrian of Tanzania. - Lithos 15, 191-197.
- BAADER, J.A. (1840): Ueber den Korund aus dem K.O.M.B. in Oesterreich. Zschr. f. Physik u. verwandte Wissensch. (Ph. v. Holger) 6, 104 ff.
- BAMBAUER, H.U., CORLETT, M., EBERHARD, E., VISWANATHAN, K. (1967): Diagramms for the determination of Plagioclases using X-Ray powder methods. - Schw. Min. Petr. Mitt. 47, 333-349.
- CHATTERJEE, N.D. (1974): Synthesis and upper thermal stability limit of 2M-margarite, $\text{Ca Al}_2(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$: - Schw.Min.Petr.Mitt. 54, 753-767.
- EPPRECHT, W. (1953): Die Gitterkonstanten der Turmaline. - Schw. Min. Petr. Mitt. 33, 481-505.
- GOLDSMITH, J.R., LAVES, F. (1954): The microcline-sanidine stability relations. - Geochim. Cosmochim. Acta 5, 1-19.
- GÜTZINGER, M.A. (1979): Vermiculitvorkommen unterschiedlicher Entstehung im niederösterreichischen Anteil der Böhmisches Masse. - Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss. 1979, 107-110.
- GÜTZINGER, M.A. (1982): Typengliederung und Mineralogie der Vermiculitvorkommen in Österreich (Böhmisches Masse und Mittelostalpin). - Fortschr. Miner. 60, Bh. 1, 85-87.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of Andalusite and the aluminum silicate phase diagram. - Amer. Journ. Sci. 271, 97-131.
- KOLLER, F., NEUMAYER, R., NIEDERMAYR, G. (197B): "Alpine Klüfte" im Kristallin der Böhmisches Masse. - Aufschluß 29, 373-378.
- KOLLER, F., NIEDERMAYR, G. (1979): Die Mineralvorkommen der Diorite des nördlichen Waldviertels. - Ann. Naturhistor. Mus. Wien 82, 193-208.
- KONTRUS, K., NIEDERMAYR, G. (1969): Neue Mineralfunde aus Österreich, 1962-1968. - Mitt. Österr. Min. Ges. 121, in: Tschemm. Min. Petr. Mitt. 13, 355-359.
- KUNZ, G.F. (1901): Precious stones (Mineral resources of the United States) - 21. Ann. rep. U.S. Geol. Surv. 1899-1900, VI, 419-462.
- LARSEN, E.S. (1928): A hydrothermal origin of corundum and albitite bodies. - Econ. Geol. 23, 398-433.
- LAWSON, A.C. (1903): Plumasite an oligoclase-corundum rock. - Univ. Cal. Publ. Bull. Dep. Geol. 3, 219-229.
- LIU, J.G. (1971): Synthesis and stability of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. - Amer. Min. 56, 507-531.
- MATURA, A. (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 37 Mautern, Geol. B.-A. Wien 1983.
- MEIXNER, H. (1942): Mineralogische Notizen aus Niederdonau I. - Zentralbl. Min. Geol. Pal. 1942, Abt. A, 177-182.
- MEIXNER, H. (1963): Die Vorkommen von Korund in Österreich. - Der Karinthin 49, 39-44.

- MEIXNER, H. (1976): Brauner Turmalin (nahe Dravit) aus dem Pegmatit von Klein-Heinrichschlag. - Carinthia II 166./86, 35-36.
- MOROZEWICZ, J. (1899): Experimentelle Untersuchungen über die Bildung der Minerale im Magma. - Tscherm. Min. Petr. Mitt. 18, 1-90, 105-238.
- NIEDERMAYR, G. (1973): Einige neue Mineralfunde aus dem niederösterreichischen Anteil der Böhmisches Masse. - Mitt. Österr. Min. Ges. 123, 37-40.
- OLESCH, M., MATTHES, S. (1984): Korund und Margarit führende Blackwall-Gesteine in Serpentin-Hornfelsen. - Fortschr. Min. 62, Bh. 1, 179-181.
- ROSE, R.L. (1957): Andalusite- and Corundum-bearing pegmatites in Yosemite National Park, California. - Amer. Min. 42, 635-647.
- SCHMETZER, K., BANK, H. (1981): The colour of natural corundum. - N. Jb. Min. Mh. 1981, 59-68.
- SEIFERT, F., SCHREYER, W. (1970): Lower temperature stability limit of Mg cordierite in the range 1-7 Kb water pressure: A redetermination. - Contr. Min. Petr. 27, 225-238.
- SMITH, J.V. (1974): Feldspat Minerals, vol. 1 (p 280 ff), Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 627 S.
- SOKOLOV, G.A. (1931): The corundum plagioclasites of Kaslinskaia Dacha in the Urals (russ., engl. summ.). - Trans. Geol. Prosp. Serv. USSR, 56, 3-46 (Min. Abstr. 6-436).
- STORRE, B., NITSCH, K.H. (1974): Zur Stabilität von Margarit im System CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - Contr. Min. Petr. 43, 1-24.
- WEISS, E.J., ROWLAND, R.A. (1956): Effect on heat on Vermiculite and mixedlayered Vermiculite-Chlorite. - Amer. Min. 41, 899-914.
- WICHMANN, H. (1884): Korund in Graphit, Korund von Felling. - Verh. k.k. geol. Reichsanst. 1884, 150-152.
- ZIRKL, E.J. (1985): Stevensit, ein für Österreich neues Mineral von Klein-Heinrichschlag, Niederösterreich. - Die Eisenblüte 6, 21-23.

VORTRÄGE UND BERICHTE

TÄTIGKEITSBERICHT OBER DAS VEREINSJAHR 1984

1. Im Vereinsjahr 1984 fanden folgende Vorträge statt:

- 9.1. Dr. F. Koller (Wien)
Petrologie und Geochemie der Ophiolite der Rechnitzer Serie.
- 16.1. Prof. Dr. L. Morten (Bologna)
Blades of olivines and orthopyroxenes in ultramafic rocks from the Cerro del Almiraz, Sierra Nevada Complex, Spain; Relics of quench textured harzburgites.
- 23.1. Dr. R. Seemann (Wien)
Die Knappenwand - die berühmteste Mineralfundstelle Österreichs.
- 19.3. Dr. H.-M. Hamm (Bonn)
Seltene Mineralparagenesen in Ca-reichen Xenolithen des Bellerbergs, Laacher Vulkangebiet.
- 2.4. Prof. Dr. B.J.G. Upton (Edinburgh)
The Alkaline Province of Southern Greenland.
- 7.5. Prof. Dr. J. Zemann (Wien)
Mineralogie der Sulfate.
- 14.5. Dr. S. Scharbert (Wien)
Die Pegmatite des Altkristallin und die Entwicklungsgeschichte des Variszikums.
- 17.5. W. Mican (Wien)
Der Sachverständige in der Edelstein- und Schmuckbranche.
- 21.5. Prof. Dr. W.D. Johns (Columbia)
Burial diagenesis of Tertiary Sediments in the Golf of Mexico and in the Vienna Basin - a comparison.
- 28.5. Prof. Dr. D.D. Klemm (München)
Geochemische Untersuchungen zur Bildung der Vanadium-führenden Titanomagnetitlagerstätten in der oberen Zone des Bushveldkomplexes, Südafrika.
- 22.10. Dr. F. Hofmann (Freiberg)
Minerale aus dem Freiburger Revier.
- 12.11. Gen.Dir. Dr. G. Knezicek (Bad Ischl)
Salz in Österreich, kulturhistorische und wirtschaftliche Bedeutung.
- 19.11. Prof. Dipl.Ing. DDr. H. Wieseneder (Wien)
Gesteine in Raum und Zeit.
- 26.11. Prof. Dr. O.W. Flörke (Bochum)
Die nicht- und mikrokristallinen SiO₂-Minerale, Struktur, Gefüge und Wasserbindung.
- 10.12. Dr. G. Grundmann (München)
Hebungsraten im Tauernfenster, abgeleitet aus Spaltspurenaltern an Apatiten.

Zusätzlich war die Gesellschaft zu weiteren 4 Vorträgen eingeladen. Weiters wurden drei Bestimmungsabende, einer mit einem Kurzreferat (Dr. H. Effenberger) sowie eine Exkursion zum Steirischen Erzberg abgehalten. Die durchschnittliche Besucherzahl der Vorträge lag bei 29 Personen, die der Bestimmungsabende bei 15 und die der Exkursion bei 12. Vom 20. - 22.9.1985 fand in Wien die Tagung der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe mit zahlreichen Kurzvorträgen statt, teil-

genommen haben ca. 60 Personen. Sowie an den Exkursionen 40.
Weiters wurde am 6.10. in Graz eine Kurztagung gemeinsam mit dem Landesmuseum Joanneum, Graz (Abteilung Mineralogie und Geologie) und dem Joanneums Verein mit den folgenden Vorträgen abgehalten:

Dr. K. Dieber (Eisenerz) - "Zur Geologie des Steirischen Erzberges"
Doz. Dr. A. Beran (Wien) - "Zur Entstehung der Erze des Steirischen Erzberges"
Dr. G. Niedermayr (Wien) - "Edel- und Schmucksteine in Österreich".

Daran nahmen ca. 50 Personen teil.

2. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in 4 Vorstandssitzungen.
3. Das Heft 129 wurde im Berichtsjahr ausgesandt, das nächste ist in Vorbereitung.

4. Mitgliederbewegungen

Mitgliederstand 1.1.1984 - 311

Neue Mitglieder - 11 Bibliothek der Koninklijke
Nederlandse, Akademie van Wetenschappen
(Amsterdam)
Th. Drapela (Wien)
S. Grupe (Wien)
H. Huemer (Wien)
G. Karhut (Wien)
GenDir. Dr. G. Knezicek (Bad Ischl)
Dr. Th. Ntaflos (Wien)
J. Schobner (Wien)
B. Seliger (Wien)
P. Spindler (Wien)
Dr. F.H. Ucik (Köttmannsdorf)

verstorben - 5 Dr. A. Alker (Graz)
M. Angyel (Wien)
Dr. K. Bauer (Walterskirchen)
W. Knobloch (Wien)
A. Welser (Wien)

ausgetreten - 7

wegen Nichtbegleichung
der Mitgliedsbeiträge
gestrichen

- 7 W. Aistleitner (Wien)
W. Aistleitner jun. (Wien)
R. Ertl (Wien)
W. Gojko (Wien)
E. Hubmann (Wien)
Dr. K. Scherer (Wien)
J. Stacher (Wien)

Mitgliederstand 31.12.1984 - 302

Wien, 21.1.1985

Dr. F. Koller
Schriftführer

PETROLOGIE UND GEOCHEMIE DER OPHIOLITE DER RECHNITZER SERIE

von

F. Koller, Wien

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

am 9. Jänner 1984

Am Ostrand der Alpen tauchen unter den ostalpinen Decken nochmals penninische Gesteinsserien in mehreren tektonischen Fenstern auf. Der Inhalt dieser Fenster besteht im wesentlichen aus Kalkphylliten, Quarzphylliten, Kalkserizitschiefern und Quarziten sowie mächtigen Ophiolitkomplexen, die alle mesozoisches Alter aufweisen. Vom Norden nach Süden sind dies, die von Grogneis- und Wechselserie sowie Tertiär umrahmten Fenster von Möltern, Bernstein und Rechnitz sowie das Kristallin von Eisenberg, das fast vollständig vom Tertiär und nur im NW bei Hannersdorf vom oberostalpinen Grazer Paläozoikum begrenzt wird. Die Ophiolite der Rechnitzer Serie setzen sich aus serpentinisierten Ultramafititen, Metagabbros und mächtigen Grünschieferkomplexen als Abkömmlinge der Ozeanbodenbasalte zusammen. Seltener und geringer mächtig sind Rodingite, Ophikarbonatgesteine und Radiolarite.

Die Ophiolite der Rechnitzer Serie entsprechen "high-Ti"-Ophioliten, die entweder an einem mittelozeanischen Rücken oder in einem gut entwickelten "Back arc basin" gebildet werden.

Der plutonische Anteil gliedert sich in die Serpentine, in die Mg-reichen Gabbros und Rodingite als "lower level"-Gabbros, in die Fe- und Ti-reichen "upper level"-Gabbros und in gering mächtige Ferrodiorite und Plagiogranite.

Die Grünschiefer, der metamorphe Basaltanteil der Ophiolite, werden in die mengenmäßig vorherrschenden tholeiitischen Basalte mit "N-Typ"-Morbzusammensetzung, in hypabyssische Ferrobasalte und in weitgehend unfraktionierte Cr- und Mg-reiche Metabasalte mit pikritischer Zusammensetzung gegliedert. Für die Tholeiite können Aufschmelzungsraten des oberen Erdmantels um 15 % sowie eine Plagioklas und Klinopyroxen dominierte Fraktionierung abgeleitet werden. Bevorzugt in den gabbroiden Gesteinen sind noch magmatische Relikte erhalten geblieben, Formrelikte sind häufiger. Aus den heute vorliegenden Paragenesen der Metabasite konnte eine komplexe Metamorphoseentwicklung, bestehend aus einer ozeanischen, einer altalpidischen Hochdruck- und der abschließenden jungalpidischen Regionalmetamorphose abgeleitet werden. Die ozeanische Metamorphose ist durch die Bildung von Hornblendephases (Barroisit, Paragasit und Magnesiohornblende), durch die Bildung von Cr-Andradit in den Ophikarbonatgesteinen sowie durch metasomatische Veränderungen und einer intensiven Oxidation bei hohen Temperaturen und geringem Druck gekennzeichnet. Derartige Erscheinungen entsprechen rezenten Beispielen von "slow spreading rigid" ozeanischer Becken und mittelozeanischer Rücken. Die Bildung der Ophikarbonatgesteine wird als Hinweis auf Transformstörungen im penninischen Ozean gewertet.

Die Bedingungen der altalpidischen Metamorphose konnten auf 330-370⁰ C bei 6-8 Kb durch Mineralparagenesen mit Mg-reichen Pumpellyt, Ferroglaukophan, Alkalipyroxen (~Ac₆₃ Jd₂₁), Lawsonit (Formrelikte) und Stilpnomelan eingegrenzt werden. Diese entspricht einer Hochdruckmetamorphose in einer Subduktionszone sowie einer Versenkung der ozeanischen Kruste in Tiefen von mindestens 20-30 km. Danach erfolgte ein rascher Aufstieg der abgesicherten Komplexe in eine Tiefe von 5-10 km. In diesem Niveau erfolgte die jungalpidische Regionalmetamorphose, die Metamorphose-

bedingungen liegen bei 390-430⁰ C und einem Druck von < 3 Kb. Die Bildung von Klinozoisit anstelle von Lawsonit, von Klinozoisit oder Hydrogrossular anstelle von Mg-reichen Pumpellyit, von Aktinolith, Alkalipyroxen (Ac₈₅ Jd₁₅), riebeckitischen oder magnesioriebeckitischen Alkali amphibolen um die älteren Pyroxene oder um Ferroglaukophan, sowie die Bildung von grünem Biotit anstelle von Stülpnomelan ist für dieses Metamorphoseereignis charakteristisch. An Hellglimmer wurde es mit 19-22 ma datiert, daraus ergeben sich Hebungsraten von < 2 mm/a bis zum Sarmat, den ältesten nicht metamorphen Sedimenten die das Rechnitzer Fenster begrenzen.

SELTENE MINERALPARAGENESEN MIT γ -Ca₂SiO₄ UND REINHARDBRAUNSIT
IN Ca-REICHEN XENOLITHEN DES BELLERBERGS, LAACHER VULKANGEBIET

von

H.-M. Hamm, Bonn

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 19. März 1984

Es sollen hier recht exotische Mineralparagenesen vorgestellt werden, die in calciumreichen Xenolithen auftreten, die in den basaltischen Gesteinen des Bellerbergs gefunden werden.

Der Bellerberg, ein kleiner gemischter Vulkan, liegt nördlich der Stadt Mayen in der Osteifel und gehört zum quartären Vulkangebiet des Laacher Sees (FRECHEN, 1976). Der Ettringer Bellerberg im eigentlichen Sinn bildet zusammen mit dem östlich gelegenen Kottenheimer Büden einen von Schweißschlacken aufgebauten Ringwall, der an zwei Stellen von ausfließenden Lavaströmen durchbrochen und zerstört wurde, einem 15 bis 25 m mächtigen Strom nach Süden, dem sog. "Mayener (Gruben-) Feld" und einem kürzeren, bis 60 m mächtigen nach Norden, dem "Winfeld". Das kleine "Ettringer Feld" im Westen, das sich an das "Mayener Feld" anschließt, wird häufig auch als selbständiger, durch einen Flankenausbruch entstandener Strom angesehen. Bei einem jüngeren Ausbruch bildete sich im Innern des Kraters noch ein kleiner zentraler Schlackenkegel.

Die Lava des Bellerbergs ist ein Leucittephrit. Sie ist gleichmäßig feinporös und läßt sich daher sehr gut als Werkstein bearbeiten. Besonders gut eignete sie sich zu Mühlsteinen. Schon vor 5000 Jahren wurden hier Reibsteine gewonnen und die Römer betrieben zum selben Zweck einen intensiven Abbau. Im Mittelalter wurden Mühlsteine aus der "Mayener Mühlsteinlava" den Rhein abwärts und über die Nordsee bis nach England gehandelt.

Die Lava ist sehr reich an Fremdgesteinseinschlüssen. Vor allem finden sich veränderte pelitische Sedimente und Metamorphite aus dem Untergrund sowie, oft angeschmolzene, Quarz- und Quarzfeldspateinschlüsse. Hinzu kommen calciumreiche Xenolithe, ehemals mergelige Kalksteine, die durch die Lava eine hochgradige Thermometamorphose erfuhren. Seit 20 Jahren werden auch die Schlacken in großem Umfang abgebaut. Auch in diesen werden, zwar selten, derartige Xenolithe gefunden.

Die Xenolithe erreichen Größen von wenigen Zentimetern bis über einen Meter Durchmesser. Im tephritischen Magma wurden sie dekarbonatisiert und einer hochgradigen Kontaktmetamorphose unterzogen. Das Auftreten von chlor- und sulfathaltigen, in den Xenolithen aus den Schlacken auch von fluor- und hydroxyhaltigen Mineralen zeigt zusätzlich eine intensive Kontaktmetasomatose unter dem Einfluß magmatischer Gase an. Später wurden sie in einer tieftemperaturierten Phase wieder rekarbonatisiert und hydrisch überprägt, was zur Bildung zahlreicher Sekundärminerale führte, die auf Klüften und Hohlräumen auch in idiomorphen Kriställchen aufsitzen und besonders das Interesse der Sammler wecken.

Auch die Fachwelt hat sich früh mit diesen Gesteinen befaßt. So beschreibt sie schon LACROIX (1893) in seinem Werk "Les enclaves des roches volcaniques". Er und SCHOTTLER (1898) fanden darin neben Calcit Wollastonit, Granat und Diopsid (SCHOTTLER, nach seiner Beschreibung der Kennzeichen eines unbestimmten Minerals, auch Gehlenit) sowie - in Kontaktzonen zur Lava - Augit, Nephelin und

Plagioklas. BRAUNS & BRAUNS (1926) folgerten aus der chemischen Analyse auch das Vorhandensein von Calciumhydroxid, das von JASMUND & HENTSCHEL (1964) dann auch nachgewiesen wurde.

Auf Klüften entdeckte bereits SANDBERGER (1845) nadelige Kristalle, die er für Gips hielt. Als erster erkannte VOM RATH (1873) in den klaren hexagonalen Nadelchen ein neues Mineral und nannte es "Chalcomorphit". Seine chemische Analyse ergab neben CaO , Al_2O_3 , SO_3 und H_2O auch SiO_2 als Hauptbestandteil (25,4 %). Sein Schüler LEHMANN (1874) konnte in ähnlichen Kristallen kein SiO_2 nachweisen und glaubte ein weiteres, neues Mineral vor sich zu haben, das er Ettringit nannte. Die Identität beider Minerale wurde von BRAUNS (1922) am Originalmaterial von VOM RATH nachgewiesen, dessen Analysenmaterial demnach durch ein Silikat (Afwillit?) verunreinigt gewesen sein muß.

Eine Besonderheit dieser Xenolithe wurde 1964 von HENTSCHEL und JASMUND & HENTSCHEL berichtet: in einzelnen Xenolithen treten Minerale auf, die für Zementklinker typische Phasen darstellen. Neben Larnit (Dem "Belit" des Zementklinkers) fand HENTSCHEL (1964) zum ersten Mal in der Natur Mayenit und Brownmillerit.

Seither ist durch systematische Untersuchungen, besonders durch die Arbeiten von HENTSCHEL, eine Fülle von weiteren, teils sehr seltenen Mineralen entdeckt worden (eine zusammenfassende Darstellung mit Literaturangaben zu den einzelnen Mineralen findet sich bei HENTSCHEL, 1983). Bei diesen Untersuchungen stellte sich auch heraus, daß einzelne, charakteristische Unterschiede zwischen den Mineralgesellschaften der Xenolithe aus den Lavaströmen und den Schlacken (im folgenden kurz als "Lava-" bzw. "Schlackenxenolithe" bezeichnet) bestehen.

Die Tabellen 1 bis 3 sollen einen Überblick über die Minerale geben, die bisher in den Xenolithen gefunden wurden. Es ist hier jetzt nicht der Platz, all diese Minerale vorzustellen und zu beschreiben. So sollen im folgenden nur einige Kommentare zu den Tabellen gegeben werden, wobei nur auf einzelne Minerale, vor allem der besonders ausgefallenen Paragenese der Schlackenxenolithe etwas näher eingegangen wird.

Tabelle 1 zeigt die Minerale, die sich während der Hochtemperaturmetamorphose und -metasomatose gebildet haben. Dabei ist einmal zwischen Lava- und Schlackenxenolithen unterschieden, zum andern zwischen Xenolithen mit und ohne Phasen, die auch in Zementklinkern auftreten ("Klinkerphasen").

Typisch für Xenolithe, die sozusagen "normale" thermometamorphe Mineralgesellschaften besitzen, ist das Auftreten von Wollastonit und vor allem von Gehlenit (Ge 75-80), daneben Granat (Grossular bis Andradit), besonders neben Wollastonit. Als extreme Seltenheit (je 1 Fund) wurden auch Spurrit und Combeit gefunden. Combeit ist bisher nur aus einem Nephelinit von Zaire als OH- und F-haltiges Silikat beschrieben (SAHAMA & HYTONEN, 1957), nach FISCHER & TILLMANS (1981) entspricht er hier aber ziemlich genau dem synthetisch bekannten $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Si}_3\text{O}_9$. Als Akzessorien finden sich Spinell und gelegentlich Magnetkies.

Die Xenolithe aus den Schlacken unterscheiden sich dadurch, daß zusammen mit Gehlenit Cuspidin auftritt, ein fluorhaltiges Calciumsilikat, das auch von anderen Vorkommen, in denen Fluor an der Kontaktmetamorphose beteiligt war, bekannt ist, z.B. von der Merwinit-Zone in Crestmore (BURNHAM, 1959). Aus den Lavaxenolithen sind F- und OH-haltige Phasen nicht bekannt.

In beiden Typen finden sich sehr selten cm-dicke, teils zu girlandenförmig aneinandergereihten, eiförmigen Einschlüssen aufgelöste Lagen von Diopsid-Grossular-Fels.

Als Xenolithe mit "Klinkerphasen" sind solch abgetrennt, die Mayenit und Brownmillerit und in der Regel auch eine Ca_2SiO_4 -Modifikation enthalten. In den Lavaxenolithen ist dies Larnit, $\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$, die metastabile Tieftemperaturform. Mayenit ist eine Cl-Mayenit, im Gegensatz zum Zementklinker, wo er als $12\text{CaO} \cdot 7\text{Al}_2\text{O}_3$ in der Regel keine flüchtigen Bestandteile enthält. Das neue Mineral Jasmundit

Tab. 1: Minerale der Hochtemperaturmetamorphose und -metasomatose.

Lava

Schlacken

a) Xenolithe ohne "Klinkerphasen"

Wollastonit

Wollastonit

Granat

Granat

Gehlenit

Gehlenit

Spurrit $\text{Ca}_5(\text{SiO}_4)_2\text{CO}_3$

Cuspidin $\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_7\text{F}_2$

Combeit $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Si}_3\text{O}_9$

Spinell

Spinell

Pyrrhotin (Magnetkies)

Diopsid

Diopsid

Grossular

Grossular

Titanit

b) Xenolithe mit "Klinkerphasen"

Gehlenit

Cuspidin

Ellestadit $\text{Ca}_5(\text{Si},\text{S})_3\text{O}_{12}(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$

Mayenit $11\text{CaO} \cdot 7\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaCl}_2$

Mayenit (Si)

Brownmillerit $\text{Ca}_2(\text{Fe},\text{Al})_2\text{O}_5$

Brownmillerit

Larnit $\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$

$\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$

Jasmondit $\text{Ca}_{22}(\text{SiO}_4)_8\text{O}_4\text{S}_2$

Reinhardtbraunsit $\text{Ca}_5(\text{SiO}_4)_2(\text{F},\text{OH})_2$

$4\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{MgCl}_2$

Periklas

Calcit ?

wurde bisher in zwei Einschlüssen gefunden. Sein Auftreten ist wohl wie das von Magnetkies ein Anzeichen dafür, daß in der Lava ein etwas geringerer Sauerstoffpartialdruck herrschte als in den Schlacken.

In den Schlackenxenolithen mit Klinkerphasen finden wir noch Gehlenit und Cuspidin. Hinzutritt fast regelmäßig, beinahe als Typmineral zu bezeichnen, ein Cl- und OH-haltiger Fluor-Ellestadit, ein Mineral mit Apatitstruktur, in dem PO_4^{3-} je zur Hälfte durch SO_4^{2-} und SiO_4^{4-} ersetzt ist. Ellestadit ist bisher von zwei anderen Lokalitäten bekannt geworden: Chlor-Ellestadit tritt in der Merwinit-Zone von Crestmore auf (McCONNEL, 1937) und Hydroxyl-Ellestadit zusammen mit Wollastonit, Diopsid u.a. im Skarn der Chichibu-Mine in Japan (HARADA et al., 1971).

Nach den vorliegenden Analysen enthält der Mayenit in den Schlackenxenolithen Si. In einem der Stücke sogar in derartigen Mengen (bis 18 Gew. %), daß es fraglich erscheint, ob man noch von Mayenit sprechen darf, oder vielmehr ein neues Mineral vorliegt. Es scheint sich aber nicht, wie der Gedanke nahe läge, um eine Art Mischbarkeit mit Grossular zu handeln, vielmehr läßt ein entsprechend erniedrigter Al- und ein gleichzeitig deutlich erhöhter Cl-Gehalt an einen Austausch $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow (\text{SiCl})^{3+}$ denken.

Während beim Brownmillerit aus den Lavaxenolithen die Analyse recht gut der Zusammensetzung $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ entspricht, zeigt er hier teilweise extrem hohe Fe_2O_3 - und auch Mn_2O_3 -Gehalte.

Ein wichtiger Unterschied, soweit wir bis jetzt feststellen konnten, scheint darin zu liegen, daß in den Schlackenxenolithen als Ca_2SiO_4 -Phase nicht Larnit, sondern γ - Ca_2SiO_4 , die stabile Tieftemperaturform mit Olivinstruktur, auftritt. Diese Phase ist bisher nur als mikroskopische Pseudomorphose nach Bredigitt bzw. Larnit von zwei Lokalitäten beschrieben worden, Scawt Hill, Irland (TILLEY & VINCENT, 1948) und Marble Canyon, Texas (BRIDGE, 1966). Hier findet sie sich in groben, mm Größe erreichenden Kristallen, die oft als Wachstumszwilling nach (110) ausgebildet sind. Für Olivin, der selten zur Zwillingbildung neigt und dann in der Regel Durchkreuzungszwillinge nach (011) bildet, sind derartige Zwillinge einmal von DOSS (1886) aus syrischen Basalten beschrieben worden. Die grobe Struktur zusammen mit den deutlichen Wachstumszwillingen läßt mit Sicherheit darauf schließen, daß die γ - Ca_2SiO_4 -Kristalle hier keine Pseudomorphosen darstellen, sondern ursprünglich und selbständig gewachsen sind.

Eine weitere Phase, die wahrscheinlich für die Deutung der Bildungsbedingungen dieser Xenolithe eine wichtige Rolle spielen wird, ist Reinhardbraunsit. Er ist das natürliche Äquivalent des synthetisch schon lange bekannten "Calcio-Chondrodits" und wurde hier zum ersten Mal nachgewiesen (HAMM & HENTSCHEL, 1983). Auch er tritt zum Teil in groben, bis 3 mm Durchmesser erreichenden Kristallen auf. Reaktionssäume von Reinhardbraunsit um Kristalle von γ - Ca_2SiO_4 beweisen, daß er sich zumindest zum Teil auf Kosten dieses Materials gebildet hat (dies ist übrigens das einzige Reaktionsverhältnis, das für die kontaktmetamorphe Phase in der Geschichte der Xenolithe im mikroskopischen Bild sicher nachzuweisen ist). In einigen Xenolithen sind in einzelnen Partien die groben Reinhardbraunsitkristalle rekristallisiert, zu kleinen Kristallen von 30 bis 300 μm Durchmesser, die häufig einfache oder multiple Rekristallisationszwillingbildung nach (001) zeigen. Solche Rekristallisationserscheinungen sind auch an anderen Mineralen, besonders häufig am Cuspidin, zu beobachten. Sie sind ein Hinweis darauf, daß nach der Thermometasomatose die Xenolithe auch einem gewissen Stress ausgesetzt waren, dem eine Temperatur bei etwas niedrigeren, aber immer noch hohen Temperaturen folgte.

Ein weiteres, neues Mineral der ungefähren Zusammensetzung $4\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{MgCl}_2$, im Dünnschliff isotrop erscheinend und sehr einem Granat oder Mayenit ähnelnd, ist nur mit der Mikrosonde bestimmt worden. Es konnte bisher noch nicht rein gewonnen werden und befindet sich in Bearbeitung.

Vor kurzem wurde auch in je einem Xenolithen Monticellit bzw. Spurrit neben Ellestadit röntgenographisch nachgewiesen. Da aber über die Paragenese der beiden Minerale noch nichts Genaueres bekannt ist, vor allem keine Dünnschliffe vorliegen, wurden sie hier nicht weiter berücksichtigt. Außer diesem einen Nachweis von Monticellit wurden bisher in den Schlackenxenolithen mit Klinkerphasen keine der bekannten, hochtemperierten Ca-Mg-Silikate gefunden, sondern immer freies MgO als Periklas. Dies ist auch zu erwarten bei einem Ca/Si-Verhältnis > 2 , wenn das System völlig durchreagiert hat. Gehlenit und Cuspidin sind bisher nicht neben γ -Ca₂SiO₄ und Reinhardbraunsit beobachtet worden. In Xenolithen, die sowohl Cuspidin als auch Reinhardbraunsit enthalten, wurde Cuspidin stets nahe dem Kontakt zur anhängenden Schlackenschicht gefunden, Reinhardbraunsit mehr im Innern des Gesteins. Da Cuspidin ein etwas höheres Si/Ca-Verhältnis aufweist, deutet dies vielleicht auch darauf hin, daß bei der Metasomatose mit den leichtflüchtigen Bestandteilen auch Si aus dem Magma in die Xenolithe eingewandert ist.

Schließlich ist in Tab. 1 am Ende noch Calcit aufgeführt und mit einem Fragezeichen versehen. Die Xenolithe sind später mehr oder weniger vollständig hydratisiert und rekarbonatisiert worden, so daß bis jetzt nicht sicher gesagt werden kann, ob bei einzelnen Paragenesen, soweit Calcit auftritt, dieser aus der hochtemperierten Phase übernommen oder tieftermal neugebildet wurde. Zumindest in dem besterhaltenen Xenolithen mit der Reinhardbraunsitparagenese zeigt das Dünnschliffbild, daß Calcit wohl nicht mehr an der Paragenese beteiligt war, die Dekarbonatisierung also vollständig verlief.

Die Xenolithe besitzen ein sehr unruhiges Gefüge, das im Handstück-, aber auch schon im Dünnschliffbereich stark wechselt. Relativ grobkörnige Bereiche können von sehr feinkörnigen oder, vor allem beim Auftreten von Ellestadit, porphyrischen abrupt abgelöst werden. Gelegentlich sind die Gesteine lagig (die ehemalige Sedimenttextur nachzeichnend?), häufiger zonar gebaut, manchmal mehr oder weniger konzentrisch, öfter unregelmäßig, wobei ganz oder nahezu monomineralische Zonen auftreten können. In den meisten Xenolithen sind jedoch die Struktur und der Hochtemperaturmineralbestand mehr oder weniger vollständig durch Hydratisierung und Rekarbonatisierung verwischt. Auch in den besterhaltenen sind immer wieder größere Zonen und Partien hiervon betroffen. Der Verdacht liegt nahe, daß sich in diesen Fällen bei der Kontaktmetasomatose Phasen gebildet haben, die für eine spätere Umbildung besonders anfällig waren und sich zur Zeit nicht mehr rekonstruieren lassen.

Die Minerale, die sich bei der tieftemperierten, hydrischen Oberprägung und Rekarbonatisierung gebildet haben, zeigt die Tabelle 2. Dabei ist angegeben, wie weit sie in den Lava- oder Schlackenxenolithen, bzw. in beiden gefunden worden sind. Zum Teil dürfte dies hierlich nur eine Frage der Fundstatistik sein: Viele sind sehr selten, manche nur aus einem einzigen Brocken bekannt. Ähnliches mag für die unten abgetrennte Gruppe mit der Angabe "nur aufgewachsen" gelten. Vielleicht wurden sie teilweise nur noch nicht im Gestein nachgewiesen.

Es ist eine überwältigende Fülle, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann. Einige sind vom Bellerberg zum ersten Mal beschrieben worden (der hierfür schon "klassische" Ettringit und Strätlingit), einige sind extrem selten, wie Willhendersonit, Jennit, Nordstrandit. Die wichtigsten sind in der Tabelle unterstrichen und einige sollen hier kurz herausgegriffen werden. Afwillit muß genannt werden, da er das Häufigste unter den Silikathydraten ist.

Der Hydrogranat ist Hauptbestandteil von mikroskopischen Pseudomorphosen nach Mayenit. Er ist besonders erwähnenswert, da in den Röntgendiagrammen der d₄₂₀-Reflex mit 2.78 Å nach SHOJI (1974) darauf hindeutet, daß hier mit 1:5 ein extrem kleines (SiO₄):(H₄O₄)-Verhältnis vorliegt, das kleinste bisher bekannte fand MASON (1957) in Tokatoka, Neuseeland, mit 1:2.

Der Chlorträger unter den hydrischen Phasen ist Hydrocalumit, der sich teilweise aus Mayenit gebildet hat.

Tab. 2: Minerale der tiefthermalen Hydratisierung und
Rekarbonatisierung.

	Lava	Schlacken
<u>Afwillit</u> $\text{Ca}_3(\text{SiO}_3\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	+	+
Tobermorite $\text{Ca}_5\text{H}_2(\text{Si}_3\text{O}_9)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	+	+
Gismondin $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	+	+
Strätlingit $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	+	
<u>Hydrogranat</u> $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_{3-p}(\text{H}_4\text{O}_4)_p$		+
<u>Hydrocalumit</u> $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Ca}(\text{Cl}, \text{OH})_2 \cdot 10-12 \text{H}_2\text{O}$	+	+
<u>Portlandit</u> $\text{Ca}(\text{OH})_2$	+	+
<u>Brucit</u> $\text{Mg}(\text{OH})_2$		+
Goethit FeOOH	+	+
Gips $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+	+
<u>Ettringit</u> $\text{Ca}_6 \text{Al}(\text{OH})_6 \text{ }_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	+	+
<u>Thaumasit</u> $\text{Ca}_6(\text{Si}(\text{OH})_6)_2(\text{SO}_4)_2(\text{CO}_3)_2 \cdot 24\text{H}_2\text{O}$	+	+
<u>Calcit</u> CaCO_3	+	+
Aragonit CaCO_3	+	+
<u>Vaterit</u> CaCO_3	+	+
Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$		+
<u>Fluorit</u> CaF_2		+
nur aufgewachsen:		
Chabasit $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	+	
Willhendersonit $\text{KCaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$	+	
Phillipsit $\text{KCaAl}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	+	
Thomsonit $\text{NaCa}_2\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	+	
Levyn $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$		+
Apophyllit $\text{KCa}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})_2\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$		+
Jennit $\text{Na}_2\text{Ca}_8\text{Si}_5\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	+	
Nordstrandit $\text{Al}(\text{OH})_3$		+

Tab. 3: Minerale, die im Kontaktbereich vorkommen oder in Hohlräumen auskristallisiert ("sublimiert") sind (zum Vergleich ist angegeben, welche von ihnen auch im basaltischen Nebengestein auftreten).

	Xenolithe		Basalt
	Lava	Schlacken	
<u>Kontaktbereich</u>			
Feldspäte	+	+	+
Nephelin	+		+
Hauyn	+		+
Augit	+	+	+
Melilith	+		
Andradit	+	+	+
Perowskit	+		+
<u>sublimiert</u>			
Nephelin	+		+
Kalsilit	+		
Cancriunit		+	
Hauyn	+		+
Andradit	+	+	+
Rhönit		+	+
Apatit		+	+
Spinell	+	+	
Magnetit	+	+	+
Hämatit	+	+	+

Unter den sulfathaltigen Mineralen dominiert Ettringit. Er findet sich ubiquitär sowohl in den Lava- als auch in den Schlackenxenolithen. Auch wenn mit Ellestadit bisher nur in den Schlackenxenolithen eine sulfathaltige Phase der Hochtemperaturmetasomatose gefunden wurde, ist darum anzunehmen, daß auch in den Lavaxenolithen sich solche Phasen, wahrscheinlich Ca-Silikat- und vor allem Ca-Aluminatsulfate, gebildet hatten, die aber restlos umgebildet wurden. Auch für die Schlackenxenolithe ist neben Ellestadit die Bildung derartiger "verschwundener" Phasen in heute völlig zersetzten Bereichen zu vermuten. Ellestadit ist offensichtlich bevorzugt in Thaumazit umgebildet worden, teilweise und vollständige Pseudomorphosen konnten im Dünnschliff beobachtet werden.

Das ausschließliche Vorkommen von Brucit in den Schlackenxenolithen dürfte reell sein. Auch Periklas, aus dem er sich bildet und der nur reliktsch in Brucit beobachtet wird, wurde nur in diesen gefunden. Das Gleiche gilt wohl für das Auftreten von Fluorit und Apophyllit. Auch fluorhaltige Minerale der hochtemperierten Phase sind nur aus den Schlacken bekannt.

Der Vollständigkeit halber sind in Tabelle 3 noch Minerale aufgeführt, die entweder im Kontaktbereich zur Lava, bzw. zur anhängenden Schlackenkruste vorkommen, oder in Hohlräumen aufgewachsen sind, wo sie als aus einer relativ heißen Gasphase auskristallisiert ("sublimiert") angenommen werden.

Die Xenolithe weisen am Kontakt häufig eine zur Lava gelegentlich nur mm, zur Schlacke oft aber auch mehrere cm breite, helle, meist stark poröse ("schlackige") Übergangszone auf. Sie besteht im wesentlichen aus einer calcitisierten Matrix, in der Minerale wie Augit, Feldspäte, Andradit, seltener auch Melilith schwimmen. Schon BRAUNS & BRAUNS (1926) haben die Bildung dieser Minerale dem tephritischen Magma zugeschrieben. In den Hohlräumen dieser schlackigen Übergangszone, aber ebenso in Drusen besonders stark zersetzter Bereiche im Innern der Xenolithe - die Zersetzung dürfte sich in diesen Bereichen unter dem Einfluß magmatischer Gase mehr oder weniger direkt an die Dekarbonatisierung und Metasomatose angeschlossen haben - sind Minerale aufgewachsen, die sich aus einer heißen Gasphase gebildet haben. Die meisten dieser Minerale werden auch im basaltischen Nebengestein bzw. in dessen Hohlräumen beobachtet und daher in diesem Zusammenhang nicht als typisch für die Xenolithe angesehen.

Dieser kurze Überblick über die Minerale der Ca-reichen Xenolithe des Bellerbergs hat versucht, einen Eindruck davon zu vermitteln, mit welcher exotischen Mineralparagenesen wir es hier zu tun haben. Damit stellen sich natürlich Fragen nach den Bedingungen, die gerade hier zu solch außergewöhnlichen Mineralbildungen führten, und nach den Vorgängen, die die komplizierte Geschichte der Gesteine bewirkten.

Sieht man einmal von den Fragen ab, die sich allein schon wegen der Bildung der Fülle von Sekundärmineralen stellen, dürften die wichtigsten die folgenden sein:

- Was waren die Ausgangsgesteine?
- Wie waren die Druck- und Temperaturbedingungen während der Kontaktmetamorphose?
- Was bedingte die Besonderheiten der Schlackenxenolithe? Und hier speziell: Warum bildete sich γ -Ca₂SiO₄ und nicht Larnit, wie in der Lava und in anderen Vorkommen?
Warum finden wir hier und nur hier Reinhardbraunsit, obwohl er nach experimentellen Untersuchungen weite Stabilitätsbereiche haben sollte?
- Wie hat man sich schließlich die für die gelegentlich beobachtete Rekristallisation notwendige mechanische Beanspruchung und anschließende Temperung vorzustellen?

Diese Fragen sind noch weitgehend offen. Da wir uns erst im Stadium des Datensammelns befinden und das Material so vielfältig und verwirrend ist, fallen genetische Betrachtungen sehr schwer und sind vielleicht auch noch verfrüht. Trotzdem soll versucht werden, hier einige Überlegungen anzustellen, in welcher Richtung möglicherweise die Antworten zu suchen sind.

Als Ausgangsgesteine vermutete SCHOTTLER (1898) noch devonische Kalke. An den vorhandenen Aufschlüssen bilden unterdevonische Schiefer das Liegende der Lavaströme. Das Unterdevon ist jedoch nach Ansicht der Geologen in der Eifel wie allgemein im Rheinischen Schiefergebirge kalkfrei, womit diese Möglichkeit ausscheiden dürfte.

Nach AHRENS (1930) enthält die Lava an einer Stelle bis 2 m x 8 m große Fetzen und Schollen von rotgebrannten, tertiären Tonen. Die Lava hat somit auch tertiäre Schichten durchschlagen. AHRENS wie vorher schon BRAUNS & BRAUNS (1926) nahmen daher an, daß die Ausgangsgesteine untermiozäne Hydrobientkalke gewesen seien. Einzelne kleine Vorkommen, die möglicherweise inselartige Relikte einer früher zusammenhängenden Schicht dieser Kalke darstellen, sind noch in der Nähe vorhanden, das nächste in etwa 13 km Entfernung bei Ochtendung. Ein weiteres, in der Nähe von Koblenz zwischen Hatzenport und Metternich nahe der Mosel in etwa 20 km Entfernung, wurde 1907 von STEINMANN beschrieben, ist aber nicht mehr aufgeschlossen. Der Bellerberg könnte auf einer solchen reliktschen Insel aufsitzen.

Eine Probe des bei Ochtendung austreichenden Kalkes wurde von JASMUND & HENTSCHEL (1964) untersucht. Sie stellten ca. 10,5 Gew.% in Monochloressigsäure unlöslichen Rückstand fest, etwa je zur Hälfte aus Quarz und Tonmineralen (Kaolinit, Illit) bestehend. Das Verhältnis $(CaO+MgO)/(SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3)$ (der "hydraulische Modul" der Zementchemie) für den Hydrobientkalk war etwa 5, für einige analysierte Xenolithe lag es hingegen zwischen 3 und 1. Die Ausgangsgesteine sollten demnach noch quarz- und tonreichere Mergel gewesen sein. Nicht auszuschließen ist freilich, daß auch ein Teil des Si, Al und Fe metasomatisch aus dem Magma zugeführt wurde. STEINMANN beschrieb das Hydrobientkalkvorkommen bei Koblenz als sehr uneinheitlich und fand bis zu 50 % unlöslichen Rückstand. Außerdem gab er an, daß die Mergel zum Teil auch reichlich Quarzgerölle und eckige Quarzbruchstücke enthielten. Auch in den Xenolithen finden sich nicht selten Einschlüsse von Quarz und Quarz-Feldspat.

Nehmen wir solche Kalke als Ausgangsgesteine an, so müssen sie praktisch an der Oberfläche, höchstens unter sehr geringer, vernachlässigbarer Bedeckung angestanden haben und erst beim Durchbruch in die Schmelze inkorporiert worden sein. Dies bedingt, daß wir mit sehr geringen Drucken zu rechnen haben. Bei diesen allgemein geringen Drucken und einer anzunehmenden intensiven Durchgasung durch flüchtige Bestandteile der Schmelze ist auch zu erwarten, daß bei der Dekarbonatisierung das freiwerdende CO_2 rasch entweichen konnte oder mehr oder weniger ausgespült wurde. Somit werden auch sehr geringe CO_2 -Partialdrucke geherrscht haben. Die Bedingungen ähnelten also in gewisser Weise dem Brennprozeß im Zementofen, wo eine relativ rasche Aufheizung unter Atmosphärendruck im offenen System stattfindet. In diesem Zusammenhang ist vielleicht interessant, daß MOORE (1976) in einer Untersuchung von Wandbelägen in Zementbrennöfen, wo sich in diesen die geringen Mengen freiwerdender flüchtiger Bestandteile sammeln, auch die Bildung von Ellestadit und verschiedenen Sulfaten zusammen mit Ca_2SiO_4 -Phasen, Gehlenit, Spurrit, Mayenit u.a. beschreibt.

Welche Temperaturen erreicht wurden, läßt sich kaum oder nur außerordentlich schwer abschätzen. Zum einen sind die Beziehungen zwischen den Einzelmineralen durch die intensive spätere Oberprägung derart verwischt, daß kaum Paragenesen vorhanden sind, aus denen sich experimentell abgestützte Reaktionstemperaturen ableiten lassen. Zum andern verlaufen die Kurven für Dekarbonatisierungsreaktionen bei den hier anzunehmenden sehr geringen Drucken und auch sehr geringem x_{CO_2} rasch zu relativ niedrigen Temperaturen. Einen Anhaltspunkt können vielleicht die Minerale Mayenit und Brownmillerit geben. Für Mayenit werden in der Regel Bildungstemperaturen > 7000 C angenommen (z.B. SHOJI, 1975). Mayenit und Brownmillerit wurden auch in der sog. "mottled zone" der Hatrum-Formation in Israel gefunden (GROSS, 1977), für die ein "combustion metamorphism" angenommen wird: lokale Aufheizungen durch Selbstentzündung bituminöser Kalke, die dort so-

gar bis zur Bildung von Matrurit, Ca_2SiO_5 , dem "Alit" im Zementklinker, führten. Für einige dort angenommene Mineralreaktionen haben MATTHEWS & KOLODNY (1978) Reaktionskurven berechnet. Die Kurven für die Bildung von Brownmillerit aus Calcit, Hämatit und Korund (ein freilich in der Natur recht unwahrscheinlicher Reaktionspartner) und von Larnit aus Spurrit und Wollastonit erreichen schon bei relativ niedrigen CO_2 -Drucken zwischen 10 und 20 atm hohe Temperaturen von $> 800^\circ \text{C}$. Doch ist nicht auszuschließen, vielmehr sogar wahrscheinlicher, daß sich zumindest ein Teil auch in den Xenolithen des Bellerbergs die Klinkerphasen, eventuell auch andere Minerale wie Gehlenit, nicht auf dem Umweg über schrittweise, "klassische" Dekarbonatisierungsreaktionen bildeten, sondern wie beim Brennen des Zementklinkers mehr oder weniger direkt aus den sedimentären Ausgangsphasen. Auch hierbei wird das Einsetzen der Reaktionen bei etwa 800°C angesetzt. Solche Mindesttemperaturen dürften daher realistisch sein, die basaltische Schmelze würde auch höhere erlauben.

Problematisch ist das Auftreten von $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ in den Schlackenxenolithen. Es ist die stabile Tieftemperaturform mit Olivinstruktur, die bei höheren Temperaturen in die ebenfalls orthorhombische α' -Form übergeht (die in neueren Arbeiten mit Guinier-Hochtemperaturkameras (z.B. SARKAR, 1980) nachgewiesene Existenz der α' - und auch der β -Form in jeweils einer weiteren Hoch- und Tief-Modifikation, sowie das Auftreten einer "transient phase" zwischen γ und α' soll bei dieser Betrachtung außerachtgelassen werden). Ober die Temperatur dieser Umwandlung und damit die obere Stabilitätsgrenze der γ -Form gibt es unterschiedliche Angaben bei verschiedenen Autoren. SARKAR (1980) gibt 816°C an, ROY (1958 a) extrapoliert aus bei 1 kbar durchgeführten Hydrothermalversuchen 725°C .

Beim Abkühlen ist der Übergang α' - γ wegen des notwendigen, völligen, rekonstruktiven Gitterumbaus derart gehemmt, daß die α' -Form unterkühlt wird, bis sie sich bei 670°C reversibel in die metastabile, strukturell nahe verwandte, monokline β -Form umwandelt. Diese ist der Larnit, der im allgemeinen als natürlich auftretende Ca_2SiO_4 -Form gefunden wird, so auch hier in den Lavaxenolithen. Larnit kann sich bei niedrigeren Temperaturen ($< 400^\circ \text{C}$) spontan in die γ -Form umwandeln. Dies geschieht unter einer Volumzunahme von ca. 12 % und bewirkt das in der Zementindustrie gefürchtete "Zerrieseln", kann auch die Herstellung von Dünnschliffen larnithaltiger Gesteine erschweren.

Wie schon erwähnt, ist $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ bisher nur als späte Pseudomorphose bzw. Paromorphose nach Bredigit oder Larnit bekannt (TILLEY & VINCENT, 1948, BRIDGE, 1966). Nach der Beschreibung der Autoren ist es sogar möglich, daß es sich um Artefakte bei der Dünnschliffherstellung handelt. Hier in den Schlackenxenolithen hat es sich, wie die grobkörnigen Wachstumszwillinge wohl eindeutig beweisen, primär gebildet. Aus dem Auftreten von Mayenit und Brownmillerit ist anzunehmen, daß grundsätzlich ähnliche Temperaturen erreicht wurden, wie in den Xenolithen aus den Laven, wo sich die α' -Form bilden konnte, die heute als Larnit vorliegt. Bei gleichartig verlaufenden Festkörperreaktionen sollte auch in den Schlacken die gleiche Modifikation zu erwarten sein. Man muß also einen Mechanismus finden, der bei steigender Temperatur die Bildung der α' -Phase verhindert und anschließend die Bildung der γ -Phase bei etwas niedrigerer Temperatur ermöglicht. Als einziger, möglicher Mechanismus erscheint mir zur Zeit die Bildung einer Teilschmelze unter dem Einfluß heißer, flüchtiger Bestandteile des Magmas vor Bildung der α' -Phase.

Das System $\text{Ca}(\text{OH})_2\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ wurde von HARKER et al. (1962) bei 1 kbar im quasi-trockenen System (ohne "excess H_2O ") untersucht. Der binäre Schnitt hat ein Eutektikum zwischen $\text{Ca}(\text{OH})_2$ und $\text{Ca}_5(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_2$, Calcio-Chondroit, bei 13 % Ca_2SiO_4 und 822°C , sowie ein Peritektikum bei 955°C und ca. 25 % Ca_2SiO_4 , wo sich Calcio-Chondroit zu Ca_2SiO_4 und Schmelze zersetzt. Die Zersetzungstemperatur von Calcio-Chondroit, oberhalb derer sich Ca_2SiO_4 aus der Schmelze ausscheiden könnte, liegt also deutlich im Stabilitätsfeld der α' -Modifikation. Bei Wasserüberschuß liegt sie aber bereits bei 877°C und wird durch sinkende Drucke wei-

ter erniedrigt, z.B. auf 8200 C bei 150 bar (ROY, 1958 b). Damit kann vielleicht ein realistischer Bereich auch für die Bildung von γ -Ca₂SiO₄ aus der Schmelze erreicht werden und diese erscheint somit, passenden Chemismus für das natürliche (Rest-)System vorausgesetzt, prinzipiell möglich. Dabei ist noch außerachtgelassen, wieweit die anderen flüchtigen Bestandteile die Liquidustemperaturen beeinflussen. Wird bei der Abkühlung der peritektische Punkt erreicht, reagiert Ca₂SiO₄ zu Calcio-Chondrodit. Das im Dünnschliff beobachtete Reaktionsverhältnis zwischen γ -Ca₂SiO₄ und Reinhardbraunsit, dem natürlichen Analogon von Calcio-Chondrodit, würde gut in dieses Bild passen.

Ein weiteres Problem ist das Fehlen von Reinhardbraunsit in anderen Vorkommen kontaktmetasomatisch veränderter Kalke, obwohl der synthetische Calcio-Chondrodit nach experimentellen Untersuchungen sowohl im System Ca(OH)₂-Ca₂SiO₄ (s.o.) als auch im System Ca(OH)₂-Magnesiumsilikat (FRANZ & WYLLIE, 1966), sowie im System CaO-SiO₂-CO₂-H₂O in ziemlich weiten Bereichen als offensichtlich stabile Phase gefunden wird. Einen Hinweis können vielleicht die Untersuchungen von FRANZ & WYLLIE (1967) im System MgO-CaO-SiO₂-CO₂-H₂O geben. Sie zeigen zwar nur einen Schnitt für 30 Gew. % Mg₂SiO₄ bei wechselndem Verhältnis CaCO₃/Ca(OH)₂. Während aber im Mg-freien System Calcio-Chondrodit auch neben Calcit auftritt, fällt hier auf, daß die beiden Minerale keinen gemeinsamen Koexistenzbereich mehr haben. Möglicherweise läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß für die Bildung von Reinhardbraunsit bei der Kontaktmetasomatose unreiner Kalk notwendig ist, daß - neben passendem Chemismus - die Dekarbonatisierung vollständig abläuft. In den sonstigen Vorkommen finden wir hingegen auch in der höchstemperierten (Merwinit-Zone) noch Calcit.

Das Auftreten unterschiedlicher Ca₂SiO₄-Modifikationen in den Lava- und Schlackenxenolithen sowie das Vorkommen von Reinhardbraunsit allein in den letzteren läßt sich somit möglicherweise durch eine unterschiedliche Verweildauer im Bereich sehr heißer vulkanischer Gase erklären. Xenolithe, die von der ausfließenden, schnell entgasenden Lava mitgerissen wurden, wurden deren Einflüssen zeitiger entzogen, die letzten Reaktionen liefen in mehr oder weniger "trockener" Umgebung im Subsolidusbereich ab, so daß sich α' -Ca₂SiO₄ bildete, das heute als Larnit vorliegt. Die Bildung von Reinhardbraunsit kann durch ein unvollständige Dekarbonatisierung, die eventuell auch Folge einer relativ rascheren Abkühlung war, verhindert worden sein. Xenolithe, die hingegen mit den Schweißschlacken ausgeworfen und in die Kraterwand eingebaut wurden, konnten längere Zeit der Einwirkung ausströmender, sehr heißer Fumarolengase ausgesetzt bleiben, die die Bildung einer Teilschmelze bewirkten, aus der dann γ -Ca₂SiO₄ kristallisieren konnte. Eine gleichzeitig ablaufende, von der dauernden Durchspülung durch die vulkanischen Gase begünstigte, vollständige Dekarbonatisierung könnte die Voraussetzung für die Bildung von Reinhardbraunsit gewesen sein.

Die Frage schließlich nach der Ursache der Rekrystallisationserscheinungen ist kaum zu beantworten. Eine sehr vage Vermutung geht dahin, daß eine mechanische Beanspruchung dadurch entstanden sein könnte, daß in den Xenolithen, die fest im verschweißten Schlackenverband eingespannt waren, unter dauernder Fortwirkung jetzt etwas weniger heißer Fumarolengase, aber bei immer noch relativ hohen Temperaturen, erste Hydratationsreaktionen einsetzten, z.B. die Bildung von Brucit aus Periklas. Die damit verbundene Volumvermehrung könnte die Streßsituation geschaffen haben, längere Zeit aufrechterhaltene, höhere Temperaturen die für die Rekrystallisation notwendige Temperatur.

Die hier vorgetragenen Versuche einige Erklärungen für die Bildung der seltenen Mineralparagenesen in den Ca-reichen Xenolithen des Bellerbergs und für deren komplizierte Geschichte zu finden, sind freilich nur erste, qualitative Ansätze und noch wenig befriedigend. Weitere, intensive Untersuchungen, vielleicht auch an weiteren, möglichst besser erhaltenen Neufunden, müssen dazu beitragen, zu klären, ob die hier gewagten Vermutungen in die richtige Richtung gehen.

Literatur:

- AHRENS, W. (1930): Geologisches Wanderbuch durch das Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel. - Stuttgart.
- BRAUNS, A. & BRAUNS, R. (1926): Ober die Kalkeinschlüsse in der Basaltlava von Mayen. - Centr. Miner. Geol. 1926, Abt. A, 237-239.
- BRAUNS, R. (1922): Die Mineralien der Niederreinhnischen Vulkangebiete. - Stuttgart.
- BRIDGE, T.E. (1966): Bredigite, Iarnite and γ -dicalciumsilicates from Marble Canyon. - Amer. Miner. 51, 1766-1774.
- BURNHAM, C.W. (1959): Contactmetamorphism of magnesian limestones at Crestmore, California. - Bull. Geol. Soc. Amer. 70, 879-920.
- DOSS, B. (1886): Die basaltischen Laven und Tuffe der Provinz Hauran und von Divetet-Tulul in Syrien. - Tschermaks Miner. Petr. Mitt. 8, 461-534.
- FISCHER, R. & TILLMANS, E. (1981): Die Kristallstruktur von Combeit; ein Cyclosilikat mit Sechseringen. - Fortschr. Miner. 59, Beih. 1, 45-46.
- FRANZ, G.W. & WYLLIE, P.J. (1966): Melting relationships in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O at 1 kilobar pressure. - Geochim. Cosmochim. Acta 30, 9-22.
- FRANZ, G.W. & WYLLIE, P.J. (1967): Experimental studies in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O. - In: P.J. WYLLIE (Ed.): Ultramafic and related rocks. - New York-London-Sydney, 323-326.
- FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein - Laacher Vulkangebiet - Maargebiet der Westeifel. Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. Sammlung geologischer Führer Bd. 56. - Berlin-Stuttgart.
- GROSS, S. (1977): The mineralogy of the Hatrurim formation, Israel. - Geol. Survey Israel Bull. 70.
- HAMM, H.M. & HENTSCHEL, G. (1983): Reinhardbraunsite, Ca₅(SiO₄)₂(OH,F)₂, a new mineral - the natural equivalent of synthetic "calcio-chondrodite". - N.Jb. Miner., Mh. 1983, 119-129.
- HARADA, K., NAGASHIMA, K., NAKAO, K. & KATO, A. (1971): Hydroxylellestadite, a new apatite from Chichibu mine, Saitama Prefecture, Japan. - Amer. Miner. 56, 1507-1518.
- HARKER, R.I., ROY, D.M. & TUTTLE, O.F. (1962): Melting phenomena in the system CaO-SiO₂-H₂O: I, the join Ca₂SiO₄-Ca(OH)₂. - J. Amer. Ceram. Soc. 45, 471-473.
- HENTSCHEL, G. (1964): Mayenit, 12CaO.7Al₂O₃, und Brownmillerit, 2 CaO.(Al,Fe)₂O₃, zwei neue Minerale in den Kalksteineinschlüssen der Lava des Ettringer Bellerberges. - N. Jb. Miner., Mh. 1964, 22-29.
- HENTSCHEL, G. (1983): Die Mineralien der Eifelvulkane. - München.
- JASMUND, K. & HENTSCHEL, G. (1964): Seltene Mineralparagenesen in den Kalksteineinschlüssen der Lava des Ettringer Bellerberges bei Mayen (Eifel). - Beitr. Miner. Petr. 10, 296-314.
- LACROIX, A. (1893): Les enclaves des roches volcaniques. - Macon.
- LEHMANN, J. (1874): Ober den Ettringit, ein neues Mineral, in Kalkeinschlüssen der Lava von Ettringen (Laacher Gebiet). - N. Jb. Miner. Geol. 1874, 273-275.

- MASON, B. (1957): Larnite, scawtite and hydrogrossular from Tokatoka, New Zealand. - Amer. Miner. 42, 379-392.
- MATTHEWS, A. & KOLODNY, Y. (1978): Oxygene isotope fractionation in decarbonation metamorphism: the Mottled Zone event. - Earth Planet. Sci. Lett. 39, 179-192.
- McCONNEL, D. (1937): The substitution of SiO₄- and SO₄-groups for PO₄-groups in the apatite structure: ellestadite, the endmember. - Amer. Miner. 22, 977-986.
- MOORE, A.E. (1976): The sequence of compound formation in Portland cement rotary kilns. - Cement Technology 7, 85-91 u. 134-138.
- RATH, G. Vom (1873): Ober ein neues Mineral (Chalcomorphit) auf einem Einschluß in der Lava von Niedermendig. - Pogg. Ann., Erg. Bd. 6, 376-378.
- ROY, D.M. (1958 a): Studies in the system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: III, new data on polymorphism of Ca₂SiO₄ and its stability in the system CaO-SiO₂-H₂O. - J. Amer. Ceram. Soc. 41, 293-299.
- ROY, D.M. (1958 b): Studies in the system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: IV, phase equilibria in the high-lime portion of the system CaO-SiO₂-H₂O. - Amer. Miner. 43, 1009-1028.
- SAHAMA, T.G. & HYTÖNEN, K. (1957): Götzenite and combeite, two new silicates from the Belgian Congo. - Miner. Mag. 31, 503-510.
- SANDBERGER, F. (1845): Die Mineralien des Laacher-Seegebietes. - N. Jb. Miner. 1845, 140-148.
- SARKAR, S.L. (1980): Polymorphism of dicalcium silicate. - World Cement Technology 11, 20-33.
- SCHOTTLER, W. (1898): Der Ettringer Bellerberg, ein Vulkan des Laacher Seengebietes. - N. Jb. Miner., Abt. A, Beil.-Bd. 11, 554-662.
- SHOJI, T. (1974): Ca₃Al₂(SiO₄)₃-Ca₃Al₂(O₄H₄)₃ series garnets: composition and stability. - J. Miner. Soc. Japan 11, 359-372.
- SHOJI, T. (1975): Role of temperature and CO₂ pressure in the formation of skarn and its bearing on mineralization. - Econ. Geol. 70, 739-749.
- STEINMANN, G. (1907): Ober die Beziehungen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. - Sitzungsber. Niederrhein. Geol. Ver., 12-17. In: Verh. Naturh. Ver. preuß. Rheinl. Westf. 64.
- TILLEY, C.E. & VINCENT, C.G. (1948): The occurrence of an orthorhombic high temperature form of Ca₂SiO₄ (bredigite) in Scawt Hill contact zone and as a constituent of slags. - Miner. Mag. 28, 255-271.
- WYLLIE, P.J. & HAAS, J.L. (1965): the system CaO-SiO₂-CO₂-H₂O: I. Melting relationships with excess vapor at 1 kilobar pressure. - Geochim. Cosmochim. Acta 29, 871-893.

TYPISCHE UND SELTENE MINERALE AUS DEM FREIBERGER UND SCHNEEBERGER REVIER

von

F. Hofmann, Freiberg

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

am 22. Oktober 1984

1. Minerale aus dem Freiburger Revier

Der Bergbau in diesem Revier wurde mit der Einstellung des Erzabbaues auf der Grube Beihilfe in Halsbrücke im Jahre 1968 abgeschlossen. In 800 Jahren brachte der Aufschluß von über 1000 Erzgängen beachtliche Ausbeuten an Blei-, Zink- und Silbererzen. Das Gangspaltensystem wird in die N-S verlaufenden Stehenden Gänge und in die W-E ausgerichteten Spatgänge unterteilt. Ihre Mineralisation erfolgte in zwei verschiedenartigen Zyklen: eine polymetallische Quarz-Sulfid-Abfolge im Oberkarbon mit der bekannten kiesig-blendigen (kb) Formation, die Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz führt, sowie einer Uran-Quarz-Karbonat-Abfolge (uqk) und einer karbonatischen Silber-Antimon-Abfolge (eb = edle Braunspatformation). Im unteren Trias vererzten die Gangspalten mit einer fluorbarytischen Blei-Zink-Abfolge, ausgewiesen durch die fba-Formation, die vorwiegend Bleiglanz und Zinkblende enthält. Die quarzig-karbonatische Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Formation in diesem Revier wird in das System Kreide eingeordnet.

Die häufig anzutreffenden Sulfide Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Markasit, Chalko- und Arsenopyrit sollen nicht Gegenstand einer näheren Beschreibung sein. Bemerkenswert wären die Belege von Rubinblende von der Grube Beihilfe in Halsbrücke. Hier ist die leuchtend rote Zinkblende auf Markasit aufgewachsen, der unter ungünstigen Bedingungen rasch ausblüht und die Stufen zersetzt. Die schwarze, eisenreiche Zinkblende enthält außerdem Cadmium, Gallium, Germanium und Indium. Letzteres entdeckten Reich und Richter 1863 bei spektroskopischen Untersuchungen nach Thallium. Die indigoblaue Linie im Spektrum veranlaßte sie, dem neuen Element den Namen Indium zu geben. Die hexagonale Modifikation des Zinksulfides, der Wurtzit, ist vor allem auf den Gruben im südlichen Teil des Reviers vorgekommen. Er bildet strahlig-fasrig aufgebaute, schwarze Kugeln aus. Die silberführende Zinkblende nannten die Bergleute verglaste Blende. Der Silbergehalt ist auf die Gegenwart von Glaserz (Argentit) zurückzuführen.

Akanthit: Ag_2S

Die größten Kristalle dieser Mineralart stammen von dem Neu Hoffnung Flächen auf der Grube Himmelfahrt. Der wohl schönste Beleg der Freiburger Mineralsammlung hat eine Länge von 5 cm, ein Einzelkristall ohne Matrix. Wesentlich reichere Ausbeuten an Akanthit brachte die Grube Himmelsfürst in Brand. Die monoklinen, glänzenden, dornartigen Kristalle sind oft auf Argentit aufgewachsen. Letzterer, die kubische Modifikation des Silbersulfids, kristallisiert vorzugsweise in Würfeln aus. Die Begleitminerale des Akanthits sind Baryt, Calcit, Braunspat und Quarz.

Argyrodit: $4Ag_2S \cdot GeS_2$

1986 sind es 100 Jahre her, daß C. Winkler, Professor für Chemie an der Bergakademie, aus dem Argyrodit das Element Germanium erstmalig eliminierte. Am 6.2.1886 schrieb er dazu: "Nach mehrwöchigem, mühevollen Suchen kann ich heute mit Bestimmtheit aussprechen, daß der Argyrodit ein neues, dem Antimon sehr ähnliches, aber von diesem doch scharf unterschiedenes Element enthält, welchem der Name

'Germanium' beigelegt werden möge." Seine Eigenschaften hatte bereits 1872 D.J. Mendelejew nach der Stellung im Periodensystem der Elemente vorausgesagt. Seiner Stellung in der 4. Hauptgruppe nach dem Silizium folgend, führte dazu, daß es bis zu seiner Entdeckung die Bezeichnung "Ekasilizium" trug.

Die ersten Funde des Argyrodits aus dem Jahre 1820 auf der Grube Simon Bogners Neuwerk erkannte F. A. Breithaupt als ein neues Silbermineral und legte ihm den Namen Plusinglanz zu. Die Proben von der Himmelsfürst Fundgrube zu St. Michaelis bei Brand analysierte A. Weisbach und gab 1886 den heute gültigen Namen. Die sehr kleinen Kristalle vereinigen sich in warzenartigen oder traubigen Gruppen mit metallischem Glanz, die im auffallenden Licht blau-violett schillern. Im Freiburger Revier ist der Argyrodit meist mit Markasit verwachsen, der sich zu Eisensulfat umsetzt und die Stufen zerstört. Der zinnführende Argyrodit ist der Canfieldit, der ebenfalls auf der Grube Himmelsfürst vorkam.

Freibergit (Silberfahlerz, silberhaltiger Tetraedrit): Cu-Ag-Sb-Fahlerz

Das Silberfahlerz kam vorwiegend auf den Gängen der edlen Braunsparformation vor, zusammen mit Bleiglanz, Zinkblende und Manganspat und führte nach den analytischen Bestimmungen über 30 % Silber. Die sporadischen Funde waren meist von derber Natur, seltener kristallisiert. Die physikalischen Eigenschaften hängen stark von der chemischen Komposition ab; metallischer Glanz, schwarzer Farbton - besonders bei eisen- und zinkreichen Gliedern -, keine Spaltbarkeit, muscheliger Bruch, Strichfarbe rötlichbraun beim Verreiben.

Das Silberfahlerz führte erst den Namen Weißgiltigerz, dabei unterschied man das dunkle, das Kenngott Freibergit nannte. Das lichte Weißgiltigerz wurde bereits damals als ein inniges Gemisch von Bleiglanz, Melanglanz (Stephanit) und Federerz (feinnadliges Mineralgemenge von Jamesonit und Antimonit) erkannt.

Feuerblende (Pyrostilpnit): Ag_3SbS_3

Das seltene Silbermineral wurde 1827 in den schönsten Belegen auf der Grube Churprinz gefunden. Es bildet breitsäulige Kristalle aus, die sich zu kleinen Büscheln oder zu Rosetten gruppieren. Die hyazinthroten Kriställchen sind meist auf Quarz aufgewachsen und zeigen perlmuttartigen Diamantglanz. Später ist die Feuerblende noch in winzigen Kristallen auf den Gruben Neue Hoffnung Gottes zu Bräunsdorf, Himmelsfürst und Himmelfahrt vorgekommen.

Miargyrit: AgSbS_2

Die prachtvollen Stufen dieses Minerals in der Freiburger Sammlung von der Grube Neue Hoffnung Gottes zu Bräunsdorf beschrieb ausführlich A. Weisbach. Der Miargyrit wurde 1824 entdeckt und von C. F. Ch. Mohs hemiprismatische Rubinblende genannt. Die Kristalle sind dicktafelig und stahlgrau und kommen zusammen mit Pyrargyrit, Quarz, Berthierit, Kermesit und Pyrostilpnit vor.

Freieslebenit: (Schilfglaserz) PbAgSbS_3

Die bedeutendsten Funde im Freiburger Revier sind mit den Gruben Neue Hoffnung Gottes in Bräunsdorf, Himmelsfürst in Brand und Alte Hoffnung Gottes in Kleinvoigtsberg verbunden. Die schilfartigen Kristalle des zuletzt genannten Fundortes beschrieb von Freiesleben 1817. Der Freieslebenit ist den Seltenheiten zuzuordnen und in den privaten Mineralkollektionen nicht anzutreffen. Die prismatischen Kristalle sind an ihrer schilfartigen Streifung zu erkennen, Zwillinge und Viellinge nach verschiedenen Gesetzen treten häufig auf. Ihre Begleitminerale sind Quarz, Pyrargyrit, Bleiglanz, Zinkblende und Braunspar. Die besten Belege der Freiburger Sammlung stammen von der Grube Himmelsfürst aus dem Jahre 1857.

Bournonit: PbCuSbS_3

Von den Gruben im Freiburger Revier brachte die Alte Hoffnung Gottes 1846 ebenfalls die schönsten Belege. Die Kristalle sitzen auf Quarz und Calcit und zeich-

nen sich in ihrer einfachen Form durch Flächenreichtum aus. Es dominiert die dicktaflige und säulenförmige Ausbildung mit Streifung auf den Flächen. Die charakteristischen Vierlinge des Bournonits, die ihm auch den Namen Rädelerz einbrachten, sind selten vertreten. Die Farbe ist bleigrau und auffallend ist der lackartige Metallglanz.

Berthierit: FeSb₂S₄

1834 beschrieb A. Breithaupt die Funde von Bräunsdorf. Es waren derbe Massen mit strahlig-fasriger Struktur, die in der Längsrichtung eine deutliche Spaltbarkeit aufweisen und schillernde Anlauffarben zeigen. Die Farbe ist stahlgrau. Begleitet wird der Berthierit von Quarz, Antimonit und Kermesit.

Kermesit: (Rotspießglanz) Sb₂S₂O

Ausgezeichnete Belege aus Bräunsdorf sind im Fundus der Freiburger Sammlung vorhanden. Die nadligen Kristalle von kirschroter Farbe gruppieren sich meist zu büschligen Aggregaten, die zusammen mit Antimonit und Berthierit auf Quarz aufgewachsen sind. Die Nadeln besitzen einen blendeartigen Glanz und sind häufig durchscheinend.

Strontianit: SrCO₃

Die schönsten Belege dieser Mineralart brachte ebenfalls die Grube Neue Hoffnung Gottes in Bräunsdorf. Die zarten Nadeln, zu Büscheln vereint, rein weiß bis 15 mm lang, sind auf Quarz aufgewachsen. Als Begleitminerale treten Arsenopyrit, Calcit, seltener Pyrrargyrit und Freieslebenit auf.

Pyromorphit: Pb₅[Cl/(PO₄)₃]

Die ältesten Funde kamen vom Drei-Prinzen-Spat der Grube Churprinz in Großschirma in die Freiburger Sammlung. Die gelblich-grünen, 2 bis 3 cm langen Kristalle haben limonitüberzogenen Quarz als Matrix. Typisch ist der Fettglanz des Pyromorphits, der teilweise durchscheinend ist.

Baryt: BaSO₄

Der Baryt ist im Freiburger Revier in mannigfaltigen Ausbildungen und Farbtonungen vorgekommen. Abweichend von diesen Vorkommen ist der Stangenspat anzuführen. Noch in den letzten Jahren gab es Funde vom Lorenz Gegentrum in Halsbrücke. Mehrere Zentimeter lange Kristalle, milchig trüb oder fleischrot gefärbt, teilweise hohl, sind auf derbem Baryt aufgewachsen. Von der Grube Himmelfahrt ist aus dem vorigen Jahrhundert ein fasriger, honigbrauner Baryt bekannt, der eingeschliffen einen tigeraugenähnlichen Lichteffect zeigt. Zu erwähnen ist auch noch der Kalkbaryt mit schaligem Aufbau. Er ist häufig von Markasit durchsetzt, der durch sein Ausblühen die Belege zertreibt. Letzte Funde dieser Barytvarietät kamen in den 50er Jahren von der Grube Beihilfe in Halsbrücke.

Die Mineralaufzählung aus dem Freiburger Revier könnte noch durch viele Arten ergänzt werden. Von den älteren Funden sollen einige genannt sein: Scheelit von der Grube Junge Hohe Birke, Arsenopyrit in ausgezeichneten Kristallisationen vom gleichen Fundpunkt, Stephanit von den Gruben Himmelfahrt und Himmelfahrt sowie der Braunspat (Perlspat, Tautoklin) von Beschert Glück in vielfältigen Formen und Farbnuancen. Von der Grube Beihilfe in Halsbrücke, die bis 1968 bebaut wurde, sind in den Mineralsammlungen hervorragende Mineralarten zu finden, der hochglänzende Galenit, tintenblauer Fluorit, fliederfarbener Amethyst, wasserklarer, tafliger Baryt, honiggelbe Zinkblende sowie herrliche Quarze mit Calcaufwachsungen. Aus den Mineralneubildungen wäre aus dem Grubenfeld Reiche Zeche - Alte Elisabeth der Gips vorzustellen. Durch die Verwitterung der Sulfide haben sich in der Restlösung dezimeterlange, nur wenige Millimeter starke, wasserklare Gipsnadeln gebildet, die sich kaum für Demonstrationszwecke bergen lassen.

2. Minerale aus dem Schneeberger Revier

Die hydrothermalen Gänge dieser Lagerstätte, die sich in der Kreidezeit ausbildeten, sind die klassischen Uranvorkommen, die bis 1950 die wichtigsten Uranerzproduzenten waren. Das radioaktive Element wird in der Uran-Eisen-Formation sowie in der Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Uran-Formation angetroffen. Die bekanntesten Minerale der U-Fe-Formation sind: Quarz (hornsteinartige Ausbildung), Haematit (oft fein verteilt), Fluorit (meist violett gefärbt) und Calcit; aus der Bi-Co-Ni-Ag-U-Formation: Wismut (elementar, derb und in Kristallen), Kobalt-Nickel-Arsenide (Chloanthit, Nickelin, Rammelsbergit als Nickelerze, Skutterudit, Safflorit, Cobaltin, Asbolan als Kobalterze), Silberminerale (Silber, elementar; Argentit, Stephanit, Proustit, Pyrrargyrit, Chlorargyrit) sowie die eleganten Quarz, Baryt, Calcit, Siderit, Dolomit). Das Silber und seine sulfidischen Minerale herrschten in den oberen Sohlen vor, mit zunehmender Teufe gewannen die Kobalt-Nickel-Erze das Übergewicht.

Einige Mineralarten aus diesem Revier sind zu Unikaten des Erzgebirges geworden. Sie sind begehrt und fehlen heute in keiner mineralogischen Ausstellung staatlicher Institutionen oder in den privaten Kollektionen. Sie werden nun mit kurzen Erläuterungen vorgestellt.

Erythrin (Kobaltblüte): $\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Die Stufen mit den pfirsichblütenroten bis zart violetten Tönungen der büschel- oder sternförmig angeordneten Kristalle zählen zu den schönsten Belegen, die je auf den Gruben Rappold, Daniel, Wolfgang Maaßen und Weißer Hirsch gefunden wurden. Die bis zu über 4 cm langen Strahlen sind meist auf Quarz oder Hornstein, seltener auf Skutterudit, aus dem sie hervorgegangen sind, aufgewachsen. Hin und wieder sind "verblaßte" - grünliche bis graue - Kristallgruppen anzutreffen, deren Farbaufhellung durch Wasserverlust oder die Einwirkung von Kohlensäure verursacht wird. Die Qualität der Schneeberger Kobaltblüte wird gegenwärtig durch die Funde in Bou Azzer in Marokko übertroffen.

Köttigit: $\text{Zn}_3[\text{AsO}_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Die der Kobaltblüte gleichende Farbgebung des Minerals - nur selten ist es rötlich-weiß geartet - ist auf eine anteilmäßige Vertretbarkeit des Zinks durch das Kobalt zurückzuführen. Der Köttigit bildet häufig nur blättrig-fasrige Überzüge auf Hornstein, jedoch sind auch zu kleinen Kugeln zusammengewachsene Kriställchen zu verzeichnen. Die Funde auf der Grube Daniel dienten zur ersten Beschreibung der Mineralart. Vor einem Jahrzehnt kamen neue Stufen mit Köttigit aus Mexiko.

Chlorotil: $(\text{Cu,Fe})_2\text{Cu}_{12}[(\text{OH,H}_2\text{O})_{12}/(\text{AsO}_4)_6] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Die Farbe und Ausbildung haben dem Mineral den Namen gegeben, das A. Frenzel nach Funden im Jahre 1874 benannte. Früher wurde es wegen seiner grünen Färbung für das Nickelmineral Kerstenit gehalten. Der Habitus ist meist fasrig, seltener treten radialstrahlige Kugeln auf. Viele Belege dieses Minerals stammen von der Grube Eiserner Landgraf in Schneeberg. Zinnwald ist ebenfalls als Fundort zu nennen.

Mixit: $(\text{Bi,Fe,Zn,H,CaH})\text{Cu}_{12}[(\text{OH})_{12}/(\text{AsO}_4)_6] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Er kommt auf zersetzten Wismuterzen zusammen mit den Arseniden des Kobalts und Nickels vor und bildet konzentrisch-fasrige, manchmal auch nierig-traubige Aggregate aus. Die Farbe variiert zwischen bläulichgrün und smaragdgrün. Durch Oxydation überziehen sich die Kristalle rasch mit einer weißen Schicht Wismutarsenat. Das bekannteste Vorkommen ist die Grube Weißer Hirsch in Schneeberg.

Roselith: $\text{Ca}_2\text{Co}[\text{AsO}_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Der Roselith zählt zu den seltensten Mineralen. Das erste Vorkommen auf der Grube Daniel stammt aus dem Jahre 1824. Die häufig verzwilligten Kristalle sind zu

kugeligen oder sternförmigen Gruppen verwachsen. Bereits im Namen wird auf die dunkelrosenrote Farbe hingewiesen. Die schönste Stufe dieses Fundpunktes ist in der Freiburger Sammlung. 3 bis 4 mm große Kristalle sitzen auf Quarz in einer Druse. Neue Belege in hervorragender Qualität kamen Anfang der 70er Jahre aus Bou Azzer in Marokko.

Pucherit: BiVO₄

Die kleinen bräunlichen, rötlichen oder gelblichen Kristalle vom Alexander Spat des Pucher Bräunlichtes kommen in Gesellschaft mit Bismutit und Asbolan vor. Das 1871 entdeckte Mineral, das für Eulytin gehalten wurde, zeigte die interessante Erscheinung, daß es das Vanadat enthielt. Es wird angenommen, daß sich die Bildung des Pucherits in der Zeit vollzogen hat, in der die Grube unter Wasser stand. Die Vanadinsäure wurde mit dem Wasser aus den Torfmooren der Umgebung zugeführt. Die säulenförmigen Kristalle des Pucherits besitzen eine vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis.

Walpurgin: [(BiO)₄/UO₂/(AsO₄)₂].3H₂O

Der Walpurgin gehört neben Trögerit, Zeunerit, Uranospinit und Uranosphärit zu den 5 neuen Mineralen, die A. Weisbach aus dem Erzanbruch des Jahrhundertfundes am 16.3.1871 beschrieb. Der Name wurde vom Fundpunkt in der Grube Weißer Hirsch, dem Walpurgisgang, abgeleitet. Die Kristalle ähneln in ihrer Ausbildung denen des Gipses, sie sind monoklin, spanförmig, von wachsgelber Farbe und mit Diamantglanz versehen. Die zu Büscheln oder Garben verwachsenen Kristalle sitzen meist auf Bismutit, Quarz oder Gummit.

Eulytin: Bi₄[SiO₄]₃

Die Aufbereitung der Halde von der Grube Junge Kalbe brachte wieder eine beachtliche Anzahl guter Stufen mit Eulytin. Die warzenartigen Kristalle, häufig von einer weißen Schicht - durch Verwitterung entstandenes Wismutsalz - überzogen, kommen hier auf Quarz und Bismutit vor. Sein Name, gegeben von A. Breithaupt, nimmt Bezug auf die leichte Schmelzbarkeit vor dem Lötrohr. Die Farbe wechselt zwischen nelkenbraun bis gelblichweiß. Der Agricolit mit der gleichen chemischen Komposition ist die monokline (kugelbildende) Art des Wismutisilikats, während die kubische Form als Eulytin ausgehalten wurde. Außer in Schneeberg wurde der Eulytin noch in Johanngeorgenstadt gefunden.

Psilomelan: (Ba,Mn...)₃O,OH)₆ Mn₈O₁₆

Das Hartmanganerz begleitet den Haematit auf den Gängen im Schneeberger Revier. Die prachtvollsten Belege stammen von der Grube Adam Heber mit nieren- oder keulenförmigen Ausbildungen, typisch für aus Gelen entstandene kolloidomorphe Massen. Die Psilomelane erscheinen auch pseudomorph nach Fluorit und Calcit. Die schwarze Farbe, Glanz und Form sind die auffallenden Eigenschaften dieser Mineralart, deren Originalmaterial ebenfalls von Schneeberg stammt.

In den vergangenen drei Jahrzehnten kamen aus diesem Revier bemerkenswerte Mineralfunde, die die alten Glanzzeiten wieder aufleben ließen. Die herausragenden Mineralarten sind:

Proustit: Ag₃AsS₃ - Lichtes Rotgültigerz

Die Teufen bis zu 200 m brachten in der 2. Hälfte der 50er Jahre in Schlemma die ergiebigsten Proustitausbeuten mit den größten und schönsten Kristallen. Die Mehrzahl von ihnen sind Einzelkristalle oder Kristallstöcke ohne Matrix. Die Paragenese schließt Arsen, Skutterudit, Argentit, Silber, Dolomit und Calcit ein. Charakteristisch sind steil-pyramidalen und gedrungen-prismatischer Habitus der Kristalle, häufig mit Streifung auf den Flächen. Die Seltenheit großer Kristallausbildungen - bis zu 8 cm -, die prachtvolle kirschrote Farbe und der Diamantglanz ließen diese Funde zu den begehrtesten der Gegenwart werden. Das rasche Dunkeln des Proustits bei Lichteinwirkung verbietet das Ausstellen des gesuchten Minerals zur Erhaltung der wertvollen Belege.

Wismut: Bi

Das Vorkommen von Wismutkristallen im Jahre 1967 ist ein Unikat für die Lagerstätte im Erzgebirge geblieben. Die meist verzerrten, trigonal skalenoeidrischen Kristalle mit Oberkrustungen von Skutterudit erreichten Größen von über 4 cm. Letztere oxydierten oft zu Kobaltblüte und verleihen den Stufen einen blaßviolettten Farbton. Neben den Kristallen, die manchmal tetragonalen Bipyramiden ähneln und Parkettierungen zeigen, sind noch das Skelett- sowie das Feder- oder Tressenwismut zu nennen. Von den karbonatischen Gangarten sind mit dem Wismut Dolomit und Braunspat vergesellschaftet, aber auch der Quarz ist ein häufiger Begleiter.

Clausthalit: PbSe

Das feinschuppige, stark glänzende Mineral ist immer im Braunspat eingewachsen. Es bildet nestartige Partien aus oder umschließt in schwachen Gängen die brekziösen Anteile des Braunspats. Im Aussehen ähnelt der Clausthalit in angereicherten Massen dem Bleischweif.

Witherit: BaCO₃

Das Mineral ist einmal auf der Lagerstätte in größerer Menge vorgekommen. Die milchig-weißen, fettglänzenden Kristalle erreichen durch die Drillingsbildung pseudohexagonalen Habitus und passen sich durch ihren säuligen Charakter stark dem Aragonit an. Die Gegenwart von Pyrit und untergeordnet Skutterudit verleihen den Belegen ein attraktives Aussehen. Neben den gut ausgebildeten Kristallen kamen noch kugelige Aggregate sowie nierig-traubige Formen mit fasrigem Aufbau auf den Bruchflächen vor.

Anhydrit: CaSO₄

Auf den hydrothermalen Gängen zählt der Anhydrit zu den Seltenheiten. Er kristallisierte in plattigen und leistenartigen Aggregaten aus, die meist klar und durchsichtig sind, aber auch durch Einlagerung von kleinen Haematitschüppchen einen rötlichen Farbton tragen. Das wasserhaltige Calciumsulfat, der Gips, ist ebenfalls in großen - bis 10 cm -, schönen, monoklinen Kristallen angetroffen worden.

Apophyllit: KCa₄[F/(Si₄O₁₀)₂].8H₂O

Die durchscheinenden, grünlichen Kristalle waren meist zu kugeligen Formen vereinigt. Sie zeigen auf den Bruchflächen nach der Basis den typischen Perlmutterglanz; Streifung und Rundung auf den Kristallflächen ist erkennbar, ebenso sind raue Oberflächen vorhanden. Seltener wurden pyramidale Kristalle gefunden.

Whewellit: Ca[C₂O₄].H₂O

Er ist ein typisches Mineral für die Kohlevorkommen im Döhlener Becken bei Dresden und im Zwickauer Revier, für die Ganglagerstätte von Schneeberg eine ausgesprochene Rarität. Dabei brachten die Funde in den letzten Jahren die größten Kristalle, die jemals gefunden wurden. Es existieren die bekannten Herzzwillinge neben monoklinen, säuligen Einzelkristallen. Die Paragenese erstreckt sich vorwiegend auf Chalkopyrit. Die mehrere Zentimeter großen Kristalle haben eine milchig-weiße Färbung, sind durchscheinend - besonders an den Kanten - und zeigen Perlmutterglanz.

Die Aufzählung der markanten und seltenen Minerale von Schneeberg ist zu ergänzen durch die hervorragenden Calcitfunde, die in ihrer Vielfalt der Formen und der Farbgebung den berühmtesten Vorkommen im Weltmaßstab nicht nachstehen. Zu nennen sind noch Realgar, Lautit, Dyskrasit, Allargentum und der Schumacherit.

GESTEINE IN RAUM UND ZEIT

von

H. Wieseneder, Wien

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

am 29. Oktober 1984

Die Frage nach dem zeitlich begrenzten Auftreten von Gesteinen ist problematisch, da dies dem Aktualitätsprinzip zu widersprechen scheint. Dieses Grundprinzip erdwissenschaftlicher Forschung wurde durch Charles LYELL (1830) formuliert. Es besagt, daß jedes Gestein auch unter den heute herrschenden Bedingungen entstehen kann. Wir wollen prüfen, wo die Grenzen dieses Prinzips im Lichte der modernen petrologischen Forschung gelegen sind. Die räumliche Verteilung der Gesteine bildet keine Probleme, sie wird mit der Zeitfrage gemeinsam behandelt.

Der älteste Abschnitt der Erdgeschichte reicht von der Entstehung der Erde als selbständige kosmischer Körper vor 4,6 Mrd. J. bis 3,8 Mrd. J., den ältesten radiometrisch datierten Gesteinen. Dieser Zeitabschnitt wird als vorgeologisch, präarchaisch, neuestens auch als "Hadean time" bezeichnet. Geologische Vorgänge und Gesteine dieses Zeitabschnittes sind nur indirekt zu erkennen. Es sind Beobachtungen an Meteoriten, Mondgesteinen und Planeten sowie geochemische Überlegungen, die helfen, die Frühgeschichte der Erde aufzuklären, wobei der Phantasia noch ein beachtlicher Spielraum verbleibt.

Es herrscht heute Obereinstimmung darüber, daß das Sonnensystem durch den gravitativen Kollaps interstellarer Materie entstand. Ihre Zusammensetzung müßte jener entsprechen, die wir heute in kosmischen Wolken antreffen, das heißt 99 % entfallen auf Wasserstoff und Helium, der Rest auf schwerere Elemente. Bei der Entwicklung des Sonnensystems sammelten sich die leichteren Elemente in der Protozone an. Nach KUIPER (1954) wurden aus den äußeren Zonen des Sonnensystems, aus denen die Planeten hervorgingen, die leichten Elemente durch Licht und Partikelstrahlung weitgehend entfernt.

Kosmochemische Überlegungen führten zur Hypothese der Kondensation stabiler chemischer Elemente aus dem kosmischen Nebel. Durch Zusammenballung der Materie entstehen größere Gebilde, die hypothetischen Planetesimalen. Ihre Größe ist umstritten, Durchmesser bis zu 100 km werden vermutet. Durch Akkretion der Planetesimalen um einen Schwerpunkt entstehen die einzelnen Planeten und damit auch die Erde. Nach der Hypothese von der homogenen Akkretion folgt der Akkretionsprozeß der Kondensation nach, so daß die Protoerde noch keinen Zonarbau gehabt hätte. Die kinetische Energie der einfallenden Planetesimalen und der Zerfall kurzlebiger radioaktiver Elemente führten zu einer partiellen oder totalen Aufschmelzung der Protoerde, zur Entstehung des metallischen Erdkerns und des silikatischen Erdmantels. Leicht flüchtige Komponenten können infolge der hohen Temperaturen vom Gravitationsfeld der Erde nicht festgehalten werden und wanderten in den Weltraum ab. Nach der konkurrierenden Hypothese von der inhomogenen Akkretion finden Kondensation und Akkretion gleichzeitig statt. Dies führt zur Abfolge: hochschmelzende Silikate, Eisen-Nickellegerungen, niedrig schmelzende Silikate und zu einem an flüchtigen Bestandteilen reichen Rückstand, so daß der schalenförmige Aufbau der Erde schon beim Akkretionsvorgang angelegt wäre. Durch radioaktive Wärmeentwicklung erfolgt die Aufschmelzung der Metallphasen, die nun infolge ihrer höheren Dichte die schwer schmelzbaren Silikate vom Erdkern verdrängen. Noch existieren diese Hypothesen nebeneinander, da keine die Entstehung der Erde und ihren Aufbau widerspruchlos zu erklären vermag.

Die Oberfläche des Mondes und der erdnahen Planeten Mars und Merkur sind mit Impaktkratern übersät. Die kosmischen Projektile müssen ihrer Wirkung nach Durchmesser von 10-100 km gehabt haben und können mit Asteroiden verglichen werden. Das Bombardement der Himmelskörper müßte nach radiometrischen Datierungen von 3,9 Mrd. J. zu Ende gegangen sein. Aus diesen Angaben ergibt sich, daß auch die Erde von einem solchen Vorgang betroffen war. Sichtbare Spuren sind aber durch Vulkanismus, Tektonik und Erosion vollständig ausgelöscht. Riesenmeteorite sind vereinzelt auch später zur Erde gestürzt und haben ihre Spuren in großen Einschlagskratern hinterlassen.

Wie oben angedeutet, ist die Erde ein immer noch in Entwicklung befindlicher Planet, so daß sich von der ersten Kruste nichts erhalten hat. Das weit verbreitete Vorkommen basischer und ultrabasischer Einschlüsse in den älteren Graniten, läßt GLICKSON (1975) vermuten, daß es sich um Relikte einer weit verbreiteten basischen-ultrabasischen Kruste handelt, die bis in die Zeit des Meteoritenbombardements vor 4 Mrd. J. zurückreicht. Ein besonders phantasiereiches Modell der Krustenentstehung im späteren Präarchaikum hat SHAW (1975) entwickelt. Danach hätte basaltisches Restmagma einen mehr oder weniger festen Erdmantel überlagert. Eine wenige Kilometer mächtige lückenhafte anorthositische Kruste sollte auf einem basaltischen "Ozean" flotiert haben. Diese Vorstellung geht darauf zurück, daß die Hochländer des Mondes aus anorthositischem vielfach brekziiertem Material bestehen und ähnlich gedeutet werden. Olivine und Pyroxene sowie wenig Plagioklas scheiden sich aus der Schmelze aus, sinken zu Boden und bilden eine Kumulus-Gabbroschicht. Aus der Restschmelze sollte sich Granit bilden und eine 15 km mächtige Zone formen. Durch die einfallenden kosmischen Körper wurde die junge Kruste brekziiert und partiell aufgeschmolzen, sodaß infolge der Dichteunterschiede das leichtere Granitmaterial durch die schwereren Anorthosite verdrängt wurden. Saurer und basischer Vulkanismus entwickelten sich und halfen mit, daß die schwereren Anorthosite von den leichteren Graniten verdrängt wurden. Durch Anatexis gebildetes granitisches Material lagerte sich an der Basis granitischer Miniplatten an, die allmählich die benachbarte basaltische Kruste überragten. Allerdings vermag dieses Modell unserer Auffassung nach die Lückenhaftigkeit der kontinentalen Kruste, die nachweisbar während der gesamten Erdgeschichte herrschte, nicht überzeugend zu erklären.

GOODWIN (1975) bietet für diesen Aspekt der Erdgeschichte eine recht interessante Erklärung an. Er geht bei seiner Synthese von der Entwicklung des kanadischen Schildes aus. Die Analyse der orogenen Zonen zeigt, daß dieser Kontinent durch die Vergrößerung und das Zusammenwachsen kleiner Kontinentalkerne entstand. Das Krustenwachstum ging von einer langlebigen Gravitationsanomalie im Zentrum der Hudson Bay aus. Vom frühen Phanerozoikum bis zur Gegenwart läßt der Kontinent eine ausgeprägte negative Krustenanomalie in der Hudson Bay Region erkennen. Vertikale Fluktuationen des werdenden Schildes werden als Mantel plume Tektonik interpretiert. Ein oder eine Gruppe von Mantel plumes waren nach dem Autor die Ursache für das Wachsen des Schildes im Präkambrium. Die präkambrische Kruste, die im präperimischen Pangäa vereingt ist, besteht nach GOODWIN (1975) aus einer Anzahl solcher Superschilde. Jeder dieser Schilde soll sich nach dem Autor durch synchrone Wachstumsstadien um einen oder mehreren Mantel plumes entwickelt haben. Dem entsprechend wird eine Anordnung präkambrischer plumes angenommen, die infolge eines fundamentalen thermischen Ereignisses entstanden sind und die Anordnung der wachsenden Schilde kontrollierten. Daraus ergibt sich, daß Plattentektonik vom känozoischen Typ mit weitreichender Kontinentaldrift vor dem Perm nicht existierte, so daß die ursprüngliche Symmetrie der wachsenden Schilde erhalten blieb. Dies schließt jedoch mobile Tröge innerhalb der Schilde oder randliche Angliederung von Krustensegmenten in allen Stadien der Entwicklung der Schilde nicht aus. Durch Mantel plumes verursachte Analoga zur Hudson Bay könnten die Sibirische- und die Russische Plattform, sowie das Taudaeni-, Tschad-, Kongo- und Kalahari-Becken in Afrika sein. Die Anordnung der möglicherweise durch plume Aktivitäten verursachten Analoga innerhalb der Schilde, deren Mittelpunkte

auf der Längsachse des rekonstruierten Pangäa Großkontinents liegen, waren Produkte tiefsitzender, langlebiger Konvektionsströmungen im Erdmantel (GOODWIN, 1975). Die mondsichelförmige Gestalt von Pangäa mit nachgewiesenen archaischen Anteilen ist in Abb. 1 dargestellt.

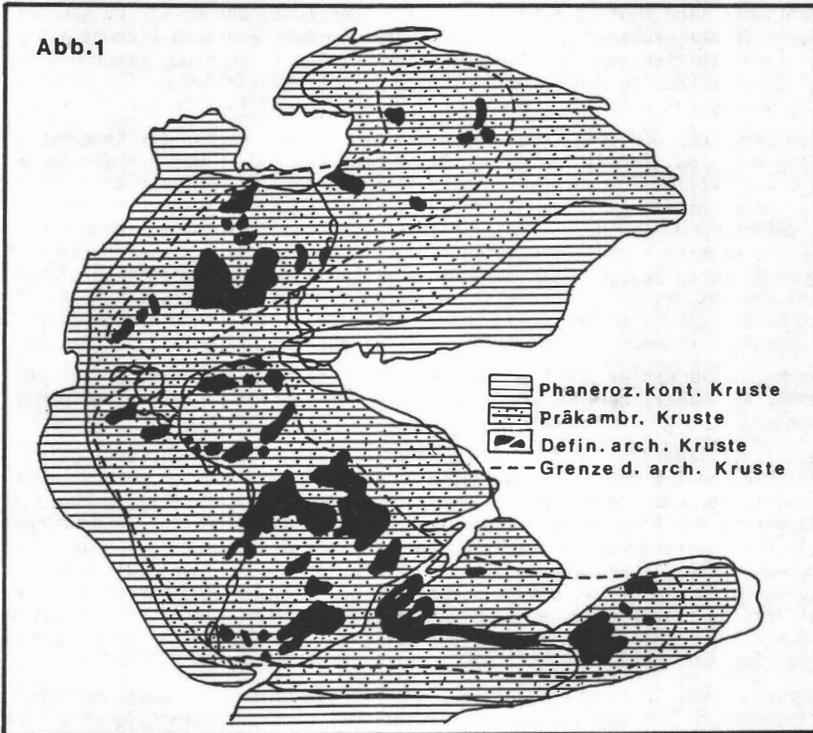


Abb. 1 Rekonstruktion der kontinentalen Kruste vor der nachpermischen Kontinentaldrift mit archaischen, präkambrischen und phanerozoischen Anteilen. Nach GOODWIN (1975).

Die wichtigsten morphologischen Formen auf der Mondoberfläche sind die Mare, die durch Impaktvorgänge zwischen 4,2 und 3,8 Mrd. J. geschaffen wurden, und zwar nach der Entstehung der 65 km mächtigen Mondkruste. Durch vulkanische Tätigkeit wurden die Mare mit basaltischen Gesteinen aufgefüllt. Im Gegensatz zu dem früh erloschenen Mondvulkanismus wurde auf der Erde mit ihrer relativ dünnen Kruste, eine langlebige thermische Aktivität durch die Impaktvorgänge hervorgerufen (GOODWIN, 1975). Unter Annahme des Mondmodells nach STRANGWAY und SHARPE (1975) dauerte die Aufheizung Milliarden Jahre an und führte zu einer beschleunigten Differentiation und der Anreicherung der lithophilen Elemente in den oberflächennahen Bereichen der Erde. Pangäa, die sichelförmige Landmasse, ist nach dem Autor möglicherweise die Reproduktion der Anordnung der Megaimpakte. Da anzunehmen ist, daß das globale Konvektionssystem über einen langen Zeitraum stabil blieb, wäre es verständlich, daß sich die Sial Kruste in ihrer asymmetrischen

Form als Folge der Impakte entwickelte. Die ursprüngliche Atmosphäre der Erde wäre bei dem Aufheizvorgang während und nach der Akkretion so gut wie vollständig verloren gegangen. Die gegenwärtige Atmosphäre muß daher durch Entgasung aus dem Erdinneren hervorgegangen sein. Es gibt eine Reihe von Gründen, um anzunehmen, daß die ursprüngliche Atmosphäre reduzierend war, der Sauerstoffgehalt kam in einer späteren Phase der Erdgeschichte hinzu. Der Stickstoffgehalt der Erde befindet sich heute zum größten Teil in der Luft, und so war es wahrscheinlich auch in der Frühzeit der Erde. Ursprünglich dürfte dieses Element als NH_4^+ -Ion an Silikatgitter gebunden gewesen sein. Für Oberflächentemperaturen von 600°C geben GARRELS und MACKENZIE (1971) folgende Partialdrücke für die primitive Dampfatmosphäre an: $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ 600 bar, P_{CO_2} 45 bar und P_{HCl} 10 bar.

Mit dem Erreichen der kritischen Temperatur von 373°C begann die Kondensation des Wasserdampfes. Bereits bei einer Temperatur von 200°C war der größte Teil des H_2O verflüssigt. Das HCl hatte sich im Ozean gelöst, und zwar mit 1 Mol/l, CO_2 war größtenteils gasförmig in der Atmosphäre, 0,5 Mol/l waren im Ozean gelöst (GARRELS und MACKENZIE, 1971). Die Verwitterungsbedingungen waren von den heutigen sehr verschieden, vielleicht vergleichbar mit den tropischen Verhältnissen unserer Zeit, jedoch unter reduzierenden Bedingungen. Freie Kieselsäure, Aluminiumhydroxyde, Salze der Alkalimetalle mit Halogenen, Pyrit, Sulfate, Nitrate und Borate sind die wahrscheinlichen Verwitterungsbildungen dieser Zeit. Die löslichen Verbindungen führten rasch zu einem höheren Salzgehalt der Ozeane.

Das vorher saure Regime der Niederschläge mußte alsbald durch weniger saures Niederschlagswasser abgelöst worden sein, so daß weniger exotische Sedimente entstanden.

Heute ist der Sauerstoff mit 21 Vol.% an der Zusammensetzung der Luft beteiligt. Da dieses Element weder in den Atmosphären der anderen Planeten noch in vulkanischen Gasen vorkommt, darf man schließen, daß der Sauerstoff erst im Laufe der Erdgeschichte der Atmosphäre beigefügt wurde. Auch die Petrologie und Geochemie archaischer sedimentärer Lagerstätten sprechen für diese Deutung, worauf später eingegangen wird. Sauerstoff entsteht in großer Höhe durch Zerlegung von Wassermolekülen durch die ultraviolette Strahlung. Der freiwerdende Wasserstoff entweicht infolge seiner geringen Dichte in den Weltenraum. Dieser Prozeß kommt jedoch schon bei geringen P_{O_2} -Werten zum Stillstand, so daß dieser Vorgang den heutigen Sauerstoffgehalt der Luft nicht zu erklären vermag.

Es herrscht heute Obereinstimmung darüber, daß die Entstehung des Lebens nur im reduzierenden Milieu möglich war. Die ältesten sich reproduzierenden Proteinkörper existierten daher in einem reduzierenden Milieu und müssen den Prozeß der Gärung benützt haben, um den für den Lebensprozeß notwendigen Energiebedarf zu decken. Im Laufe der Entwicklungsgeschichte machten sich diese Lebensformen offenbar unabhängig von dieser Form der Ernährung und "erfanden" die direkte Synthese organischer Substanzen aus ihren anorganischen Grundbestandteilen. Es handelt sich bei diesem Vorgang um die Reduktion von CO_2 zu Karbohydraten, die vom energetischen Standpunkt aus durch die Aktivität grüner Pflanzen möglich ist. Der Vorgang findet im Chlorophyll der Pflanzen unter Ausnützung der Sonnenenergie statt. Die älteste paläontologische Evidenz für biologische Sauerstoffproduktion ist das Algenbioherm von Zimbabwe, das ein radiometrisches Alter von 2,9 Mrd. J. aufweist (SCHIDLowski, 1975).

Die ältesten Gesteine der Erde mit 3,76 Mrd. J. sind im Isua Gebiet, Westgrönland, nachgewiesen (ALLAART, 1975). Die häufigsten Gesteine sind neben eisenreichen Amphiboliten kieselige und karbonatführende Biotit-Muskowitschiefer, die zahlreiche deformierte Metarhyolithe enthalten. Diese Schichten sind vulkanischer Herkunft und vermutlich submarine oder subaerische Aschenströme. Konkordante Talkschiefer mit Relikten von Duniten kommen verbreitet vor. Biotit-Granatschiefer, lokal mit Stauroolith und Graphit sowie gebänderte Eisensteine sind gleichfalls charakteristische Glieder dieser Gesteinsassoziation. Kalksilikatfelse, Marmorlinsen und Metagrauwackenkonglomerate kommen als lokale Einschaltungen vor.

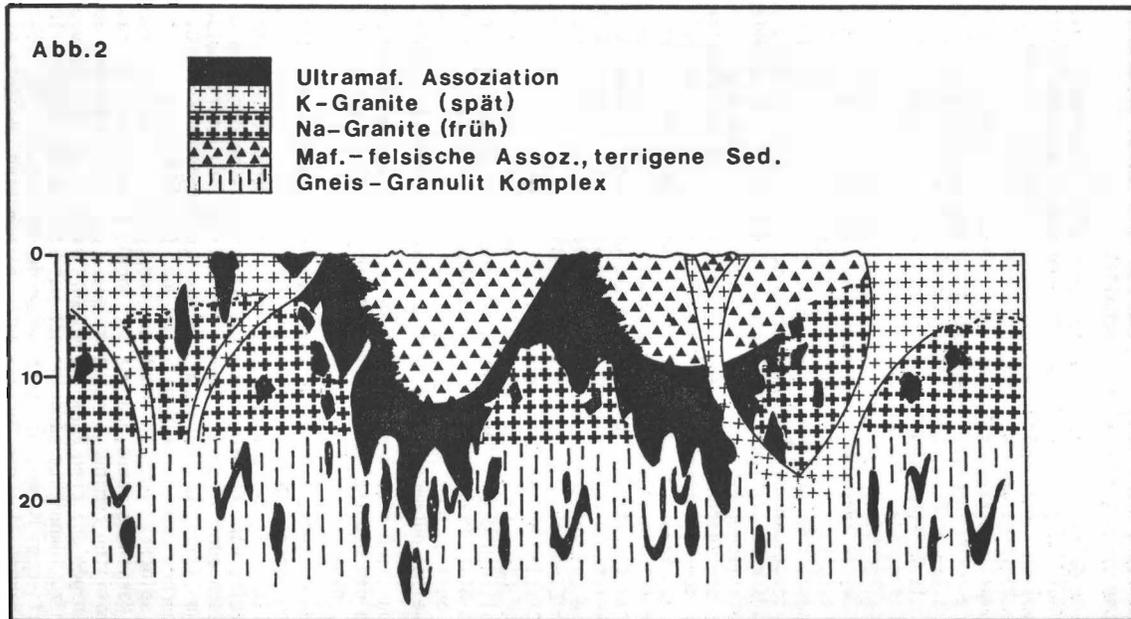


Abb. 2 Schematischer Schnitt durch ein archaisches Grünstein-Vorkommen. Nach GLICKSON (1975).

Die Metamorphose der Gesteine entspricht einer Niederdruck-Amphibolitfazies, wie sie im Archaikum charakteristisch und weit verbreitet ist.

Vielfach wird das Archaikum von Zonen hochmetamorpher Gneise tonalitisches-granodioritischer Zusammensetzung und Migmatiten beherrscht. In diese Gesteinsserien sind niedrig metamorphe Grünsteingürtel eingeschaltet.

Die typische archaische Grünsteingürtel-Assoziation besteht aus einer synklinalen Folge ultramafischer und mafischer Laven mit mengenmäßig geringen Anteilen andesitischer und rhyolithischer Vulkanite sowie Hornsteinlagen, gebänderter Eisenformation und Wackenkonglomeraten. Die Metamorphose entspricht der Grünschiefer- oder der Pumpellyit-Prehnit Fazies. Diese Gesteinsfolgen sind als steile Synklinorien in die hochmetamorphe Nebengesteine eingebettet (Abb. 2). Grünsteingürtel sind aus allen größeren archaischen Arealen beschrieben worden. Besonders bekannt sind die Vorkommen in Zimbabwe, Südafrika, Westaustralien, Indien, Nordamerika und Kanada. Für unsere Fragestellung sind vor allem die basischen und ultrabasischen Laven von Interesse, obwohl schon seit Beginn dieses Jahrhunderts bekannt, wurde ihre Bedeutung erst durch VILJOEN und VILJOEN (1969) erkannt. Ultrabasische Vulkanite gibt es in jüngeren geologischen Formationen kaum, sie sind im wesentlichen auf das Archaikum beschränkt. Die durch die "spinefex texture" ausgezeichneten Gesteine wurden von den genannten Autoren nach dem Komati Fluß in Südafrika als Komatiite benannt. Die Bezeichnung spinefex Textur stammt von der botanischen Bezeichnung eines südafrikanischen Grases "Triodia spinefex", an das die Zeichnung der verwitterten Gesteinsoberflächen erinnert. Schon lange vor der Einführung dieser Bezeichnung in die wissenschaftliche Literatur, wurde sie von Prospektoren verwendet, die den Zusammenhang derartig texturierter Gesteine mit Nickellagerstätten erkannten. Die Textur ist durch große, verschieden orientierte oder subparallele skelettartige platten- oder gitterförmige Olivinkristalle oder nadelförmige Pyroxene charakterisiert. Andere Bezeichnungen wie chicken track, herring bone, feather lath texture vermitteln den visuellen Eindruck dieser megaskopisch erkennbaren Texturen. Blattförmig ausgebildete Olivine bilden buchartige parallel zusammengesetzte Olivine, die bis zu einem Meter Länge erreichen können. Die Grundmasse besteht aus feinen Pyroxen-Skelettkristallen und kreuzförmig ausgebildeten oder dendritischen Chromiten oder aus trübem Glas. Der ultramafische Charakter der Komatiite und der komatiitischen Laven bedingt hohe Schmelztemperaturen, wie sie im allgemeinen nur durch eine (teilweise) dünnere Kruste im Archaikum gegeben sein konnte.

Es sei noch hinzugefügt, daß sich Komatiite in ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung dem hypothetischen Ausgangsmaterial der Basalte, dem Pyrolyth (RINGWOOD, 1975) nähern.

Komatiite und ähnliche Gesteine sind allerdings, wenn auch selten, aus dem Phanerozoikum beschrieben worden. Ordovizische Komatiite und komatiitische Basalte sind aus einer Ophiolithserie Neufundlands bekannt. Von Gorgona Island (Kolumbien) sind diese Gesteine von GANSSER et al. (1979) erstmals beschrieben worden. Sie sind kretazisch oder jüngeren Alters. Aus Neuseeland (untere Kreide), aus dem Othris Gebirge (Trias) Griechenland und aus dem Troodos Massiv, Cypern liegen gleichfalls Beschreibungen von Komatiiten vor. Olivin-Klinoenstatit-Basalte (Boninite) mit spinefex Texturen kennt man von den Bonin Inseln (Japan), vom inneren Wall des Marianengrabens und von Cap Vogel, Papua. Bedeutet das Vorkommen dieser Komatiiten zumindest nahestehenden Gesteine, daß diese Gesteinsfamilie in allen geologischen Formationen anzutreffen ist? Wir glauben diese Frage verneinen zu können. Es handelt sich wahrscheinlich um überhitztes mafisches und ultramafisches Magma, das auch unter den Bedingungen der postarchaischen Zeit in Ausnahmefällen die Oberfläche erreichen kann. Rezente Gesteine dieser Art kennt man bisher nicht.

Das Witwatersrand Becken in Südafrika ist 2,8 - 2,5 Mrd. J. alt. Es enthält die wichtigsten Uran- und Goldlagerstätten der Welt und besitzt eine Fläche von 40.000 km². Es ist in das Südafrikanische Kraton eingebettet. Die Beckenfüllung

besteht am Nordrand aus Konglomeraten, im Beckeninneren sind es vorwiegend Quarzite und Tonschiefer. Die nutzbaren Minerale sind vorwiegend, wenn nicht ausschließlich, detritärer Herkunft und an konglomeratische Seifen gebunden. Die Beckenfüllung erreicht eine Mächtigkeit von 7600 m. Verbreitet vorkommende Pyrit- und Uraninitgerölle weisen darauf hin, daß ihr Transport unter den Bedingungen einer an Sauerstoff armen Atmosphäre stattgefunden haben muß. Ähnliche Verhältnisse gelten für das Blind River Becken in Kanada und für das Jacobina Becken in Brasilien. Die nutzbaren Minerale stammen aus den magmatischen und metamorphen Gesteinen des die Becken umgebenden Kristallins.

Die gebänderten Eisenformationen des jüngeren Archaikums und des älteren Proterozoikums enthalten den größten Teil der bekannten Eisenvorräte der Welt. Die Gesamtmenge der Erze wird auf 10^{15} t Erz geschätzt, ungefähr 30 % dieser Menge entsprechen reinem Eisen.

Diese Eisengesteine bestehen aus Lagen von Hornstein oder Quarz, die im Millimeterrhythmus mit Eisenmineralen wechseln. Am häufigsten sind Hämatit-Hornstein-erze, die in Brasilien Itabirite genannt werden. Magnetit-Bändererze sind meist mit Hämatit-Bändererzen vergesellschaftet und enthalten oft auch Siderit, Greenelit, Minnesotait, Chlorit und Stilpmomelan. Lagerstätten dieses Typs sind aus dem Bereich der Oberen See Region, USA, aus Venezuela und von Krivoi Rog, UdSSR, bekannt.

Gebänderte Eisenformationen erscheinen mit den ältesten Gesteinen bereits um 3,8 Mrd. J. Sie erreichen ihre maximale Entwicklung um 2,5 Mrd. J. und klingen bei 1,7 Mrd. J. allmählich aus. Nach CLOUD (1976) ist die zeitliche Verteilung der gebänderten Eisenformationen eng mit der Entwicklung Sauerstoff produzierender Mikroben verbunden. Da in den gebänderten Eisenformationen detritäres Material fehlt, werden sie allgemein als chemische Sedimente gedeutet. Das Eisen stammt vorwiegend aus Verwitterungsprozessen, zum Teil ist es wohl auch vulkanischer Herkunft. Während heute Meerwasser nur 0,003 ppm Fe gelöst enthält, könnte es unter den reduzierenden Bedingungen der archaischen Zeit beträchtliche Mengen von Eisen in gelöster Form transportiert haben. Der zunehmende Sauerstoffgehalt der Atmosphäre hat zur Ausfällung des Eisens geführt.

Die rhythmische Folge der Erz- und Hornsteinlagen wird unterschiedlich erklärt. Möglich ist ein Wechsel von trockenen und feuchten Jahreszeiten und eine dadurch bedingte jahreszeitliche Schwankung des p_H -Wertes der Flüsse. Wenn auch die Einzelheiten der Entstehung der Erzformationen des Präkambriums nicht vollständig gelöst sind, so steht doch außer Zweifel, daß ihre Bildung mit den Umweltbedingungen jener Frühzeit zusammenhängt.

Die phanerozoischen Eisensteine unterscheiden sich in wesentlichen Punkten von den präkambrischen Eisenformationen. Obwohl auch die zweite Gruppe Lagerstätten bildet, ist ihre Erzmenge verglichen mit jener der ersten Gruppe unbedeutend. Fehlende Bänderung, detritische Anteile und höhere MgO , P_2O_5 und Al_2O_3 -Gehalte sind weitere Charakteristika der phanerozoischen Eisensteine. Die oolithische lothringische Minette ist der für die meisten phanerozoischen Eisensteine charakteristisch Prototyp (FOCHTBAUER und MOLLER, 1977). Im einzelnen werden limonitische, hämatitische, chamositische und sideritische Eisensteine unterschieden. Die Entstehung der jüngeren Eisengesteine ist vielleicht noch schwieriger zu erklären als die Genese der präkambrischen Eisenformationen. Nach JAMES (1966) könnte das Eisen durch CO_2 - und an organischen Säuren reichen Grundwässern gelöst in das Flachwasser transportiert und dort bei niedrigen E_H - und p_H -Werten ausgefällt worden sein.

Unter Rotschichten faßt man rotgefärbte, vorwiegend terrigene Sand-Silt- und Tongesteine zusammen. Der Eisengehalt ist gering und überschreitet nur selten 1 %. Die färbende Substanz umhüllt die Mineralkörner oder füllt die Gesteinsporen aus. Nach KUBIENA (1953) findet im sommertrockenen Klima eine Dehydrierung der bei der Verwitterung entstehenden Eisenhydroxide statt, die diagenetisch in

Goethit oder Hämatit umgewandelt werden können. Nach FOCHTBAUER (1963) kann auch im aquatischen Milieu Hämatit entstehen, und zwar bevorzugt aus Biotit und Hornblende. Nach eigenen Beobachtungen kommt es bei der Verwitterung von glaukonitführenden Flyschsandsteinen im humiden Gebiet (Wienerwald) zur Bildung von Rotfärbungen. Die färbende Substanz der Rotschichten erweist sich als sehr stabil und überdauert auch Umlagerungsvorgänge. Die färbende Substanz mariner Rotschichten geht daher nicht selten auf eingeschwemmte Roterde oder lateritisches Material zurück. Rotgefärbte Schichten sind im Archaikum kaum vertreten, erst ab 2,3 Mrd. J. finden sie sich, in Abhängigkeit von den klimatischen Verhältnissen in großer Verbreitung. Bekannte Gesteine dieser Art sind der jungproterozoische Torridon Sandstein und der annähernd gleichaltrige Vindhyan Sandstein Indiens. Als weitere Beispiele seien der devonische Old Red Sandstein und der bekannte Buntsandstein der germanischen Trias genannt.

Der größte basische Intrusivkörper der Welt ist der Bushveld Pluton in Südafrika. Es handelt sich um eine geschichtete Intrusivmasse, deren Mächtigkeit 8000 m erreicht. Das Alter dieses Gesteinskörpers wird mit 2 Mrd. J. angegeben. Die basale Zone besteht aus Noriten, Bronziten und Anorthositbändern. Die darüber folgende "kritische Zone" baut sich aus Noriten, Pyroxeniten, Harzburgiten, Anorthositen und Lagen, die reich an Chromerz sind, auf. Darüber folgen noritische Gabbros und Anorthosite. Den Abschluß nach oben bilden Granodiorite, Quarzdiorite, Diorite, Gabbros und Anorthosite. Auf die Entstehung der magmatischen Schichtung durch komplizierte Strömungs- und Sedimentationsvorgänge im Magma haben CARMICHAEL et al. (1974) besonders hingewiesen. Ähnliche präkambrische Intrusivkörper sind der Stillwater Komplex in Montana, USA, mit einem radiometrischen Alter von 1,58 Mrd. J., die Muskox Intrusivmasse der arktischen Zone Kanadas, für die ein Alter von 1,16 Mrd. J. angegeben wird, und der Great Dike Zimbabwes, der gleichfalls eine Intrusivmasse darstellt, keineswegs jedoch einem überdimensionierten Gangvorkommen entspricht. Die genannten Intrusivkörper scheinen auf das Präkambrium beschränkt zu sein. Über die Ursachen des zeitlich begrenzten Vorkommens der riesigen basischen Intrusivkörper ist kaum etwas bekannt. Jüngere basische Intrusivvorkommen, wie die eozäne Skaergaard Intrusion sind viel kleiner und enthalten keine Anorthosite. Anorthosite finden sich schon in den ältesten Gesteinsassoziationen der Welt. Auf das Vorkommen dieser Gesteine in den präkambrischen stratifizierten basischen Intrusivkörpern wurde weiter oben hingewiesen. Anorthosite kommen aber auch in der Form großer Plutone vor. Die größte Verbreitung besitzen diese Gesteine längs des östlichen Randes des Kanadischen Schildes. Besonders gut untersucht ist das Anorthositmassiv der Idiorondacks im Staate New York (BUDDINGTON, 1939, 1960). Anorthositmassive kommen auch im Präkambrium Grönlands, Skandinaviens, Polens, der UdSSR, Indiens, Afrikas, Madagaskars, Brasiliens, der Antarktis und Australiens vor. In enger Assoziation mit Anorthositplutonen treten charnockitische Granite, Gronodiorite und Quarzsyenite auf. Die Anorthosite bestehen aus mehr als 90 % Plagioklas, dessen Zusammensetzung vom Andesin bis zum Anorthit reicht.

Die Entstehung der Anorthosite ist schwierig zu erklären, da Plagioklasschmelzen bei so hohen Temperaturen erstarren, wie sie heute in der Erdkruste nicht erwartet werden können. BOWEN (1928) nahm ein basaltisches Ausgangsmagma an. Durch gravitative Abscheidung von Olivin und Pyroxen oder Fließdifferentiation sollte eine anorthositische Schmelze entstehen, die beim Aufstieg in die Kruste erstarrt. Saure Restschmelzen ergeben Quarzsyenite und Ferrogranite, die unter den Bedingungen der Granulitfazies kristallisieren. BARTH (1936), PHILPOTTS (1966) und andere nahmen ein quarzdioritisches Ausgangsmagma an. Bei hohem Druck sollte ein Plagioklaskumulat und eine granitische Restschmelze entstehen, welche unter den Bedingungen der Granulitfazies zu Charnockit erstarrt. Auf experimentellem Wege fand YODER (1955) bei Wasserdampfdrücken von 5-10 kb eine Verschiebung des Anorthit-Diopsid Eutektikums bis $An_{75}Di_{25}$. Dieses Ergebnis könnte die Anreicherung von Plagioklas in einer erstarrenden gabbroiden Schmelze erklären. Das Aufsteigen und die Platznahme des Anorthositbreies wäre von der Trennung einer granitischen Restschmelze begleitet, welche die Charnockite liefert.

Abb. 3

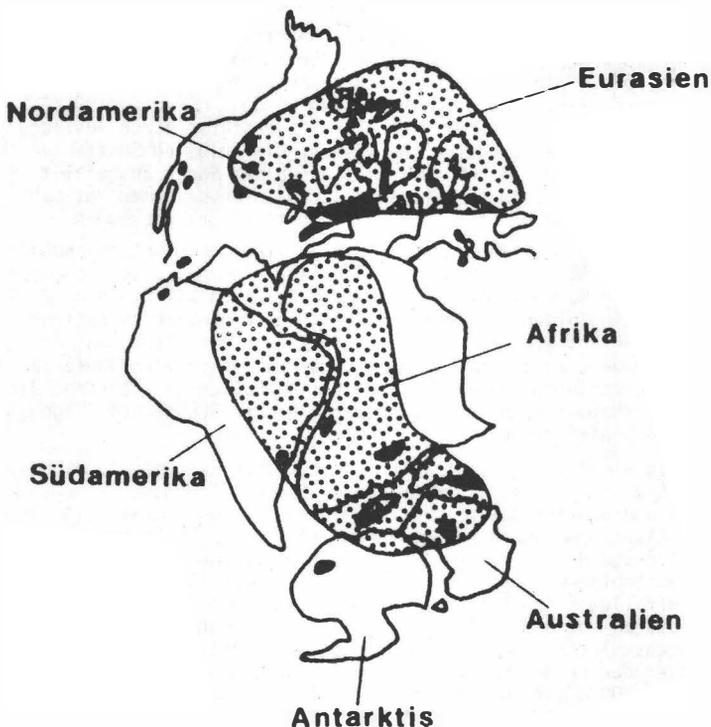


Abb. 3 Regionale Verteilung der Anorthositmassive vor der nachpermischen Kontinentaldrift.
Anorthosit: schwarz
Präkambrium: gepunktet
Nach HERZ (1969), CARMICHAEL et al. (1974)

Nach HERZ (1969) schließen sich die Anorthositvorkommen zu je einem, allerdings nicht sehr deutlichem Gürtel, auf der Nord- und Südhalbkugel zusammen (Abb. 3). Nach den radiometrischen Datierungen sind die großen Anorthositvorkommen zwischen 1,7 und 1,1 Mrd. J entstanden. Das Maximum ihrer Verbreitung liegt bei 1,3 Mrd. J. Ein thermisches Ereignis könnte nach HERZ (1969) Ursache der Anorthositbildung gewesen sein.

Nach CARMICHAEL et al. (1974) sind kalireiche Granite in den präkambrischen Schilden weiter verbreitet als in den jüngeren Faltengebirgszonen. Zu diesen Graniten gehören auch die in Schweden und Norwegen vorkommenden Rapakiwis des jüngeren Präkambriums. Diese schönen Gesteine werden als Ziersteine gerne verwendet, man sieht sie auch in Wien, besonders als Fassadenverkleidungen. Das gehäufte Vorkommen kalireicher Granite im Präkambrium könnte nach CARMICHAEL et al. (1974) damit erklärt werden, daß nach experimentellen Untersuchungen das ternäre Eutektikum im wassergesättigten System $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$ bei ge-

ringen Drücken in Richtung Kalifeldspat verschoben wird. Die vielfach angenommene geringere Dicke der Erdkruste in der Frühzeit der Erde, könnte daher die Ursache für die weite Verbreitung kalireicher Granite zu dieser Zeit sein.

Vergleicht man die archaischen sedimentären (detritischen) Uranlagerstätten mit proterozoischen Vorkommen, so spiegelt sich der zunehmende Sauerstoffgehalt in den jüngeren Vorkommen wieder. Im Athabaska Becken, Nord Saskatchewan, Kanada, ist ein bedeutendes Uranvorkommen nachgewiesen worden. HOEVE (in HOLLAND und SCHIDLowski, 1982) erklärt die Entstehung der Lagerstätte durch Auslaugung uranhaltiger Granite durch sauerstoffreiche Wässer. Die gelösten Substanzen (U, Au, Ag, Ni) wurden an der Basis der bituminösen Athabaska Sande ausgefällt. Eine ähnliche Entstehung gilt auch für das stratiforme Uranvorkommen des Cahill Beckens in Nordaustralien und für eine Reihe weiterer Uranvorkommen.

ROWLANDS et al. (1978) schließen aus den Ergebnissen ihrer Untersuchungen der Kuperlagerstätten um Adelaide (Südaustralien) auf ein weltweites Schema der Entstehung stratiformer Kupferlagerstätten in der Zeit von 1,4-0,6 Mrd. J. Die Lithologie der Gesteinsfolgen ist in allen Kontinenten ähnlich. Stratiforme Kupferlagerstätten dieser Art gibt es, nach dem Einfallen orientiert, in der Sandfazies von Deltaablagerungen. Zu diesem Typ gehört das zu den größten Kupferlagerstätten der Welt zählende Vorkommen Udokan östlich vom Baikalsee in Sibirien. Die sedimentären Kupfervorkommen Sambias gehören zur gleichen Gruppe und liegen im Streichen produktiver Schiefertone.

Phosphor ist ein wichtiges Element aller biologischer Systeme, so daß es, seit Leben auf der Erde existiert, einen Austausch dieses Elementes zwischen organischem Material und dem Meerwasser gibt. Die ältesten Phosphorite sind in 2,6-2,0 Mrd. J. alten Eisenformationen nachgewiesen. Phosphatische Stromatolithe sind auch aus der 1,6-1,2 Mrd. J. alten Aravalli Gruppe Indiens bekannt. Häufiger werden Phosphoritablagerungen in Beckenfüllungen deren Alter unter 0,9 Mrd. J. liegt. Eine auffallende Zunahme der Phosphoritvorkommen tritt von der Untergrenze des Kambriums an auf und erklärt sich mit der sprunghaften Entwicklung phosphatischer Außenskelette vieler Organismen um diese Zeit. In zahlreichen rezenten Schelfgebiet der Erde kommt Phosphorit in Körnern und oolithischen Kügelchen in Tiefen von 30-300 m vor. Die Phosphorite sind an Zonen gebunden, wo kühles Tiefenwasser aufsteigt und sich an der Oberfläche erwärmt. Da die Löslichkeit des Ca-Phosphates im kalten Tiefenwasser ca. 0,3 ppm PO_4 beträgt, im warmen Oberflächenwasser dagegen nur 0,01 ppm (McKELVEY, 1967) erfolgt im Flachwasserbereich eine Ausscheidung des Ca-Phosphates auf organischem oder anorganischem Wege. Viele fossile Phosphoritlagerstätten können daher auf diesem Wege entstanden sein. Die zeitliche und räumliche Entwicklung der Phosphatvorkommen hängt eng mit der Evolution des Lebens und des Wandels der morphologischen Gestaltung der Meeresbecken im Laufe der Erdgeschichte zusammen.

Plateaubasalte der Kontinente bestehen aus zahlreichen Basaltdecken, die insgesamt Mächtigkeiten bis zu mehreren tausend Metern erreichen und durchwegs aus Spalten gefördert wurden. Mineralogisch und chemisch handelt es sich fast ausschließlich um tholeiitische Basalte. Ein Beispiel sind die kretazisch-eozänen Dekkan Basalte östlich von Bombay, Indien, die ein Areal von 600.000 km^2 einnehmen und bis 3 km mächtig werden. Ein weiteres Beispiel ist die miozäne Columbia River Basalt Provinz im Westen der USA. Eine Ausdehnung von 1.000.000 km^2 erreichen die frühkretazischen Parana Basalte in Südbrasilien und den angrenzenden Ländern. Weitere Vorkommen gibt es in der Südafrikanischen Karoo, in der Antarktis und in Sibirien. CHARMICHEL et al. (1974) sehen in den riesigen Deckenbasalten der westlichen Provinzen Nordamerikas ein magmatisch-tektonisches Ereignis, das den ganzen Westrand des Kontinentes vom späteren Mesozoikum an erfaßte. Basaltdecken ähnlicher Dimension kennt man, wie oben angeführt, aus allen Kontinenten. Hinsichtlich ihrer zeitlichen Verbreitung, und führen sie auf die nachpermischen Formationen beschränkt zu sein. Aus diesem Grunde vermuten wir, daß die riesigen Ergüsse von Basaltschmelzen aus Spalten, mit dem Zerbrechen des Megakontinentes Pangäa und der beginnenden Kontinentaldrift zusammenhängt.

Die Eroberung des Festlandes durch höhere Organismen fand im Silur und Devon statt. Vorher hatten die Kontinente, unabhängig von den klimatischen Bedingungen, wüstenhaften Charakter. Die Besiedelung des Landes mit Pflanzen führte nach FISCHER (1984) in kurzer Zeit zu einer Verdoppelung der Sauerstoffproduktion. Kohlen entstehen im kontinentalen- oder Brackwasserbereich, wenn die geologischen Verhältnisse zu einer Anreicherung der abgestorbenen Pflanzenreste führen. Dies ist bei langsam sinkendem Untergrund der Fall.

Kimberlite, Karbonatite und kalireiche magmatische Gesteine finden sich in kleinen Gesteinskörpern in räumlicher Assoziation im Bereich von Störungszonen der konsolidierten kontinentalen Kruste. Petrologie und Experimente sprechen dafür, daß diese Gesteine aus großer Tiefe stammen.

Kimberlite sind Phlogopitperidotite, die vor allem als zylindrische bis steil trichterförmige Diatreme oder Pipes, aber auch als Adern, Gänge oder Lagergänge auftreten. Die durch Explosionsenergie geschaffenen und mit Explosionsbrekzien und Tuffen erfüllten Hohlräume sitzen in der Regel Gangspalten auf. Die Einzenvorkommen sind klein, aber jeweils über ein großes Areal der kontinentalen Kruste verbreitet. Es ist auffallend, daß der größte Teil der Kimberlite Kreidealter aufweist.

Mineralogisch bestehen die porphyrisch ausgebildeten Kimberlite aus meist serpentinisiertem Olivin, pyropreichem Granat, Ortho- und Klinopyroxenen, Ilmenit und Perowskit. Die Grundmasse besteht aus Verwachsungen von Serpentin, Pyroxen, Tremolit, Aktinolith, Hydroglimmer, Calcit, Magnetit, Chromit, Spinell, Zeolithen und Apatit. Kimberlite sind die Muttergesteine der Diamanten, doch findet sich nicht in jedem Kimberlitvorkommen auch dieses wertvolle Mineral. Wenn Diamant auftritt, findet er sich in der Grundmasse.

Besonders bekannt sind die Kimberlite Südafrikas durch ihren Reichtum an Diamanten. Diamantführende Kimberlite sind auch aus der Provinz Minas Geraes, Brasilien und aus Sibirien (Yakutia Areal), aus Südwestafrika und Namibia bekannt. Chemisch sind Kimberlite durch geringen SiO_2 -, variablen Al_2O_3 -Gehalt und hohes $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis gekennzeichnet. Verglichen mit anderen ultrabasischen Gesteinen ist der Gehalt von K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , CO_2 , P_2O_5 , H_2O und SO_3 ungewöhnlich hoch. Das MgO/FeO -Verhältnis ist niedrig. Hohe Werte bestimmter Spurenelemente stehen mit den in Kimberliten ungewöhnlich hohen Werten der zuvor genannten Elemente in Beziehung. So entsprechen z.B. den hohen K_2O -Werten entsprechende Werte für Rb, Pb, Ba, Cs. Das $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis liegt zwischen 0,705-0,721. Die höheren Werte deuten auf Verunreinigung durch Krustenmaterial hin. Die Gegenwart von Hochdruckmineralien und die ultramafische Zusammensetzung hat zur Annahme geführt, daß die Kimberlite Zeugen des Erdmantels sind. Diese Vorstellung ist auch durch Experimente BOYD und ENGLAND (1961) gestützt. Die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Kimberlite weicht jedoch sehr stark von der erwarteten Zusammensetzung des postulierten Mantelgesteins Pyrolyth ab.

Karbonatite enthalten primären Calcit und Dolomit als Hauptgemengteile. Sie sind im allgemeinen mit basischen Alkaligesteinen assoziiert. Gebunden an die stabile kontinentale Kruste finden sie sich besonders in Grabensystemen und Ringkomplexen. Zentrale Karbonatitkörper, umgeben von nephelinreichen Plutoniten, sind vor allem im Bereich der ostafrikanischen Gräben verbreitet. Eine andere Art des Vorkommens findet sich auf der Insel Alnö in Schweden. Der zentrale Alkaligesteinskomplex ist von nach außen fallenden Karbonatitgängen umgeben. Ein interessantes Karbonatitvorkommen bildet das Zentrum des Okakomplexes westlich von Montreal, Kanada. Der Karbonatitkörper ist von einer Doppelringstruktur umgeben, die aus Okaiten (Melilith, Nephelin, Hauyn, Apatit, Perowskit und Magnetit) Jacupirangiten und Nepheliniten besteht. Die geologische Situation der Karbonatitvorkommen im Kaiserstuhl am Süden des Rheingrabens bei Freiburg, BRD, und bei Jacupiranga, SE-Brasilien, ist in Abb. 4a, 4b dargestellt. Neben Calcit und/oder Dolomit sind auch Ankerit, Siderit, Mn- und Na-Karbonate, aber auch Feldspäte, Ne-

phelin, Pyroxen, Biotit und Olivin am Aufbau der Gesteine beteiligt. Seltene Erden führende Minerale sind für Karbonatite charakteristisch. Eingehende Feld- und Laboruntersuchungen haben die Deutung der Karbonatite als magmatische Gesteine gesichert. Früher dachte man eher an Kontakt- oder Reaktionserscheinungen von Kalksteinen oder Marmoren mit alkalibetonten basischen Plutoniten. Die Frage, ob die CO₂-Komponente unmittelbar aus dem Erdmantel abzuleiten ist oder vielleicht doch aus Kalksteinen stammt, die durch Subduktionsvorgänge in die Tiefe gebracht wurden, ist offen.

CHARMICHAEAL et al. (1974) betonen die auffallende Tatsache, daß Kimberlite, Karbonatite und extrem kalireiche Magmatite bevorzugt in der Kreidezeit entstehen. Eine zweifelsfreie Erklärung für diese Erscheinung gibt es nicht. Die Autoren erwägen eine besondere mineralogische Zusammensetzung des Krusten- bzw. Mantel-segments, das mit diesen Gesteinen verbunden ist. Das geologisch junge Alter der meisten dieser ungewöhnlich zusammengesetzten Gesteine läßt einen Zusammenhang mit der Kontinentaldrift vermuten. Weitspannige Verbiegungen der kontinentalen Platten könnten zu einer Anreicherung leichter beweglicher Elemente in den Aufwölbungszonen geführt haben.

Das Natriumamphibol Glaukophan ist zusammen mit Lawsonit kritisch für die Blauschieferfazies, die durch hohen Druck bei relativ niedrigen Temperaturen charakteristisch ist. Neben den genannten Mineralen finden sich an den Abkömmlingen basischer Gesteine auch Crossit, Jadeit, jadeitischer Pyroxen, Pumpellyit, Aktinolith, Albit und Aragonit bzw. Calcit. Das Vorkommen einzelner Minerale z.B. Calcit/Aragonit hängt von Variationen im PT-Feld ab. Grauwacken, Tongesteine, Mergel, Karbonatgesteine und Radiolarite sind gleichfalls als Ausgangsgesteine der Blauschieferfermetamorphose beschrieben.

Gesteine dieser Mineralfazies kennt man in wenigen Vorkommen vom Paläozoikum an. Erst in den inneren Zonen der kretazisch-tertiären Faltengebirgsbogen treten sie verbreitet auf und markieren nach allgemeiner Auffassung die Subduktionszonen. Sie sind besonders typisch für die Penninische Zone der West- und der Ostalpen und lassen sich über die Fruska Gora in Kroatien zu einzelnen Kykladeninseln nach Kleinasien und von dort bis Celebes und Java verfolgen. In den zirkumpazifischen Gebirgsbögen sind Blauschieferzonen besonders gut aus Californien, Japan und Neuseeland beschrieben worden. Die Beschränkung der Blauschieferfazies auf den jüngeren Abschnitt der Erdgeschichte scheint unseres Erachtens auf einen grundlegenden Wechsel der Vorgänge im Erdinneren zurückzuführen sein. Nach den bestehenden Informationen sind die spät-präkambrische und phanerozoischen orogenen Gürtel hinsichtlich ihrer Gestalt, Größe und Gesteinsverteilung von den archaischen Faltenzonen verschieden. Die Orogene neigen dazu, im Laufe der Erdgeschichte an Größe und Länge zuzunehmen; MIYASHIRO (1973) weist darauf hin, daß die metamorphen Gesteine in den phanerozoischen orogenen Zonen zum Teil von jenen der präkambrischen Schilde abweichen. In den ersteren sind Gesteine der Zeolith-Glaukophanschiefer-Fazies häufig, während in letzteren Cordierit-Sillimanit-granulite besonders charakteristisch sind. Im Archäikum fehlen oder treten zurück: mächtige monomineralische Karbonatschichten, Quarzsandsteine, Evaporite, Rotschichten, Tillite, Alkaligesteine, große mafische Intrusivkörper, Ophiolith-assoziationen, Eklogite, Blauschiefer und Disthen. An der Wende Archäikum/Proterozoikum werden Grauwacken (mit K₂O < Na₂O) vielfach von Quarzsandsteinen abgelöst.

Die Geschichte der kontinentalen Kruste läßt sich nach den vorliegenden Untersuchungen in 3 Hauptabschnitte gliedern.

(1) Die Entwicklung der archaischen Kruste (3,8-2,6 Mrd. J.). Die aus den Mineralassoziationen abgeleiteten thermischen Gradienten der archaischen Kruste variieren vertikal und horizontal abrupt; was mit rasch wechselnder Krustendicke gedeutet werden kann. Der Wärmefluß könnte 2-4 mal so hoch gewesen sein wie heute. Nach SHAW (1975) existierten im Archäikum kleinräumige Konvektionszellen, denen Mikroplatten vorwiegend basischer und ultrabasischer Zusammensetzung ent-

Abb. 4a

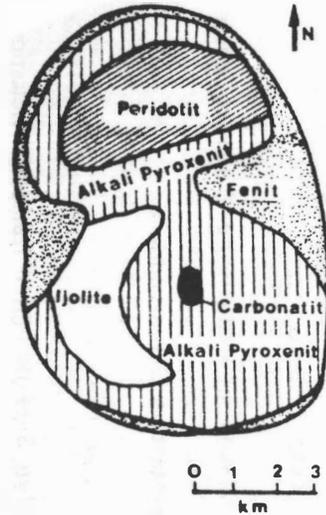
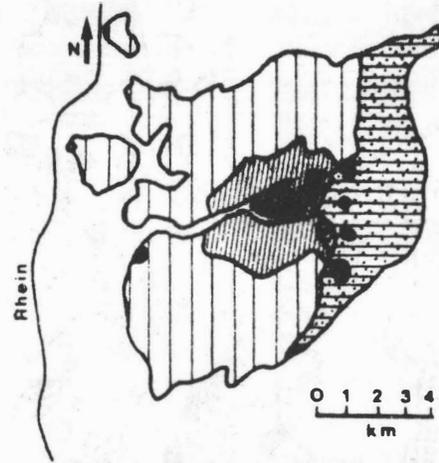


Abb. 4b



- Abb. 4 a) Carbonatit und Nebengesteine von Jacupiranga, Brasilien.
Intrusion in präkambrische Granitgneise und Glimmerschiefer.
Nach MELCHER (1965).
- b) Carbonatit und Nebengesteine vom Kaiserstuhl im Rheingraben.
Intrusion in junge Ablagerungen des Rheins. Nach WIMMENAUER (1966).

Abb.5

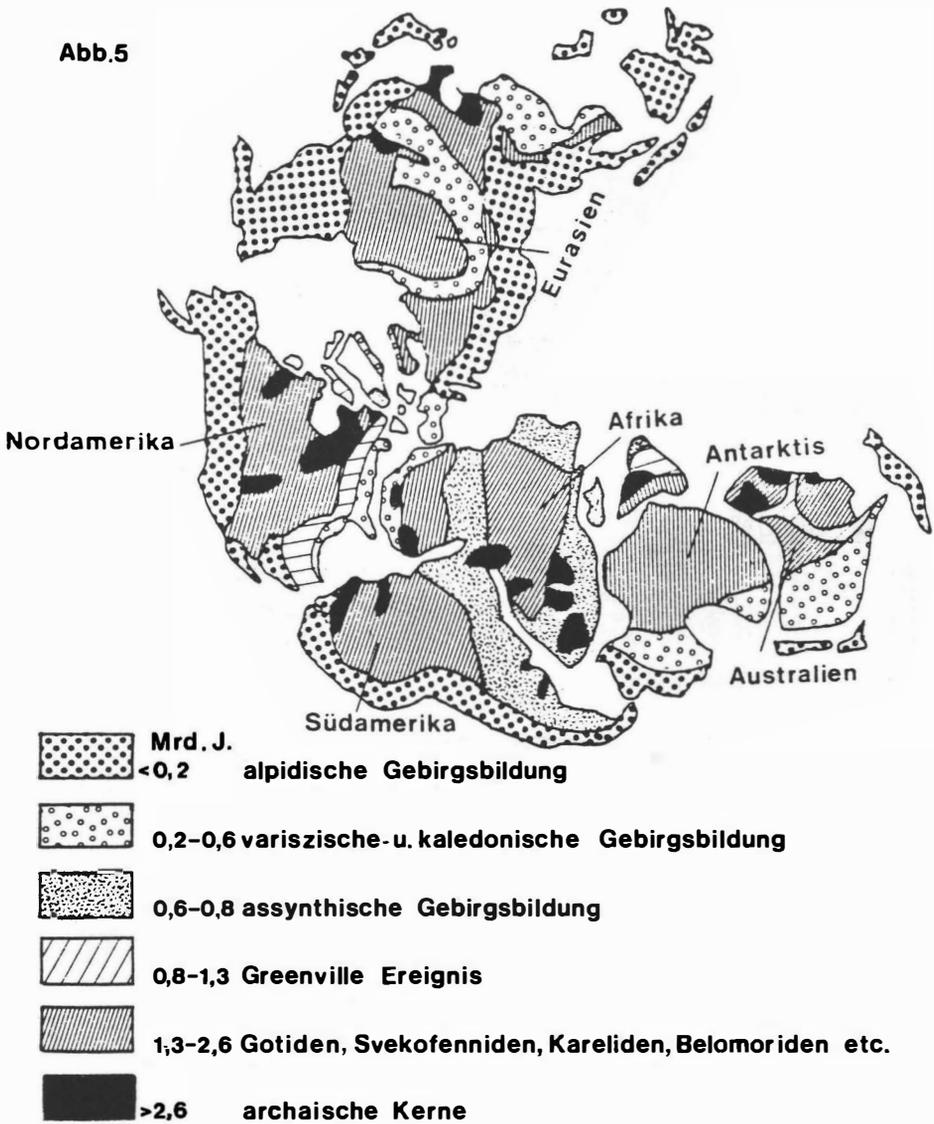


Abb. 5 Die zeitliche Entwicklung der kontinentalen Kruste.
Nach CONDIE (1976).

sprechen. Durch partielles Aufschmelzen und Differentiation der Lithosphäre entstand auch granitoides Material und führte zur Bildung sialischer Mikroplatten. Durch die Aggregation von kleineren Sial-Körpern entstanden am Ende des Archäikums Protokontinente.

(2) Im Proterozoikum führte die weitere Verdickung der Lithosphäre zu begrenzten Subduktionsvorgängen. Diese betreffen besonders innerkratonische Schwächezonen, die damit zum Brennpunkt der Deformation werden. Dies bewirkt eine Ausdünnung der Schwächezonen mit nachfolgender Einengung. Auf diese Weise entstehen orogene Zonen mit sialischem Untergrund. Am Ende des Proterozoikums dürften sich die Protokontinente zu Einheiten von kontinentaler Größe vereinigt haben. Sie näherten sich in ihrem Verhalten und in ihren Dimensionen den rezenten Platten. Damit kommt der Prozeß der modernen Plattentektonik mit BENIOFF-Zonen und Ozean-Boden Subduktion in Gang. Kontinentaldrift in größerem Umfang scheint es vor der Permzeit nicht gegeben zu haben, da die Leitlinien der älteren orogenen Tröge einschließlich präkambrischer Strukturen kontinuierlich verlaufen (ENGEL et al., 1974; Abb. 5).

(3) Die nachpermische Zeit ist durch das Zerbrechen eines oder mehrerer Megakontinente und durch eine weitreichende Kontinentaldrift beherrscht. Über die Ursachen dieses Ereignisses gibt es wenig Angaben in der Literatur. Vielleicht war es ein Regimewechsel im System der Konvektionszellen der Erde, vielleicht auch das Instabilwerden des wachsenden Megakontinentes.

Versucht man den Ablauf der Erdgeschichte vom petrologischen Gesichtspunkt aus zu überblicken, so zeichnen sich zwei Tendenzen ab. Die gerichtete Entwicklung spiegelt sich in den zeitlich gebundenen Gesteinen, deren Entstehungsbedingungen wir im Vorhergehenden besprochen haben.

Neben der gerichteten Entwicklung der Erde gibt es aber vor allem auch eine Periodizität geologischer Ereignisse, die sich in der Wiederholung bestimmter Gesteinsfolgen äußert. Nach vorliegenden Angaben sollen sich Orogenesen in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen von 200-300 Mill. J. ereignen haben. Die Orogenesen gehen mit weltweiten Transgressionen der Ozeane und langandauernden Wärmezeiten mit eisfreien Polarmeeren einher. Dazwischen liegen kürzere Zeitabschnitte mit Tiefständen des Meeresspiegels, einem stärker differenzierten Klima, vereisten Polkappen und Salzbildung. Die Ursachen für die weltweiten periodischen Veränderungen der Hydrosphäre sind nicht bekannt. Sie können kaum in einer Veränderung des Volumens der Hydrosphäre gelegen sein, eher sind es Änderungen im Volumen der ozeanischen Rücken und Ozeanbecken. Vereisungen werden begünstigt, wenn große Landmassen in Polnähe liegen.

Aus dem bisherigen Verlauf der Erdgeschichte läßt sich noch kein in die Zukunft weisender Trend ableiten. Die Verringerung der aus dem Zerfall der radioaktiven Elemente stammenden Energie müßte sich im Laufe der Zeit in der Abnahme der Intensität vulkanischer und tektonischer Vorgänge äußern, das heißt die Erde altert. Mond, Merkur und Mars haben das Ende der dynamischen Entwicklung bereits erreicht. Wie weit kosmische Ereignisse die künftige Geschichte der Erde beeinflussen könnten, ist ungewiß. Sicher ist, daß das Schicksal unseres Planeten mit der Entwicklung des Sonnensystems eng verbunden ist.

Ausgewählte Literatur:

- ALLAART, J. H. (1975): The Pre-3760 m.y. Old Supracrustal Rocks of the Isua Area, Central West Greenland, and the Associated Occurrence of Quartz Banded Ironstone. In: WINDLEY, B.F. (1975), 177-189.
- BARTH, T.F.W. (1936): The large pre-Cambrian intrusive bodies in the southern part of Norway. - 16th Intern. Geol. Congr. Rept. (1933), 297-309.
- BOWEN, N. L. (1928): The Evolution of Igneous rocks. - Princeton University Press, New York.
- BOYD, F.R., ENGLAND, J.L. (1961): Melting of silicates at high pressures. - Carnegie Inst. Washington Yearbook 60, 120.
- BUDDINGTON, A.F. (1939): Igneous Rocks and their Metamorphism. - Geol. Soc. Am. Mem. 7.
- BUDDINGTON, A.F. (1960): The Origin of Anorthosites Reevaluated. - Rec. Geol. Surv. India 86, 421-432.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J., VERHOOGEN, J. (1974): Igneous Petrology. - Mc. Graw Hill, New York etc.
- CLOUD, P. (1976): Major features of crustal evolution. - Geol. Soc. South African Annex (Johannesburg) 79, 1-33.
- CONDIE, K.C. (1976): Plate Tectonics and Crustal Evolution. - Pergamon Press, New York etc.
- ENGEL, A.E.I., ITSON, S.P., ENGEL, C.G., STICKNEY, D.M., CRAY, F.J., JR. (1974): Crustal evolution and global tectonics: A petrogenetic view. - Geol. Soc. Am. Bull. 85, 843-858.
- FISCHER, A.G. (1984): Biological Innovations and the Sedimentary Record. - In: HOLLAND, H.D., TRENDALL, A.F. (1984).
- FOLINSBEE, R.E. (1982): Variations in the Distribution of Mineral Deposits with Time. - In: HOLLAND, H.D., SCHIDLowski, M. (1982), 219-236.
- FOCHTBAUER, H. (1963): Zum Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen. - Fortschr. Geol. Rheinl.-Westf., 10, 331-336.
- FOCHTBAUER, H., MOLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine. - 3. Aufl., Schweizbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- GANSSE, A.V., DIETRICH, V.J., CAMERON, W.E. (1979): Paleogene komatiites from Gorgona Island. - Nature, 278, 545-546.
- GARRELS, R.M., MACKENZIE, F.T. (1971): Evolution of Sedimentary Rocks. - W.W. Norton & Co. Inc., New York.
- GLICKSON, A.Y. (1975): Stratigraphy and Evolution of Primary and Secondary Greenstones. - In: WINDLEY, B.F. (1975), 257-277.
- GOODWIN, A.M. (1975): Giant Impacting and the Development of Continental Crust. - In: WINDLEY, B.F. (1975), 77-95.
- HERZ, N. (1969): Anorthosite belts, continental drift, and the Anorthosite event. - Science 164, 994-947.
- HOLLAND, H.D., SCHIDLowski, M. (ed.) (1982): Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere. - Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

- HOLLAND, H.D., TRENDALL, A.F. (ed.) (1984): Patterns of Change in Earth Evolution. - Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
- JAMES, H.L. (1966): Chemistry of the iron rich sedimentary rocks. - U.S. Geol. Survey., Prof. Paper 440-W.
- KUBIENA, W.L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - F. Enke, Stuttgart.
- KUIPER, G.P. (1954): The Earth as a Planet. - University of Chicago Press, Chicago.
- LYELL, Ch. (1830): Principles of geology, being an inquiry how far former changes of the earth surface are referable to causes now in operation. - 12. Aufl., London.
- McKELVEY, V.E. (1967): Phosphate deposits. - Contributions to economic geology. - Geol. Surv. Bull. 1252-D, 1-21
- MELCHER, G.C. (1965): O carbonatito de Jacupiranga. - Univ. Sao Paulo, Brasil Boll. (Geologica no. 21).
- MIYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and Metamorphic Belts. - G. Allen & Unwin Ltd., London.
- PHILPOTTS, A.R. (1966): Origin of anorthosite-mangerite rocks in Southern Quebec. - J. Petrol., 7, 1-64.
- RINGWOOD, A.E. (1975): Composition and Petrology of the Earth's Mantle. - Mc. Graw Hill, New York etc.
- ROWLAND, N., DRUMMOND, A.J., JARVIS, D.M., WARIN, O.N., KITCH, R.B., CHUCK, R.G. (1978): Lithological aspects of some Adelaidean stratiform copper deposits. - Min. Sci. Engin. (Johannesburg) 10, 258-277.
- SCHIDLowski, M. (1975): Archean Atmosphere and Evolution of the Terrestrial Oxygen Budget. - In: WINDLEY, B.F. (1975), 525-535.
- SHAW, D.M. (1975): Development of the Early Continental Crust. Part 2: Pre-archean, Protoarchean and Later Eras. - In: WINDLEY, B.F. (1975), 33-53.
- STRANGWAY, D.W., SHARPE, H.N. (1975): A model of lunar evolution. - The Moon 12, 369-397.
- VILJOEN, M.J., VILJOEN, R.P. (1969): Evidence of the Existence of a Mobile Extrusive Peridotite Magma. - Upper Mantle Project. Geol. Soc. S. Africa, Spec. Pub. 2, 87-112.
- WIMMENAUER, W. (1966): The Eruptive Rocks and Carbonatites of the Kaiserstuhl, Germany. - In: TUTTLE, O.F., GITTINS, J. (eds.), Carbonatites. Interscience (Wiley), New York, 183-204.
- WINDLEY, B.F. (ed.), (1975): The Early History of the Earth. - John Wiley & Sons, London-New York-Sydney-Toronto.
- YODER, H.S. (1955): Diopside-anorthite-water system at 5000 bars. - Geol. Soc. Am. Bull., 1638-1639.

SALZ IN ÖSTERREICH -
KULTURHISTORISCHE UND WIRTSCHAFTLICHE BEDEUTUNG

von

G. Knezicek, Bad Ischl

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 12. November 1984

Salz ist ein traditionsreiches Kulturgut der Menschheit. Lebensnotwendig und daher unersetzlich war es Jahrtausende hindurch ein begehrtes Handelsgut. Salz wurde als Zahlungsmittel verwendet, es war eine wichtige Opferbeigabe und es diente zur Besiegelung von Verträgen. Salzgewinnung und Salzhandel sicherten Lebensunterhalt und brachten Reichtum und Wohlstand.

Der Beginn des alpinen Salzbergbaus liegt um das Jahr 1000 vor unserer Zeitrechnung. Um diese Zeit wurde in Hallstatt mit dem bergmännischen Abbau von Salz begonnen. Hallstatt und etwas später Hallein waren im ersten vorchristlichen Jahrtausend die Zentren der Salzgewinnung in Mitteleuropa. Eine Kulturepoche, nämlich die ältere Eisenzeit, wurde Hallstattzeit benannt.

Ein so universell begehrtes Gut wie das Salz erweckte sehr früh das Interesse des Fiskus. Fürsten und Bischöfe belegten es mit Abgaben, Salz wurde Gegenstand staatlicher Monopole. Es gab kriegerische Auseinandersetzungen um das Salz. Regalgebühr und Salzgefälle zählten bis in das 18. Jahrhundert zu den wichtigsten Einnahmeposten des Staatsetats.

Jahrtausende hindurch war Salz ausschließlich vielbegehrtes Nahrungsmittel für Mensch und Tier. In den letzten hundert Jahren wurden weitere Verwendungsmöglichkeiten für Salz erschlossen. Salz ist weltweit ein unentbehrlicher Rohstoff für die chemische Industrie. Soda, Natronlauge und der Kunststoff PVC sind Salzfolgeprodukte. Seit etwa dreißig Jahren wird Salz ferner im Straßenwinterdienst zur Glättebekämpfung eingesetzt.

Salz wird in Österreich im Lösungsbergbau gewonnen. Die Sole - eine gesättigte Salzlösung - wird in den Salinen einem Eindampfprozeß unterzogen. Das so erzeugte Natriumchlorid wird mit oder ohne Zusätze als Speise-, Vieh-, Gewerbe-, Industrie- oder Auftausalz vermarktet.

Die Salzproduktion in Österreich macht unser Land auf diesem Rohstoffsektor auslandsunabhängig, hilft Devisen sparen und sichert Arbeitsplätze in strukturschwachen Regionen. Die wirtschaftliche Verwaltung der Salinen in der Rechtskraft einer Aktiengesellschaft sichert eine Führung nach kaufmännischen Grundsätzen und gewährleistet, daß jeder Kunde in Österreich mit Salz in erforderlicher Quantität und gewünschter Qualität beliefert wird.

DIE NICHT- UND MIKROKRISTALLINEN SiO₂-MINERALE -
STRUKTUR, GEFOGE UND EIGENSCHAFTEN

von

O.W. Flörke, H. Graetsch, Bochum und G. Miede, Frankfurt

Vortrag von O.W. Flörke vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
am 26. November 1984

Unser Interesse gilt der Kristallstruktur, dem Gefüge und den Eigenschaften, wobei der Gefügebegriff im heutigen Sinne sowohl das Korn- und Porengefüge als auch das Strukturfehlergefüge umfaßt. Wir wollen mit diesen Untersuchungen zur verbesserten Charakterisierung der Minerale und zu Erkenntnissen über ihre Genese beitragen. Die Eigenschaftsmessungen müssen gefüge-aufgelöst erfolgen, wenn die erreichbaren Meßgenauigkeiten geeigneter Methoden nicht durch Pauschalwerte wertlos gemacht werden sollen. Am Beispiel von Achaten wird das erläutert. Achaten sind polykristalline Kieselgesteine von hoher chemischer Reinheit mit 1-2 Gew% Wasser und maximal 0,5 Gew% nicht-flüchtiger Verunreinigung (vor allem Na, K, Ca und Al), an deren Aufbau mehrere SiO₂-Phasen beteiligt sind.

Experimentelles

Bei experimentell schwierig zugänglichen Mineralen ist es erforderlich, einen möglichst breiten Methoden-Fächer anzuwenden. Wir arbeiten derzeit mit folgenden Methoden:

- Gefüge-aufgelöste Probenpräparation.
- Dichte-Bestimmung unter möglichst weitgehender Öffnung der geschlossenen Mikroporosität, unter Vermeidung zu starker Zerkleinerung.
- Bestimmung der offenen Oberfläche nach BET.
- Chemische Spurenelementanalyse mit AAS und AES.
- Massenspektrometrische Analyse der Flüchtigen bis 450 oder 1000^o C.
- Bestimmung des H₂O-Gehaltes, coulometrisch, mit Thermoanalyse.
- Bestimmung der Wasser-Spezies H₂O (SiOH) und H₂O (molekular) mit Infrarot-Spektroskopie, dabei Versuch einer möglichst zuverlässigen und differenzierten Interpretation. Auf die hiermit verknüpfte Problematik ist J. ZEMANN für Einkristalle in seinem Vortrag in Freiburg, 1984, eingegangen, für mikrokristalline Polykristalle sind die Schwierigkeiten noch größer.
- Röntgen-Phasen-Analyse und Analyse des Stapelfehlerrungsgrades bei Opal-C und -CT.
- Röntgen-Kristallitgrößen-Bestimmung und -Textur-Bestimmung.
- Lichtmikroskopie und Bestimmung der Brechungsindizes, gefüge- und textur-aufgelöst mit Immersionsmethoden unter Einsatz des Spindelzisches.
- Transmissions-Elektronenmikroskopie und Raster-Elektronenmikroskopie.

Unser Interesse gilt vor allem den aus wässriger Mutterphase gebildeten Mineralen - die schlecht charakterisierten und wenig erforschten nichtkristallinen Geyserrite haben wir dabei bisher ausgespart.

Die uns interessierenden Minerale sind in drei genetische Gruppen zusammenzufassen:

- (1) aus flüssiger wässriger Lösung abgeschieden mit horizontalen Lagen, die der Schwerkraft folgen - horizontal-gebändert "h": Opal-AG, gemeiner Opal-CT/-C -h granularer Mikroquarz MQ-h und sphärolitischer Chalzedon CH-h.

Obersicht über die derzeit bekannten nicht- und mikrokristallinen SiO₂-Minerale

Mineralnamen	Struktur	Gefüge	Genese
FULGURIT	durchgehend vernetztes ungeordnetes SiO ₄ -Netzwerk	Glas	Blitzschlag
IMPAKT-Glas		"	Meteoriten-Impakt
OPAL-AN/HYALITH		"	fluide wässr. Lösung
OPAL-AG	regellose Aggregate von SiO ₄ , nicht durchgehend vernetzt	Kügelchen	flüssige wässrige Lösung
edel		monodispers kub. d. Kp. mit Stapelfehlern	
unedel		heterodispers keine d. Kp.	
GEYSERIT/ KIESELSINTER	" "		" "
OPAL-CT/-C-h GEMEINER OPAL	ungeordnete Cristobalit-Tridymit-Stapelfolgen	blättrig-lepidosphärisch oder unregelmäßig	" "
OPAL-C/-CT-w LUSSATIT	Cristobalit stapelfehlgeordnet	parallel- oder radialstrahlig fasrig	fluide wässr. Lösung
MOGANIT		blättrig-lepidosphärisch	
QUARZIN	Quarz	" "	
CHALZEDON	Quarz	parallel-od. radialstrahlig "fasrig"	fluide wässr. Lösung? Gel?
MIKROQUARZ	Quarz	granular unregelmäßig	flüssige wässr. Lösung

- (2) aus flüid oder gasförmiger wässriger Lösung abgeschieden, mit Lagen, die der Schwerkraft nicht gehorchen und den jeweiligen Wänden folgen - wandgebändert "w": Opal-AN, Opal-C/-CT-w (Lussatit).
- (3) Minerale mit noch unklarer Genese: Quarzin QN und Moganit MO paraboloidisch-fasriger Chalzedon CH-w.

Alle hier aufgeführten SiO₂-Minerale zeichnen sich durch einen Gehalt an Nichtflüchtigen unter 0,5 Gew% und durch charakteristische Wassergehalte aus.

Charakterisierung

Die Charakterisierung gliedert sich in die drei genannten genetischen Gruppen (wobei Chalzedon CH-h aus Vergleichsgründen neben Chalzedon CH-w diskutiert wird) nach Gefüge, Kristallitgröße, Textur und Wassergehalt. Auf andere gemessene Eigenschaften wird hier nicht eingegangen. Das Verhältnis der Gewichtsmenge an Silanolgruppenwasser: H₂O (SiOH) zur Menge an molekularem Wasser: H₂O (mol) ist durch den Buchstaben C repräsentiert.

Genetische Gruppe (1) (mit Chalzedon CH-w aus Gruppe (3))

- Opal-AG Gefüge: SiO₂-n H₂O-Kügelchen gleichen Durchmessers von der Größenordnung der Wellenlängen des sichtbaren Lichtes, in der Regel kubisch dichtest gepackt, zur Minimierung der freien Grenzflächenenergie, jedoch mit hexagonalen Stapelfehlern; an der gitterartigen Packung BRAGG-Beugung des Lichtes - Edelopal. Kügelchen ungleichen Durchmessers bilden ungeordnete Agglomerate, RAYLEIGH-Streuung des Lichts in trüben Medien - unedler (oder Potch-1)) Opal.

Das Edelopal-Gefüge wird bereits industriell erzeugt, allerdings wird die Bindung der Kügelchen untereinander - anders als in der Natur - mit organischen Kieselsäureestern erzeugt.

Wassergehalt: Die Kügelchen der Packung bestehen aus kleineren Primärpartikeln, in diesem primären Gefüge ist molekulares Wasser sowie Silanolgruppenwasser relativ fest gebunden, die Lücken der sekundären Kugelpackung enthalten locker gebundenes und ohne Gefügezerstörung gegen D₂O austauschbares molekulares Wasser. Das Verhältnis C von Menge an Silanolgruppenwasser H₂O(SiOH) zu molekularem Wasser H₂O(mol) ist 0,1.

	H ₂ O(tot)	H ₂ O(SiOH)	H ₂ O(mol)	C
Gew%	5 - 8	0,8	4 - 7	0,1

n = 1,45 - 1,46
nichtflüchtige Vereunreinigungen ca. 0,1 Gew%.

- Opal-CT/-C-h = gemeiner Opal

Gefüge: submikrokristalline dendritische und sehr stark stapelfehlgeordnete Cristobalit-Tridymit-Kristallite, Kristallitgröße ca. 50 nm; oft lepidosphärische Aggregate mit hoher offener und geschlossener Porosität.

Opal-CT kann unterhalb 150° C hydrothermal synthetisiert werden. Wassergehalt: das komplexe Gefüge gestattet wenig präzise Aussagen über die Verteilung der Wasserspezies.

1) Potch lt. COLLINS Dictionary of the english language: australischer Slang-Ausdruck für schlechte mindere Qualität.

	H ₂ O(tot)	H ₂ O(SiOH)	H ₂ O(mol)	C
Gew%	5 - 10 und mehr	0,3	5 - 10 und mehr	ca. 0,05
	n = 1,43 - 1,45			
	relativ hoher Gehalt an nichtflüchtigen Verunreinigungen			
	ca. 0,1 - 0,5 Gew%.			

-Mikroquarz MQ-h:

Gefüge: regellos, granular und wenig porös mit Großwinkelkorn Grenzen; Kristallitgröße ca. > 100 nm. Dieses Gefüge ist bei ca. 150° C hydrothermal zu synthetisieren.

Wassergehalt: etwa 0,5 Gew% sind gegen D₂O austauschbar, d.h. sitzt auf offenen Poren und zugänglichen Korn Grenzen, etwa 1 Gew% ist in geschlossenen Poren und auf unzugänglichen Korn Grenzen eingebaut.

	H ₂ O(tot)	H ₂ O(SiOH)	H ₂ O(mol)	C
Gew%	0,1 - 1,5	0,3	1	0,3

n = 1,539 - 1,542

Dichte = 2,58 - 2,62

Der Gehalt an nichtflüchtigen Verunreinigungen ist mit 0,2 - 0,5 Gew% relativ hoch.

- Chalzedon CH-w

Gefüge: parallelfasrig-paraboloidisch mit negativem Charakter der Elongation; F = {11,0}; Runzelbänderung, d.h. systematische Drehung der c-Achse um die Faserachse; submikroskopisch polysynthetisches Zwillinggefüge aus R- und L- {1011} Lamellen, die Pseudofasern senkrecht zur c-Achse erzeugen; die Zwillingsgrenzen haben nahezu Periodizität mit Distanzen von ca. 50 nm, in Elektronen- und Röntgenbeugungsbild werden durch die Zwillingebereiche zusätzlich diffuse Interferenzen erzeugt bei $h\pm 1/2$, $k, l\pm 1/2$; Kristallitgröße 60 - 100 nm.

n = 1,533 - 1,543

Dichte = 2,51 - 2,63

- Chalzedon CH-h

Gefüge: sphärolitisch, von einzelnen Keimzentren ausgehende Umkristallisation von Hyalith oder Opal-CT zu Quarz; Kristallitgröße 100 - 200 nm.

n = 1,54

Wassergehalt von CH-w und CH-h: der genetisch bedingte Gefügeunterschied läßt hier Unterschiede erwarten. Im CH-w ist signifikant mehr Wasser eingebaut als im CH-h und mehr Wasser als Silanolgruppenwasser.

	H ₂ O(tot)	H ₂ O(SiOH)	H ₂ O(mol)	C
CH-w: Gew%	1 - 2	0,4 - 0,9	0,6 - 0,9	1
CH-h:	0,5 - 1	0,4	0,5	0,8

Der Gehalt an nichtflüchtigen Verunreinigungen liegt in beiden Fällen bei 0,03 - 0,2 Gew%.

Genetische Gruppe (2)

- Opal-AN = Hyalith

Gefüge: dicht glasartig mit muscheligen Bruch, botryodale Oberflächen, stellenweise große geschlossene Poren als Zeichen lebhafter Gasabgabe ($H_2O : CO : F = 150 : 5 : 1$) kurz vor dem Einfrieren der hochviskosen unterkühlten Mutterphase; auffällige Spannungsdoppelbrechung, die beim trockenen Tempern erhalten bleibt; Hyalith kann leicht hydrothermal synthetisiert werden.

Wassergehalt: (wasserklare Gefügepartien ohne mikroskopisch erkennbare Porosität) in der Hyalithstruktur ist $H_2O(SiOH)$ als Trennstellen-OH im Netzwerk gebunden sowie molekulares Wasser in Lücken des Netzwerkes fest eingelagert:

	$H_2O(tot)$	$H_2O(SiOH)$	$H_2O(mol)$	C
Gew%	3 - 5	0,5 - 1,5	2 - 3	0,3 - 0,5

$n = 1,45 - 1,46$ (Kieselglas: 1,458); n steigt mit steigendem H_2O -Gehalt.

Dichte = 2,07 - 2,20 (Kieselglas: 2,20)

Nichtflüchtige Verunreinigungen ca. 0,05 - 0,1 Gew%.

- Opal-C/CT-w = Lussatit

Gefüge: parallelfasrig bis sphärolithisch mit positivem Charakter der Elongation; $F = \langle 110 \rangle_{f.c.}$; stark stapelfehlgeordneter Cristobalit C_{D5} ; Kristallitgröße 50 - 80 nm; Opal-C-w kann hydrothermal synthetisiert werden.

Wassergehalt: Das dendritisch-fasrige Gefüge enthält viel geschlossene Mikroporosität, viel Kleinwinkelkorngrenzen und hohe Versetzungskonzentrationen, in denen viel Silanolgruppenwasser gebunden ist:

	$H_2O(tot)$	$H_2O(SiOH)$	$H_2O(mol)$	C
Gew%	1 - 2	0,3	1,5	0,2

$n = 1,45 - 1,46$

nichtflüchtige Verunreinigungen ca. 0,1 Gew%

Genetische Gruppe (3) (ohne Chalzedon CH-w, s. bei Gruppe (1))

- Quarzin Gefüge: lepidosphärisch, positiver Charakter der Elongation fasriger Elemente im Dünnschliff; "F" = $\langle 00.1 \rangle$, Submikrogefüge noch unbekannt.

Wassergehalt:

	$H_2O(tot)$	$H_2O(SiOH)$	$H_2O(mol)$	C
Gew%	0,2 - 0,6	0,2 - 0,3	0,3	1

mehr nichtflüchtige Verunreinigungen als Chalzedon.

- Moganit Gefüge: lepidospärisch, positiver Charakter der Elongation leistenförmiger Querschnitte im Schliff; im Transmissionselektronenmikroskop parallel-fasrig, Faserdicke 0,1 - 1 μm . Enthält ca. 0,5 Gew% CO_2 sowie geringe Mengen CO und F.

Wassergehalt:

	$\text{H}_2\text{O}(\text{tot})$	$\text{H}_2\text{O}(\text{SiOH})$	$\text{H}_2\text{O}(\text{mol})$	C
Gew%	2 - 2,5	1,2 - 1,5	0,7 - 0,9	1,7

$n = 1,52$

Dichte = 2,55

Nichtflüchtige Verunreinigungen ca. 0,1 Gew%.

ZUR GESCHICHTE DER ERZSUCHE IN DER STEIERMARK

von

A. Weiß, Wien

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

am 14. Jänner 1985

Einleitung

Der Reichtum der Steiermark an Vorkommen und Lagerstätten war die Basis für einen blühenden Bergbau, der die wirtschaftliche und kulturelle Entwicklung des Landes prägte. Bisher wurden in der Steiermark über 1.700 Vorkommen und Lagerstätten von Erzen nachgewiesen, die, wie die Bücher der steirischen Bergrichter zeigen, nahezu alle seit längstens dem Ende des 16. Jahrhunderts bekannt sind und seither mit wechselndem Erfolg genutzt wurden (LAGERSTÄTTENARCHIV, STEIRISCHES CONZESSIONSBUCH, SCHURF-MUTH- UND BESTÄTTIGUNGSBUCH, VERZEICHNISSE OBER DIE AKTENBESTÄNDE DER STEIERMÄRKISCHEN BERGERICHTE).

Für die Entstehung eines Bergbaues sind neben dem Vorhandensein einer Lagerstätte

- der Bedarf an einem Rohstoff
und

- Kenntnisse, die es ermöglichen den benötigten Rohstoff in der Natur zu finden
erforderlich.

Angesichts der großen Zahl schon sehr früh entstandener Schurf- und Bergbaue stellt sich die Frage, wie die Bergleute einst in dem meist dicht bewaldeten und kaum erschlossenen Gebiet der Steiermark bei der Suche voringen.

Wirtschaftliche Grundlagen

Die Steiermark war im frühen Mittelalter, vor der Gründung von Städten, rein landwirtschaftlich geprägt. Entsprechend dem Bedarf der Bevölkerung beschränkte sich die bergbauliche Produktion auf Eisenerze und Salz. Die erste urkundliche Erwähnung der Nutzung von Bodenschätzen erfolgte im Jahr 931, sie betrifft eine Eisenschmelze im Raum von Obdach. Weitere frühe Dokumente erwähnen die Gewinnung von Salz im Raum von Admont bzw. von Alt Aussee (F. TREMEL, 1971/867-868).

Mit der Gründung von Städten und Ausbau des Fernhandels im Hochmittelalter trat eine verstärkte Nachfrage nach Silber, dem herrschenden Münzmetall des Abendlandes, auf. Im letzten Viertel des 13. und im ersten Viertel des 14. Jahrhunderts erlebte z.B. der Raum von Oberzeiring ein Silberfieber, das mit dem Goldrausch des 19. Jahrhunderts in Kalifornien und Australien große Ähnlichkeit aufweist (F. TREMEL, 1971/871-873).

Mit der Entwicklung des Handwerks im Gefolge des Handels trat auch Bedarf an Buntmetallen wie Kupfer und Blei auf. Ab dem 14. Jahrhundert wurde auch Arsenik zu einem bedeutenden Handelsgut. Die erforderlichen Erze wurden zunächst im Gefolge des Bergbaues auf Gold- und Silbererze mitgewonnen, später entwickelten sich eigene Arsenikbergbaue wie in St. Blasen-Karchan, Kothgraben oder Zuckenhut (R.M. ALLESCH, 1959/37-40).

Bergbautreibende waren zunächst die großen Grundbesitzer, wie die Klöster Admont, Rein, Sekkau oder St.Lambrecht. Ihnen war auch meistens vom Landesherrn für den Bereich ihrer Ländereien das Bergregal, das ausschließliche Recht über Bodenschätze zu verfügen, übertragen worden. Die Arbeit in den Gruben wurde von Untertanen als eine Art bäuerliche Nebentätigkeit verrichtet. Mit dem Aufblühen der Städte traten auch Bürger als Bergbautreibende auf, welche die Arbeit von angeworbenen Knappen verrichten ließen. Im Bereich des Bergbaues führte dieser Frühkapitalismus dazu, daß die Bergleute eine eigenen Klasse innerhalb der Bevölkerung bildeten. Sie waren persönlich frei, verfügten über ein gutes, aber unsicheres Einkommen und waren deshalb unstet und leicht beweglich. Entsprechend ihren Möglichkeiten standen sie mit Knappen aus anderen Bergbauländern wie Kärnten, Salzburg aber auch aus Mitteldeutschland in Kontakt, wodurch jederzeit ein Erfahrungsaustausch stattfinden konnte.

Die Ausweitung des Bergbaues zu Ende des 14. Jahrhunderts brachte einen gesteigerten Kapitalbedarf mit sich. Neben die heimischen Gewerke, die sich oft zu Gewerkschaften zusammenschlossen, traten mitunter Kaufleute aus dem oberdeutschen Raum oder Bürger, die eine günstige Rendite für ihr aufgewendetes Kapital versprachen (F. TREMEL, 1955).

Aus den mittelalterlichen Kleinbetrieben entwickelten sich Unternehmen wachsender Größenordnung. Die Knappen sanken in der betrieblichen Hierarchie ab, ihre Privilegien wurden immer mehr beschnitten. Gleichzeitig entstand eine neue gesellschaftliche Schicht, die Bergbeamten, welche nunmehr die Bergwerke leiteten (L. SUHLING, 1977a).

Das bergmännische Erfahrungswissen, das während des ganzen Mittelalters als Geheimwissenschaft nur mündlich weitergegeben worden war, wurde ab dem Beginn des 16. Jahrhunderts in Büchern dargestellt. Als "Bestseller" seien die Werke des ULRICH ROLEIN von CALW, GEORG AGRICOLA, LAZARUS ERCKER, GEORG ENGELHARD LÖHNEYSS und ELIAS MONTANUS erwähnt. Die Bergbeamten schöpften nunmehr ihr Wissen aus der Literatur (L. SUHLING, 1977b). Fast alle diese Werke sind in den Bibliotheken der großen bergbautreibenden Klöster vertreten.

Der Blüte im Hoch- und Spätmittelalter folgte eine Stagnation der Bergbautätigkeit, die ab dem letzten Drittel des 16. Jahrhunderts allmählich in eine Phase des Niederganges überleitete. Ursache war eine weltweite Wirtschaftskrise. Im Zuge der Gegenreformation wanderten viele Knappen ab, der rücksichtslose Raubbau durch ausländische Unternehmer hatte zu einer Erschöpfung der Lagerstätten geführt. Die wirtschaftliche Not, die daraus resultierte, machten das "Bergvolk" aufnahmefähig für neue religiöse und soziale Ideen, schließlich wurde sie die Hauptursache für den großen Knappen- und Bauernaufstand des Jahres 1525. Die oberdeutschen Handelshäuser brachen schließlich ihre Beziehungen zur Steiermark ab (F. TREMEL, 1969/148-179).

Im 17. Jahrhundert wurde das Eisenwesen unter staatliche Aufsicht gestellt, dadurch verlief der Bergbau auf Eisenerze im Vergleich zum Bergbau auf andere Erze stetig, wenn auch nicht unbeeinflußt von internationaler Konjunktur und Krisenerscheinungen (A. TAUSCHER, 1973).

Der Bergbau auf Edel- und Buntmetallerze hatte etwas hektisches an sich, Konjunkturrends waren stärker als beim Eisenerzbergbau ausgeprägt und die Zyklen von kürzerer Dauer. Der spanische Erbfolgekrieg (1701-1714) hatte eine große Nachfrage nach Kupfer zur Folge, der Ausbruch eines Aufstandes in Ungarn im Jahr 1703 unterband die Einfuhr von Vitriol. Beide Ereignisse wirkten belebend auf den Kupferbergbau, der vor allem in der Walchen einen nie gekannten Höhepunkt erreichte, aber auch zur Suche nach neuen Vorkommen (F. TREMEL, 1950).

Die Erschöpfung der alten Lager stand in einem merkwürdigen Gegensatz zum Interesse breiter Kreise am Bergbau.

Stillgelegte Bergwerke, wie jenes von Oberzeiring oder die Bergwerke in den Schladminger Tauern zogen Konjunkturritter an, die eine Wiederbelebung mit mehr oder weniger tauglichen Mittel versuchten (F. TREMEL, 1950, 1971/258-259).

Ab dem Jahr 1739 ließ der Staat unter dem Einfluß merkantilistischer Gedanken eine Bergwerkserhebung mit dem Ziel durchführen, den darniederliegenden Edelmetallbergbau neu zu beleben. Fachleute aus Schemnitz leiteten in der Steiermark sowohl die Prospektion nach Erzen als auch die Wiedergewältigung alter Gruben. Als MARIA THERESIA im Jahr 1763 allgemein die Suche nach mineralischen Bodenschätzen anordnete und gleichzeitig eine Belohnung für Funde in Aussicht stellte, setzte eine regelrechte Schatzsuche ein (F. TREMEL, 1971/883-890).

Ein Beispiel für die Schurftätigkeiten unter merkantilistischem Einfluß ist die Eröffnung eines Bergwerkes im Bereich des Prinzenkogels bei Kaltenegg in der Oststeiermark durch das Kloster Vorau im Jahr 1739. Um ein im Stiftsgebiet aufgefundenen Vorkommen von silberhältigem Bleiglanz zu nutzen, kaufte das Stift zunächst alle erhaltliche und damals in Mode stehende Bergbauliteratur. Unter der Leitung eines interessierten Ordensgeistlichen versuchte man die Vorkommen durch einen Erbstollen zu unterfahren. Der Versuch endete kläglich, weil man dem Stollen ein Gefälle in den Berg gab und so in Wasserschwierigkeiten fiel (E. FLOGEL, 1957).

1781 hob JOSEF II. die Eisenwidmung auf, Eisenerze konnten nunmehr jedermann frei verliehen werden. In der Folge setzte eine reiche Schurftätigkeit ein. Alte verlassene Bergwerke wurden wieder eröffnet und die in ihnen anstehenden Lagerstätten nach neuen Gesichtspunkten untersucht (PATENT 1781).

Zu Beginn des 19. Jahrhunderts versuchte man die durch die Napoleonischen Kriege verursachte schwierige Lage der Wirtschaft durch die Zufuhr von preisgünstigen heimischen Rohstoffen zu verbessern. Ab dem Jahr 1810 ließ ERZHERZOG JOHANN die Steiermark nach mineralischen Bodenschätzen durchforschen, er legte den Grund für eine moderne geowissenschaftliche Aufnahme des Landes (A. WEISS, 1982a).

Die beginnende Industrialisierung brachte in den ersten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts eine ausgedehnte Aufsuchungstätigkeit, vor allem nach Eisenerzen und Kohle mit sich. Der Suche und Gewinnung anderer Rohstoffe kam zunächst nur geringe Bedeutung zu. Kupfererze wurden in der Teichen bei Kalwang sowie in der Walchen bei Üblarn abgebaut und verhüttet. Einen Aufschwung nahm der Grafitbergbau, neue Technologien der Eisenverarbeitung ließen den Bedarf an diesem Mineral zur Herstellung von Tiegeln, feuerfesten Steinen und Stampfmassen steigen. Bedeutung erlangte auch der Nickelbergbau im Schladminger Bereich. Im Jahr 1841 wurde in Kraubath im Auftrag ERZHERZOG JOHANNs ein Chromitbergbau eröffnet, in der Krumpen bei Vordernberg baute sein Sekretär GEORG GÜTH auf Quecksilbererze. Bei Wörschach im Ennstal wurde ein Schwefelvorkommen auf seine Bauwürdigkeit untersucht. Das Krisenjahr 1873 führte abrupt zu einer Einschränkung der Bergbautätigkeit, lediglich die größeren Werke überlebten (F. TREMEL, 1969/350-354, 1971/890-900, A. WEISS, 1982a).

Prospektion und Exploration

Hinsichtlich der Kenntnisse mittelalterlicher Schürfer bestehen nur Vermutungen. Durch die weit verzweigten Verbindungen der Bergleute ist anzunehmen, daß bei der Erzsuche wohl europaweit die gleichen Strategien zur Anwendung kamen.

Um das Jahr 1500 erschien in Form eines anonymen Heftchens der erste Druck eines bergbaukundlichen Werkes, das "Ein nützlich bergbuchleyn". Als Verfasser gilt der Freiburger Stadtarzt ULRICH ROLEIN von CALW, welcher in Form eines Dialoges den bergmännischen Erfahrungsschatz seiner Zeit wiedergab und eine Theorie über die Entstehung der sieben damals bekannten Metalle, Gold, Silber, Kupfer, Blei, Eisen, Quecksilber und Zinn aufstellte.

Ein nutzlich bergbuchleyn



Abb. 1: Ulrich Rülein von Calw, Ein nutzlich Bergbuchleyn. Titelblatt.
Die Flammen über dem stilisierten Erzgang im rechten Bildteil sowie über dem Schacht- und Stollenmundloch stellen die Witterung der Erze dar.

Das Bergbüchlein gibt auch die von alchemistischem und astrologischem Denken beeinflusste Theorie über die Entstehung von Metallen, Erzen und Lagerstätten im ausgehenden Mittelalter wieder. Das Werk erlebte bis zum Jahr 1698 elf Auflagen und erlangte so weite Verbreitung (W. FISCHER, 1961/315-327).

Nach der Auffassung des U. ROLEIN von CALW entstanden Erze und Metalle aus einem theoretischen Mercurius und einem theoretischen Sulphur unter dem Einfluß jeweils eines Planeten. Mineraldünste setzen Erze in Sanden oder in Gängen und Klüften ab. Die Mineraldünste treten aber auch in die Atmosphäre aus und bilden über den Ausbissen und an den Öffnungen von Grubenbauen eine geheimnisvolle Witterung. Diese hypothetische "Witterung" war es, was die Schürfer bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts mit allen möglichen Mitteln festzustellen versuchten (W. FISCHER, 1961/315-327).

Ganz markant ist das Titelblatt des Bergbüchleins, das einen Hügel mit Erzgängen und einem Bergwerk zeigt. Bemerkenswert an dieser Darstellung sind kleine Flammenkronen über den Ausbissen der Gänge und über den Grubenöffnungen, sie deuten die Witterung an. Aufgabe des Erzsuchers war es, nun diese Witterung zu finden (U. ROLEIN v. CALW, 1500).

Auf die Witterung führten die alten Bergleute bis weit in das 18. Jahrhundert hinein sowohl das ganze Geschehn um die Lagerstättenbildung als auch die Anzeichen für das Auftreten von Lagerstätten zurück.

In Gegensatz zu diesen alchemistisch-astrologischen Theorien standen die Theorien GEORG AGRICOLAS, dessen Hauptwerk "De re metallica Libri XII" viele Auflagen erlebte und in den Bibliotheken der bergbautreibenden Stifte der Steiermark vertreten ist.

G. AGRICOLA erschien es unmöglich, einen theoretischen Sulphur und Mercurius anzunehmen, deren Eigenschaften sich nicht mit natürlichen Stoffen deckten. Den noch im "Bergbüchlein" U. ROLEIN v. CALWs vertretenen Glauben an den Einfluß der Planeten auf die Bildung der Metalle widerlegte er mit dem Einwand, daß es für das neu entdeckte Element Wismut keinen zugehörigen Planeten gäbe. Die Theorie über die Entstehung von Gold in Flüssen lehnte er ab, Seifengold gibt es seiner Meinung nach nur dort, wo Flüsse Goldgänge oberflächlich anschneiden und Freigold mitreißen. G. AGRICOLA entwickelte auch eine Theorie über die Entstehung von Lagerstätten. Nach dieser werden Minerale durch Wässer, die einerseits von der Erdoberfläche einsickern, andererseits aus der Tiefe aufsteigen und sich auf ihrem Weg durch das Gebirge mit Mineralien beladen, abgesetzt. Seine Gangtheorie hat bis in die Gegenwart Bedeutung behalten (W. FISCHER, 1961/315-327).

Ober die in der Hochblüte des steirischen Erzbergbaues, im ausgehenden Mittelalter und zur Zeit des Frühkapitalismus zur Anwendung gelangten Methoden und Kenntnisse der Schürfer sind keinerlei Aufzeichnungen erhalten. Als früheste Aufzeichnung ist ein im Steiermärkischen Landesarchiv als Abschrift aus der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts erhaltenes Walenbuch anzusehen (ZU DEM SUCHEN DIE GLOCKLICHSTEN STUNDEN UND TAG). Die Vorlage hiezu ist nach R. ALTMOLLER und F. KIRNBAUER in die Zeit zwischen 1560 und 1580, also bereits in die erste Krise des steirischen Bergbaues in der Gegenreformation, zu stellen (R. ALTMOLLER und F. KIRNBAUER, 1971).

Walen waren sagenhafte Schürfer aus dem oberitalienischen Raum von Venedig, Padua oder Mailand. Sie übten ihre Tätigkeit sowohl in den österreichischen und schweizerischen Alpen wie auch im Böhmisches-Sächsischen Erzgebirge, im Harz und sogar im Siegerland und den Karpathen aus. Sie waren meist von Handelshäusern beauftragt, vor allem in den Ostalpen nach Erzen zu suchen. So gewährte FRIEDRICH III. im Jahr 1453 dem KONRAD WENDEL aus Udine und seinen Mitgewerken das Recht, "allerlay ercz und auch gold und silber ercz im Donnersbacher Gericht und in den Rottemanner Tauern zu beschürfen" (J.v. ZAHN, 1899/34).

Das Volk schrieb den Walen übernatürliche Fähigkeiten beim Aufsuchen von Erzen zu. Wahrscheinlich verstanden sie sich aber im wesentlichen auf vorzügliche Natur- und Lagerstättenbeobachtungen und waren im Suchen ausdauernd. Inwieweit ihre Funde zur Einleitung von Bergbautätigkeiten geführt haben, ist nicht überliefert.

In der erwähnten Handschrift werden insgesamt 134 Vorkommen in den Bundesländern Kärnten, Oberösterreich, Salzburg und Steiermark erwähnt. 34 davon liegen in der Steiermark.

Bemerkenswert ist die Einleitung, die einen Einblick in die alchimistischen Vorstellungen der beginnenden Neuzeit, die sich aber auch in der seriösen zeitgenössischen Bergbauliteratur finden, gibt. Zunächst wird eine Anweisung gegeben, an welchen Tagen man am besten nach Erzen schürfen soll. Von Neumond weg ist eine gewisse Anzahl von Tagen zu zählen, die von Monat zu Monat verschieden den größten Erfolg beim Aufsuchen von Bodenschätzen sichern soll. Die Monate November und Dezember scheinen aber nicht auf, und sind damit als nicht glückbringend anzusprechen. Dann folgt die Anweisung zu Gebeten sowie ein eigenes "Schurf-Gebet", das man beim Beginn der Schurfarbeiten sprechen soll. Auch auf Träume soll man achten und geweihte Friedhoferde sowie ein Totengräberwerkzeug mit sich nehmen, wenn man zu schürfen beginnen will (ZU DEM SUCHEN DIE GLOCKLICHSTEN STUNDEN UND TAG).

Die Lehre über die Entstehung von Lagerstätten war also bis in das 18. Jahrhundert hinein von geheimnisvollen und alchimistischen Vorstellungen und von der Schöpfungslehre geprägt. Anders stand es um die Praxis, hier bediente man sich schon früh der exakten Naturbeobachtungen, wie sie G. AGRICOLA forderte. Er lieferte bereits sehr ins Detail gehende Beschreibungen der Geometrie der Lagerstätten (G. AGRICOLA, 1977/34-59). Ähnlich stand es auch hinsichtlich des Wis-

sens um den Lagerstätteninhalt. Die alten Prospektoren sprachen die Erze auch in Bezug auf die in ihnen enthaltenen Metalle richtig an und wußten Metallgehalte der Erze und ihre Verhüttbarkeit durchaus richtig abzuschätzen. Oxidationsminerale wurden den Primärerzen richtig zugeordnet.

Bei der Erkundung unbekannter Gebiete gingen die Prospektoren meist systematisch vor. Ein wichtiges Kriterium für die Auswahl näher zu untersuchender Bereiche war die Morphologie des Geländes. Bereits G. AGRICOLA unterschied vier Geländeformen

- Berge
- Hügel
- Täler
- und
- Ebenen.

Berge und Hügel bezeichnete er als für den Bergbau günstige Formen. Die Grundregel für die Auswahl eines Schurfgebietes war - in sanft ansteigenden, sich ohne Unterbrechung weit hinziehenden Hügelketten ist mit Lagerstätten zu rechnen, die sich sowohl im Streichen als auch im Einfallen auf größere Entfernung hin erstrecken (G. AGRICOLA, 1977, 22-33).

Mit Recht vermuteten die Erzsucher unter weiten Ebenen und flachen Hügeln Diluvium oder Tertiär, die mit Ausnahme von Seifen keine Lagerstätten erwarten ließen. Einzelne kegelförmige Hügel wiesen ihrer Meinung auf Gips oder vulkanische Gesteine hin, isolierte Kuppen und Käme auf Grüngesteine, die ebenfalls als erzfrei galten. Die als besonders erzhöflich angesehenen Gneise, Glimmerschiefer und Grauwacken bildeten schließlich die bereits erwähnten langegezogenen Bergketten.

Die aufgrund ihrer Oberflächenbeschaffenheit ausgewählten Bereiche wurden wiederholt begangen, wobei man zunächst vor allem nach Erzrollstücken und nach Ausbissen von Lagerstätten suchte, aber auch eine Beurteilung der im Untersuchungsbereich auftretenden Gesteine hinsichtlich ihrer "Schicklichkeit" erfolgte.

Naturngemäß folgte man zu diesem Zweck den Wasserläufen, da in diesen die beste Aussicht zum Auffinden von Gesteinsaufschlüssen und von Ausbissen von Lagerstätten bestand.

Sehr genau beobachteten die Prospektoren im Boden eingestreute Erzgerölle, aufgrund ihrer Form, Häufigkeit und Tiefenlage im Boden schloß man auf die Entfernung des Ausgehenden der Lagerstätte (A. BEYER, 1758/239-241).

Ein besonderes Augenmerk wurde dem sogenannten "Schweif" zugewendet. Unter Schweif verstand man Verfärbungen des Bodens oder anstehenden Gesteins, die durch fein verteilte Primärminerale oder Sekundärminerale verursacht werden. Bekannt sind die braune bis rote Verfärbung der Gesteine durch Brauneisenstein, grüne oder blaue Sekundärminerale über Kupfererzen, das Auftreten von weißem Hydrozinkit oder kanariengelben Grennockit als Zersetzungserzeugnis von Zinkerzen.

ADOLPH BEYER deutete 1758 Beschläge, die er bereits auf das Auftreten verschiedener Metallsalze zurückführt, wie folgt: "Rosen- oder Weißer- und Arsenicalischer-Beschlag, weisen auf Kobalt; gelbgrünlicher auf Wismuth; dunkelgrüner auf Kupfer-Nickel; Der Beschlag so sich wie Spiegel-Folium in der Grube anlegt, und hernach am Tage grau wird, hält an- und für sich Silber, und wo er häufig zu spüren, sind edle Silber-Gänge nicht weit davon befindlich; Bundfarbiger Beschlag, sonderlich grün-roth und blau ist dem Kupfer-Erz eigen; Das Eisen legt sich wie eine schwarz glänzende Haut und manchmal als ein dunckel-rother Glimmer an. Dieser ist an Orten, wo Eisenstein-Gänge zu finden, am Tage, und in der Gemß-Erde wo ein Eisenstein-Gang ausstreicht, gar offte häufig wahrzunehmen." (A. BEYER, 1758/244).

Die Erzsucher ordneten die "Schweife" also verschiedenen Lagerstätten zu. Vor allem wurden die verschiedenen Erscheinungsformen des Limonits beurteilt und

Rückschlüsse auf das ursprüngliche Erz gezogen, herrschte doch vielfach der Glaube, daß sich "unedle Erze" wie Eisenerze oder Kiese gegen die Teufe zu in "edle Erze" verwandeln (N.N., 1704/46-49).

Weit komplizierter war die Suche im aufschlußbarmen Gelände. Hier waren die Prospektoren auf ihre zweifellos außerordentliche Beobachtungsgabe angewiesen. Besonderes Augenmerk galt den Quellaustritten, der Betauung und Bereifung, der Vegetation, Verfärbung des Bodens und schließlich sogar der Tierwelt.

Noch bis in die Mitte des 18. Jahrhunderts war die Meinung verbreitet, daß Erzgänge ständig neu gebildet würden bzw. ihr Inhalt durch aufsteigende Lösungen ergänzt würde (A. BEYER, 1749/8, 16-19). Aus diesem Grund sah man Erzgänge als Wasser bzw. "Dünste" führend an. Der Auftritt von Dünsten wurde als "Witterung" bezeichnet. Die Prospektoren suchten daher im Gelände nach Wasser- und Dunstaustritten, die etwa den Schnee vorzeitig zum Abschmelzen brachten, zu einem verstärkten Taubeschlag führten oder gar Pflanzen absterben ließen. Schließlich glaubte man sogar, daß Feuererscheinungen über dem Ausgehenden von Gängen auf die Witterung zurückzuführen seien.

Als neuzeitliche Erklärung für die Witterung ist vor allem die Zersetzung von Sulfiden, wie Pyrit, Markasit und Magnetkies sowie der Austritt von warmen Quellen anzuführen. Die unter Wärmeentwicklung entstehenden Sulfate führen zu einem vorzeitigen Abschmelzen von Schnee, das in der Ausbißzone verdunstende Wasser verursacht Nebelbildung und schließlich kommt es durch den erhöhten Schwermetallsalzgehalt des Bodens zu einem Absterben der Vegetation und Mißwuchs bei Pflanzen.

AUGUST BEYER schrieb 1749 "Also hat GOTT auch unter der Erden denen Metallen eine solche saamhaftige Krafft mitgetheilet, daß sie sich fernerweit erzeugt, und ihre Erhaltung natürlicher Weise haben. Und wie alles über der Erden zu seiner Vollkommenheit nach und nach kömmt, und wenn es darzu gelanget, endlich wieder abnimmt; Also geschicht solches auch über der Erden, daß die Metalle oder die Erze zunehmen, und endlich durch die Witterung verzehret werden, und wieder abnehmen. Wie dess auch die Erfahrung zum öfteren zeiget, daß Erze angetroffen werden, die ganz verbrannt, und wie Bienen-Rost ausgesauget, und gleichsam nur Hülsen und Schaafe verblieben sind..." (A. BEYER, 1749/17).

Weniger von diesen Methoden der Erzsuche hielt C.T. DELIUS, er schrieb 1773 hierzu:

"Einige behaupten, daß auf den Ausbeißen der Gänge der Schnee eher schmelze, der Reif gelinder auffalle, das darauf wachsende Gras eher reife, auch von der Sonnenhitze eher versenget werde: daß man bey aufgehender Sonne gewisse aufsteigende Dünste beobachte: daß darauf zwieselichte Bäume wachsen, welche in den Gipfeln verdorren, und was dergleichen Zeichen mehr sind. Ich habe an vielen Orten, wo ich das Ausbeißen bekannter Gänge gewiß gewußt habe, sehr aufmerksam auf diese Zeichen Acht gegeben, und ich habe gefunden, daß der Schnee mit dem anderen Schnee im Gebirge zu gleicher Zeit geschmolzen, der Reif ohne Unterschied auffallen, das Gras mit anderem Gras verdorret ist, und die Bäume mit anderen Bäumen ein gleiches Aussehen gehabt haben. Ich muß also bekennen, daß ich auf diese Zeichen gar nichts halte. Wenn ja eines von diesen Merkmalen zutreffen sollte, so würde es nur in diesem Falle geschehen, wenn Kieß oder andere mit Eisen und Schwefel stark mineralisierte Erzte gleich unter einer dünnen Dammerde lieger, und durch innerliche Entzündung und Verwitterung etwan das darauf stehende Gras und Kräuter verdorren machen..." (C. T. DELIUS, 1773/94-95).

Ein wichtiger Schritt war die Untersuchung von Quellaustritten. Zunächst wurde das Wasser hinsichtlich eines allenfalls vorhandenen Salz- oder Säuregehaltes verkostet, hierauf prüfte man es hinsichtlich einer Verfärbung oder auch auf den Gehalt von Feststoffen. So war es bekannt, daß aus Kieslagerstätten austretende Wässer mitunter rot bis rotbraunen Schlamm von Eisenoxiden absetzen. In Quell-tümpeln abgelagerte Sedimente wurden unter Verwendung des Sichertroges hinsicht-

lich eines Gehaltes an Erzkörnern untersucht. Quellwässer prüfte man auf allfällige Schwermetallgehalte auch durch Eindampfen und den Zusatz von Weinsäurelösung. Weitere Beobachtungen erstreckten sich auf das Tier- und Pflanzenleben in Quelltümpeln und Wasserläufen. Vitriolhaltige Wässer waren als tier- und vegetationsfeindlich bekannt. Fische wurden näher untersucht, waren z.B. Karpfen mit Algen bewachsen, so nahm man an, daß das Wasser frei von Metallen sei (A. BEYER, 1758/241-243).

Neben diesen durchaus seriösen Betrachtungen war dem Aberglauben ein weites Feld eingeräumt, so schrieb ADOLPH BEYER in seiner "Otia Metallica":

"Wenn in einigen Quellen und Stollen-Wässern sich Molche aufhalten, will man urtheilen, daß solche Wasser von guldischen Gängen kommen; wo giftige Tiere sich häufig aufhalten, sollen arsenicalische Gänge streichen. Wenn die Forellen und Schmerlen in einer Gegend eines Flusses gut stehen, soll es harte Kießigte Wasser bedeuten..." (A. BEYER, 1758/249).

Neben erprobten und auf exakten Naturbeobachtungen beruhenden Schurfmethode standen auch okkulte Methoden, wie die Lagerstättenuche mit Hilfe der Wünschelrute oder dem Pendel, hoch im Kurs. Die Meinung über die Brauchbarkeit dieser Geräte war in Fachkreisen zu allen Zeiten geteilt. Zahlreich sind die Bücher, die für und wider die Verwendung der Wünschelrute geschrieben wurde (F.M. GAETZSCHMANN, 1856/295-308).

Material und Handhabung der Wünschelrute waren sehr verschieden. Die einfache Rute bestand aus einer Astgabel, deren Enden in den geschlossenen Fäusten des Rutengängers bald fest bald locker gehalten wurden, wobei manche die Spitze nach oben, andere wieder nach vorne richteten. Aus dieser einfachsten Form der Rute entwickelten sich nach und nach Spezialformen.

Manche Rutengänger verwendeten für bestimmte Metalle Ruten aus speziellen Materialien z.B. für Blei und Zinn Tanne oder Fichte, für Kupfer Esche, für Gold Eisen oder Stahl, mindestens aber eine hölzerne Rute mit eiserner Spitze. Zur Wassersuche verwendete man Tannen- oder Weidenruten, für Salz die Klettenwurzel.

Nicht ganz einfach war das Abschneiden der Rute. Einige Rutengänger hielten es für gut, die Rute abzubrechen, andere sie zu schneiden. Beim Schneiden wurden oft Sprüche hergesagt. Merkwürdig waren auch die zum Schneiden günstigen Zeiten. Nur für abgehärtete Rutengänger schien die Empfehlung zu gelten, die Rute in der Johannes- oder Christnacht zwischen 11 und 12 Uhr Nacht nackt zu schneiden.

Während die Wünschelrute von Bergleuten und Markscheidern immer wieder verwendet wurde und in Sachsen bei den Berggerichten sogar beeidete Wünschelrutengänger angestellt waren, verhielt sich die Wissenschaft eher reserviert. G. AGRICOLA setzte sich in seinem Werk "De re metallica Libri XII" mit dem Phänomen der Wünschelrute auseinander und kam zu dem Schluß, daß der Bergmann der Natur der Dinge kundig und verständig sein und die Gänge aufgrund der natürlichen Kennzeichen auffinden soll (G. AGRICOLA 1977/22-33).

C.T. DELIUS tat die Wünschelrute mit den Worten ab:
"Ich werde hier über die Thorheit des Schürfens mit der Wünschelrute stillschweigend hinausgehen, weil ein vernünftiger Mann, der die Natur kennt, von dergleichen betrügerischen Fabelposen unmöglich was halten kann..." (C.T. DELIUS, 1733/90).

Die um die Mitte des 18. Jahrhunderts einsetzende rege, vom Staat unterstützte Schurftätigkeit, führte zu einer verstärkten Beschäftigung mit den Erdwissenschaften, die sich zunächst in der Anlage von Mineraliensammlungen äußerten, welche später die Basis für die ersten geognostischen Beschreibungen des Landes dienten.

Förderlich für die Beschäftigung mit den Erdwissenschaften war auch die Errichtung einer Lehrkanzel für theoretische Mineralogie und Bergwerkswissenschaften an der Universität Prag im Jahr 1760 und die Erhebung der 1735 gegründeten

Schemnitzer Bergschule zur höheren Bergwesensanstalt durch MARIA THERESIA im Jahr 1763 (F.R. v. HAUER, 1861). Die Absicht der Monarchin, im Jahr 1764 im alten Grazer Münzhaus eine "Mineralogische Lehrschule" zu errichten, die den Bergleuten und Schürfern das nötige theoretische erdwissenschaftliche Rüstzeug verschaffen sollte, scheiterte an der Höhe der Kosten (H. KUNNERT 1974).

Die Aufhebung der Eisenwidmung im Jahr 1781 brachte eine rege Schurftätigkeit nach Eisenerzen mit sich. Vorher kaum verwendete Eisenerze wie Magnetite, Hämatite, lateritische Brauneisensteine oder Siderite wurden in die Betrachtungen miteinbezogen.

Sowohl das Aufsuchen als auch die Verwertung der neuen Rohstoffe erforderten mineralogische Kenntnisse, die jedoch bei den Berg- und Hüttenleuten nur spärlich vorhanden waren. Zwei im Jahr 1788 erschienene Druckwerke sollten hier offenbar Abhilfe schaffen (N. PODA, 1788, J.A. PREVENHUBER, 1788). Die Autoren gaben unter Hinweis auf die zeitgenössische, bahnbrechenden Arbeiten Beschreibungen der äußeren Kennzeichen und Eigenschaften der bis dahin bekannten Eisenerze, ohne jedoch auf ihre Genese einzugehen.

V e r s u c h

e i n e r

A b h a n d l u n g,

z u r

E r l a n g u n g m i n e r a l o g i s c h e r K e n n t n i s s e
f ü r j u n g e B e r g m ä n n e r a u f E i s e n.

v o n

J o h a n n A d a l b e r t P r e v e n h u b e r.



Grätz 1788.

bei Kasper Zaunreith.

Abb. 3: Johann Adalbert Prevenhuber, Versuch einer Abhandlung zur Erlangung mineralogischer Kenntnisse für junge Bergmänner auf Eisen. Titelblatt.

Beschreibung
der
Eisenberg- und Hüttenwerke
zu Eisenärz in Steyermark.
Nebst
mineralogischem Versuche
von
aldortigen Eisensteinen,
und:
Beschreibung der Eisenstufen
des gräzischen Naturalien- Kabinets.

Mit Kupfertafeln.



Wien und Leipzig,
bey Christian Friedrich Wappler.
1788.

Abb. 4: Nikolaus Poda, Beschreibung der Eisenberg- und Hüttenwerke zu Eisenärz in Steyermark. Titelblatt.

Die Bestrebungen zu Beginn des 19. Jahrhunderts dem heimischen Gewerbe durch die Zufuhr von preisgünstigen Rohstoffen bessere Voraussetzungen für den Wettbewerb zu schaffen brachten zunächst eine Inventur der steirischen Vorkommen. Im Jahr 1804 wurde der Chirurg MATHIAS JOSEPH ANKER beauftragt, die im Grazer Lyzeum untergebrachte Mineraliensammlung des dort einst tätigen Physikers LEOPOLD BIWALD, die bereits die Grundlage für die Arbeiten NIKOLAUS PODAS gebildet hatte, zu ordnen. Aufbauend auf diese Arbeiten veröffentlichte er im Jahr 1809 bzw. im Jahr 1810 unter dem Titel "Kurze Darstellung der Mineralogie von Steiermark" eine technische Mineralogie des Landes in zwei Bänden. Ein Fortschritt gegenüber den älteren Darstellungen sind Anmerkungen zur Paragenese bzw. über die Nebengesteine der Vorkommen (M. J. ANKER, 1809/1810, A. WEISS, 1982b).

Im Jahr 1811, dem Gründungsjahr des Joanneums, trug ERZHERZOG JOHANN dem Mineralogen FRIEDRICH MOHS auf, die Steiermark zu bereisen, um "die Gebirgsverhältnisse des Landes zum Behufe der Aufstellung derselben in dem neuen Institute zu ordnen". Die Sammlungen sollten auch zu Unterrichtszwecken dienen. Als F. MOHS, der im Jahr 1812 am Joanneum als Mineralogieprofessor angestellt worden war, im Jahr 1818 einer Berufung nach Freiberg in Sachsen folgte, übernahm M.J. ANKER dessen Agenden. Im Auftrag ERZHERZOG JOHANNs unternahm er ab dem Jahr 1819 alljährlich Exkursionen durch die Steiermark, um nach englischem Muster eine "Gebirgskarte" des Landes aufzunehmen. Er schloß diesen Auftrag im Jahr 1829 mit der Fertigstellung der Karte ab, die im Jahr 1831 in den "Tafeln zur Statistik der Oesterreichischen Monarchie" in erster Auflage und im Jahr 1835 als selbständiger Druck mit Erläuterungen "Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgs-Verhältnisse der Steiermark" in zweiter Auflage erschien. Sowohl die Veröffentlichungen M.J. ANKERs als von ihm zusammengestellte "Schausammlungen" am Joanneum sollten Schürfern Hinweise auf Lagerstätten mineralischer Rohstoffe und ihre Verwertbarkeit geben. Die Sammlungsstücke wurden mit ausführlichen Beschreibungen und auch mit Hinweisen auf ihre Verwertbarkeit versehen (M. J. ANKER, 1831, 1835).

Im Auftrag der Hofkammer in Münz- und Bergwesen verfaßte F. MOHS, der im Jahr 1825 an die Wiener Universität berufen worden war, eine kleine Druckschrift "Anleitung zum Schürfen", die im Jahr 1838 gleich zwei Auflagen erlebte, aber wegen ihres hohen Niveaus nur wenig Benutzer fand, PETER TUNNER bemängelte das Werk mit folgenden Worten: "--.. Mohs Anleitung zum Schürfen wird nicht ganz mit Unrecht bemängelt, das selbe für den wissenschaftlichen Schürfer, für den Geognosten, zu wenig Geognosie und vielleicht zu viel practischen Verfahrens beim Schürfen enthalte, wogegen selbe für den practischen Schürfer viel zu wenig vom practischen Verfahren und zu viel von geognostischen Theorien lehre; ..." (F. MOHS, 1838).

** Spath Eisenstein / großspäthiger / Von Nieder-
alpel im Bruckerkreise. Dieses Spath Eisensteinlager
kömmt dort ebenfalls in Schiefergestein in verschiedenen Farben
und Strukturverhältnissen vor.*

Abb. 5: Sammlungszettel der von Mathias Joseph Anker zusammengestellten "steiermärkisch mineralogisch-geognostischen Schausammlung" am Joanneum. Um 1830.

Mehr auf die Praxis ausgerichtet war ein von GEORG TUNNER 1842 veröffentlichter Aufsatz "Versuch einer Anleitung zum Schürfen nach Fundstufen". Der Autor, der sich als "Vorgesetzter eines, wegen Erzmangels herabgekommenen Schmelzwerkes" bezeichnete, beschrieb ausführlich die Deutung von Erzrollstücken sowie die zweckmäßige Anlage von Schurfbau und Röschen, wobei die Darstellung in sechs Modellfällen erfolgte (G. TUNNER, 1842).

Ober Betreiben Erzerzog Johanns, der die Problematik von Grundlagenuntersuchungen und einer geologischen Landesaufnahme richtig erkannt hatte, wurde mit kaiserlicher EntschlieÙung vom 22. Juli 1843 der "Geognostisch-montanistische Verein von Innerösterreich und das Land ob der Enns" ins Leben gerufen. Vereinsziel war allgemein die "... Durchforschung der Provinzen Steiermark, Kärnten, Krain und des Landes ob der Enns in allen ihren Teilen, zur Entdeckung und AufschlieÙung aller Arten nutzbringender Mineralien, besonders der Erze...". Als Begehungskommissär konnte der Schweizer Geologe ADOLPH von MORLOT, ein Schüler von BERNHARD STUDER in Bern und BERNHARD von COTTA in Freiberg, gewonnen werden. Seine Aufgabe war die geologische Aufnahme des Vereinsgebietes als Vorbereitung für die Herausgabe einer Karte im Maßstab 1:144.000. Von diesem Kartenwerk erschien jedoch nur das Blatt "Umgebung von Leoben und Judenburg" im Jahr 1848 (A.v. MORLOT, 1848, A. WEISS, 1982b).

Die Gründung der k.k. Geologischen Reichsanstalt im Jahr 1849 lieÙ den "Geognostisch-montanistischen Verein von Innerösterreich und das Land ob der Enns" als einen auf die gleichen Ziele ausgerichteten "Privatverein" überflüssig erscheinen, weshalb seine Mitglieder anläÙlich der dritten allgemeinen Versammlung die Auflösung und Bildung von "Provincialvereinen" beschlossen. Im Jahr 1850 erfolgte die Gründung des Nachfolgervereines, des "Geognostisch-montanistischen Vereins für Steiermark", dessen Statuten 1852 durch das "Ministerium des Inneren" genehmigt wurden. Der Zweck des neuen Vereins war, möglichst genaue geologische Kenntnisse über die Steiermark zu erlangen und so zu verbreiten und so auf "bergmännische, technische und kommerzielle Unternehmungen fördernd einzuwirken". Um die weitgesteckten Ziele zu erreichen, sollte eine geologische Landesaufnahme und sorgfältige Untersuchung der bekannten Lagerstätten von mineralischen Rohstoffen und Kohlen durch fachlich gebildete "Commissäre" erfolgen. Neben diesen sollten bei den Bergbauern tätige Fachleute die nächste Umgebung ihrer Aufenthaltsorte geologisch durchforschen und kartieren (A. WEISS, 1974).

Die vom Geognostisch-montanistischen Verein für Steiermark begonnene Landesaufnahme wurde wesentlich vorangetrieben, als es gelang, den Schweizer Geologen THEOBALD von ZOLLIKOFER als Begehungskommissär zu gewinnen. Die Arbeiten an der geplanten Karte im Maßstab 1:288.000 wurden jedoch durch seinen plötzlichen Tod im Jahr 1862 wieder unterbrochen. Das Werk wurde schließlich von DIONYS STUR durch die Herausgabe der Karte im Jahr 1865 und der zugehörigen Erläuterungen im Jahr 1871 fertiggestellt (D. STUR, 1862, 1871).

Der zu Beginn der fünfziger Jahre des 19. Jahrhunderts einsetzende Eisenbahnbau brachte auch einen Aufschwung der Eisenindustrie und noch einmal eine verstärkte Nachfrage nach Eisenerzen. Es traten sowohl ernste Schürfer als auch Spekulanten auf den Plan, die auf Basis der Arbeiten der "Geognostisch-montanistischen Vereine" eine eifrige Schurftätigkeit entwickelten.

Die allgemein schlechte wirtschaftliche Lage der Industrie nach dem Krisenjahr 1873 führte zu einer Einschränkung der Schurftätigkeit. Die Zahl der Bergbaue ging stark zurück.

Hatte im Zeitalter der Aufklärung die Naturwissenschaft in das bis dahin nur von Erfahrungen getragene Bergwesen Eingang gefunden, kam es zu Beginn des 20. Jahrhunderts wieder zu einer Trennung. Viele bedeutende Geologen und Mineralogen befaÙten sich mit der Entstehung steirischer Lagerstätten und ihrer altersmäßigen Einstufung, während die Bergleute wieder mit althergebrachten bergmännischen Methoden Lagerstätten mineralischer Rohstoffe aufsuchten und untersuchten.

Literatur und Quellen:

- AGRICOLA, G. (1530): Bermannus, sive de re metalica. - Basel.
- AGRICOLA, G. (1556): De re metallica libri XII. - Basel (Erste deutsche Ausgabe 1557).
- AGRICOLA, G. (1977): Vom Berg- und Hüttenwesen. - dtv-bibliothek 6086, München.
- ALLESCH, R.M. (1959): Arsenik seine Geschichte in Österreich. - Archiv für vaterländische Geschichte und Topographie 54, Klagenfurt.
- ALTMOLLER, R. & KIRNBAUER, F. (1971): Ein steirisches Walenbüchlein. - Leobener Grüne Hefte 125, Wien.
- ANKER, M.J. (1809/1810): Kurze Darstellung einer Mineralogie von Steyermark 1 u. 2. Grätz.
- ANKER, M.J. (1831): Gebirgskarte der Steiermark. - Tafeln zur Statistik der österreichischen Monarchie, Wien.
- ANKER, M.J. (1835): Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgs-Verhältnisse der Steiermark. - Graz.
- BEYER, A. (1749): Gründlicher Unterricht von Berg-Bau nach Anleitung der Marckscheider-Kunst. - Schneeberg.
- BEYER, A. (1758): Otia Metallica oder Bergmännische Nebenstunden, darinnen verschiedene Abhandlungen von Berg-Sachen 3. - Schneeberg.
- DELIUS, C.T. (1773): Anleitung zu der Bergbaukunst. - Wien.
- ERCKER, L. (1574): Beschreibung Allerfürnemisten Mineralischen Ertzt vnn Berckwercksarten ... - Prag.
- FISCHER, W. (1961): Gesteins- und Lagerstättenlehre im Wandel der wissenschaftlichen Anschauung. - Stuttgart.
- FLOGEL, E. (1957): Steirischer Bergbau vor 200 Jahren. - Blätter für Heimatkunde 31, 115-122, Graz.
- GAETZSCHMANN, F.M. (1856): Die Auf- und Untersuchung von Lagerstätten nutzbarer Mineralien. - Vollständige Anleitung zur Bergbaukunst 1, Freiberg.
- HAUER, F.R.v. (1861): Die Geologie und ihre Pflege in Österreich. - Almanach der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften 11, 199-230, Wien.
- KUNNERT, H. (1974): Die Anfänge und die Entwicklung des montanistischen Studiums in Österreich. - Österreichische Bildungs- und Schulgeschichte von der Aufklärung bis zum Liberalismus. - Jahrbuch für Österr. Kulturgeschichte 4, 55-70, Eisenstadt.
- LAGERSTÄTTENARCHIV. - Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LÖHNEYSZ, G.E. (1617): Bericht/Vom Bergwerck/Wie man dieselben Bawen/und in guten Wohlstand bringen soll/sampt allen darzu gehörigen Arbeiten/Ordnung vnd rechtlichen Proceß. - Zellerfeld.
- MOHS, F. (1838): Anleitung zum Schürfen. - Wien.
- MONTANUS, E. (1618): Bergwerckschatz, das ist ausführlicher und vollkommener Bericht von Bergwercken, nach der Ruten und Witterung künstlich zubawen... - Frankfurt am Main.
- MORLOT, A.v. (1848): Geologische Karte der Umgebung von Leoben und Judenburg. 1:144.000. - Wien.
- N.N. (1704): Das Neu=Eröffnete Berg=Werck. - Hamburg.

PATENT vom 29. Dezember 1781.

- PODA, N. (1788): Beschreibung der Eisen-, Berg- und Hüttenwerke zu Eisenarz in Steyermark. Nebst mineralogischem Versuche von allortigen Eisensteinen, und Beschreibung der Eisenstufen des Grätzischen Naturalien-Kabinetts. - Wien.
- PREVENHUBER, J.A. (1788): Versuch einer Abhandlung zur Erlangung mineralogischer Kenntnisse für junge Bergmänner auf Eisen. - Grätz.
- ROLEIN v. CALW, U. (1500): Ein nützlich bergbuchleyn. - Freiberg.
- SCHURF- MUTH UND BESTATTIGUNGSBUCH. - Archiv der Berghauptmannschaft Leoben.
- STEIRISCHES CONZESSIONSBUCH. - Archiv der Berghauptmannschaft Leoben.
- STUR, D. (1865): Geologische Uebersichtskarte des Herzogthumes Steiermark. 1:288.000. - Graz.
- STUR, D. (1872): Geologie der Steiermark. - Graz.
- SUHLING, L. (1977a): Bergbau und Hüttenwesen zur Agricola-Zeit. - Georg Agricola Vom Berg- und Hüttenwesen. - dtv-bibliothek 6086, 570-584, München.
- SUHLING, L. (1977b): Das Erfahrungswissen des Bergmannes als neues Element der Bildung im Zeitalter des Humanismus. - Der Anschnitt 29, 212-218, Bochum.
- TAUSCHER, A. (1973): Die Capitulation der Innerberger Hauptgewerkschaft und die erste Fusion der alpinen Eisenwirtschaft 1625. - Wien.
- TREMEL, F. (1950): Verschollene Bergbaue im Ennstale. - Blätter für Heimatkunde 24, 4-8, Graz.
- TREMEL, F. (1955): Der Frühkapitalismus in Innerösterreich. - Graz.
- TREMEL, F. (1969): Wirtschafts- und Sozialgeschichte Österreichs. - Wien.
- TREMEL, F. (1971): Die Geschichte des Bergbaues in der Steiermark. - Die Steiermark Land Leute Leistung, 867-900, Graz.
- TUNNER, G. (1842): Versuch einer Anleitung zum Schürfen nach Fundstufen. - Die steiermärkische montanistische Lehranstalt zu Vordernberg 1, 153-194, Grätz.
- VERZEICHNISSE OBER DIE AKTENBESTÄNDE DER STEIERMÄRKISCHEN BERGGERICHTE: Steiermärkisches Landesarchiv, B 206, B 207, B 208, B 209.
- WEISS, A. (1974): Der geognostisch-montanistische Verein für Steiermark, 1850-1874. - Joanneum, Miner. Mitteilungsblatt 41, 37-42, Graz.
- WEISS, A. (1982 a): Die Entwicklung des steirischen Bergbaues. - Erzherzog Johann von Österreich. Beiträge zur Geschichte seiner Zeit, 307-320, Graz.
- WEISS, A. (1982 b): Die Anfänge der geologischen Durchforschung der Steiermark. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. Österr. 28, 201-214, Wien.
- ZAHN, J.v. (1899): Steirische Miscellen. - Graz.
- ZU DEM SUCHEN DIE GLOCKLICHSTEN STUNDEN UND TAG: Steiermärkisches Landesarchiv, HS 1256, Handschrift, 32 Seiten.

THE CRYSTAL-CHEMISTRY AND PETROLOGY OF TWO NEW MINERALS
IN THE SYSTEM ANORTHITE-NEPHELINE

by

D.C. Smith, Paris

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

am 11. März 1985

This lecture describes the results of a research project carried out recently in collaboration with Dr. S.A. Kechid (Paris), and Dr. R. Oberti and Prof. Dr. G. Rossi (Pavia). It concerns two new minerals, abbreviated here by the symbols Lt and Ln, which occur in the 60 m x 30 m eclogite pod (lens) at Liset in the Western Gneiss Region of southern Norway. Like in many eclogite pods in this region, all transitions between fresh preserved eclogite-facies parageneses (>20 to >30 kbar) and completely retrogressed parageneses (amphibolite- or greenschist-facies, 15-5 kbar) occur.

Lt and Ln only occur in strongly retrogressed layers which previously contained abundant clinopyroxene (jadeite or omphacite) and minor garnet + quartz + paragonite + rutile + ilmenite and possibly + kyanite (at $P > 20$ kbar at $T \sim 700^\circ \text{C.}$); these rocks are now composed mainly of plagioclase + magnesio- (or ferro-)aluminotaramite after clinopyroxene, magnetite + taramite after garnet, corundum + plagioclase after paragonite and aegirine + hematite surrounding relict quartz. Lt occurs in clusters surrounded by a polycrystalline zone of Ln which is itself isolated from the rest of the rock by a corona of taramite.

Lt and Ln have no form, twinning, cleavage or colour. Their refractive indices and birefringences are approximately the same as respectively calcic-plagioclase and KNa_3 -nepheline with which they may be easily confused.

Lt has compositions very close to the end-member formula $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ which is identical to a combination of 50 mol. % anorthite (An) and 50 mol. % NaNa_3 -nepheline (Ne); however structurally it is neither a feldspar nor a feldspathoid. Ln has compositions close to the end-member formula $\text{Ca}_0.5\text{Na}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ which is identical to $\text{An}_{25}\text{Ne}_{75}$. However most Ln compositions are poorer in An (down to 15 mol. % An) and contain excess Si which represents a little of the vacancy substitution well-known in feldspathoids: $\text{Na} + \text{Al} = \square + \text{Si}$.

Ln has the same structure, atomic coordinates and ordering as KNa_3 -nepheline except for the K site which on average contains ~ 0.5 vacancy, ~ 0.375 Ca in the normal K position, and ~ 0.125 Ca in a new position displaced 1.6 Å to the side in order to gain a better coordination.

Lt has an orthorhombic tectosilicate structure with a highly ordered Al-Si distribution, 6-fold Na sites (more compact than in albite) and 7-9-fold Ca sites. Lt is similar to the feldspar structure but instead of having UDD rings, it has UDUD rings (U = upwards-pointing tetrahedron apex, D = downwards). Lt is more similar to banalsite $\text{BaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ which also has UDUD rings. However whilst banalsite has alternating cation layers of Ba_2 or Na_4 compositions, Lt has CaNa_2 in all layers.

The tetrahedral rather than octahedral nature of Al in both Lt and Ln suggests a stability at relatively low P and/or high T conditions, cf. feldspars and feldspathoids, which fits with their occurrence in strongly-retrogressed eclogites.

However the density of Lt exceeds the mean density of An and Ne which implies a higher P and/or lower T origin than the stability of an An + Ne mineral pair.

The petrological details of the development of Lt and Ln are not yet clear but there are several lines of evidence to indicate that Lt was formed by the dehydration and very localised Na + Ca metasomatism of either paragonite or of the corundum + plagioclase symplectite after paragonite. Ln formed contemporaneously with or later than Lt by further localised Na metasomatism, being isolated from nearby relict quartz by a zone of plagioclase. The source of the Na and the dehydration are adequately explained by the breakdown of nearby jadeite into plagioclase + taramite such that the bulk-rock retrogression may have been largely isochemical; a further characteristic of the retrogression seems to have been a relative immobility of the Al-Si-O distribution with only low-charge cations diffusing significantly since paragonite shares the same $Al_4Si_4O_{16}$ ratio as both Lt and Ln and also An and Ne.

Lt and Ln probably formed at 10-15 kbar at 500-700° C and their existence is largely due to the original extreme Na-Al-rich and K-Mg-poor bulk-rock composition of the clinopyroxene layers at Liset. These minerals might thus be expected to develop in certain paragonite + jadeite blueschists or nepheline-rich alkaline igneous rocks subjected to similar P-T conditions.

PRESSENOTIZ über die 62. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft gemeinsam mit der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft aus der "Badischen Zeitung" vom Dienstag, dem 4. September 1984

Die Deutsche Mineralogische Gesellschaft lädt zu ihrer 62. Jahrestagung vom 1. bis 9. September 1984 nach Freiburg ein. Eine besondere Bedeutung erhält die Versammlung durch die gleichzeitige Teilnahme der Österreichischen und Schweizerischen Mineralogischen Gesellschaften. Über 200 Wissenschaftler aus 15 Ländern berichten über ihre Arbeiten zu den Themen Entstehung und Deutung von Gesteinskomplexen, über geochemische und mineralogische Untersuchungen von Lagerstätten und von experimentellen Ergebnissen über die Eigenschaften von Mineralen und ihren gegenseitigen Beziehungen im Strukturverband. Abgerundet wird das Programm durch Berichte über kristallchemische Arbeiten, über neue Erkenntnisse auf dem Gebiet der Bau- und Werkstoffe und über Untersuchungsergebnisse an außerirdischem Material.

Dieser breit angelegte Arbeitsbereich der Mineralogie entspricht ihrer interdisziplinären Stellung im physikalisch-chemischen Grenzgebiet mit einem deutlichen Schwerpunkt, der strukturellen Aufklärung aller mineralischen Feststoffe. So konzentriert sich die wissenschaftliche Arbeit der Mineralogie auf Minerale, Kristalle, Gesteine, auf die Aufbereitung von Rohstoffen für die industrielle Verarbeitung auf die Untersuchung der vielfältigen Verfahren, die Ausgangsmaterialien in Produkte unseres täglichen Lebens umzuwandeln.

Natürlich bewirkt die eindrucksvolle geologische Umgebung von Freiburg, daß eine Reihe von Exkursionen stattfindet, welche der Gesteins- und Lagerstättenkunde dienen. Im Hegau und im Kaiserstuhl werden die Auswirkungen des Vulkanismus von vor etwa 15 Millionen Jahren an mehreren Aufschlüssen interpretiert. Neue Konzepte zur Geologie und zur Deutung der Bewegungen im Bereich der Erdkruste werden in den Vogesen vorgestellt. Andere Ortsbesichtigungen gelten den zahlreichen Erz- und Mineral-Lagerstätten der Umgebung. Schließlich lenkt die petrographische Charakterisierung der unterschiedlichen Gesteinstypen im Schwarzwald den Blick auf das geplante kontinentale Tiefbohrprogramm der BRD, einem Großprojekt geowissenschaftlicher Forschung unserer Zeit.

The "International Mineralogical Association (IMA)/Commission on Gem Materials" hielt ihre letzte Sitzung am 10. August 1984 in Moskau ab.

Nachstehend wird auszugsweise das Protokoll dieser Sitzung wiedergegeben.

BUSINESS ARISING FROM MINUTES

Relations with allied organizations: An important function of the Commission is to encourage frequent cooperation with other bodies concerned with gem materials. The Chairman reported that he had been able to assist in such contacts on a number of occasions. It was noted that meetings of the Deutsche Gemmologische Gesellschaft and the International Colour Stones Association would be held in Idar-Oberstein in May, 1985 (18-19 and 22-25 respectively). This may give a further opportunity for a meeting of the Commission, and for discussions with members of the other bodies.

IMA, 1986

It was agreed that formal symposia should be sponsored for the meeting in Stanford. Prof. Meyer (per letter) has suggested symposia on synthetic materials, on genesis of gemstone deposits, and description of individual deposits. Dr. Superchi supported the latter suggestion, and recommended that it could be expanded to include brief surveys of gem deposits on a national scale. It was further emphasized that it was important to study and report on non-commercial occurrences: these often yield material and data of considerable scientific and gemmological importance, and may give basic data on genesis and geochemistry. As a corollary to this, it was agreed that N.R.'s should explore the possibility of producing a map of gem material localities of their own countries, and/or other countries with which they are familiar.

NOMENCLATURE

There are still problems with nomenclature, arising partly from the clash between the rigid rules laid down by the IMA for mineral names, and traditional use in the gemstone industry. This will be a matter for discussion at the Commission meeting in Stanford, and could also be brought up next May in Idar-Oberstein; the Chairman will send invitations to Professor Mandarino and others for this meeting.

COMMUNICATION

Dr. Segnit reported that communication with N.R.'s was not very good. It was clear that the most effective work of the Commission will be achieved by a smaller "executive" group. Reports, such as these minutes, will be sent to all N.R.'s, who are asked to arrange for at least a summary of all such reports to be published in their national gemmological and/or mineralogical journals. Reports submitted to mineralogical journals should emphasize scientific aspects, e.g., synthesis, ideal natural crystals, composition of inclusions, etc.

COLOUR MEASUREMENT

Dr. Superchi raised the question of standard light sources for colour measurement. An Austrian lamp, the "D-65", which has a colour temperatur of 6500^o K, is an ideal source, but is very expensive. Most other standard lamps used by the trade appear to have a colour temperature in the region of 5000^o K. The Commission would like to obtain the opinion of N.R.'s as to whether measurements of physical standard such as colour should be a matter for study by the Commission.

THESAURUS OF EARTH SCIENCES

Dr. Superchi reported that the inclusion of a separate entry specifically for gemmology was acceptable, and that she was preparing the appropriate classification sheet. It would be sent to N.R.'s for comment.

NON-CRYSTALLINE MATERIALS

Prof. Savkevich would like to see a specific working group within the Commission for amber and other non-crystalline materials. It was suggested that a combined meeting with the Commission of Physics of Materials at the next IMA meeting might be appropriate. Prof. Bouska drew attention to the Second International Conference on Natural Glasses and Short Order structures which would be held in 1987. That meeting could be a good occasion for a combined symposium.

E.R. Segnit

Secretary

H. Bank

Chairman

(G. Niedermayr)

BERICHT OBER DIE TAGUNG DER DEUTSCHEN TON- UND TONMINERALGRUPPE (DTTG)
UND DER ÖSTERREICHISCHEN MINERALOGISCHEN GESELLSCHAFT (ÖMG) MIT EXKURSIONEN
VOM 22. BIS 24. SEPTEMBER 1984 IN WIEN

Es wurde für die Vortragstagung kein Schwerpunkt gewählt, sondern es sollten Beiträge zur Mineralogie, Kristallographie und Genese der Tonminerale gebracht, sowie angewandte Themen behandelt werden.

VORTRAGSTAGUNG

Nachstehend die Titel der Vorträge:

Gastvortrag: H.H. MURRAY, Bloomington, Ind. USA

Anwendung von Tonen und Tonmineralen.

K.H. SCHOLLER, Nürnberg

Zur Variationsbreite handelsüblicher Talke und Specksteine

H. KROMER, Regensburg

Möglichkeiten einer Qualitätsverbesserung von Tonen durch Aufbereitung

P. WIEDEN, Wien

Nachweis von Tonmineralen mit einfachen Labor- und Feldmethoden

H.M. KÜSTER, München

Quellverhalten, Strukturfehler, regelmäßige und unregelmäßige Verwachsungen von 2:1-Schichtsilikaten unter dem hochauflösenden Durchstrahl-Elektronenmikroskop

G. LAGALY und H. SANDER, Kiel

Viskosität organischer Bentonitsuspensionen

Frau R. HASENPATT, Zürich

Stabilisierungsversuche quellfähiger Tonminerale im Hinblick auf ihr bodenmechanisches Verhalten

K.A. CZURDA und F. WAGNER, Innsbruck

Das Frost-Tauverhalten expandierender Tone

U. SCHWERTMANN und H.F. FECHTER, Weihenstephan

Kristallinität und Farbe von Hämatiten

E. MURAD, Weihenstephan

Die Kennzeichnung des Hämatits durch Mössbauer-Sepektroskopie: Einfluß von Al-Substitution und Kristallinität

H. TRIBUTH und G. LAGALY, Giessen

Ein neues Tonmineral in stark verwitterten Böden!?

H. KURZWEIL, Wien

Smektit/Illit-Diagenese im Wiener Becken

H. KOLMER, Graz

Geochemische Untersuchungen zur Vermiculit-Entstehung in Pingendorf, NÖ

F. MENZL, Innsbruck

Zur Geologie und Genese der Kaolinvorkommen von Krumnußbaum, NÖ

B. SCHWAIGHOFER und H. MOLLER, Wien

Die tonmineralogische Zusammensetzung des Wiener Tegels und seiner quartären Lössbedeckung

P. FELIX-HENNINGSEN und E.-D. SPIES, Bonn

Tonmineralogische Untersuchungen an mesozoisch-tertiären Verwitterungsrelikten des Rheinischen Schiefergebirges

E.-D. SPIES und P. FELIX-HENNINGSEN, Bonn

Mineralogisch-geologische Kartierung kaolinisierter Devongesteine des Rheinischen Schiefergebirges

F. HENDRIKS, Berlin

Faziesverteilung und Tonmineralvergesellschaftung der oberkretazischen und alt-tertiären Schichtenfolge im südwestlichen Oberrhin-Becken, Ägypten

Die Anzahl der Teilnehmer und die lebhafteste Diskussion bei der Vortragstagung, die am Petrologischen Institut der Universität Wien (Prof. Dr. W. Richter) stattfand, zeigten das Interesse an den Themen.

Die Vorträge wurden bereits in Kurzform von der DTTG veröffentlicht.

EXKURSIONEN

Exkursion 1

Führung: Prof. Dr. P. Wieden und Bergdir. Dipl.Ing. R. Giacomini

Am 23. Sept. 1984 wurde eine Exkursion zu den Kaolinlagerstätten im Raume Kriechbaum (00) geführt. Die Hauptlagerstätte, die im Tiefbau betrieben wird, gibt einen guten Einblick in die Abfolge von der quartären Oberdeckung bis zum kristallinen Grundgebirge.

Diese Lagerstätte ist der Typus einer primären "Verwitterungslagerstätte" in Graniten der Böhmisches Masse. In der Übergangszone von Kaolin zum Grundgebirge konnten hydrothermale Einflüsse diskutiert werden, die Rückschlüsse auf die Genese gestatten. Es wurde auch die Aufbereitungsanlage besichtigt. Die Voraufbereitung erfolgt an der Abbaustelle und über eine 10 km lange Pipeline wird das Vorprodukt in Aisthofen verarbeitet.

Der nächste Aufschluß in Kaolin liegt bei Krumnußbaum (NÖ) im südlichen Teil der Böhmisches Masse im Granulit. Hier konnten sedimentäre Strukturen einer sekundären Lagerstätte gezeigt und über die Genese diskutiert werden.

Exkursion 2

Führung: Prof. Dr. P. Wieden und Prof. Dr. H. Kolmer

Es wurden Tonvorkommen mit Smektit, Rectorit (Allevardit) in Kalkareniten in Breitenbrunn und das Vorkommen von Nontronit im Basalt von Oberpullendorf (beide im Burgenland) begangen.

Eine neu aufgeschlossene Tonlagerstätte in Großwarasdorf (nahe Stoob, Bgld.) mit Sericit und Kaolinit (Ballclay-artig) wurde besucht und die bis jetzt nicht ganz klare Genese diskutiert.

Die Lagerstätten von Fehring und Gnas (Oststeiermark) in pliozänen Basaltuffen enthalten neben den Tonmineralien Smektit, Illit, Kaolinit und Mixed Layers, Muskovit, Chlorit, Vermiculit und röntgen-amorphe Substanzen. Der Rest des Sediments besteht aus Quarz, Feldspat, Karbonaten und Eisenmineralen in wechselnder Häufigkeit und Verteilung.

Die derzeitige Verwendung dieser Tone erfolgt als Rohstoffbasis für die Erzeugung von "Leca", einem porösen keramischen Brennprodukt mit hervorragenden Eigenschaften für die Verwendung im Bauwesen. Anschließend an die Besichtigung des Abbaues wurde im Werk die Erzeugung dieses keramischen Leichtbaustoffes gezeigt. Zum Ausklang der Exkursion wurde der Neusiedler See, Europas größter Steppen-see, besucht und auf die Bildung der Seesedimente und des Protodolomites eingegangen.

Der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe, die selbst der International Association for the study of Clays (AIPEA) als "affiliated member" angehört und damit über alle Aktivitäten auf dem Gebiet der Tonmineralogie informiert ist, kann man unter folgenden Bedingungen beitreten:

Mitgliedsbeiträge

Persönliche Mitglieder	DM 30,- p.a.
Studenten	DM 5,- p.a.
Mit Bezug der Zeitschrift "Clay Minerals"	
(4 Hefte pro Jahr)	DM 60,- p.a.
Firmen	DM 75,- p.a.

Anmeldungsformulare mögen über das Sekretariat der DMG angefordert werden. Mit Auskünften steht gerne Prof. Dr. P. Wieden zur Verfügung.

P. Wieden

SATZUNGEN
DER ÖSTERREICHISCHEN MINERALOGISCHEN GESELLSCHAFT

§ 1. Zweck der Gesellschaft

Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft ist eine geschlossene wissenschaftliche Vereinigung zur Pflege und Förderung der Mineralogie Österreichs.

§ 2. Mittel zum Zweck

Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft sucht diesen Zweck zu erreichen:

- a) durch Veranstaltung von Vorträgen, Vorweisungen, Ausstellungen und Lehrwanderungen;
- b) durch Herausgabe von Druckschriften;
- c) durch Anlage einer Bücherei und durch Sammlungen;
- d) durch Förderung der Sammelbestrebungen ihrer Mitglieder.

Die Mittel zur Erreichung des Vereinszweckes werden durch Mitglied- und Förderungsbeiträge sowie durch allfällige Spenden aufgebracht.

§ 3. Sitz der Gesellschaft

Der Sitz der Gesellschaft ist in Wien. Das Vereinsjahr ist das Kalenderjahr.

§ 4. Mitglieder und ihre Aufnahme

Die Gesellschaft besteht aus ordentlichen Mitgliedern und Ehrenmitgliedern.

Ordentliche Mitglieder können Einzelpersonen und Körperschaften sein; sie werden durch einen einstimmigen Beschluß des Vorstandes in geheimer Abstimmung aufgenommen.

Zu Ehrenmitgliedern können Personen gewählt werden, die sich um Mineralogie und Petrologie oder um die Gesellschaft hervorragende Verdienste erworben haben. Die Ehrenmitglieder werden von der Hauptversammlung gewählt, sie genießen alle Rechte von ordentlichen Mitgliedern.

Die Gesellschaft kann ferner Persönlichkeiten, die sich um die Wissenschaft der Mineralogie oder um die Gesellschaft selbst besondere und hervorragende Verdienste erworben haben, durch die Friedrich-Becke-Medaille auszeichnen.

§ 5. Rechte der Mitglieder

Jedes Mitglied hat das Recht, an den Hauptversammlungen und Veranstaltungen des Vereines teilzunehmen und die Einrichtungen der Gesellschaft zu benützen; es besitzt das Stimmrecht in der Hauptversammlung und kann in den Vorstand der Gesellschaft gewählt werden.

§ 6. Pflichten der Mitglieder

Die Mitglieder haben einen Jahresbeitrag zu entrichten, dessen Höhe jährlich von der Hauptversammlung festgesetzt wird. Entrichtet ein Mitglied ein Vielfaches des Jahresbeitrages, so wird es "Förderndes Mitglied der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft". Der Jahresbeitrag kann durch eine einmalige Zahlung

in der Höhe von mindestens 20 Jahresbeiträgen abgelöst werden (lebenslängliche Mitglieder).

Die Ehrenmitglieder sind von der Zahlung des Jahresbeitrages befreit.

§ 7. Erlöschen der Mitgliedsrechte

Die Mitgliedschaft endet:

- a) durch schriftliche Erklärung des Austrittes,
- b) durch Ablehnung, den Jahresbeitrag zu leisten und
- c) durch Ausschließung aus dem Vereine.

Die Ausschließung kann vom Vorstand nur in geheimer Abstimmung mit einer Mehrheit von zwei Dritteln aller Vorstandsmitglieder beschlossen werden. Der Ausschluß eines Mitgliedes kann erfolgen, wenn das Mitglied länger als ein Jahr mit seinen Beitragsleistungen im Rückstand ist oder ein vereinschädigendes Verhalten an den Tag legt.

§ 8. Vereinsvermögen

Die Einnahmen und das Vermögen des Vereines dienen zunächst zur Deckung der ordentlichen Verwaltungskosten und zur Herausgabe von Druckschriften; für andere Ausgaben ist in jedem Falle ein Beschluß des Vorstandes erforderlich.

§ 9. Leitung der Gesellschaft

Die Gesellschaft wird von der Hauptversammlung und dem Vorstande geleitet.

§ 10. Hauptversammlung

Die ordentliche Hauptversammlung wird in der Regel im Monat Januar abgehalten und durch den Vorsitzenden oder einen seiner Stellvertreter einberufen; ihre Tagesordnung bestimmt der Vorstand. Eine außerordentliche Hauptversammlung ist einzuberufen, wenn es der Vorstand beschließt oder ein Drittel aller Mitglieder unter Angabe einer Tagesordnung schriftlich fordert. Anträge von Mitgliedern müssen spätestens acht Tage vor der Hauptversammlung dem Vorstande schriftlich vorgelegt werden. Zu den Hauptversammlungen ist jedes Mitglied, das dem Vorstande seine Anschrift bekanntgegeben hat, wenigstens vierzehn Tage vorher schriftlich unter Bekanntgabe der Tagesordnung einzuladen.

§ 11

Die Hauptversammlung ist beschlußfähig, wenn wenigstens ein Drittel jener Mitglieder anwesend ist, die in Wien wohnen oder tätig sind. Wenn die Beschlußfähigkeit nicht erreicht wird, ist binnen vierzehn Tagen eine zweite Hauptversammlung mit derselben Tagesordnung einzuberufen. Diese Hauptversammlung ist ohne Rücksicht auf die Zahl der anwesenden Mitglieder beschlußfähig.

Die Beschlüsse und Wahlen erfolgen mit einfacher Stimmenmehrheit; liegt Stimmengleichheit vor, so entscheidet bei Wahlen das Los, sonst die Stimme des Vorsitzenden.

§ 12

Den Vorsitz in der Hauptversammlung führt der Vorsitzende der Gesellschaft, im Falle seiner Verhinderung einer seiner Stellvertreter.

§ 13

Der Hauptversammlung sind vorbehalten:

- a) Bestimmung der Anzahl der Vorstandsmitglieder,
- b) Wahl der Vorstandsmitglieder,
- c) Wahl der beiden Rechnungsprüfer,
- d) Genehmigung des Rechenschaftsberichtes,
- e) Festsetzung der Jahresbeiträge der Mitglieder,
- f) Satzungsänderungen,
- g) Wahl von Ehrenmitgliedern und Verleihung der Friedrich-Becke-Medaille,
- h) Entscheidung über rechtzeitig eingebrachte Anträge von Mitgliedern,
- i) Auflösung des Vereines.

§ 14

Der Vorstand wird auf ein Jahr gewählt und besteht aus wenigstens neun Mitgliedern. Diese wählen aus ihrer Mitte einen Vorsitzenden, einen oder zwei Stellvertreter des Vorsitzenden, einen Schriftführer und einen Säckelwart. Die Zuwahl von Vorstandsmitgliedern bis zu der von der Hauptversammlung bestimmten Zahl ist zulässig.

§ 15

Die Stelle eines Vorstandsmitgliedes ist ein unentgeltliches Ehrenamt; jedes Mitglied ist nach Ablauf seiner Amtszeit wieder wählbar. Sollten die Arbeiten der Gesellschaft die Bestellung von bezahlten Beamten bedingen, so dürfen diese nicht Mitglieder sein.

§ 16

Der Vorstand ist beschlußfähig, wenn mehr als ein Drittel seiner Mitglieder anwesend ist; seine Beschlüsse werden, soweit in den Statuten nichts anderes vorgesehen ist, mit einfacher Mehrheit gefaßt, bei Stimmgleichheit entscheidet die Stimme des Vorsitzenden.

§ 17

Die Befugnisse des Vorstandes sind:

- a) Feststellung einer Geschäftsordnung,
- b) Verwaltung des Vereinsvermögens,
- c) Anordnung und Durchführung aller die Zwecke der Gesellschaft fördernden Maßnahmen,
- d) Aufnahme und Ausschließung von Mitgliedern,
- e) Antragstellung an die Hauptversammlung für die Wahl von Ehrenmitgliedern und für die Verleihung der Friedrich-Becke-Medaille,
- f) Ernennung eines der Hauptversammlung gewählten Ehrenmitgliedes zum Ehrenvorsitzenden,
- g) Bestellung von Beamten.

§ 18

Die Gesellschaft wird nach außen durch ihren Vorsitzenden, in dessen Verhinderung durch seinen Stellvertreter vertreten.

Von der Gesellschaft ausgestellte Urkunden bedürfen zu ihrer Gültigkeit der Un-

terschrift des Vorsitzenden oder eines seiner Stellvertreter und des Schriftführers bzw. des Säckelwartes.

§ 19

Streitigkeiten aus dem Vereinsverhältnis werden durch ein Schiedsgericht entschieden. Dieses wird in der Weise gebildet, daß jeder Streitteil aus den Mitgliedern der Gesellschaft einen Schiedsrichter bestimmt, die Schiedsrichter wählen aus den Mitgliedern einen Obmann. Können sie sich über die Wahl des Obmannes nicht einigen, so entscheidet unter den vorgeschlagenen Personen das Los.

Das Schiedsgericht entscheidet mit einfacher Mehrheit bei Anwesenheit aller Schiedsgerichtsmitglieder endgültig; Stimmenthaltung ist unzulässig.

§ 20. Auflösung der Gesellschaft

Die Auflösung der Gesellschaft kann in einer Hauptversammlung beschlossen werden, wenn wenigstens zwei Drittel der Mitglieder schriftlich die Zustimmung erklärt haben.

Im Falle der freiwilligen Auflösung der Gesellschaft ist ihr Vermögen einem wissenschaftlichen Zwecke zu widmen; über die Widmung beschließt die letzte Hauptversammlung.

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