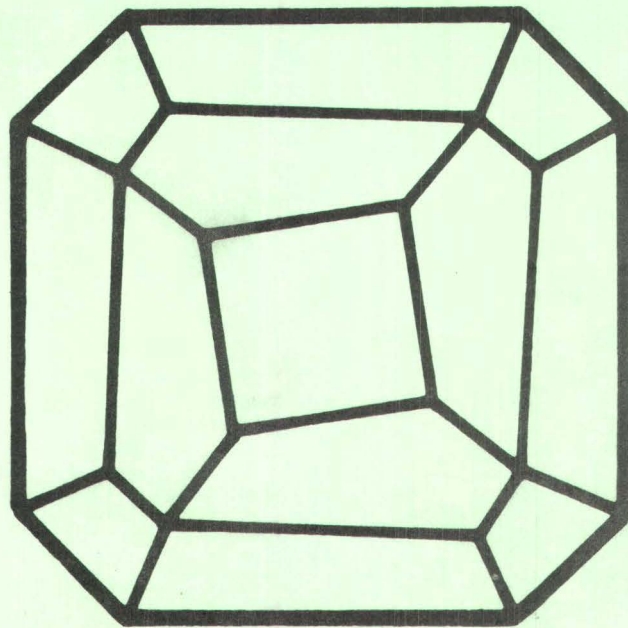


Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft



Band 132

1987

Herausgegeben von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft
für das Vereinsjahr 1986
Eigenverlag

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Band 132

1987

Vereinsjahr 1986

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

Dieser Band der Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft ist unserem Ehrenpräsidenten, Prof. DDr. Dipl.-Ing. H. Wieseneder zum 80. Geburtstag gewidmet. Die darin enthaltenen Beiträge sollen der Ausdruck außerordentlicher Wertschätzung für einen Freund, Kollegen und begeisternden Lehrer sein.

A. Beran

I N H A L T

Originalarbeiten

Kurat, G.: Fraktionierungsprozesse im frühen Sonnensystem	S. 9
Scharbert, S.: Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich	S. 21
Richter, W.: Die kontinentale Kruste im Bereich der Inselgruppe der Seychellen (Indischer Ozean)	S. 39
Koller, F. und Höck, V.: Die mesozoischen Ophiolithe der Ostalpen . . .	S. 61
Schmidt, F. und Kurzweil, H.: Zur Bildung von Glaukonit am Beispiel österreichischer Vorkommen	S. 79
Göd, R. und Koller, F.: Molybdän-führende Greisen in der südlichen Böhmisches Masse	S. 87
Grundmann, G.: Hebungsraten im Tauernfenster, abgeleitet aus Spaltspurendatierungen von Apatiten	S. 103
Seemann, R.: Mineralparagenesen in österreichischen Karsthöhlen	S. 117
Götzinger, M.A.: Vermiculitvorkommen der Böhmisches Masse in Österreich und ihre Entstehung	S. 135
Effenberger H. und Pertlik, F.: Hydrothermalsynthese und Kristallstruktur von stöchiometrischem Tellurantimon, Sb_2Te_3 , und Tellurobismutit, Bi_2Te_3	S. 157
Moser, B., Postl, W. und Walter, F.: Spodumen vom Klementkogel, Hebalpe (Steiermark)	S. 163
<u>Tätigkeitsbericht über das Vereinsjahr 1986</u>	S. 167
<u>Bericht über Gründung der Kommission für angewandte Mineralogie (CAM) der IMA</u>	S. 169
<u>Bericht über die Gemeinschaftstagung der Schweizerischen Gesell- schaft für Kristallographie und der ÖMG in Salzburg</u>	S. 170

O R I G I N A L A R B E I T E N

(Originalarbeiten nach Vorträgen anlässlich der Festveranstaltung zum 80. Geburtstag von Prof. DDr. Dipl.-Ing. H. Wieseneder am 22. November 1986, nach Vorträgen im Rahmen des Veranstaltungsprogrammes der DMG sowie freie Beiträge)

FRAKTIONIERUNGSPROZESSE IM FROHEN SONNENSYSTEM

von

G. Kurat +)

(eingelangt am 5. Mai 1987)

Zusammenfassung

Die primitivsten Gesteine unseres Sonnensystems, die Chondrite, bestehen aus einer Vielzahl von Komponenten wie Chondren, Gesteins- und Mineralfragmenten, Mineralaggregaten u.a.m.. Geochemische, isotopengeochemische und petrologische Untersuchungen dieser Komponenten zeigen, daß sie eine individuelle Geschichte haben und daß die Materie des solaren Nebels vor der Akkretion einer Reihe von chemisch-physikalischen Prozessen ausgesetzt war. Die wichtigsten davon sind: Isotopen-Fraktionierung im prä-solaren Nebel bei tiefen Temperaturen (z.B. ^{12}C - ^{13}C oder ^1H - ^2H), Bildung von Mineralaggregaten, Erwärmung mit Rekristallisation, Aufschmelzung und Verdampfung, Rekondensation und metasomatische Veränderungen (Austauschreaktionen mit lokalem Gas) im abkühlenden Nebel. Die Hochtemperatur-Prozesse waren wahrscheinlich mehrfach aktiv, was auf turbulente Verhältnisse im solaren Nebel hinweist. Die Akkretion der Komponenten zu Chondriten (und Chondriten-Mutterkörpern) erfolgte bei unterschiedlich tiefen Temperaturen für die verschiedenen Meteoritenklassen. Die Erde akkretierte offensichtlich bei höheren Temperaturen, wesehalb sie an volatilen Elementen gegenüber den Chondriten verarmt ist.

Summary

The most primitive rocks of the solar system, the chondrites, consist of a variety of components like chondrules, rock and mineral fragments, mineral aggregates and others. Geochemical, isotope geochemical, and petrological investigations of these components show that each of them had its own genetic history and that a variety of processes were acting upon them before accretion occurred. The most important processes identified sofar are: isotopic fractionations at low temperatures in the pre-solar nebula (e.g. ^{12}C - ^{13}C or ^1H - ^2H), formation of mineral aggregates, heating causing recrystallization, melting and evaporation, recondensation and solid-gas exchange reactions (metasomatism) in the cooling nebula apparently were active repeatedly indicating turbulent conditions in the solar nebula. Accretion of the components to form chondrites (and chondrite parent bodies) took place at lower temperatures which were different for different chondrite classes. The Earth apparently accreted at somewhat higher temperatures which is probably the cause for the depletion of volatile elements in the Earth.

Einführung

Die Meteorite sind die wichtigsten Proben aus unserem Sonnensystem, welche wir im Labor nach allen Regeln der Kunst untersuchen können. Sie sind fast durchwegs sehr alt, mit rund 4,5 Milliarden Jahren so alt wie das Sonnensystem selbst. Die Er-

+) Anschrift des Verfassers:
Dr. Gero Kurat
Naturhistorisches Museum Wien
Burgring 7, A-1010 Wien

forschung ihrer Entstehung kann uns daher helfen, die chemisch-physikalischen Bedingungen im frühen Sonnensystem zu ergründen und die Prozesse kennenzulernen, welche während der Entstehung unseres Sonnensystems wirksam waren.

Es gibt eine überraschend große Zahl verschiedener Meteorite (siehe DODD, 1981). Diese können nach ihrem Mineralgehalt und ihrer chemischen Zusammensetzung drei Hauptklassen zugeordnet werden. Nach den Gehalten an Nickeleisen und Silikat lassen sich unterscheiden:

Eisenmeteorite
Stein-Eisen-Meteorite
Stein-Meteorite

Jede dieser Klassen enthält eine Vielzahl von Gesteinen recht unterschiedlicher chemischer Zusammensetzungen und Strukturen. Die Stein-Meteorite umfassen zwei sehr unterschiedliche Gesteine: die Chondrite und die Achondrite. Die Chondrite sind charakterisiert durch das Vorhandensein von "Chondren", sphärische Objekte mit einem Durchmesser von um 1 mm. Die Achondrite sind frei von Chondren und haben meist magmatische Struktur (z.B. ähnlich irdischen Basalten).

Chondrite

Die Chondrite sind mit 85 % aller Meteoritenfälle die bei weitem häufigste Klasse. Und sie sind die primitivsten Gesteine, die wir aus dem Sonnensystem kennen. Primitiv bedeutet, daß sie die ältesten Gesteine sind und daß sie eine chemische Zusammensetzung haben, die direkt vergleichbar mit der Zusammensetzung der Sonne haben, die direkt vergleichbar mit der Zusammensetzung der Sonne ist: Die Elementhäufigkeiten in den Chondriten entsprechen jenen des kondensierbaren Anteils der Sonnenmaterie (ca. 0.1 Atom-%), die ja hauptsächlich aus nicht-kondensierbarem Wasserstoff und Helium besteht (siehe NOYES, 1982).

Trotz der ähnlichen chemischen Zusammensetzung der Chondrite sind sie mineralogisch sehr verschieden. Dies kommt daher, daß sie unter verschiedenen Redox (Reduktion - Oxidation)-Bedingungen und Temperaturen entstanden sind. Wir unterscheiden aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung kohlige Chondrite, gewöhnliche Chondrite (die bei weitem häufigsten) und Enstatit Chondrite. Die kohligen Chondrite (vom Typ I, kurz CI) sind voll oxidiert und reich an volatilen Elementen (z.B. Wasserstoff). Dementsprechend bestehen sie aus komplexen wasserhaltigen Schichtsilikaten, z.B. $(Mg,Fe)_6Si_4O_{10}(OH)_8$, Sulfaten (z.B. Epsomit, $MgSO_4 \cdot 7H_2O$) und führen Magnetit (Fe_3O_4).

Die gewöhnlichen Chondrite sind teil-reduziert, d.h. daß z.B. das Eisen in drei verschiedenen Phasen vorkommt: als Metall, als Sulfid und im Silikat (als FeO gelöst). Diese Chondrite bestehen hauptsächlich aus Olivin, $(Mg,Fe)_2SiO_4$, Orthopyroxen, $(Mg,Fe)SiO_3$, Troilit, FeS , und Metall (Fe-Ni-Legierung).

Die Enstatit Chondrite sind sehr stark reduziert und bestehen daher aus FeO -freiem Enstatit, $MgSiO_3$, komplexen Sulfiden (Fe-, Ca-, Mn-, Mg-Sulfiden) und Metall (Fe-Ni-Si-Cr-Legierung).

Alle Chondrite sind chaotische, komplexe Gesteine, trotz relativ einfacher mineralogischer Zusammensetzung. Sie sind Mikrobrekzien und bestehen aus Gesteins- und Mineralbruchstücken, Chondren und manchmal auch einer feinkörnigen Matrix (Abb.1). Die einzelnen Bestandteile sind offensichtlich chemisch differenziert, da sie die verschiedenen Hauptminerale in höchst unterschiedlichen Proportionen enthalten. So finden sich Chondren und Gesteinsfragmente, welche nur aus Olivin, und alle Übergänge zu solchen, welche nur aus Pyroxen bestehen. Ähnliches kann man mit den Proportionen von Olivin/Pyroxen zu Glas beobachten. Auch die Gehalte an Neben- und Spurenelementen der einzelnen Chondritenbestandteile variieren meist in einer chaotischen Art und Weise und zeigen nur selten Korrelationen. In der Abb.2 sind einige Daten von Chondren aus dem Chondriten Chainpur zusammengefaßt.

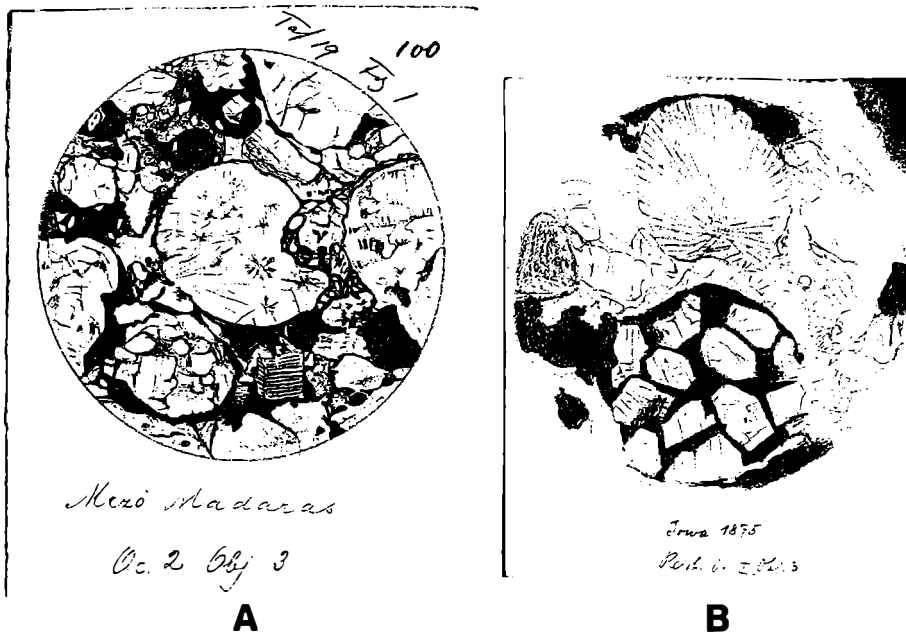


Abb.1: Mikroskopische Struktur der Chondrite Mezö-Madaras (A) und Homestead (= Iowa) (B). Chondren und Fragmente unterschiedlicher mineralogischer Zusammensetzung sind als Mikrobrekzie vereinigt. Pyroxenreiche Chondren (im Zentrum von A und radialstrahlig in B) kommen neben olivinreichen Objekten (z.B. Olivin-Balkenstapel in A und porphyritische Olivin-Chondre mit dunkler Matrix in B) vor. Original Bleistiftzeichnungen von G. Tschermak (zu TSCHERMAK, 1883) aus dem Archiv der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien. Die größten Objekte messen etwa 1,5 mm.

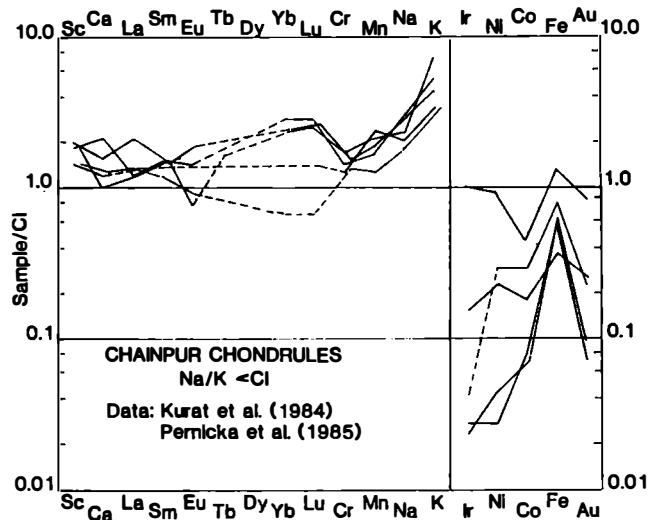


Abb.2: Spurenelement-Gehalte von K-reichen Chondren aus dem Chondriten Chainpur (KURAT et al., 1984; PERNICKA et al., 1985) normiert auf die Häufigkeiten in CI-Chondriten (PALME et al., 1981). Die lithophilen (links) und die siderophilen Elemente (rechts) sind nach zunehmender Volatilität von links nach rechts geordnet. Strichlierte Linien signalisieren unvollständige Daten oder Obergrenzzehalte.

Die Daten, welche mittels Instrumenteller Neutronenaktivierungs-Analyse (INAA) an den ca. 1 mm großen Chondren gewonnen wurden, sind auf die Elementhäufigkeiten in den Kohligen Chondriten vom Typ I (CI) normiert, wodurch Abweichungen von der primitiven chemischen Zusammensetzung sofort sichtbar werden. Im linken Teil der Abb.2 sind die lithophilen Elemente zusammengefaßt, also jene Elemente, welche bevorzugt in die Oxid- und Silikatphasen eingebaut werden. Die Elemente sind nach zunehmender Volatilität von links nach rechts geordnet. Links finden sich also die refraktären Elemente (niedriger Dampfdruck) wie Sc, Ca, La usw. und rechts die volatilen Elemente (hoher Dampfdruck) wie Mn, Na und K. Wir sehen sofort, daß die meisten Chondren reicher an lithophilen Elementen sind, als die primitiven CI Chondrite. Wir sehen weiters, daß die Häufigkeiten der einzelnen Elemente in den einzelnen Chondren sehr stark variieren. Eine Systematik dieser Variabilitäten ist nicht zu erkennen, außer jener, welche zur Auswahl dieser Chondren führte. Es wurden hier nur die K-reichen Chondren ausgewählt und diese zeigen mehr oder weniger ähnliche Na-K-Beziehungen. Die chaotische Variabilität der Elemente in den Chondren (in Aggregaten und Gesteinsfragmenten ist das Bild ähnlich) lassen nur einen Schluß zu: Die Bestandteile der Chondrite wurden aus prä-existenten Mineralkörnern durch Aggregation von Zufallsmischungen gebildet. Damit sind zwei wichtige Theorien zur Entstehung der Chondren, nämlich die Kondensationstheorie (Bildung von Schmelztröpfchen durch direkte Kondensation aus dem solaren Nebel, WOOD 1963) und die Vulkantheorie (Schmelztröpfchen als Auswurfprodukte von Vulkanen, TSCHERMAK 1875) widerlegt, da diese beiden Prozesse nur relativ homogene Tröpfchen bilden können (z.B. Chondre All-SHE in Abb.4). Die Abb. 2 zeigt noch einen interessanten Aspekt der Chondrenbildung auf: Die volatilen Elemente Mn, Na und K sind nicht verarmt, obwohl man das erwarten müßte, da diese Elemente aus kleinvolumigen Schmelzen ($T \sim 1500$ K) im solaren Nebel ($p \lesssim 10^{-3}$ atm) in Sekundenschnelle verdampfen müßten. Die relativ häufig vorkommenden volatilreichen Chondren dokumentieren, daß der Schmelzprozeß (Mineralaggregate werden zu Chondren geschmolzen) nicht in einem Gas solarer Zusammensetzung stattfand, sondern bei höherem Gesamtdruck und bei hohem Partialdruck der volatilen Elemente. Die Chondrenbildung erfolgte also in einer vom solaren Nebel abgekoppelten, fraktionierten Atmosphäre.

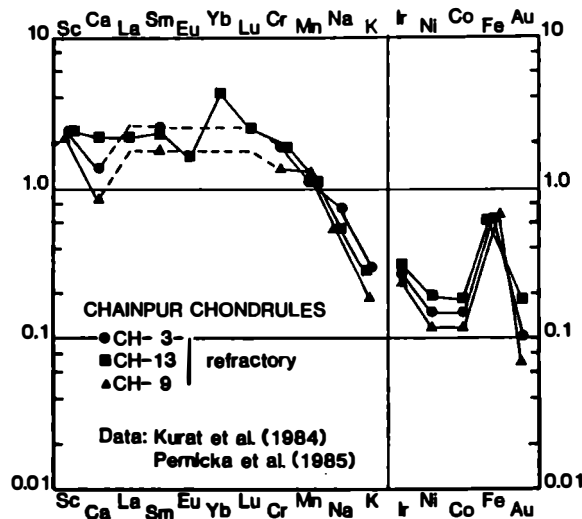


Abb.3: Spurenelement-Gehalte von refraktären Chondren aus dem Chainpur Chondriten (KURAT et al., 1984; PERNICKA et al., 1985) normiert auf die Häufigkeiten in CI-Chondriten (PALME et al., 1981). Anordnung der Elemente wie in Abb.2.

In allen Chondriten finden sich jedoch auch Chondren, welche die erwartete Dampf-fraktionierung zeigen. In Abb.3 sehen wir die Elementhäufigkeit in drei refraktären Chondren aus dem Chondriten Chainpur. Wir sehen wiederum die Anreicherung der lithophilen Elemente und ihre chaotische Variabilität. Im Gegensatz zu Abb.2 sehen wir jedoch bei den volatilen Elementen eine zunehmende Verarmung mit zunehmender Volatilität von Mn über Na zu K. Diese Chondren wurden also ebenfalls durch Aufschmelzen von Mineralaggregaten gebildet, die Aufschmelzung erfolgte jedoch entweder in einer Atmosphäre mit niedrigen Partialdrücken der volatilen Elemente oder die Schmelze war stark überhitzt. Letzteres ist wahrscheinlicher, da alle diese Chondren sogenannte Balkenolivin-Chondren sind, was bedeutet, daß sie nur aus einem Olivin-Kristall mit etwas Matrix bestehen (siehe Balken-Olivin-Fragment in Abb.1A). Eine solche Struktur signalisiert totales Aufschmelzen mit folgender Unterkühlung und Kristallisation der gesamten Chondre vom ersten Olivin-Keim (TSUCHIYAMA und NAGAHARA, 1981). Diese Chondren demonstrieren, daß es keine einheitlichen Schmelzbedingungen für alle Bestandteile eines Chondriten gab, sondern daß jeder einzelne Baustein seine eigene Geschichte hat. Dies ist nur möglich bei statistischen Prozessen, wie z.B. Impakts auf Protoplaneten (FREDRIKSSON, 1963; KURAT, 1967) oder turbulenten Gasbewegungen im solaren Nebel (MORFILL, 1985). Sehr extreme Fraktionierungen dieser Art sind in allen Chondriten durch die sogenannten Ca-Al-reichen Einschlüsse dokumentiert (KURAT, 1970). Diese Objekte können manchmal Chondren-ähnliche Formen haben, sind jedoch häufig komplexe amöboide Gebilde mit einer extremen Mineralogie: Sie bestehen hauptsächlich aus Spinell ($MgAl_2O_4$), Melilith ($Ca_2Al_2SiO_7$), Perowskit ($CaTiO_3$), Ca-Al-Ti-Pyroxen (Fassait) und Anorthit ($CaAl_2Si_2O_8$). Ihr Pauschalchemismus ist dementsprechend extrem gegenüber der normalen chondritischen Zusammensetzung fraktioniert. Die refraktären Elemente Ca, Al, Ti, Sc, Seltene Erden, Os, Ir, u.a. sind stark bis extrem angereichert und die volatilen Elemente sind entsprechend verarmt. Häufig ist die Anreicherung der refraktären Elemente um die 20xCI (das 20-fache des chondritischen Gehaltes), jedoch Extreme bis zu 10.000-facher Anreicherung wurden schon beobachtet (PALME et al., 1982). Diese Ca-Al-reichen Objekte haben noch eine Besonderheit: Sie enthalten viele Elemente mit Isotopenhäufigkeiten, welche anders sind als auf der Erde. Die Isotopen-Anomalien signalisieren, daß die Ca-Al-reichen Objekte in Chondriten nicht aus dem solaren Nebel stammen können (z.B. könnten sie der Mineralogie nach Hochtemperatur-Kondensate des solaren Nebels sein), sondern sonnensystemfremde Materie sein müssen. Tatsächlich können einige der Isotopen-Anomalien auf Elementsynthesen in Supernovae (explodierende Sterne) zurückgeführt werden (CLAYTON, 1978). Eine der auffallendsten und wichtigsten Isotopen-Anomalien der Ca-Al-reichen Objekte ist jene des Sauerstoffes. Die Objekte als Ganzes sind mit leichtem Sauerstoff (^{16}O) angereichert, was mit einer Herkunft aus einer ^{16}O -reichen Quelle (Supernova) erklärt werden kann. Obwohl alle diese Objekte unübersehbare Anzeichen einer Bildung bei sehr hoher Temperatur zeigen (kosmochemisch refraktäre Elemente und deren Verbindungen haben auch hohe Schmelzpunkte), zeigten Detailuntersuchungen, daß der Sauerstoff der verschiedenen Phasen nicht im Gleichgewicht ist. So haben die Spinelle bis zu 4 % mehr leichten Sauerstoff als die Materie unseres Sonnensystems und die koexistierenden Melilithe sind reich an normalem Sauerstoff. Die Erklärung für dieses Puzzle ist, daß die Melilithe höhere O-Diffusionsgeschwindigkeiten haben als die Spinelle, ihren Sauerstoff daher mit dem solaren Nebel austauschten, die Spinelle jedoch nicht. Bei den Ca-Al-reichen Objekten haben wir es also mit einer prä-solaren Materie zu tun, welche in das Sonnensystem eingedrungen ist, dort wohl zum Großteil verdampfte, jedoch teilweise erhalten blieb. Sehr effektive Verdampfungsprozesse waren wohl am Werk und führten in den meisten Fällen wahrscheinlich zur kompletten Verdampfung der prä-solaren Materie. Gibt es Verdampfung, so wird wenigstens ein Teil der verdampften Materie auch wieder kondensieren. Hinweise auf Kondensations-Prozesse finden sich viele, jedoch sind sie vielfach durch nachfolgende Sinter- und Schmelzprozesse verwischt. Nur ganz selten finden sich Relikte aus der Kondensationsphase, welche auch petrographisch als solche zu erkennen sind. Erst vor kurzem fanden PALME et al. (1985) (siehe auch KURAT et al., 1987) ein Gesteinsbruchstück im Chondriten

Allende, welches hauptsächlich nur aus dendritischem Olivin (mit extrem hohen Nebenelementgehalten) besteht. Normalerweise sind die strukturellen Charakteristika von aus der Dampfphase gewachsenen Kristallen durch spätere Rekristallisationen zerstört. Da der überwiegende Teil der Kondensate Kristalle waren (bei dem niedrigen Gesamtdruck im solaren Nebel kann nur eine Kondensation zur Kristallen erfolgen) sind kaum Relikte zu finden. Es gibt jedoch Objekte, von denen wir glauben, daß sie Flüssigkeits-Kondensate (wie die Regentropfen) waren: die feinfaserigen Pyroxenchondren (Abb.1). Die Elementhäufigkeiten einer solchen Chondre sind in Abb.4 wiedergegeben. Wir sehen, daß die refraktären lithophilen Elemente keinerlei Variabilität zeigen, alle sind ca. 3.5-fach gegenüber CI angereichert (Chondre All-SHE). Die volatilen Elemente Cr, Mn und Na sind verarmt, da die Temperatur zum Zeitpunkt der Kondensation für ihre vollständige Ausfällung offensichtlich zu hoch war. Solche Chondren finden sich in allen Chondriten und sind sich - unabhängig vom Chondriten-Typ - chemisch und mineralogisch sehr ähnlich. Akzeptieren wir die Hypothese einer Kondensation zu Tröpfchen, dann müssen wir annehmen, daß es im solaren Nebel lokal sehr hohe Silikat-Partialdrucke gegeben hat.

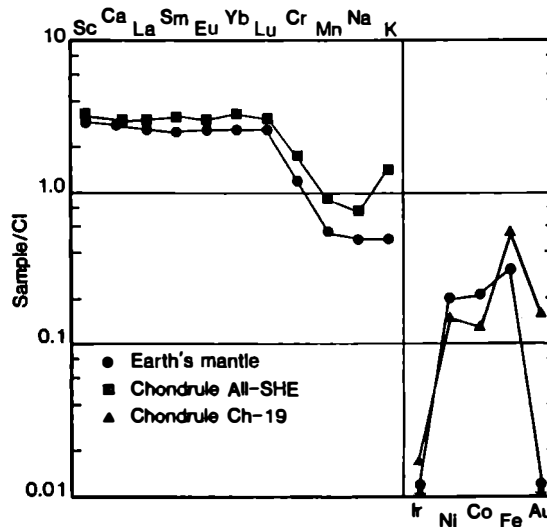


Abb.4: Spurenelement-Gehalte in einer feinfaserigen Pyroxenchondre (All-SHE) aus dem Chondriten Allende (unveröffentlichte Daten MPI Mainz), einer Chondre CH-19 aus dem Chondriten Chainpur (unveröffentlichte Daten MPI Heidelberg) und im Erdmantel (JAGOUTZ et al., 1979). Die Daten sind wie in Abb.2 und 3 normiert und angeordnet.

Betrachten wir nun die Häufigkeiten der siderophilen Elemente in Abb.2 bis 4. Als Erstes fällt auf, daß die siderophilen Elemente in den Chondren durchschnittlich stark verarmt sind. Tatsächlich sieht man diese Verarmung natürlich schon im Dünnschliff (vergl. Abb.1) und sie wurde schon in der Frühzeit der Meteoritenforschung erkannt (vergl. z.B. HOWARD, 1802, SORBY, 1864, TSCHERMAK, 1883). Die Chondren sind also an siderophilen Elementen verarmt (mit ihnen auch viele Fragmente und Aggregate), die Chondrite (das Gesamtgestein) jedoch nicht. Dies bedeutet, daß es einen Fraktionierungsprozeß gegeben haben muß, der die lithophilen Elemente von den siderophilen trennte, eine Silikat-Metall-Fraktionierung. Da diese Fraktionierung nicht nur die Chondren (also die Schmelztröpfchen) erfaßte, sondern auch andere Objekte, können wir sie nicht auf eine Entmischung von Silikat- und Metallschmelze (siehe Hochofen) zurückführen. Ein an-

derer Mechanismus muß wirksam gewesen sein, einer, der eine bevorzugte Zusammenballung der Silikate unter praktischem Ausschluß der Metallkörner bewirkte. Die Details sind noch nicht klar, unterschiedliche elektrostatische Ladungen und Bewegungsenergien könnten die Ursache sein. Letztlich fanden sich alle Bestandteile zusammen mit dem Ergebnis, daß fast alle Chondrite einen unfraktionierten Anteil auch der siderophilen Elemente haben. Obwohl geringfügige Fraktionierungen zwischen den Chondriten-Klassen erkennbar sind, bedeutet dies letztlich, daß bestimmte Teile des solaren Nebels fast vollständig zu Chondriten akkretierten.

Die relativen Häufigkeiten der siderophilen Elemente in den verschiedenen Chondren und anderen Objekten geben uns natürlich auch Auskunft über bestimmte Prozesse bei der Entstehung. Nur selten sind die siderophilen Elemente untereinander nicht fraktioniert. Das hat verschiedene Ursachen, wie das unterschiedliche kosmochemische oder geochemische Verhalten der verschiedenen Elemente. Am einfachsten ist die Situation in Abb. 3. Dort sehen wir, daß das Ir gegenüber Ni, Co angereichert und das Au verarmt ist. Dies entspricht der Volatilität dieser Elemente und bestätigt unseren Befund von den lithophilen Elementen, daß diese Chondren dampffraktioniert wurden. Der ursprüngliche Metallgehalt dieser Chondren war jedoch niedrig, da auch das Ir, eines der refraktärsten Elemente, gegenüber den refraktären lithophilen Elementen wie Sc verarmt ist.

Das Fe zeigt hier, und auch in allen anderen Beispielen, die hier gegeben werden, eine positive Anomalie. Dies ist darauf zurückzuführen, daß das Fe in unseren Beispielen keinen reinen siderophilen Charakter hat. Ein Teil ist wohl als Metall vorhanden, die Hauptmasse ist jedoch als FeO in den Silikaten gelöst. Das bedeutet, daß entweder während der Bildung dieser Chondren leicht oxidierende Bedingungen herrschten oder daß FeO später gegen MgO in den Silikaten ausgetauscht wurde. "Leicht oxidierend" bedeutet im Zusammenhang mit Chondriten für irdische Begriffe noch immer "reduzierend", da ja ein wesentlicher Teil des Fe als Metall vorliegt. Der nachträgliche Einbau von FeO in die Silikate, eine FeO-Metasomatose, muß ernsthaft in Betracht gezogen werden. In einem Gas solarer Zusammensetzung (mit 92.1 Atom.-% H!) ist bei den hohen Temperaturen, welche wir zur Chondrenbildung brauchen nur das metallische Fe stabil. Oxidiertes Fe (FeO) kann nur bei tiefen Temperaturen (600K) existieren oder in einem Gas, welches den Großteil des H verloren hat (z.B. durch Staub-Gas-Trennung oder Staub-Anreicherung).

Die Erde

Die massivste Probe aus unserem Sonnensystem ist wohl die Erde. Die dünne Erdkruste, auf der wir leben ist geochemisch stark fraktioniert und kann uns nur wenig Auskunft über die gesamte Erde geben. Anders verhält es sich mit dem Erdmantel. Dieser bildet die Hauptmasse der Erde. Er ist zwar für uns nicht direkt zugänglich, tektonische Vorgänge und Vulkane versorgen uns jedoch mit genügend Proben aus dem oberen Bereich (oberer Erdmantel). Aus der Vielzahl von Proben läßt sich eine primitive Erdmantel-Zusammensetzung ableiten (JAGOUTZ et al. 1979). In der Abb.4 ist diese Zusammensetzung ähnlich jener der Chondren dargestellt. Wir sehen sofort, daß die refraktären lithophilen Elemente unfraktioniert, also chondritisch, und ähnlich angereichert sind, wie in vielen Chondren. Die Häufigkeiten der volatilen Elemente nehmen im Erdmantel mit zunehmender Volatilität ab. Wir können daraus schließen, daß die Erde aus einer dampffraktionierten chondritischen Materie aufgebaut wurde. Dies bedeutet, daß die Erde bei einer Temperatur akkretierte, welche zu hoch für eine vollständige Kondensation der flüchtigen Elemente war. Die Temperatur muß um 1000 K betragen haben.

Betrachten wir die siderophilen Elemente, so sehen wir, daß diese - ähnlich wie in den Chondren - gegenüber den lithophilen Elementen stark verarmt sind. Das war zu erwarten, da die Erde ja einen Metallkern hat und dort alle siderophilen

Elemente konzentriert sein sollten. Diese Verarmung ist besonders deutlich ausgeprägt bei den Edelmetallen Ir und Au. Auch das ist zu erwarten, da diese Metalle sehr hohe Verteilungskoeffizienten zwischen Metall und Silikat haben ($D_{Ir} \sim 100.000$, d.h. daß ein Metall im Gleichgewicht mit Silikat rund 100.000-mal mehr Ir und Au enthält, als das Silikat). Viel weniger stark verarmt als die Edelmetalle sind Ni, Co und Fe. Deren Metall-Silikat-Verteilungskoeffizienten sind sehr abhängig von den Redox-Bedingungen. Für ein leicht oxidiertes Metall-Basalt-System gelten die Verteilungskoeffizienten 6, 350 und 650 für Fe, Co und Ni (DREIBUS und WÄNKE, 1984). Wurde die Erde aus kohligem Chondriten vom Typ I (CI) gebildet und der Erdmantel war im Gleichgewicht mit dem Metall, welches den Erdkern bildete, dann sollten die Elemente Fe, Co und Ni im Erdmantel die Häufigkeiten von $1/6 (0.17) \times CI$ Fe, $1/350 (0.003) \times CI$ Co und $1/650 (0.0015) \times CI$ Ni haben (berücksichtigt man die verschiedenen Massen von Silikat und Metall, ändern sich die Zahlen nicht wesentlich). In der Abb.4 sehen wir sofort, daß zwischen Theorie und Praxis eine große Lücke klafft und daß alle drei Elemente im Erdmantel viel zu häufig sind. Gleiches gilt auch für die Edelmetalle, welche mit ihrem extrem hohen Verteilungskoeffizienten praktisch quantitativ im Erdkern sein müßten. Eine einfache Rechnung für Ir soll das veranschaulichen: Mit dem Metall-Silikat-Verteilungskoeffizienten von 100.000 dürfte im Erdmantel nur $0,00001 \times CI$ Ir vorhanden sein. Tatsächlich finden wir $0,0075 \times CI$ Ir (JAGOUTZ et al., 1979), also 750-mal mehr, als erwartet werden kann. Dieser Überschuss an siderophilen Elementen im Erdmantel bedeutet wahrscheinlich, daß die Erde auch nach ihrer Differenzierung in Kern und Mantel noch primitive chondritische Materie zugeführt bekam. Die Mantel-Kern-Differentiation muß also deutlich vor Ende der Akkretion der Erde erfolgt sein. An ein Wunder grenzt allerdings die weltweit homogene Verteilung der siderophilen Elemente im Erdmantel. Ein sehr effektiver Mischprozeß muß hier aktiv gewesen sein (und ist es wahrscheinlich noch immer).

Synthese

Die Bestandteile der chondritischen Meteorite (Chondren, Gesteinsfragmente, Mineralaggregate u.a.m.) haben komplexe Entwicklungsgeschichten. Sie haben "Erinnerungen" an die Zeit ihrer Bildung und manchmal auch an die Zeit davor. Bei richtiger Fragestellung können sie uns viel über das frühe Sonnensystem erzählen. Was wir bis heute von ihnen erfahren konnten, zeichnet ein komplexes und chaotisches Bild des frühen solaren Nebels. Versuchen wir, das, was wir heute von den Chondriten lernen konnten, in ein einfaches Modell der Entstehung unseres Sonnensystems einzubauen.

Sterne und mit ihnen Planetensysteme entstehen aus interstellaren Gas-Staub-Wolken (vergl. SAFRONOV, 1969; MORFILL, 1985), welche gravitativ instabil werden und sich zu Sternen (mit oder ohne Planeten) zusammenballen. Da bei diesem Prozeß große (gravitative) Energiemengen frei werden, müssen wir erwarten, daß die prä-solare Materie vielfach umgewandelt wurde und wir kaum Relikte dieser Materie finden können. Petrographisch können wir tatsächlich keine Relikte identifizieren. Isotopengeochemische Studien konnten allerdings in jüngster Zeit prä-solaren Kohlenstoff in einigen kohligem Chondriten nachweisen (SWART et al., 1983; LEWIS et al., 1987). Diese offensichtlich unveränderten Relikte sind nur in geringen Mengen erhalten geblieben (bis zu 400 ppm). Aber auch in der umgewandelten Materie, den Bestandteilen der Chondrite, ist die prä-solare Materie nachweisbar. Dies ist möglich, da die Umwandlungen nicht mit einem völligen Auslöschen des "Gedächtnisses" dieser Materie verbunden waren. Aufgrund dieses "kosmischen chemischen Gedächtnisses" der Materie (vergl. CLAYTON, 1982) kann man isotopengeochemisch interstellare Materie in fast allen Bestandteilen der Chondrite nachweisen. Sie wird durch Isotopen-Anomalien sichtbar, die auch darauf hinweisen, daß diese Materie wahrscheinlich aus Supernovae, also explodierten Sternen, stammt (vergl. CLAYTON, 1978). Dies überrascht nicht so sehr, sind doch die kurzlebigen Sterne der Ort der Synthese der schweren chemischen Elemente (BURBIDGE et al., 1957).

Jene Materie, aus welcher letztlich die Bestandteile der Chondrite gebildet wurden, die prä-chondritische Materie, ist in den meisten Fällen auch nur auf chemischem Wege identifizierbar (vergl. KURAT, 1984). Im turbulenten solaren Nebel wurde die prä-solare Materie erhitzt, geschmolzen und verdampft, rekondensierte zum Teil und wurde verschiedenen Redox-Bedingungen ausgesetzt. Die so prozessierten Körner bildeten Mineralaggregate. Diese bestanden entweder aus reduzierten (FeO-freien) oder aus oxidierten (FeO-reichen) Silikaten und Oxiden, oder aber auch aus sulfurisierter Materie (komplexe Mg-Ca-Mn-Na-Sulfide). Diese Aggregate wurden wiederum gesintert, geschmolzen, teilweise oder vollständig verdampft (mit teilweiser Rekondensation) und wurden annähernd zu dem, was wir heute als Bestandteile der Chondrite beobachten können: Chondren, gesinterte Mineralaggregate, Gesteins- und Mineralfragmente. Die physikalischen Bedingungen während dieser Prozesse waren höchst unterschiedlich: die Temperatur, der Gasdruck und die Partialdrücke von O, S und anderen Elementen variierten über einen weiten Bereich. Bevor sich diese Partikel (jedes mit seiner eigenen Geschichte) zu den Gesteinen zusammenballten, welche wir heute Chondrite nennen, wurden sie noch umfassend mittels Austauschreaktionen mit dem umgebenden Gas chemisch verändert. Alle erlebten eine Metasomatose mit meist geringfügiger Rekristallisation. Der Großteil erlebte eine FeO-Metasomatose bei der ein Teil des MgO der Silikate durch FeO aus dem umgebenden Gas ausgetauscht wurde. Durch Akkretion dieser Partikel entstanden die gewöhnlichen Chondrite, die bei weitem häufigsten Meteorite. Andere Partikel erlebten eine S-Metasomatose, bei der Silikate z.T. in Sulfide umgewandelt wurden. Aus diesen entstanden die seltenen Enstatit-Chondrite. Etwas anders war wahrscheinlich die Entwicklung der Erde. Sie akkretierte zum Großteil wohl vor der (bei schon tiefen Temperaturen $< 800^{\circ}\text{C}$) stattfindenden Metasomatose und bevor auch die volatilen Elemente kondensieren konnten, ein Schicksal, das sie wahrscheinlich mit allen terrestrischen Planeten teilt.

Wenn wir auch schon viele Prozesse im frühen solaren Nebel nachweisen konnten und auch von der prä-chondritischen Materie mehr wissen, als je zuvor, sind wir und werden auch noch lange nicht in der Lage sein, einen detaillierten Ablauf der Ereignisse zu rekonstruieren. Zu chaotisch sind die Prozesse und ihre Produkte, die Chondrite, die primitivsten Gesteine dieser unseren kleinen Welt.

Danksagung

Die Forschungsarbeit an chondritischen Meteoriten wurden mit Unterstützung des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung durchgeführt.

Literatur

- BURBIDGE, E.M., BURBIDGE, G.R., FOWLER, W.A. & HOYLE, F. (1957): Synthesis of the elements in stars. - *Rev. mod. Phys.* 29, 547.
- CLAYTON, D.D. (1982): Cosmic chemical memory: a new astronomy. - *Q.J.R. astr. Soc.* 23, 174-212.
- CLAYTON, R.N. (1978): Isotopic anomalies in the early solar system. - *Ann. Rev. Nucl. and Particle Phys.* 28, 501-522.
- DODD, R.T. (1981): *Meteorites. A petrologic-chemical synthesis.* - Cambridge Univ. Press, Cambridge, Mass., pp 368.
- DREIBUS, G. & WÄNKE, H. (1984): Accretion of the Earth and the inner planets. - *Proc. 27th Internat. Geolog. Congr., VNU Science Press*, vol. 11, 1-20.
- FREDRIKSSON, K. (1963): Chondrules and the meteorite parent bodies. - *Trans. N.Y. Akad. Sci., Ser.II.*, vol. 25, 756-769.
- HOWARD, E. (1802): Experiments and Observations on certain stony and metalline Substances, which at different Times are said to have fallen on the Earth; also on various Kinds of native Iron. - *Phil. Trans. Royal Soc. London, Part I*, 168-212.
- JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUS, G., SPETTEL, B., LORENZ, V. & WÄNKE, H. (1979): The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. - *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 10th, 2031-2050.
- KURAT, G. (1967): Zur Entstehung der Chondren. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 491-502.
- KURAT, G. (1970): Zur Genese der Ca-Al-reichen Einschlüsse im Chondriten von Lancé. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 9, 225-231.
- KURAT, G. (1984): Geochemistry of chondrules: fractionation processes in the early solar system. - *Proc. 27th Internat. Geol. Congr., VNU Sci. Press*, vol. 11, 155-197.
- KURAT, G., PERNICKA, E. & HERRWERTH, I. (1984): Chondrules from Chainpur (LL-3): reduced parent rocks and vapor fractionation. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 68, 43-56.
- KURAT, G., PALME, H., BRANDSTÄTTER, F. & HUTH, H. (1987): Allende - AF: undisturbed record of condensation, accretion, and metasomatism. - *Lunar Planet. Sci. XVIII, The Lunar Planet. Sci. Inst., Houston, TX*, p 523-524.
- LEWIS, R.S., MING, T., WACKER, J.F., ANDERS, E. & STEEL, E. (1987): Interstellar diamonds in meteorites. - *Nature* 326, 160-162.
- MORFILL, G.E. (1985): Physics and chemistry in the primitive solar nebula. - In: *Birth and Infancy of Stars*, R. Lucas, A. Omont and R. Stora (eds.), Elsevier, Amsterdam, p 693-792.
- NOYES, R.W. (1982): *The Sun, Our Star.* - Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., pp 263.
- PALME, H., SUESS, H.E. & ZEH, H.D. (1981): Abundances of the elements in the solar system. - In: *Landolt - Börnstein, Vol. 2 (Astronomy and Astrophysics)*, K. Schaifers & H.H. Voigt (eds.), Springer Verlag, Berlin, p 257-272.

- PALME, H., WLOTZKA, F., NAGEL, K. & EL GORESY, A. (1982): An ultra-refractory inclusion from the Ornans carbonaceous chondrite. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 61, 1-11.
- PALME, H., KURAT, G., BRANDSTÄTTER, F., BURGHELE, A., HUTH, J., SPETTEL, B. & WLOTZKA, F. (1985): An unusual chondritic fragment from the Allende meteorite. - *Lunar Planet. Sci.* XVI., The Lunar Planetary Inst., Houston, TX, p 645-646.
- PERNICKA, E. et al. (1985): unveröffentlichte Daten.
- SAFRONOV, V.S. (1969): Evolution of the Protoplanetary Cloud and Formation of the Earth and the Planets. - Nauka, Moskau (Translated 1972, NASA TT F-677).
- SORBY, H.C. (1864): On the microscopical structure of meteorites. - *Proc. Royal Soc. London* XIII., 333.
- SWART, P.K., GRADY, M.M., PILLINGER, C.T., LEWIS, R.S. & ANDERS, E. (1983): Interstellar carbon in meteorites. - *Science* 220, 406-410.
- TSCHERMAK, G. (1875): Die Bildung der Meteoriten und der Vulkanismus. - *Sitzungsber. math.-naturw.Kl., Akad. Wiss. Wien* 71/2, 661-673.
- TSCHERMAK, G. (1883): Die mikroskopische Beschaffenheit der Meteoriten erläutert durch photographische Abbildungen. - Schweizerbart, Stuttgart.
- TSUCHIYAMA, A. & NAGAHARA, H. (1981): Effects of precooling thermal history and cooling rate on the texture of chondrules: a preliminary report. - *Mem. Nat. Inst. Polar Res., Tokyo, Spec. Iss.* 20, 175-192.
- WOOD, J.A. (1963): Origin of chondrules and chondrites. - *Icarus* 2, 152-180.

Rb - Sr UNTERSUCHUNGEN GRANITOIDER GESTEINE DES MOL DANUBIKUMS
IN ÖSTERREICH

von

Susanne Scharbert +)

(eingelangt am 9. April 1987)

Zusammenfassung

Die mit der Rb - Sr Methode datierten Granite vom Typ Weinsberg, Mauthausen und Eisgarn intrudieren im österreichischen Anteil des Moldanubikums der Böhmisches Masse Paragneise der Monotonen Serie. Der grobkörnige Weinsberger Granit mit porphyrischen Mikroklinen und der feinerkörnige Mauthausener Granit sind I-Typ Granitoide mit niedrigem Sr-Initial von $.7063 \pm 2$ bzw. $.70730 \pm 13$. Die Alter sind innerhalb des Fehlers gleich und betragen 349 ± 4 bzw. 353 ± 5 Mio.J. Die Schmelzen werden aus der Unterkruste mit niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnissen abgeleitet. Die Mischung mit sedimentärem Krustenmaterial erhöht das Initial des Weinsberger Granits auf $.7088 \pm 11$.

Der Eisgarner Granit, der aus aufgeschmolzenem Krustenmaterial entstanden ist, hat ein Alter von 316 ± 7 Mio J. und ein Initial von $.7147 \pm 7$. In ihn ist ein jüngerer Granit mit niedrigerem Sr-Initial eingedrungen. In die bereits abgekühlten älteren Granite ist ein Granitstock intrudiert, dessen Platznahme und Vergreisung mit 311.6 ± 1.4 Mio J. ($\text{Sr}_0 .7055 \pm 4$) datiert wurde.

Abstract

The most prominent granites of the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Austria have been dated by the Rb - Sr method. The coarse grained Weinsberg granite with porphyric microclines and the finer grained Mauthausen granite are within limits of errors of the same age (349 ± 4 and 353 ± 5 m.y. resp.). Due to the low initial Sr of $.7063 \pm 2$ and $.7073 \pm 13$ they must have originated from a source in the lower crust characterised by low $^{87}/^{86}$ Sr values. Mixing with sedimentary material raised the initial Sr value of Weinsberg granite to $.7088 \pm 11$.

Eisgarn granite is a postorogenic granite of anatectic origin with an age of 316 ± 7 m.y. and an initial of $.7147 \pm 7$. Late stages of magmatism are a biotite granite intruding Eisgarn type and a greisenised granite stock (311.6 ± 1.4 m.y., $\text{Sr}_0 .7055 \pm 4$) occurring in the older granites, probably documenting the phase of uplift and deep faulting.

Einleitung

Im österreichischen Anteil des Moldanubikums treten großräumige Granitmassen in den einförmigen Paragneisen der Monotonen Serie auf. Der variszische Südböhmische Pluton ist kein einheitlicher Granitbatholith, sondern besteht aus altersmäßig, chemisch und genetisch unterschiedlichen Granitkörpern. Die Gliederung in die Hauptgranittypen geht auf GRABER (1933) und WALDMANN (1951) zurück. Demnach wird

+) Anschrift der Verfasserin:
Dr. Susanne Scharbert
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien

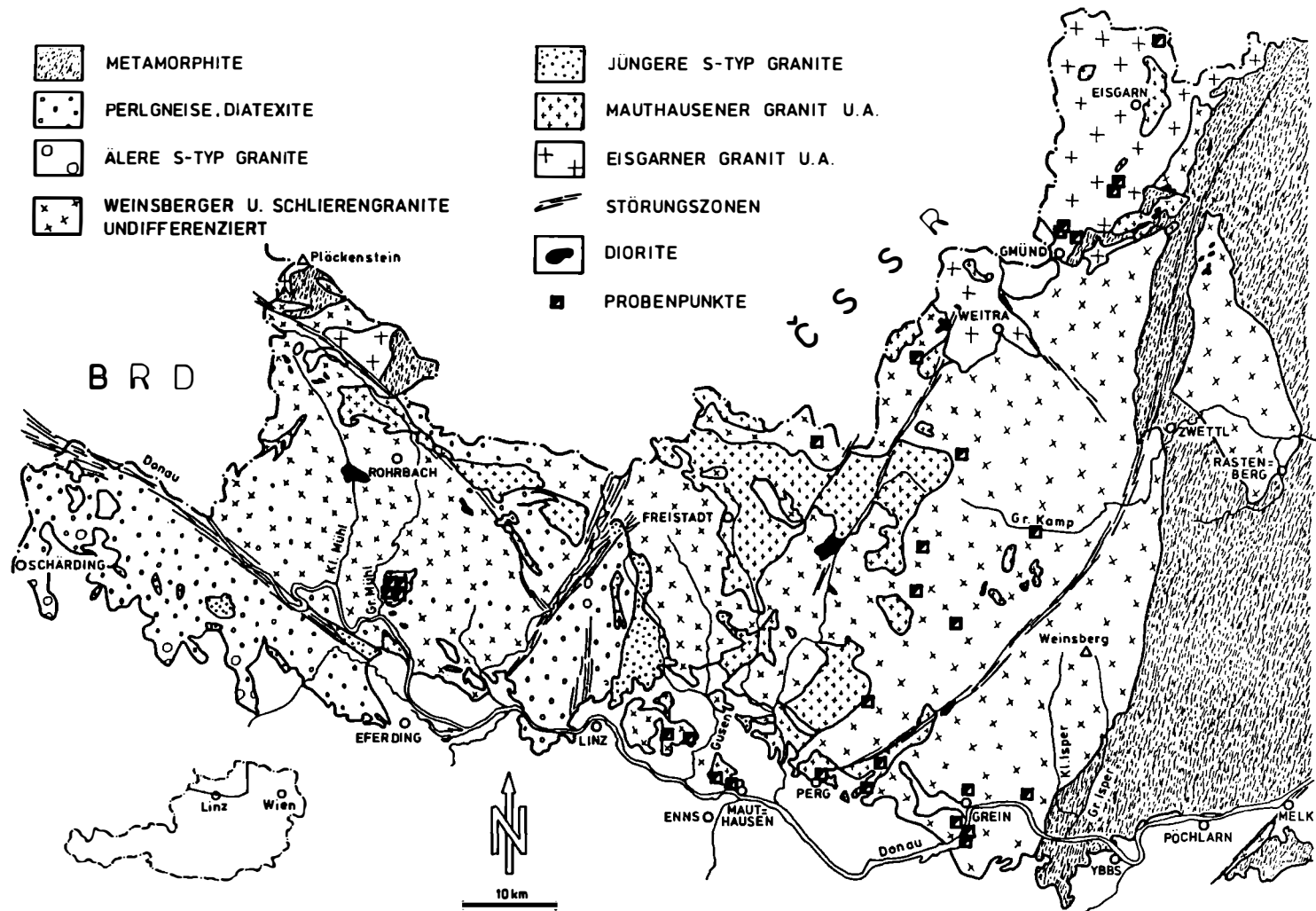


Abb.1: Vereinfachte geologische Karte der Granitareale des südlichen Moldanubikums im westlichen Waldviertel und im Mühlviertel mit den Probenentnahmestellen (nach STEYRER 1986).

der älteste, grobkörnige Weinsberger Granit von mittel- bis feinkörnigen Graniten vom Typ Mauthausen intrudiert. Jüngster ist der Zweiglimmergranit vom Typ Eisgarn, der den Südteil des zentralmoldanubischen Plutons einnimmt.

Eine moderne Gliederung der granitischen Magmatite geben FINGER & HÜCK (1987). Sie unterscheiden synorogene mittelkörnige S-Typ und grobkörnige I-Typ (Weinsberger und Schlierengranit mit porphyrischen Kalifeldspaten) Granitoide von spät- bis postorogenen Granitoiden. Diese jüngere Gruppe unterteilen die Autoren in fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite vom S-Typ, fein- bis mittelkörnige Biotitgranite vom I-Typ (Mauthausener Granit, Freistädter Granodiorit u.a.) und grobkörnige Zweiglimmergranite mit porphyrischem Kalifeldspat vom S-Typ (Eisgarn Granit).

Geologische Kurzbeschreibung der untersuchten Granittypen

Ihre Verteilung im österreichischen Teil der Böhmisches Masse ist der vereinfachten geologischen Skizze der Abb.1 zu entnehmen.

Die synorogene Natur des Weinsberger Granits und des mit ihm genetisch zusammengehörigen Schlierengranits (FINGER, 1984) ist im Mühlviertel westlich der Rodl-Störung weitaus ausgeprägter als in seinen östlichen Verbreitungsgebieten. Im westlichen Mühlviertel, das FUCHS (1976) als Bavarikum abtrennt, sind diese grobporphyrischen Granitoide mit oft undeutlichen Grenzen zum Nebengestein in den NW streichenden Gebirgsbau eingeregelt. Gegen Osten wird das Gefüge deutlich weniger gut geregelt, die Grenze zu den im Waldviertel NNE streichenden Gneisen der Monotonen Serie ist ein scharfer Intrusivkontakt. Die komplexe Entstehung des Weinsberger Granits läßt sich schon an der Art der Einschlüsse ablesen: magmatogene Schollen dioritischer bis granodioritischer Zusammensetzung, besonders reichlich in amphibol- (und pyroxen-)führenden Schlierengranit sind für I-Typ Granitoide charakteristisch. Einschlüsse von Paragneis und restitischen (?) Kinzigiten, die aus Granat, Cordierit, Biotit, Sillimanit und Plagioklas bestehen, sind typisch für S-Typ Granitoide und sprechen für die Aufarbeitung von sedimentärem Material (WHITE & CHAPPEL, 1977).

Der Mauthausener Granit und andere fein- bis mittelkörnige Granite treten in kleinen Stöcken und zahllosen Gängen auf, die auch den Weinsberger Granit reichlich durchschlagen. Ihre im Vergleich zum Weinsberger Granit geringe Korngröße und massige Ausbildung verleitet oft dazu, sie alle zum Granit vom Typ Mauthausen zu stellen trotz textueller, mineralogischer und chemischer Unterschiede. Der Mauthausener Granit s. str. ist ein mittelkörniger Granit mit bis zu 1 cm großen Alkalifeldspaten und ist im allgemeinen nur biotitführend.

Der Eisgarn Granit mit seinen leistenförmigen Feldspaten ist ein sehr charakteristischer Bestandteil des langgestreckten zentralmoldanubischen Plutons, dessen Achse in NE Richtung in der generellen Streichrichtung verläuft. Eisgarn Granit ist fast ausschließlich auf das nördliche Waldviertel beschränkt und wird auf tschechoslowakischem Gebiet von Granittypen abgelöst, die in einer feinerkörnigen Grundmasse häufig leistenförmig Alkalifeldspatporphyroblasten führen. Als kleiner Körper ist der Eisgarn Granit s.str. nochmals WSW Jihlava aufgeschlossen. Weitere Vorkommen auf österreichischem Gebiet sind westlich von Weitra und in der Zone des Böhmer Waldes im Mühlviertel aufgeschlossen. Typisch sind für diesen Granit sein schlieriges Aussehen, das durch die fast monomineralische Anhäufung von Mikroklim oder Quarz zustande kommt, und Biotitbutzen. Der Gehalt von Andalusit und reichlich primärem Muskovit weisen ihn als anatektisch gebildeten Granit aus.

Bisherige Altersuntersuchungen

Obwohl die in dieser Arbeit untersuchten Granite zu den charakteristischen Intrusiva der Böhmisches Masse in Österreich gehören, liegen nur wenige Altersunter-

Tab. 1: Rb - Sr Analysendaten der moldanubischen Granite

Probe	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Lokalität	System Mil	Länge	Breite
Weinsberger Granit								
5/84	280	143	5.68 ₆	.73451 ± 13	Herkunft unbekannt			
6/84	268	144	5.40 ₉	.73334 ± 9	Stbr Korninger, Naarntal	ÖK 34	851500	5355760
17/85	349	91.0	11.19	.76242 ± 10	" Fripress, Plochwald	ÖK 17	844200	5384960
17a/85	157	31.9	14.40	.77768 ± 12	" " "	"	"	"
22/85	290	117	7.20	.74199 ± 7	ESE Königswiesen	ÖK 35	941165	5363500
28/85	206	317	1.88 ₈	.71575 ± 13	Stbr N Pulgarn	ÖK 33	830125	5351450
3/84	219	146	4.35 ₈	.73090 ± 6	E Mitterschlag	ÖK 18	941570	5383375
18/85	206	175	3.42 ₂	.72660 ± 11	N Unterweißenbach	ÖK 34	857985	5369800
18/85 MiE	300	294	2.95 ₈	.72440 ± 10				
18/85 MiG	309	265	3.37 ₉	.72624 ± 10				
19/85	211	163	3.76 ₈	.72760 ± 10	Unterweißenbach	ÖK 34	857325	5367740
21/85	189	239	2.29 ₈	.72014 ± 5	Stbr Gloxwald	ÖK 53	948335	5345020
27/85	218	174	3.65 ₅	.72627 ± 6	" Weingraben	ÖK 33	832450	5351000
31/85	227	148	4.46 ₉	.73056 ± 7	N Arbesbach	ÖK 18	948300	5375240
32/85	187	212	2.56 ₄	.72190 ± 6	Nebelstein, NEK 8 32-37 m	ÖK 17	936979.38	5395011.24
20/85	182	181	2.92 ₄	.72299 ± 6	NE Grein	ÖK 53	942170	5346360
23/85	148	183	2.34 ₇	.72482 ± 11	W Donaubrücke Grein	ÖK 53	939990	5341550
24/85	161	135	3.45 ₅	.72730 ± 12	Stbr Stombauleitung, Ar-	ÖK 53	939770	5340950
24/85 MiK	300	292	2.99 ₃	.72516 ± 14	dagger			
24/85 MiH	294	243	3.51 ₂	.72777 ± 15				
24/85 MiG	293	215	3.97 ₂	.72966 ± 10				
26/85	189	152	3.60 ₇	.72719 ± 9	Stbr Pichler SW Grein	ÖK 53	939270	5342620

Mauthausener Granit

13/84	215	323	1.93 ₃	.71706	± 4	Stbr Poschacher, Perg	ÖK 34	846790	5342620
3/85	224	303	2.14 ₆	.71803	± 10	" " "	" "	"	"
11/85	231	231	2.900	.72192	± 10	Stbr Wr. Städtische Granit- Werke Mauthausen	ÖK 51	837530	5345635
16/84	237	212	3.25 ₅	.72382	± 4	Stbr Poschacher, Gusen	ÖK 33	834600	5347320
16/85	241	203	3.46 ₂	.72491	± 6	Stbr Schärldinger Granit- industrie, Gusen	ÖK 33	834525	5346975
29/85	323	127	7.42	.74456	± 13	Stbr Falkenauer	ÖK 52	851000	5346190
30/85	217	258	2.45 ₁	.71937	± 15	Stbr E Münzbach	ÖK 34	853630	5348850

Feinkorngranite

4/84	198	345	1.66 ₈	.71469	± 9	SW Sandl	ÖK 17	843320	5377550
17/84	255	238	3.11 ₇	.72219	± 4	Stbr Strombauleitung, Ardagger	ÖK 53	939770	5340950
18/84	168	285	1.71 ₅	.71732	± 3	Stbr Gloxwald	ÖK 53	948335	5345020
25/85	262	173	4.39 ₃	.72843	± 12	Stbr Pichler SW Grein	ÖK 53	939275	5342620
15/84	152	402	1.095	.71221	± 3	Stbr Schrems	ÖK 5	955970	5406350
43/85	222	278	2.31 ₈	.71688	± 8	Nebelstein, NEK 7 49-50 m	ÖK 17	936133.04	5393919.68

Plöckinger Granit

14/86	66.0	356	.537	.70876	± 10	Stbr Resch, Kleinzell	ÖK 31	799150	5368150
15/86	63.7	413	.448	.70703	± 9		ÖK 31	799450	5368350
16/86	63.2	418	.439	.70719	± 7		ÖK 31	799675	5367735
17/86	69.6	406	.498	.70756	± 11		ÖK 31	799565	5367560
18/86	62.7	412	.441	.70721	± 9	Stbr Poschacher	ÖK 31	798950	5367430
19/86	59.3	413	.416	.70692	± 11		ÖK 31	799400	5367150

Eisgarner Granit

AB 178	354	62.2	16.6 ₄	.78972	± 18	Stbr Herschenberg	ÖK 5	952435	5406425
AB 180	367	67.9	15.7 ₀	.78658	± 10	" "	" "	"	"

Tab. 1: Fortsetzung

Probe	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Lokalität	System Mil	Länge	Breite
AB 182	371	63.9	17.0 ₀	.79376 ± 9	Stbr Kirchenwald	ÜK 5	952675	5405970
AB 182/KF	496	134	10.8 ₁	.76279 ± 11				
AB 182/Ap	(8.5)	(52.2)	.47 ₇	.71780 ± 25				
M	377	66.5	16.5 ₇	.78827 ± 14	Mondteich	ÜK 5	952665	5405210
AB 176	340	83.0	11.9 ₇	.76948 ± 6	Stbr Falkendorf	ÜK 5	957250	5411600
AB 177	330	77.6	12.4 ₂	.77039 ± 13	" "	" "	" "	" "
AB 177/KF	460	165	8.1 ₂	.75026 ± 6				
AB 177/Ap	(5.6)	(63.9)	.25 ₆	.7156 ± 16				
A 1	338	81.8	12.1 ₆	.76760 ± 9	Stbr Falkendorf	ÜK 5	956870	5411165
F 1	353	81.2	12.7 ₁	.77014 ± 11	" "	" "	" "	" "
F 2	343	79.5	12.5 ₉	.77123 ± 11	" "	" "	" "	" "
4/86	375	62.3	17.6 ₁	.79260 ± 14	Hirschenschlag, HOK 3	"	963270	5427779
5/86	391	63.7	17.9 ₉	.79503 ± 28	" HOK 3 131-132,7 m	"	"	"
6/86	406	55.6	21.4 ₃	.81013 ± 14	" HOK 4 74-74,5 m	"	963356	5426807
25/86	392	69.6	16.5 ₀	.79119 ± 9	" HOK 3 31-32 m	"	963270	5427779
27/86	398	58.9	19.8 ₃	.80511 ± 7	" HOK 4 92-94 m	"	963356	5426807
28/86	388	59.1	19.2 ₀	.80238 ± 14	" HOK 4 114-115 m	"	"	"
29/86	404	64.3	18.4 ₁	.79914 ± 11	" HOK 1 47-48 m	"	963122	5427752
30/86	355	68.1	15.2 ₃	.78395 ± 16	" HOK 1 94.6-95.4 m	"	"	"
31/86	393	67.9	16.9 ₅	.79102 ± 18	" HOK 1 134-135 m	"	"	"
C 1	364	47.4	22.4	.81359 ± 12	Čeřinek SW Jihlava, CSSR			
C 3	355	46.7	22.2	.81363 ± 8	" " " "			

Roter Biotitgranit

7/86	272	106	7.48	.73827 ± 50	Hirschenschlag	HOK 2	ÜK 5	963624	5428205
13/86	289	110	7.65	.73794 ± 16	"	HOK 2	"	"	"
20/86	315	108	8.48	.74155 ± 10	"	HOK 2	"	"	"
21/86	291	98	8.61	.74308 ± 18	"	HOK 2	"	"	"
22/86	307	105	8.53	.74187 ± 16	"	HOK 2	"	"	"
23/86	282	113	7.27	.73686 ± 45	"	HOK 2	"	"	"
24/86	271	109	7.2	.73710 ± 36	"	HOK 2	"	"	"

Greisen Nebelstein

44/85	298	190	4.57 ₆	.72608 ± 18	NEK 9	155-156	ÜK 17	936044.66	5393847.26
33/85	309	149	6.05 ₁	.73257 ± 13	NEK 12	103-104	"	936976.99	5395013.77
34/85	300	185	4.69 ₁	.72632 ± 12	NEK 9	148-149	"	936044.66	5393847.26
35/85	303	133	6.67 ₂	.73528 ± 14	NEK 9	126-129	"	"	"
36/85	296	49.2	17.5 ₉	.78380 ± 23	NEK 10	112-113	"	936976.99	5395013.77
37/85	325	44.6	21.3 ₈	.80005 ± 17	NEK 12	48-49	"	936976.99	5395013.77
38/85	333	50.8	19.1 ₈	.79007 ± 8	NEK 2	37-39	"	937064.08	5394886.09
39/85	318	13.0 ₈	72.7	1.02755 ± 20	NEK 5	42-43	"	936392.02	5393910.83
40/85	323	18.2 ₀	52.7	.93942 ± 10	NEK 7	80-82	"	936133.85	5393919.68
41/85	319	11.3 ₀	85.1	1.08626 ± 12	NEK 3	16-17	"	936274.95	5393953.84
42/85	322	12.3 ₇	78.1	1.04991 ± 19	NEK 1	38-39	"	936362.96	5393922.53

suchungen vor. JÄGER et al. (1965) geben U/Pb Einzelalter von Zirkonen und Rb/Sr Alter von Biotiten und Kalifeldspaten des Weinsberger und Mauthausener Granits an. Glimmeralter verschiedener Granittypen sind in einem Zwischenbericht der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover (1967) erwähnt.

Jüngere Daten liegen aus dem bayerischen Anteil des Moldanubikums vor. Dem Weinsberger Granit entspricht dort der Kristallgranit I, der von KÜHLER & MÖLLER-SOHNIOUS (1986) mit 349 ± 11 Mio. J. datiert wurde (Rb/Sr). Nach der Textur und der Spurencemie ist der Eisgarnier Granit ein Pendant zum Falkenberger Granit, den WENDT et al. (1987) mit 311 ± 4 Mio. J. ebenfalls mit der Rb-Sr Methode datiert haben.

Die Rb - Sr Analysen

Die Probenlokalitäten und Analysendaten aller untersuchten Gesteine sind der Abb.1 und der Tabelle 1 zu entnehmen. Das meiste Material stammt aus Steinbrüchen, seltener von frischen Straßenaufschlüssen oder Bohrungen. Natürliche Aufschlüsse sind wegen der mindestens seit dem Tertiär wirkenden Verwitterung unbrauchbar. Vom Weinsberger Granit wurden 50-90 kg schwere Proben genommen, doch war nicht in allen Fällen so viel halbwegs frisches Material zu gewinnen. Die Probenmenge der feinerkörnigen Granite lag zwischen 10 und 20 kg. Rb und Sr wurden mit der Isotopenverdünnungsanalyse bestimmt. Die Proben wurden mit einem gemischten Spike direkt gespiked. In den meisten Fällen war $^{84}\text{Sr} > 99\%$ angereichert, bei wenigen Analysen 80 %. Die Isotopenverhältnisse wurden auf einem VG MM30 Festkörpermassenspektrometer gemessen. Zur Berechnung der Konzentrationen und der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse wurden die von STEIGER & JÄGER (1977) angegebenen Konstanten verwendet. Die Altersberechnung (Zerfallskonstante $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$) erfolgte nach der Isochronenmethode von YORK (1969) mit einem Programm von McSAVENY in FAURE (1977), wobei alle Analysenpunkte im Sr-Entwicklungsdiagramm gleich gewichtet wurden (Modell 1). Die Fehler am Alter sind 2σ Fehler, auf $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ wird ein Fehler von 1 % angenommen, bei den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnissen wurde der Fehler als 2σ Standardfehler des Mittelwertes angegeben.

Der Weinsberger Granit

Die untersuchten Proben stammen aus dem Granitareal östlich der Rodlstörung (westlich davon ist der Weinsberger und besonders der Schlierengranit Sr-reicher und Rb-ärmer). Sie schwanken in ihrer Korngröße, ohne ihren typischen Habitus zu verlieren. Der grobkörnige porphyrische Biotitgranit, der aus einer Schmelze kristallisiert ist (KURAT, 1965) enthält außer den Mikroklineinsprenglingen kleine Alkalifeldspate in der Grundmasse und fast überall sekundären Muskovit. Südwestlich von Grein enthält der Granit Granat, der durch Reaktion mit in der Nachbarschaft aufgeschlossenen Paragneisen entstanden ist. Auf den ersten Blick sind die Isotopendaten verwirrend, da alle Proben zusammengekommen keine Gerade im Sr-Entwicklungsdiagramm definieren. Auf Grund der Rb und Sr Konzentrationen und spärlicher geologisch-petrographischer Hinweise lassen sich drei Gruppen unterscheiden.

Sechs Proben liegen auf einer Isochrone, die ein Alter von 349 ± 4 Mio. J. und ein initiales Sr-Verhältnis von $.70636 \pm 24$ ergibt (Abb.2). Vier Proben gehören zu den Rb-reichsten und Sr-ärmsten Graniten. Eine Probe ist ein Kinzigit, der zusammen mit der Probe mit dem größten Rb/Sr Verhältnis vorkommt. Wir müssen daraus schließen, daß dieser basische Restit mit der Granitschmelze isotopisch im Gleichgewicht gestanden ist. Die sechste Probe hat das kleinste Rb/Sr Verhältnis und weicht im Rb- und Sr-Gehalt sehr stark von den durchschnittlichen Werten aller Granitproben ab. Sie wurde jedoch zur gleichen Granitsuite gestellt, da sie im Mischungsdiagramm (s.u.) das Sr-reiche Endglied einer Mischungsreihe darstellt. Selbst wenn die zwei Punkte mit dem höchsten und niedrigsten Rb/Sr Verhältnis weggelassen werden, ändert sich am Alter innerhalb der Fehlergrenze nichts.

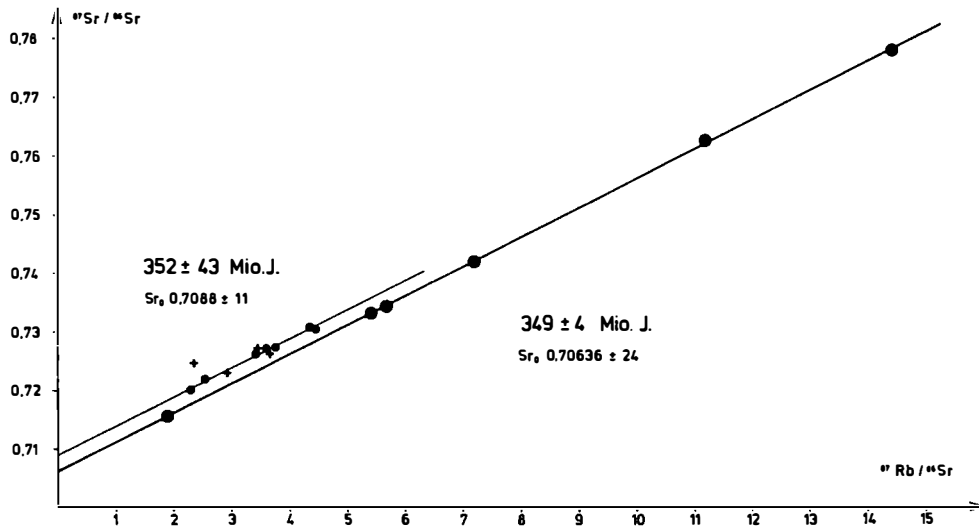


Abb.2: Isochronendiagramm des Weinsberger Granits. Große Kreise: "unkontaminierter" Granit mit einem Alter von 349 ± 4 Mio.J. und einem Initial von $.70636 \pm 24$. Kleine Kreise: mit Paramaterial kontaminierter Granit, seine Errorchrone ergibt ein Alter von 352 ± 43 Mio.J. und ein erhöhtes Initial von $.7088 \pm 11$. Kreuze: Proben aus dem Kontaktbereich.

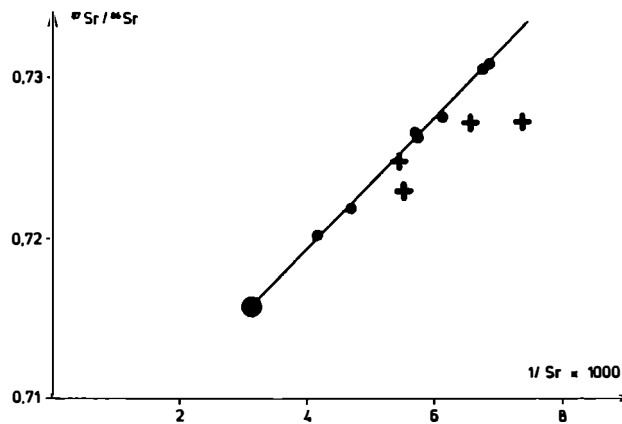


Abb.3: Mischungsgerade im Diagramm $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ gegen reziproke Sr-Gehalte des kontaminierten Weinsberger Granits. Großer Kreis: Probe 28/85, die Sr-reichste Probe der unkontaminierten Probensuite. Kleine Kreise: Mischungen zwischen Material der Zusammensetzung von Probe 28/85 und einer radio-generen, Sr-armen Komponente aus Paramaterial. Kreuze: granatführende Proben aus dem Kontaktbereich von Paragneisen.

Die zweite Gruppe von Weinsberger Graniten ist Rb-ärmer und hat eine geringe Variationsbreite im Rb/Sr Verhältnis. Sie wurde auf Grund des Mischungsdiagrammes (Abb.3) ausgeschieden. Im Diagramm $1/\text{Sr}$ gegen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (FAURE, 1977) liegen die Proben auf einer Geraden, d.h. sie stellen Mischungen zwischen einem Sr-reichen und einem Sr-armen Endglied mit unterschiedlichen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnissen dar, wobei das Sr-reiche von der Zusammensetzung der Probe 28/85 anzunehmen ist, die zugleich auf der Isochrone der ersten Gruppe liegt. Sind die Rb Gehalte von Proben jedoch gleich oder sehr ähnlich, wird die Gerade von der unterschiedlichen Sr-Konzentration bestimmt und täuscht eine Mischungslinie vor. Im hier beschriebenen Fall unterscheiden sich die Rb Gehalte um maximal 40 ppm, es ist nicht ganz eindeutig, ob tatsächlich eine echte Mischungslinie vorliegt. In der Isochronendarstellung der Abb.2 liegen die Punkte über der Isochrone von 349 Mio.J. Eine daraus errechnete Errorchrone ergibt ein Alter von 352 ± 43 Mio.J. mit einem deutlich höheren Sr-Initial von $.7088 \pm 11$.

Die dritte Gruppe zeigt eindeutig den Einfluß des Nebengesteins auf den Isotopenhaushalt des Granits. Sie ist in der Umgebung von Grein a.d. Donau aufgeschlossen. Die Proben haben den geringsten Rb-Gehalt von allen untersuchten Weinsberger Typen. Drei Proben streuen um die Errorchrone der zweiten Gruppe und wurden zur Altersberechnung dazugenommen. Läßt man sie weg, bleibt das Alter im Fehlerbereich gleich. Die vierte Probe (23/85) liegt weit über der Errorchrone. Sie wurden in 12 m Entfernung vom Kontakt mit Paragneisen genommen, die dort massiv rekristallisiert sind. Sie enthält Granat und Muskovit. Nebulose und eckige dunkle Schollen, letztere mit Pegmatitummantelungen, sind im Aufschluß zu beobachten. Hier hat die intrudierende Schmelze Nebengestein aufgenommen, und das Isotopenverhältnis des Granits kommt dem der Paragneise sehr nahe. Proben in einiger Entfernung zur Kontaktzone zeigen wieder den typischen granitischen Habitus, führen aber reichlich Granat. Nordöstlich von Grein stammt Probe 20/85, die makroskopisch keine Nebengesteinsbeeinflussung zeigt, jedoch so wie die anderen eine systematische Änderung im initialen Sr-Verhältnis. Die hier beschriebenen Proben liegen nicht auf der Mischungslinie der Abb.3, Punkt 23/85 (die kontaktnächste) nur zufällig, wohl aber auf einer Mischungslinie initiales Sr-Verhältnis (bezogen auf 352 Mio.J.) gegen $1/\text{Sr}$ (Abb.4). Die kontaktnächste Probe wird offensichtlich vom Isotopenverhältnis des Nebengesteins dominiert.

Proben 24/85, 26/85 und 20/85 liegen auf einer Geraden, die wieder durch die Sr-reichste Probe 28/85 läuft (Sr 317 ppm, $\text{Sr}_0 .7063$). Diese Zusammensetzung kann demnach als Endglied einer Mischungsreihe zwischen granitischer Schmelze mit niederem Initial und einer radiogeneren Sr-armen Teilschmelze (hauptsächlich durch Abbau von Biotit?) aus dem Nebengestein gedeutet werden. Der Mischungsfaktor nimmt mit wachsender Entfernung vom Kontakt ab.

Die Streuung der Sr-Initialwerte der zweiten Probengruppe (Abb.4) ist nicht systematisch, sie zeigt lediglich die Inhomogenitäten der Strontiumzusammensetzung in der Schmelze.

Bisher wurden Mikrokline an zwei Proben untersucht (s. Tab.1). Der Rb-Gehalt der Einsprenglinge und der Mikrokline der Grundmasse liegt unabhängig vom Rb-Gehalt der Gesamtgesteine bei 300 ppm. Sr ist im Kalifeldspat gegenüber dem Gesamtgestein konzentriert (nach vorläufigen Untersuchungen enthält auch Plagioklas weitaus weniger Sr als Mikroklin). Die Einsprenglinge sind Sr-reicher als die Feldspate der Grundmasse, der Sr-Gehalt nimmt vom Kern zur Hülle ab. Analysendaten liegen recht gut auf Isochronen, sind wegen des geringen spreads mit einem großen Altersfehler behaftet (Abb.5). Die Alter von 325 Mio.J. datieren eine schwer faßbare Schließungstemperatur, die Korngrößen abhängig ist und umso tiefer liegt, je langsamer die Abkühlung vor sich geht (MISRA & VENKATASUBRAMANIAM, 1977). Sie dürfte ungefähr im Schließungstemperaturbereich von Biotit ($\sim 300^\circ \text{C}$) liegen.

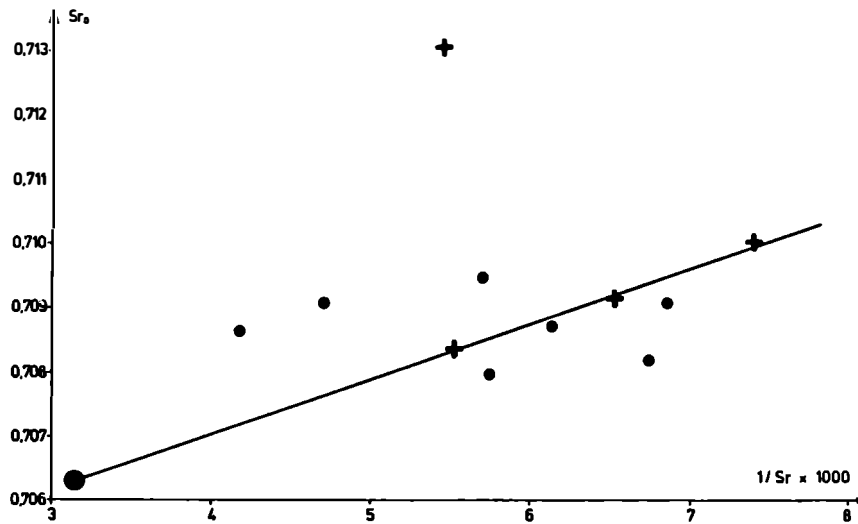


Abb.4: Diagramm reziproke Sr-Werte gegen initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse vor ca. 350 Mio.J. Symbole wie in Abb.3. Aus der Mischungslinie ist die Kontamination von granitischer Schmelze mit niedrigem Initial mit einer Komponente mit höherem Initial abzuleiten. Die kontaktnächste Probe 23/85 hat mehr oder weniger die Zusammensetzung (das Initial) der Paragneise.

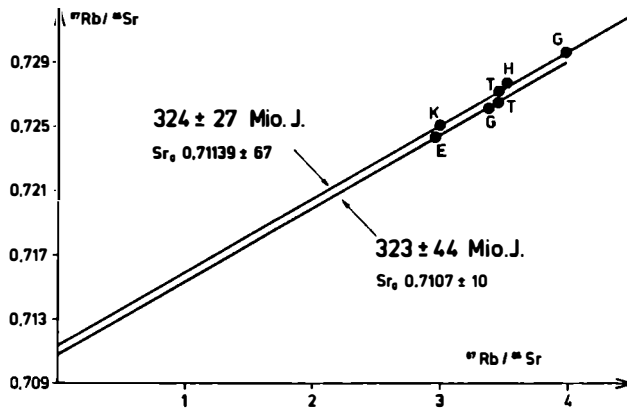


Abb.5: Mikroklone der Proben 18/85 und 24/85 dargestellt im Isochronendiagramm. Die Daten geben Abkühlalter an. T Gesamtgestein, E Mikrokloneinsprengling, K und H Kern bzw. Hülle eines Einsprenglings, G Mikrolin der Grundmasse.

Der Mauthausener Granit

Nach seiner Plagioklasvormacht (RICHTER, 1965) ist der Mauthausener Granit nach der Nomenklatur von STRECKEISEN (1974) ein Monzogranit. Die Proben aus den Steinbrüchen in der Umgebung von Mauthausen haben eine sehr geringe Streuung im Rb/Sr Verhältnis. Vom Zentrum aus nimmt der Sr-Gehalt nach E und W ab; auf eine Distanz von 12 km sinkt er nach W um ca. 30 %, das Rb nimmt um 10 % zu (Tab.1). Die Untersuchung von 5 Proben mit einer maximalen Streuung im Rb/Sr Verhältnis ergaben ein Alter von 362 ± 7 Mio.J. mit einem Initial von .70701. Dieses Ergebnis widerspricht völlig allen Geländebeobachtungen, wonach die sogenannten Feinkorngranite stets den Weinsberger Granit durchschlagen und Schollen des älteren Granits in allen Stadien der Auflösung führen. Weitere Proben aus dem Granitkörper von Mauthausen - Perg, der sich nach NE erstreckt und z.T. von Störungen begrenzt ist, sind feinkörnig und führen gegen den Kontakt Muskovit. Makroskopisch unterscheiden sie sich dadurch von den Graniten um Mauthausen. Die sieben Proben (Tab.1, Abb.6) ergeben ein Alter von 353 ± 5 Mio.J. mit einem Sr_0 von $.70730 \pm 13$. Sie sind innerhalb des Fehlers altersgleich mit dem Weinsberger Granit, haben aber ein etwas höheres Sr-Initial. Feinkorngranite anderer Vorkommen zeigen, daß sie mit der Schmelze des Mauthausener Granits s.str. nichts zu tun haben.

Um die Widersprüche zwischen geologischen Geländebefunden und Isotopendaten zu klären, wurde versucht, den Plöckinger Granit im westlichen Mühlviertel (Abb.1) zu datieren. Er intrudiert als kleiner Stock in Weinsberger und Schlierengranit. Der Granit ist so homogen in seiner Chemie, daß der Versuch nicht zielführend war (Tab. 1, Abb.6). Er ist außerdem hydrothermal stark verändert: die Biotite sind chloritisiert, die Feldspate kaolinisiert. Das niedrige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis könnte ebenfalls auf eine sekundäre Veränderung hinweisen.

Nach den vorliegenden Ergebnissen sind Mauthausener Granit s.str. und Weinsberger Granit innerhalb der Fehlergrenze gleich alt. Die Versteilung einer jüngeren Mauthausener Isochrone mit gleichem Initial, die ein Alter entsprechend dem Weinsberger Granit vortäuscht, könnte nur durch Rb Verlust oder Zufuhr von radioemem Sr zustande gekommen sein, und beides müßte mit einem konstanten Faktor geschehen sein, um die Punkte wieder auf eine Gerade zu bringen. Das ist ein sehr unwahrscheinlicher Vorgang. Stoffaustausch läßt sich auch nicht nachweisen. Es müssen daher zwei Schmelzen nebeneinander existiert haben, die gleichzeitig auskristallisiert sind. Es wird zu prüfen sein, ob die Feinkorngranite, die Weinsberger Granit durchschlagen oder in Einschlüssen führen, alters- und isotopenmäßig mit dem Mauthausener Granit in Verbindung stehen.

Der Eisgarner Granit

Der langgestreckte Körper des Eisgarner Granits ist chemisch sehr homogen. Ein leichtes Gefälle im Sr-Gehalt vom Zentrum gegen S und N bei leichter Rb-Zunahme ist feststellbar (Tab.1). Der Granit hat ein Rb - Sr Alter von 316 ± 7 Mio.J. und ein initiales Sr-Verhältnis von $.7147 \pm 7$ (Abb.7). Um einen größeren Spread der Rb/Sr Verhältnisse im Sr-Entwicklungsdiagramm zu erzielen, wurden Apatite und Mikrokline von zwei Proben analysiert, die das Alter besser absichern sollten. Auch hier zeigt sich, daß Kalifeldspate beträchtliche Mengen Sr einbauen. Interessanterweise zeigen sie nicht die beim Weinsberger Granit beobachtbare Verjüngung. Die Streuung der Analysenpunkte um die Gerade und der hohe Initialwert bekräftigen die Interpretation, daß hier ein S-Typ Granit vorliegt, bei dessen Bildung durch Anatexis (SCHARBERT, 1966) von Paramaterial keine perfekte Isotopenhomogenisierung stattgefunden hat.

Nahe der tschechischen Grenze wurde ein rötlich gefärbter Biotitgranit erbohrt, der den Eisgarner Granit intrudiert. Er ist kein Differentiationsprodukt des Eisgarner Granits, da die Analysenpunkte (Abb.7) unter den Werten des Eisgarner Granits liegen und auf ein niedrigeres Initial deuten. Er ist außerdem Rb-ärmer und Sr-reicher als der ältere Magmatit (Tab.1).

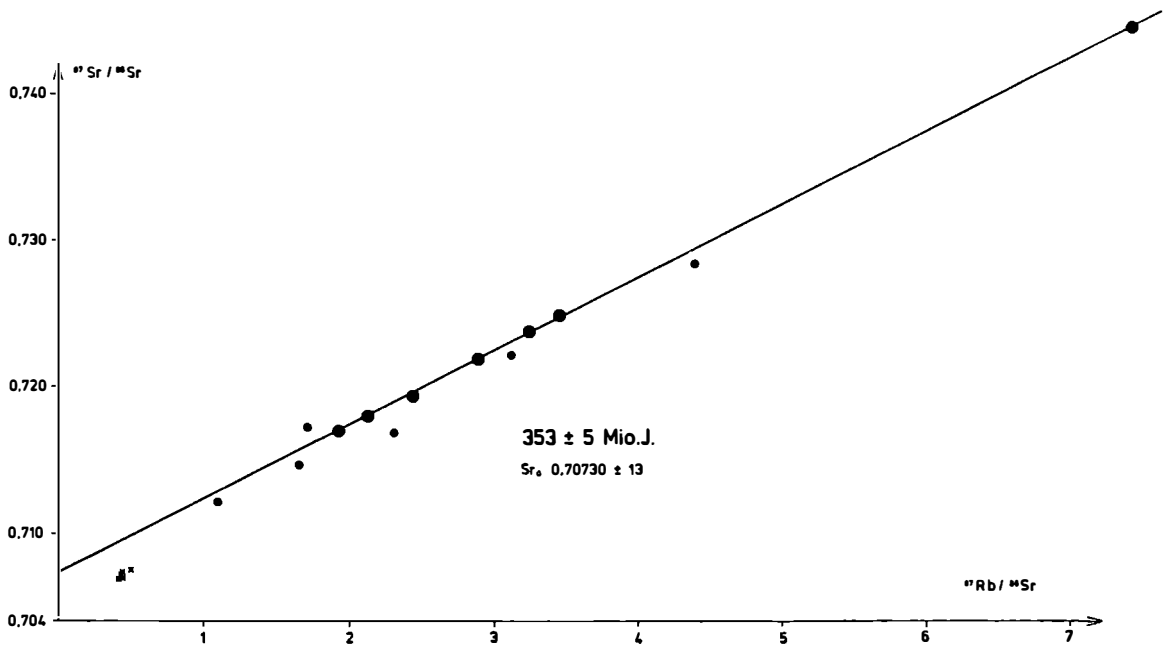


Abb.6: Isochronendiagramm des Mauthäuserer Granits (große Kreise). Die Gerade definiert ein Alter von 353 ± 5 Mio.J. mit einem Initial von $.70730 \pm 13$. Kleine Kreise: Feinkorngranite von verschiedenen Lokalitäten, Kreuze: Plöckinger Granit.

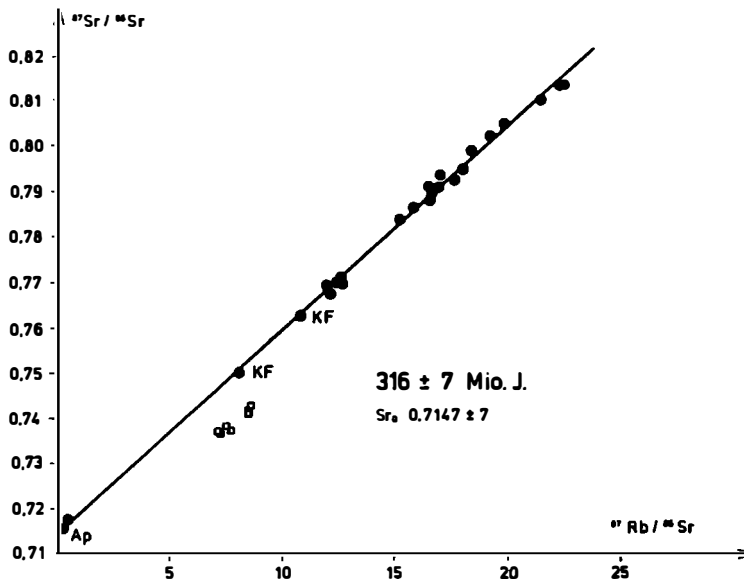


Abb.7: Sr-Entwicklungsdiagramm des Eisgarner Granits. Die Gerade ergibt ein Alter von 316 ± 7 Mio.J., das hohe Initial von $.7147 \pm 7$ weist das Gestein als anatektisch entstandenen S-Typ Granit aus. KF Mikroklin, Ap Apatit, offene Quadrate: roter Biotitgranit, der den Eisgarner Granit intrudiert.

Der Greisen vom Nebelstein

Im Zuge von Prospektionsarbeiten wurde SW von Weitra in einem Gebiet, das von Weinsberger und Feinkorngranit aufgebaut wird, eine Intrusivfolge erbohrt, deren ausführliche petrologische und geochemische Beschreibung von R. GÖD & F. KOLLER in diesem Heft erscheint. Das zur Datierung verwendete Material umfaßt Zweiglimmergranit mit abnehmenden Mengen Biotit, Muskovitgranite und grobschuppige Muskovitflatschengranite mit auffallenden Magnetitklumpen. Die Stärke der Alteration bis hin zur Vergreisung nimmt von unten nach oben zu. Dabei verschwindet der Biotit, statt dessen bildet sich Magnetit, Muskovit kristallisiert auf Kosten von Alkalifeldspat, zuletzt verschwindet der Plagioklas. Der Rb-Gehalt bleibt in allen Umwandlungsstadien praktisch konstant, der Sr-Gehalt hat im Muskovitflatschengranit auf ein Zehntel des ursprünglichen Gehalts abgenommen (Tab.1). Die Proben aller Gesteinstypen liegen auf einer Isochrone (Abb.8) mit einem Alter von 311.6 ± 1.4 Mio.J. und einem Initial von $.7055 \pm 4$. Die Zahl datiert m.E. den Zeitpunkt der Alteration und der Vergreisung, zu dem sich die neue Sr-Chemie eingestellt hat. Zeitlich wird dieser Vorgang eng mit der Platznahme zusammenfallen. Die Intrusion erfolgte in sicherlich bereits abgekühltes Nebengestein; die mitgeführten Fluida haben in den kontaktnächsten Dachpartien des Stocks die intensivsten Mineralumsetzungen bewirkt, wo auch die Schwermetallsulfide angereichert worden sind.

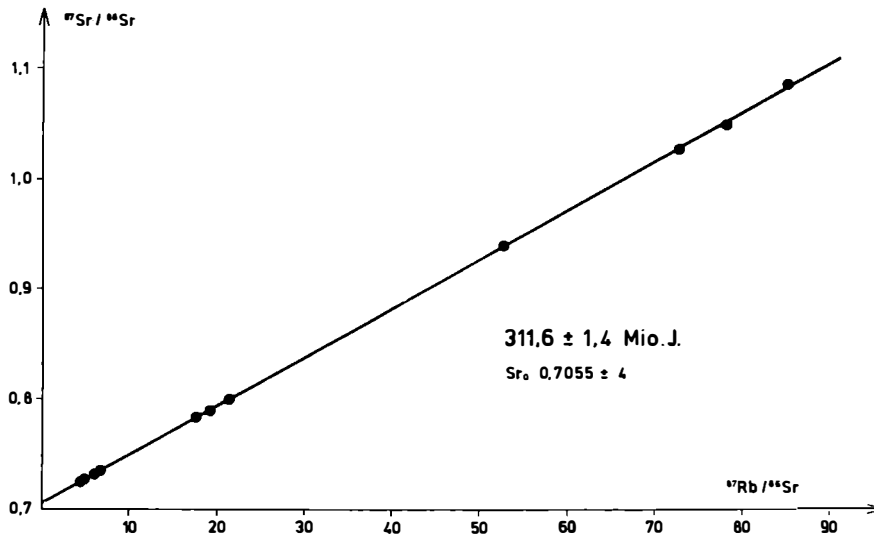


Abb.8: Isochrone des Greisengesteins vom Nebelstein. Alle Proben von \pm unveränderter bis stark veränderter mineralogischer Zusammensetzung ergeben ein Alter von 311.6 ± 1.4 Mio.J., das die Vergreisung unmittelbar nach der Intrusion datiert.

Das niedere Initial ist ungewöhnlich für eine späte Intrusion mit geochemischen Kriterien, die für einen S-Typ Granit sprechen (mündliche Mitteilung F. KOLLER). Es gibt dafür drei Erklärungsmöglichkeiten:

- 1) Der Wert von $.7055$ entspricht tatsächlich dem initialen Sr-Isotopenverhältnis, wie ihn S-Typen selten haben (FLOOD & SHAW, 1977).
- 2) Austausch von radiogenem Sr während der Vergreisung gegen Sr mit niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnissen unbekannter Herkunft. Dabei könnten Fluida aus der

Unterkruste/Mantel lokal Krustenmaterial aufgeschmolzen haben. Durch diese Interaktion trägt der Intrusivstock Merkmale von I-Typ (niedriges $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Mo Vererzung) und S-Typ Magmatiten.

- 3) Rotation einer jüngeren Isochrone mit höherem Initial, wobei - Rb bleibt konstant - bei einem Teil der Proben Sr entfernt (das wären aber im beschriebenen Fall die Sr-reichen), bei den Sr-armen Proben oberhalb des Drehpunktes Strontium zugeführt worden sein müßte. Der Fall scheint wegen der komplizierten Stoffverschiebung am wenigsten plausibel.

Auf Grund der Rb- und Sr-Chemie der besterhaltenen Gesteinstypen ist ein stofflicher Zusammenhang mit dem Eisgarner Granit nicht wahrscheinlich.

Diskussion

Der Weinsberger Granit hat nach den vorliegenden Untersuchungen ein Bildungsalter von 349 ± 4 Mio.J. Die Herkunft der Schmelze ist aus einem Reservoir mit niedrigeren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnissen abzuleiten. Auf Grund des Initialwertes von .7063 ist sedimentäres Krustenmaterial weitgehend auszuschließen. Die begleitenden Diorite, Einschlüsse von dioritischer Zusammensetzung, der Gehalt an Hornblenden und Pyroxenrelikten (letztere vor allem im Schlierengranit) weisen auf ein Edukt basischerer Zusammensetzung hin. Unveröffentlichte Einzeldaten von Dioriten haben ähnlich niedrigere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Werte. Alle diese Indizien weisen darauf hin, daß das Reservoir des frühvariszischen I-Typ Granitoide, zu denen nach vorliegenden Ergebnissen auch der Mauthausener Granit gehört, in der Unterkruste zu suchen ist, die - bei welchen geodynamischen Vorgängen auch immer - auch aus Manteldifferenzialen aufgebaut worden ist. Die Entstehung dieser Unterkruste muß nicht in Zusammenhang mit der variszischen Tektogenese gesehen werden, da nach T.C. LIEW (mündliche Mitteilung) Neodymdaten der moldanubischen Intrusiva Krustenverweilzeiten von mehr als einer Milliarde Jahren haben. Die von KÖHLER & MOLLER-SOHNIIUS (1986) postulierte einheitliche Unterkruste mit niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen wird durch die vorliegenden Untersuchungen bestätigt und kann über den ganzen Bereich der Monotonen Serie der Moldanubikums nachgewiesen werden.

Welche komplizierten petrologischen Prozesse während der variszischen Gebirgsbildung zu granitischen Schmelzen geführt haben, ist auf Grund der vorgelegten Daten nicht abzuleiten. Sicher nachzuweisen ist, daß stellenweise Material der Oberkruste an der Schmelze beteiligt gewesen ist. Bedeutende Volumina des Weinsberger Granits, sie führen auch im Gelände immer wieder Einschlüsse von Paragneisen und Granat, haben ein erhöhtes initiales Sr-Verhältnis von .7088. Es liegt zwischen dem Unterkrusteninitial der Isochrone und dem Initial der Probe in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Paragneisen, das in das Feld der Krustengesteine nach KÖHLER & MOLLER-SOHNIIUS (1986) fällt. Bei der Mischung von I-Typ Schmelze und Krustenmaterial hat kein perfekter Isotopenaustausch stattgefunden, wie Abb.2 und 3 zeigen. Beim gleichaltrigen Mauthausener Granit mit einem Initial von .7073 ist ebenfalls eine Beimengung von Krustenmaterial anzunehmen. Cognate Dioritschollen weisen aber ebenfalls auf Teilschmelzen aus der tiefen Kruste hin.

Es muß auf Grund der gleichen Altersdaten von Weinsberger und Mauthausener Granit angenommen werden, daß lokal zwei Schmelzen gleichzeitig kristallisiert haben. Die im Gelände beobachtete Intrusionsabfolge Weinsberger - Mauthausener Granit ist entweder wegen des geringen Altersunterschiedes mit der Datierung nicht faßbar, oder eben nur an wirklich jüngeren Feinkorngraniten beobachtet worden. Eine andere Möglichkeit ist, daß bei unterschiedlich hohem Wassergehalt (und unterschiedlich hoher Temperatur?) Schmelzen bzw. Kristall-Schmelzgemische sich mechanisch verschieden verhalten. Letztlich ist auch zu überlegen, ob der Weinsberger Granit über längere Zeit in einem hohen Temperaturbereich verblieben ist, in dem ein Isotopenaustausch des Sr innerhalb des Granits stattgefunden haben kann. Eine Verweildauer von ca. 25 Mio. J. erniedrigt das Initial dann auf ungefähr .704, was im großen und ganzen doch recht unwahrscheinlich ist.

Gegen Nordosten, in den Raum nordwestliches Waldviertel und Tschechoslowakei wird die Metamorphose, die bis zur Migmatitbildung und Anatexis führt, jünger (unveröffentlichte Daten). Damit stimmt das Alter des Eisgarner Granits mit 316 ± 7 Mio.J. und einem Initial von .7147 überein. Eine letzte Phase magmatischer Aktivität wird durch die Intrusion eines Greisen mit 311 Mio.J. und einem Initial von .7055 in ältere Granite datiert. Sie steht vermutlich im Zusammenhang mit Tiefenbrüchen und der Heraushebung einzelner Blöcke, die bereits abgekühlt waren.

An Hand des gegenwärtigen Kenntnisstandes ist es schwierig, die Entstehung der Granite in ein geodynamisches Modell einzubauen. Solch ein Versuch kann erst nach Vorliegen zahlreicher Isotopendaten (Sr, Nd, Pb) und geochemischer Kriterien aus einem überregionalen Blickwinkel unternommen werden.

Danksagung

Für die Aufbereitung der Proben sei Herrn J. Zagler, Frau M. Jelenc für die sorgfältige Arbeit im Chemielabor herzlichst gedankt. Diskussionen mit meinen Kollegen M. THÖNI, F. FINGER, F. KOLLER, O. THIELE, G. PESTAL und R. GÖD waren immer anregend. Letzterem verdanke ich, daß die Fa. MINEREX Probenmaterial von Bohrkernen für die Datierung zur Verfügung gestellt hat. Herr T. SPRITZENDORFER hat dankenswerterweise die Ausführung der Zeichnungen übernommen, Dr. F. HAYDARY die Koordinaten abgelesen. Die Mikroklinproben wurden an der Abteilung für Isotopengeologie des Mineralogischen Instituts der Universität Bern gemessen; für die freundliche Aufnahme und jegliche Unterstützung danke ich Frau Prof. E. Jäger und ihren Mitarbeitern besonders herzlich. Gedankt sei auch allen Steinbruchbesitzern und ihren Arbeitern, die mit lebhafter Neugier bei der Probenahme geholfen haben.

Literatur

- FAURE, G. Principles of Isotope Geology. - John Wiley & Sons, New York, 1977.
- FINGER, F.: Zur Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl. - Diss. naturw., Univ.Salzburg, 1984.
- FINGER, F.: Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). - Jb.Geol.B.-A., 128, 1986.
- FINGER, F. & HÖCK, V.: Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. - Jb. Geol. B.-A., 129, 1987.
- FLOOD, R.H. & SHAW, S.E.: Two "S-Type" granite suites with low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from the New England Batholith, Australia. - Contrib.Mineral. Petrol. 61, 1977.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A., 119, 1976.
- v. GAERTNER, H.R., HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H. & MOLLER, P.: Datierungsbericht Nr.5/67, Bundesanstalt für Bodenforschung; Zwischenbericht über K/Ar und Rb/Sr Datierungen von Gesteinen aus dem ostbayerisch-österreichischen Kristallin, 1967.
- GRABER, H.V.: Die Intrusionsfolge im südlichen Moldanubischen Grundgebirge. - Zentralblatt Min.Pal., Abt. B, 1933.
- JÄGER, E., GRONENFELDER, M., GRÜGLER, N. & SCHRÖLL, E.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum. - Tschermaks Min.Petr.Mitt. 10, 1965.
- KÖHLER, H. & MOLLER-SOHNLIUS, D.: Rb - Sr Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE-Bayern) - Teil 2: Intrusivgesteine. - N.Jb.Min.Abh., 155, 1986.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. Tschermaks Min.Petr.Mitt. 9, 1965.
- MISRA, N.K. & VENKATASUBRAMANIAM, V.S.: Strontium diffusion in feldspars - a laboratory study. - Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 1977.
- RICHTER, W.: Petrologische Untersuchungen am Mauthausener Granit im österreichischen Moldanubikum. - Tschermaks Min.Petr.Mitt. 10, 1965.
- SCHARBERT, S.: Mineralbestand und Genesis des Eisgarner Granits im niederösterreichischen Waldviertel. - Tschermaks Min.Petr.Mitt. 11, 1966.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E.: Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. - Earth Planet. Sci.Letters 36, 1977.
- STRECKEISEN, A.: Classification and nomenclature of plutonic rocks. - Geol. Rdsch. 63, 1974.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs, in Geologie von Österreich (SCHAFFER, F.X., Hrsg.). - 2. Auflage, Deuticke, Wien 1951.
- WENDT, I., KREUZER, H., MOLLER, P. & SCHMID, H.: Gesamtgesteins- und Mineraldatierungen des Falkenberger Granits. - Geolog. Jb., Reihe E, 1986.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPEL, B.W.: Ultrametamorphism and granitoid genesis. - Tectonophysics, 43, 1977.
- YORK, D.: Least square fitting of a straight line with correlated errors. - Earth Planet. Sci.Letters 5, 1969.

DIE KONTINENTALE KRUSTE IM BEREICH DER INSELGRUPPE
DER SEYCHELLEN (INDISCHER OZEAN)

von

W. Richter +)

(eingelangt am 25. Mai 1987)

Zusammenfassung

Die Inselgruppe der Seychellen im Indischen Ozean ist Teil der Seychellen-Bank, die aufgrund ihrer seismischen Struktur und ihres Gesteinsinhaltes einen Mikrokontinent darstellt. Sie ist überwiegend aus präkambrischen Graniten und Granodioriten aufgebaut, lediglich im NW des Archipels befindet sich ein paleozäner Alkali-Intrusivkomplex. Die präkambrischen Granitoide lassen sich wegen ihres Mineralbestandes und ihrer chemischen Zusammensetzung (Haupt- und Spurenelemente und Seltene Erden) als I-Granite mit stark ausgeprägter Tendenz zu A-Graniten einstufen. Die Alkali-Intrusion besteht aus Dioriten, Syeniten und Quarzsyeniten. Diese Abfolge weist Fraktionierungsbeziehungen auf und besitzt aufgrund von Haupt- und Spurenelementverteilungen, bei primitivem, manteldominiertem Chemismus und geringer Krustenbeeinflussung, den Charakter kontinentaler Alkaligesteine. Sie läßt sich demnach gut mit den Gesteinen des Oslo-Grabens vergleichen. Die durch paläomagnetische Untersuchungen wahrscheinlich gemachte Position der Seychellen-Bank zum Zeitpunkt der Bildung der Granitoide, am Ausgang des heutigen Golfes von Aden, ist auch aufgrund der Zusammensetzung der präkambrischen Granitoide im Vergleich mit Intrusivgesteinen aus diesem Bereich, etwa in Oberägypten oder im Sudan, durchaus möglich. Demnach kann der Magmatismus, der zur Bildung der Seychellen-Granite führte, mit dem panafrikanischen Ereignis in Verbindung gebracht werden. Die paleozäne Alkaliintrusion steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit Grabenbildung und Krustendehnung, die dem Sea-floor-spreading, das zur raschen N-Bewegung von Indien führte, unmittelbar voranging.

1. Einleitung

Die Inselgruppe der Seychellen (Abb.1) befindet sich etwa 1600 km E von Mombasa, zwischen $55^{\circ}10'$ - 56° E und $4^{\circ}10'$ - $4^{\circ}50'$ S, im Indischen Ozean. Sie umfaßt 92 Inseln, von denen 24 bewohnt sind, und die eine Fläche von rund 200 km² bedecken. Diese Inseln sind die, über die Meeresoberfläche ragenden Erhebungen der submarinen Seychellen-Bank, eines etwa 41.000 km² ausgedehnten Sockels, der im Durchschnitt nur 60 m unter dem Meeresspiegel liegt, und den nördlichen Teil des Mascarenen Plateaus bildet, das sich in einem 2300 km langen Bogen nach SE bis in den Bereich der vulkanischen Inseln um Mauritius erstreckt. Der innere Aufbau der Seychellen-Bank ist durch refraktionsseismische Untersuchungen (1)-(3) gut bekannt. Die gesamte Kruste besitzt deutlich kontinentalen Charakter. Sie ist durchschnittlich 33 km mächtig und die oberen, rund 15 km weisen seismische Eigenschaften auf, die für granitoide Gesteine typisch sind.

Die erste umfassende geologische Bearbeitung der Inselgruppe stammt von Baker (4). Er unterscheidet verschiedene präkambrische Granittypen, aus denen die meisten Inseln, insbesondere die Hauptinseln Mahé, Praslin und La Digue, aufgebaut sind und die z.T. von Schwärmen von Doleritgängen durchschlagen werden, und alt-

+) Anschrift des Verfassers:
Prof. Dr. Wolfram Richter
Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

tertiäre Syenite und Diorite, die auf die beiden nordwestlichen Inseln, Silhouette und Ile du Nord beschränkt sind. Weiterführende petrographische und geochemische Untersuchungen sind eher spärlich gesät (5)-(8) und behandeln jeweils Teilaspekte bzw. einzelne Gesteinstypen. Hingegen liegen vielfältige geochronologische Untersuchungen vor (Tab.1), die gestatten, das magmatische Geschehen im Bereich der Seychellen-Bank gut zu interpretieren (9)-(12). Ziel der Arbeit ist eine zusammenfassende petrologische und geochemische Darstellung der, die Seychellen aufbauenden Gesteine und der Versuch einer Rekonstruktion der Entwicklung der Seychellen-Bank als Mikrokontinent.

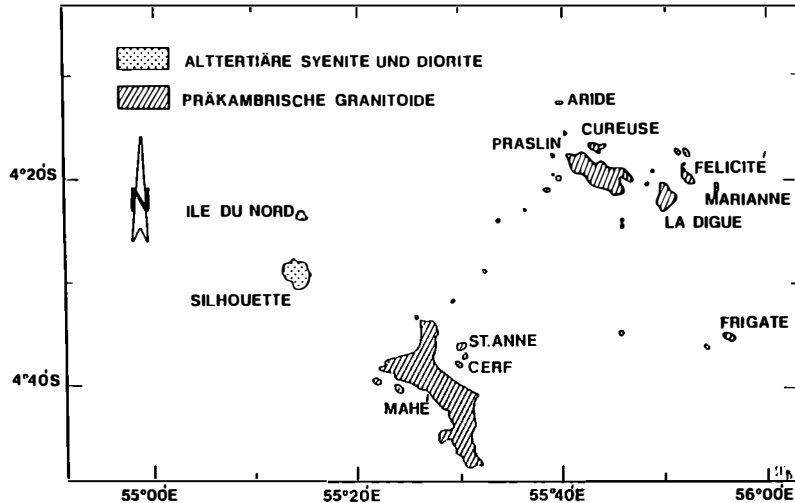


Abb.1: Lageskizze der Inselgruppe der Seychellen im Indischen Ozean.

2. Die präkambrischen Granite

Mit Ausnahme von Silhouette und Ile du Nord, sind alle größeren Inseln aus granitoiden Gesteinen aufgebaut. Wie schon Baker (4) und Suwa et.al. (7) feststellten, lassen sich auf der Hauptinsel Mahé drei Granittypen unterscheiden, die auch in einer eindeutigen relativen Altersbeziehung zueinander stehen. Der N-Teil der Insel ist aus z.T. gneisartig ausgebildeten grauen Granodioriten aufgebaut, die bereichsweise in inhomogene Tonalite übergehen und die reich an basischen Xenolithen sind. Sie sind die ältesten Gesteine und sind durch Intrusivkontakte gut von den grauen Graniten abzutrennen. Diese homogenen, mittel- bis grobkörnigen, massigen Granite sind die verbreitetsten Gesteine von Mahé und erstrecken sich von NW bis zur SE-Spitze der Insel und bauen auch in einer gneisartigen Abart die beiden im N vorgelagerten Inseln St. Anne und Cerf auf. Entlang der W-Küste sind relativ jüngere porphyrische Granite aufgeschlossen und im SW sind zahlreiche kleinere Körper aus meist grobkörnigen rötlich-beigefarbenen Graniten zu beobachten.

Die Insel Marianne, im NE der Seychellen-Bank ist aus Granodioriten und den grauen Graniten von Mahé vergleichbaren Gesteinen aufgebaut. Praslin, La Digue, Curieuse, Felicité und Petite und Grande Soeur bestehen zumeist aus rötlichen bis beige-farbenen Graniten mit relativ geringer Variationsbreite. Während Suwa et.al. (7) die Unterteilung in drei Gesteinsgruppen auf alle präkambrischen Inseln übertragen und (a) die Granodiorite von Mahé, (b) die grauen Granite von Mahé, sowie die Granite von Praslin, La Digue und Curieuse, und (c) die porphyrischen und rosa Granite von Mahé, sowie die Granite von Marianne, Felicité und Petite und Grande Soeur unterscheiden, lassen sich aufgrund einer statistischen

Tabelle 1: ALTERSDATEN VON GESTEINEN DER SEYCHELLEN

=====

Olivin Dolerit	Praslin	(K-Ar Gesamtgestein)	(a)	52 +10 48 ± 9	my
Syenit	Silhouette	(K-Ar Pyroxen)	(b)	34 ± 7 62 ± 12 43 ± 8	
Diorit	Ile du Nord	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(b)	60 ± 4	$Sr_i = 0,70361 \pm 0,00010$
Syenit	Silhouette	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(c)	63,5 ± 0,2	$Sr_i = 0,70388 \pm 0,00001$
Syenit	Silhouette	(U-Pb Zirkon)	(c)	63,2 ± 1,7	
Syenit	Silhouette	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(d)	63,2 ± 1,0	$Sr_i = 0,7056 \pm 0,0009$
Syenit	Silhouette Ile du Nord	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(d)	63,0 ± 3,1	$Sr_i = 0,7038 \pm 0,0003$
Dolerit	Mahé	(K-Ar Gesamtgestein)	(a)	645 ± 55	
Porphyrgranit	Mahé	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(b)	683 ± 16	$Sr_i = 0,70592 \pm 0,00075$
Granit	Mahé	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(b)	693 ± 16	$Sr_i = 0,70450 \pm 0,00029$
gneisartiger Granit	Mahé	(Rb-Sr Gesamtgestein)	(b)	713 ± 19	$Sr_i = 0,70419 \pm 0,00032$

(a) Baker B.H. und Miller J.A. 1963

(b) Yanagi T. et.al. 1983

(c) Scharbert S. et.al. 1984

(d) Dickin A.P. et.al. 1986

Auswertung der Haupt- und Spurenelementdaten von Granitoiden aller dieser Inseln nur zwei Gruppen sicher voneinander abtrennen, deren Gesteine auch bezüglich ihrer mineralogischen Zusammensetzungen gut korrespondieren (siehe Kap. 2.3). Diese beiden Gruppen umfassen die Gesteine der Inseln Mahé, St. Anne, Cerf und Marianne - im folgenden "Mahé-Gruppe" genannt - und der Inseln Praslin, La Digue, Curieuse, Felicite und Petite und Grande Soeur - im folgenden als "Praslin-Gruppe" bezeichnet.

2.1 Petrographie und Mineralogie der Gesteine der Mahé-Gruppe

Die mineralogisch-petrographische Charakterisierung der Gesteine kann, wie auch in den folgenden Abschnitten nur sehr summarisch erfolgen und konzentriert sich im wesentlichen auf die Hauptgemengteile.

Entsprechend der Variationsbreite von Tonaliten bis zu Graniten sind neben Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat in wechselnden Mengenverhältnissen, die dominierenden hellen Gemengteile. Die Feldspäte sind in allen Gesteinen recht einheitlich zusammengesetzt. Es handelt sich um mesoperthitische Mikroklinae mit $Or \geq 95$ und $Ab = 5$ bzw. $Or < 1$, $Ab > 98$ und $An < 2$, und meist nur schwach zonar gebaute Plagioklase, die in den Granodioriten $An = 28-19$ und in den porphyrischen und rosa Graniten $An = 10-4$ aufweisen. In der Hauptmasse der grauen Granite ist Albit nur als Saum zwischen den Mikroklinkörnern zu beobachten. Amphibole sind in allen Gesteinen der Mahé-Gruppe die dominierenden dunklen Gemengteile. Die Zusammensetzung der Amphibole +) variiert in weiten Bereichen (Abb. 2 und 3).

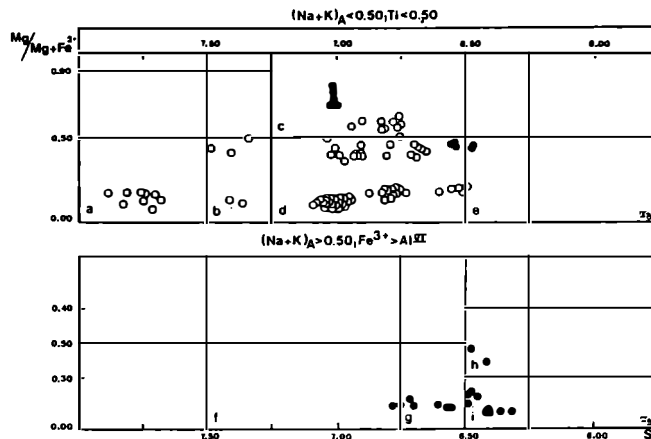


Abb.2: Zusammensetzung der Ca-Amphibole aus den präkambrischen Graniten und Granodioriten der Seychellen nach Leake (13).
 Symbole: Leere Kreise, Mahé-Gruppe; volle Kreise, Praslin-Gruppe.
 Nomenklatur: (a) Ferro-Aktinolithe, (b) Ferro-Aktinolithische-Hornblenden, (c) Magnesio-Hornblenden, (d) Ferro-Hornblenden, (e) Ferro-Tschermakitische-Hornblenden, (f) Ferro-Edenite, (g) Ferro-Edenitische-Hornblenden, (h) Magnesio-Hastingsitische-Hornblenden und (i) Hastingsitische-Hornblenden.

+) Die Mineralanalysen wurden mittels Elektronenstrahlmikrosonde durchgeführt.

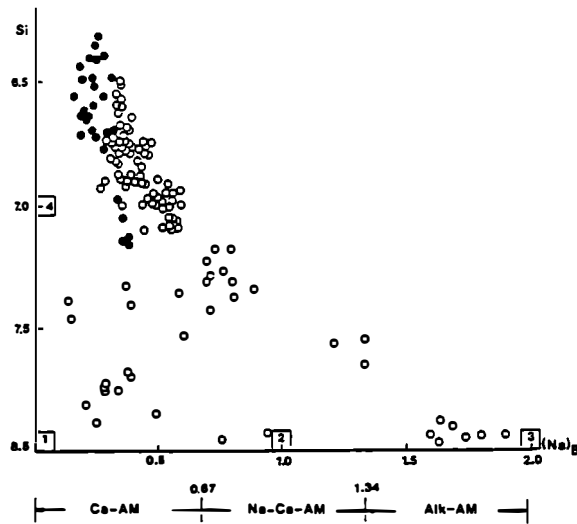


Abb.3: Amphibolzusammensetzungen der präkambrischen Granitoide in einer Darstellung Si gegen $(Na)_B$ pro Formeleinheit (Symbole wie in Abb.2). Die Quadrate (1) bis (4) bezeichnen die Zusammensetzungen von Ferro-Aktinolith, Ferro-Richterit/Ferro-Winchit, Riebeckit und Ferro-Edenit/Ferro-Hornblende.

Nach der Nomenklatur von Leake (13) handelt es sich um Ferro-Aktinolithe, Ferro-Aktinolithische-Hornblenden, Magnesio- und Ferro-Hornblenden, Ferro-Tschermakitische-Hornblenden, Ferro-Richterite und Riebeckite. Dabei stellen nach textuellen Hinweisen die Ferro-Aktinolithe und wahrscheinlich auch die Riebeckite Subsolidusbildungen dar, während alle anderen Amphibole zur magmatischen Abfolge zu rechnen sind. Selbst im Dünnschliffbereich ist eine beträchtliche Variationsbreite gegeben und die Einzelindividuen sind häufig stark zonar gebaut, sodaß ein Trend innerhalb der Granittypen kaum anzugeben ist. Folgende Abhängigkeiten lassen sich jedoch ableiten (vergl. Hoshino (8)). Das X_{Mg} fällt vom Granodiorit über die porphyrischen und rosa Granite zum grauen Granit ($X_{Mg} = 0,63 - 0,08$), und umgekehrt ist grob ein Ansteigen im Gesamtalkaligehalt zu beobachten. In Abb.3 ist die Abhängigkeit von Si und $(Na)_B$ dargestellt. Wenn man von den Ferro-Aktinolithen absieht, ergibt sich eine klare, positive Korrelation von Si und $(Na)_B$ für die Amphibole der Mahé-Gruppe. Die Ferro-Aktinolithe, die an sich, wie die Riebeckite auch spätmagnetische Bildungen darstellen könnten (14), treten ausschließlich als Einschlüsse in den Hornblenden auf und stellen wahrscheinlich ein Verdrängungsprodukt nach primärem Klinopyroxen dar (vergl. auch Hoshino (8)). Die Klinopyroxene sind Ferro-Hdenbergite bis Ferro-Augite. ($Di=5-38$, $Hed=73-23$, $Hy=6-20$, $Ac=5-10$, $Ts=1-5$ und $Jd=2-5$), die auf die älteren Granite mit höheren X_{Mg} beschränkt sind. Sie stellen ein frühes Kristallisationsprodukt dar und sind immer von Amphibol umwachsen.

An opaken Mineralen sind Magnetit und Ilmenit von Bedeutung (vergl. Agator und Suwa (15)). Beide sind in allen Granittypen verbreitet. Magnetit ist ausschließlich mit Ilmenit verwachsen und an diesen gebunden, während Ilmenit auch selbstständig im Gesteinsverband zu finden ist. Die Magnetite sind nahe der Endgliedzusammensetzung und weisen nur Spuren von Al_2O_3 , Cr_2O_3 und MnO auf und auch die TiO_2 -Gehalte sind immer deutlich unter 1 %. Die Ilmenite besitzen eine recht variable Zusammensetzung, insbesondere bezüglich der Pyrophanitkomponente (10-70 mol % $MnTiO_3$), wobei die der älteren Granodiorite die höchsten Gehalte aufweisen. Biotit ist in den Granitoiden der Mahé-Gruppe nur untergeordnet zu beob-

achten. Es handelt sich im wesentlichen um Annit-reiche Biotite (Abb.4) mit $X_{Fe} = 0,57-0,94$. Im allgemeinen sind die Biotite der grauen Granite der Endgliedzusammensetzung Annit am nächsten. Die Biotite stehen häufig in Reaktionsbeziehung zu Amphibol und weisen vielfach Umwandlungserscheinungen nach Chlorit (Ripidolith - Brunsvigit) auf. Häufig, wenn auch mengenmäßig sehr untergeordnet, treten in den grauen Graniten grünlich gefärbte Ferri-Stilpnomelane auf, die als Reaktionsprodukte nach Chlorit bzw. Biotit gedeutet werden können.

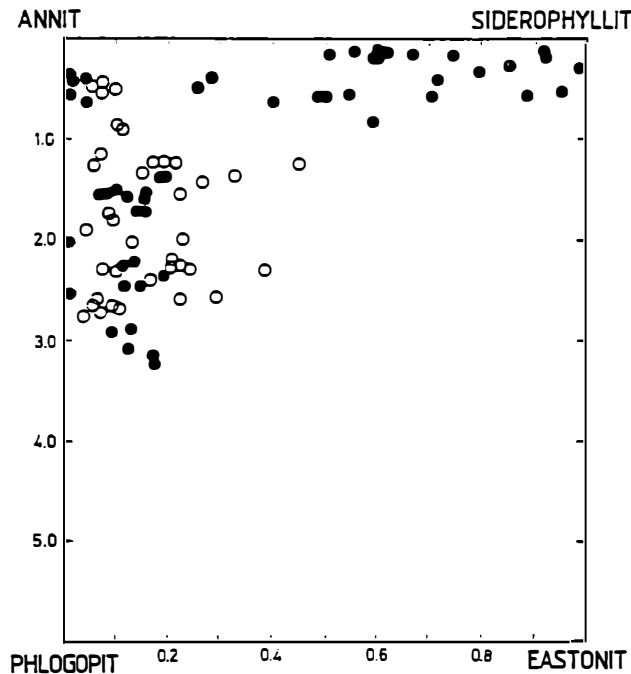


Abb.4: Zusammensetzungen der Biotite aus den präkambrischen Graniten und Granodioriten (Symbole wie in Abb.2).

2.2 Petrographie und Mineralogie der Gesteine der Praslin-Gruppe

Die Gesteine der Praslin-Gruppe sind ausschließlich grobkörnige, rosa bis beige gefärbte Granite, die durch mesoperthitischen Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Biotit, geringe Mengen von Amphibol, Klinopyroxen, Olivin, Orthit, Zirkon, Apatit, Fluorit, Magnetit und Ilmenit und den Subsolidusphasen Chlorit, Stilpnomelan und Prehnit gekennzeichnet sind. Neben Myrmekitbildung ist vor allem die sehr häufige granophyrische Verwachsung von Quarz und Mikroklin, sowie die Albitsaumbildung zwischen den Mikroklinkristallen von Bedeutung. Die Alkalifeldspäte sind wiederum sehr konstant zusammengesetzt ($Or = 96$, $Ab = 4$, bzw. $Or = 1$, $Ab = 97$, $An = 3$) und bilden meist mehr als 70 vol % vom Gesamtfeldspat. Die Plagioklase sind schwach zonar gebaut ($An = 22-8$) und sind in meist kleinen Individuen diskret im Alkalifeldspatgefüge verteilt. Beide Feldspäte sind zumeist stark getrübt, nur Plagioklasrandzonen und Albitsäume sind überwiegend klar durchsichtig. Quarz bildet xenomorphe Kristalle und häufig granophyrische Verwachsungen mit Mikroklin, wobei diese Texturen meist nur auf Randzonen des Alkalifeldspates beschränkt sind. Die wichtigsten dunklen Gemengteile sind Biotite (Abb.4), die im Gegensatz zu den Biotiten der Mahé-Gruppe nicht nur beträchtliche Variationsbreite im X_{Fe} aufweisen ($X_{Fe} = 0,46-0,96$) sondern auch z.T. beson-

ders hohe Al(VI)-Gehalte besitzen und bis zur Endgliedzusammensetzung Siderophyllit reichen. Sie sind nicht zonar gebaut, zeigen aber meist deutliche Umwandlungerscheinungen zu Chlorit (Pyknochlorit, Ripidolith und Brunsvigit - je nach dem X_{Fe} der Biotite), z.T. treten vollkommene Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit auf. Die Amphibole sind in den Gesteinen der Praslin-Gruppe nur untergeordnet vertreten (Abb.3). Es handelt sich um Magnesio- bis Ferro-Hornblenden und Ferro-Edenitische-Hornblenden bzw. Magnesio-Hastingsitische-Hornblenden bis Hastingsitische-Hornblenden. Frühmagmatische Relikte sind, wie in den Granitoiden der Mahé-Gruppe, Ferro-Hedenbergite, die immer von Ca-Hornblenden ummantelt sind und sehr selten auch Olivine ($Fo = 0,9-1,2$, $Fa = 92-94$, $Teph = 3,8-5,7$, $Lar = 0,1-0,2$), die in einer sehr komplexen Reaktionsbeziehung zu Ferro-Anthophyllit und Ca-Hornblende stehen. Ferri-Stilpnomelan tritt häufiger auf, als in den Gesteinen der Mahé-Gruppe.

Tabelle 2: Durchschnittszusammensetzungen der Gesteine der Mahé-Gruppe (61 Analysen) und der Praslin-Gruppe (58 Analysen); (1) Durchschnittswert, (2) Standardabweichung, (3) Minimum, (4) Maximum;

	MAHE' - GRUPPE				PRASLIN - GRUPPE			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	74,10	2,49	62,00 -	78,58	76,24	2,93	70,86 -	78,72
TiO ₂	0,31	0,11	0,14 -	0,73	0,17	0,09	0,03 -	0,38
Al ₂ O ₃	12,63	0,88	10,29 -	14,34	12,35	1,42	6,06 -	15,44
FeO _{tot}	2,38	0,81	0,87 -	6,14	1,45	0,55	0,62 -	3,41
MnO	0,09	0,04	0,02 -	0,32	0,03	0,02	0,01 -	0,09
MgO	0,25	0,22	0,02 -	1,02	0,12	0,09	0,01 -	0,41
CaO	0,93	0,48	0,07 -	2,52	0,73	0,29	0,05 -	1,47
Na ₂ O	4,14	0,45	3,13 -	6,05	3,64	0,40	2,17 -	4,47
K ₂ O	4,28	0,48	3,16 -	5,62	4,72	0,78	1,73 -	5,81
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,02 -	0,24	0,02	0,02	0,01 -	0,09
Rb	128	35	55 -	276	392	200	28 -	1106
Sr	73	43	13 -	173	37	20	6 -	90
Ba	790	316	85 -	1418	189	115	29 -	423
Nb	17	7	6 -	44	25	12	7 -	63
Zr	387	266	137 -	2163	210	103	101 -	640
Y	67	45	25 -	367	91	41	42 -	306
La	161	95	77 -	289	194	126	22 -	479
Nd	63	45	8 -	314	80	51	7 -	151
Ga	18	8	7 -	41	20	8	9 -	39
Zn	102	54	45 -	383	56	26	15 -	167

2.3 Gesteinschemie der präkambrischen Granitoide

119 Proben der präkambrischen Granitoide wurden röntgenfluoreszenzanalytisch bezüglich der Hauptelemente und einiger wichtiger Spurenelemente analysiert. Mittels Clusteranalyse konnte eine klare Trennung in eine "Mahé-Gruppe" (Granitoide von Mahé, Marianne St. Anna, Cerf) und eine "Praslin-Gruppe" (Granite von Praslin, La Digue, Curieuse, Petite und Grande Soeur) durchgeführt werden. In der Tab.2 sind die Durchschnittswerte, Standardabweichungen und Minimum- und Maximumwerte der Zusammensetzung der beiden Gruppen zusammengefaßt. Zur weiteren geochemischen Charakterisierung der Gesteine wurden an 9 typischen Vertretern der beiden Gruppen mittels Neutronenaktivierungsanalyse die REE bestimmt.++)

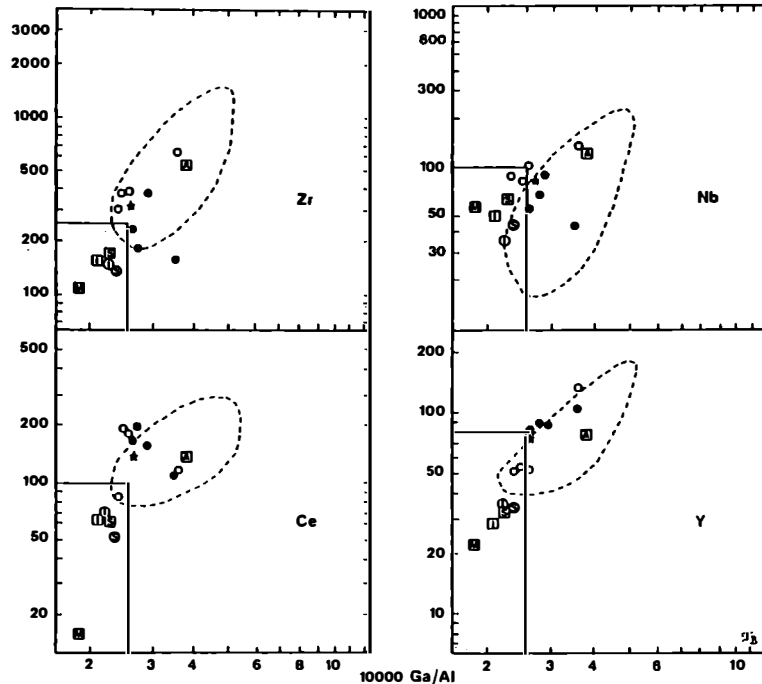


Abb.5: 10.000 Ga/Al gegen Zr, Ce, Nb und Y zur Unterscheidung von I-, S-, M- und A-Graniten nach Whalen et.al. (20). Symbole: Leere Kreise, ausgewählte Granite bzw. Granodiorite der Mahé-Gruppe; volle Kreise, ausgewählte Granite der Praslin-Gruppe; Stern, Durchschnittszusammensetzungen aller Granitoide der Seychellen. Die rechteckigen Felder trennen die I-, S- und M-Granite von den A-Graniten und die mit strichlierten Linien umrandeten Felder überdecken die Zusammensetzungen der A-Granite von Topsails, W-Neufundland (20). Die kleinen Quadrate mit den Symbolen I, S, M und A bezeichnen die Durchschnittszusammensetzungen der jeweiligen Granittypen, die Symbole I und S in den kleinen Kreisen die durchschnittliche Zusammensetzung felsischer I-, und S-Granite.

++) Diese Analysen wurden freundlicherweise von Herrn F. Kluger + im Labor des Institutes für Geochemie der Universität Wien, Prof. Dr. W. Kiesl, durchgeführt.

Wenn der Versuch gemacht werden soll, die präkambrischen Gesteine des Seychellen-Mikrokontinentes mit Gesteinen etwa des afrikanischen Kontinentes zu vergleichen, ist es sinnvoll, sie bezüglich der heute üblichen Typologie (16)-(19) einzustufen. Wichtige Argumente kommen dazu aus der chemischen Zusammensetzung der Gesteine. Wendet man die üblichen Kriterien an und ergänzt sie durch mineralogische Charakteristika, dann lassen sich die Seychellen Granitoide als I-Typ Granite einstufen. Insbesondere sprechen dafür die relativ große Variationsbreite in den SiO_2 -Gehalten (62,0 - 78,6 %), die Na_2O -Gehalte, die für die Granite immer deutlich über 3,2 % und für die intermediären Gesteine immer über 2,2 % liegen, der in fast allen Gesteinen auftretende normative di-Gehalt und das fast völlige Fehlen von normativem Korund ($c = 0,0-0,5$), der Quotient $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}/2)$ von $<1,05$ für die Mahê-Gruppe und $<1,07$ für die Praslin-Gruppe und

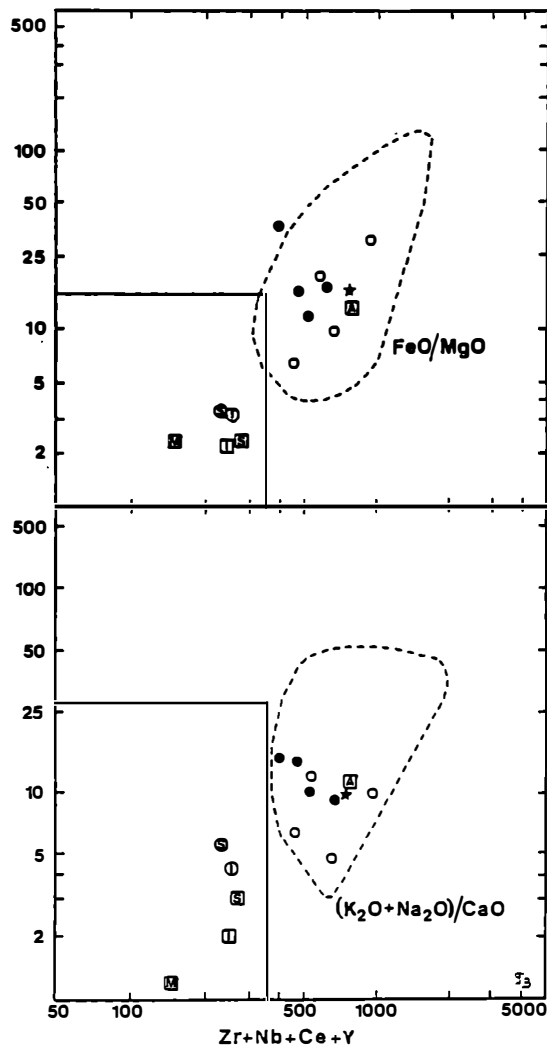


Abb.6: $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ gegen FeO/MgO und $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ zur Unterscheidung der Granittypen (Symbole wie in Abb.5).

die initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,704–0,706 (10). Dazu kommen noch als mineralogisch-petrologische Argumente das Auftreten von Amphibol, Biotit, Magnetit, Klinopyroxen und Orthit, sowie die vor allem in den Granodioriten häufig auftretenden dioritischen Xenolithe. Folgt man der Einteilung nach Pitcher (19), dann spricht vieles dafür, daß es sich bei den Seychellen Granitoiden innerhalb des I-Typs um I-Granite von Cordillieren Typ handelt. Allerdings darf nicht übersehen werden, daß auch einige Argumente sehr deutlich für A-Granite sprechen. Es ist dies das häufige Auftreten von Fluorit, der peralkalische Charakter einiger Granite der Praslin-Gruppe, die z.T. extrem hohen Zr-Gehalte (bei 66 % SiO_2 , Zr-Gehalte von 270–530 ppm) und das Auftreten von Hypersolvus-Alkalifeldspäten.

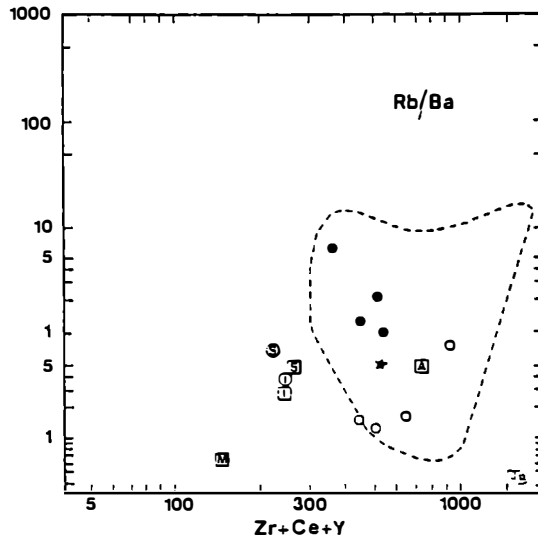


Abb.7: $(\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Y})$ gegen Rb/Ba zur Unterscheidung der Granittypen (Symbole wie in Abb.5).

Whalen et.al. (20) geben eine Zusammenfassung der wesentlichen geochemischen Merkmale für A-Granite. Danach sind hohe SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Zr, Nb, Ga, Y und Ce Gehalte und relativ hohe Fe/Mg und Ga/Al Quotienten charakteristisch für die Einstufung als A-Granite. Besonders Ga/Al gegen Zr, Nb, Ce und Y, sowie $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ gegen FeO/MgO und $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ und $(\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Y})$ gegen Rb/Ba ergeben sehr brauchbare Diskriminierungsdiagramme, um von I- und S-Graniten abzutrennen. In den Abb. 5, 6 und 7 sind die Durchschnittszusammensetzungen von Seychellen Graniten, den durchschnittlichen Werten für I-, S- und A-Graniten gegenübergestellt. Es zeigt sich, daß die Projektionspunkte der Seychellen Granite innerhalb der Felder für A-Granite fallen, bzw. daß zumindest eine sehr deutliche Tendenz zu A-Graniten besteht.

In dieselbe Richtung weist auch die Verteilung der Seltenen Erden. In der Abb.8 sind die Chondriten-normierten Werte für 9 typische Granitoide von den Seychellen dargestellt. Die REE-Gehalte sind hoch und weisen gegenüber Chondriten eine 100 bis 300-fache Anreicherung für La und eine 20 bis 80-fache Anreicherung für Lu auf. Dabei erreichen die Gesteine der Mahé-Gruppe die geringsten und die Gesteine der Praslin-Gruppe die höchsten Anreicherungen. Verglichen mit Angaben von Collins et.al. (23) die für typische I-Granite vom Bega Batholith Anreicherungs-faktoren gegenüber Chondriten von 105 bzw. 13 angeben und für eine A-Granit Abfolge von Lachau Belt in SE Australien Faktoren von 200 bzw. 40 ausweisen,

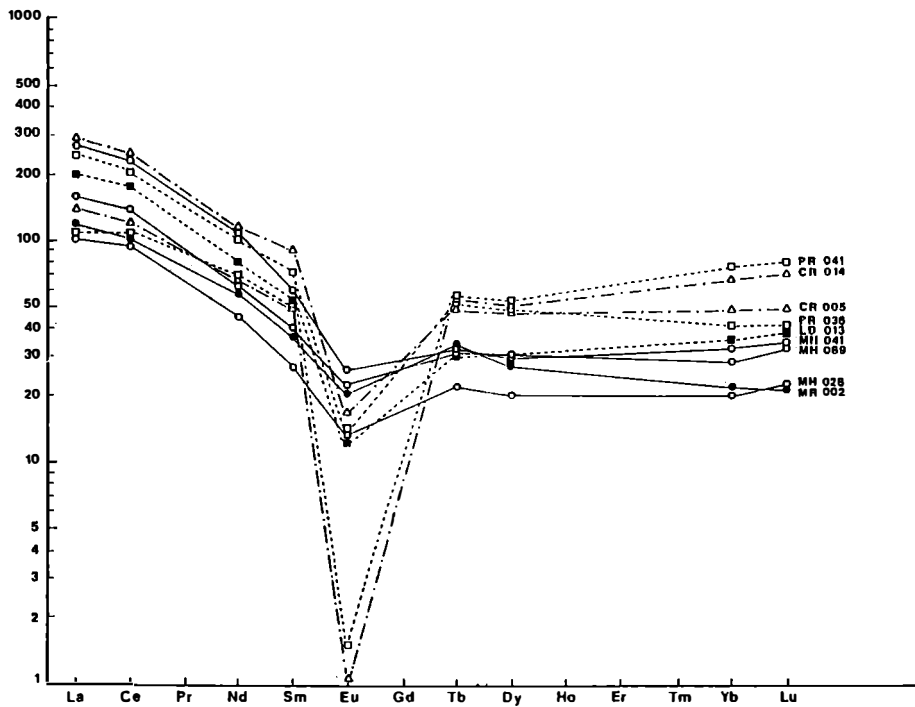


Abb.8: Chondriten-normierte Verteilung der Seltenen Erden für Granite und Granodiorite der Seychellen. MH 028 prophyrischer Granit, MH 041 grauer Granit und MH 089 Granodiorit von Mahé; MR 002 Granodiorit von Marianne (alle Mahé-Gruppe); PR 036, LD 013 und CR 005 Granite von Praslin, La Digue und Curieuse; PR 041 und CR 014 Granitgänge von Praslin und Curieuse (alle Praslin-Gruppe).

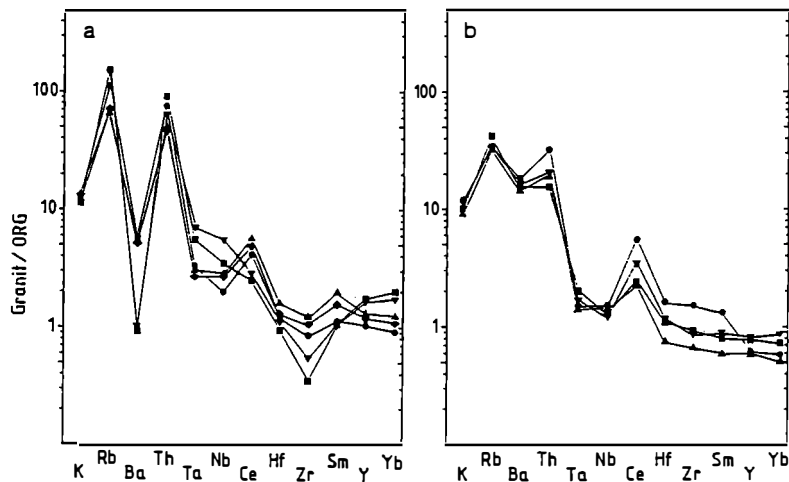


Abb. 9: ORG-normierte Verteilung wichtiger inkompatibler Spurenelemente von ausgewählten Graniten der Praslin-Gruppe (a) und Graniten und Granodioriten der Mahé-Gruppe (b) nach Pearce et.al. (21).

sind die Gesteine der Mahê-Gruppe eher als I-Granite und die Gesteine der Praslin-Gruppe als A-Granite einzustufen. Nach Collins et.al. (23) scheint es ausgeschlossen, daß eine Fraktionierungsbeziehung zwischen I- und A-Graniten besteht. Dies würde bedeuten, daß man für die Seychellen eher zwei getrennte Entwicklungen, mit verschieden starker Affinität zu A-Graniten annehmen sollte. Die extrem negative Eu-Anomalie für zwei gangförmig auftretende Granite von Praslin und Curieuse wird auf weit fortgeschrittene Plagioklasfraktionierung zurückgeführt.

In der Abb.9 ist die auf eine hypothetische ORG-Zusammensetzung ("ocean ridge granite") normierte Verteilung einiger inkompatibler Spurenelemente dargestellt (Pearce et.al. (21)). Die Proben der Mahê- und der Praslin-Gruppe verhalten sich dabei unterschiedlich. Die Mahê-Gruppe weist aufgrund der Anreicherung von K, Rb, Ba und Th, der relativen Anreicherung von Ce gegenüber Ta und Nb und den niedrigen Normierungswerten von Hf bis Yb eher eine Inselbogencharakteristik (VAG) auf. Die auffallende negative BA-Anomalie bei starker K, Rb und Th Anreicherung und die Normierungswerte um 1 für Hf bis Yb sprechen bei der Praslin-Gruppe für eine Intraplattenherkunft (WPG). Für beide Gruppen läßt sich ein Mantel-dominierter Chemismus mit deutlicher Krustenbeeinflussung, die sich vor allem aus der signifikanten Anreicherung von Rb und Th gegenüber Ta und Nb ergibt, ableiten (22). Die Ta-Yb und Rb-(Ta+Yb) Diskriminierungsdiagramme (Abb.10) nach Pearce et.al. (21) bestätigen das Ergebnis. Die Gesteine der Mahê-Gruppe liegen an der Grenze der Felder VAG-WPG, die Gesteine der Praslin-Gruppe fallen in das WPG-Feld.

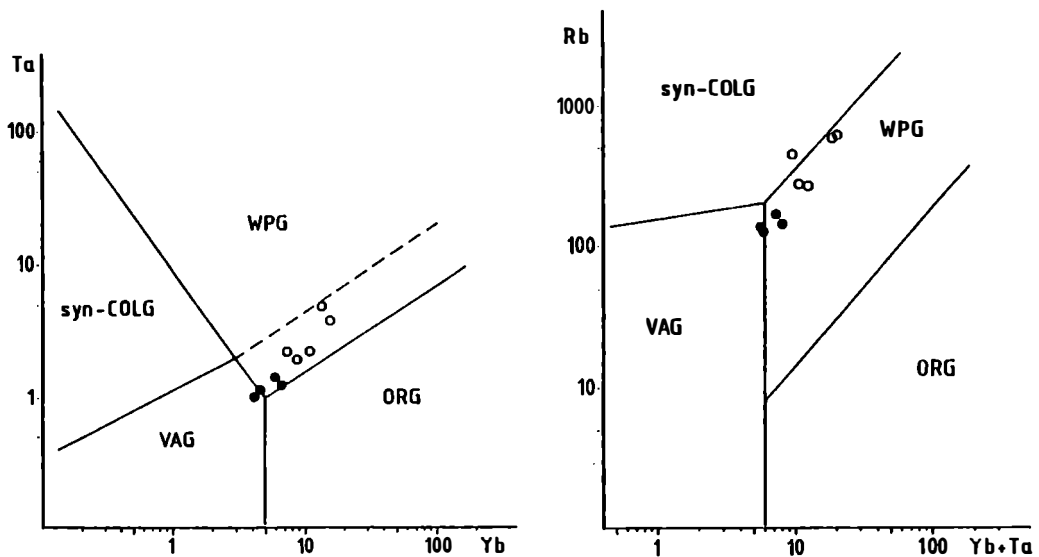


Abb.10: Ta - Yb und Rb - (Yb+Ta) Diskriminierungsdiagramme zur Einstufung der Granitoide nach Pearce et.al. (21). Symbole: Leere Kreise, Mahê-Gruppe; volle Kreise, Praslin-Gruppe.

3. Die alttertiären Alkaliintrusionen

Die beiden im NW der Seychellen-Bank liegenden Inseln Silhouette und Ile du Nord sind aus alttertiären Intrusivgesteinen aufgebaut, deren genaues Alter durch eine Reihe von Datierungen (Tab.1) mit 63 my sehr gut belegt ist, (9)-(12). Die

Hauptgesteine sind Syenite, Quarzsyenite und Diorite, sowie untergeordnet vulkanische und subvulkanische Entsprechungen.

Die Insel Silhouette besteht im wesentlichen aus einem Syenitkörper, der verschiedene petrographische Varietäten aufweist und der zentral von einem Quarzsyenit intrudiert ist. Im W der Insel treten subvulkanische Mikrosyenite und Trachyte, sowie trachytische und latitische Eruptivbreccien auf. Auch Ile du Nord besteht zum größten Teil aus Syeniten, der SW-Teil der Insel ist jedoch aus auffallenden, grobkörnigen Biotit-reichen Dioriten aufgebaut, die von zahlreichen Syenitgängen durchschlagen werden und demnach relativ älter sein müssen.

3.1 Petrographie und Mineralogie der alttertiären Intrusivgesteine

Neumayer (6) gibt eine ausführliche Charakterisierung der einzelnen Gesteinstypen. Danach lassen sich die Syenite in zwei Gruppen unterteilen. Der Syenittyp I, von hellgraugrüner Färbung, mit großen Alkalifeldspatkristallen, die zusammen mit Olivin und Pyroxen Kumulusaggregate bilden, zwischen denen sich die Interkumulusphasen, vor allem Amphibol, aber auch Alkalifeldspäte gruppieren, und der Syenittyp II, dessen feinkörnige Feldspatmatrix dem Gestein ein dunkles, graugrünes Aussehen verleiht und der, bei sonst gleicher mineralogischer Zusammensetzung, durch das Fehlen von Kumulusaggregaten charakterisiert ist. Der Quarzsyenit, aus dem Zentralbereich von Silhouette ist ein mittelkörniges Gestein mit bis zu 18 vol.% Quarz, grob entmischem Alkalifeldspat und Agirinaugit, der vielfach von Arfvedsonit umwachsen wird. Der Diorit von Ile du Nord ist ein grobkörniges Gestein mit Plagioklas, Biotit und Klinopyroxen als dominierende Gemengteile.

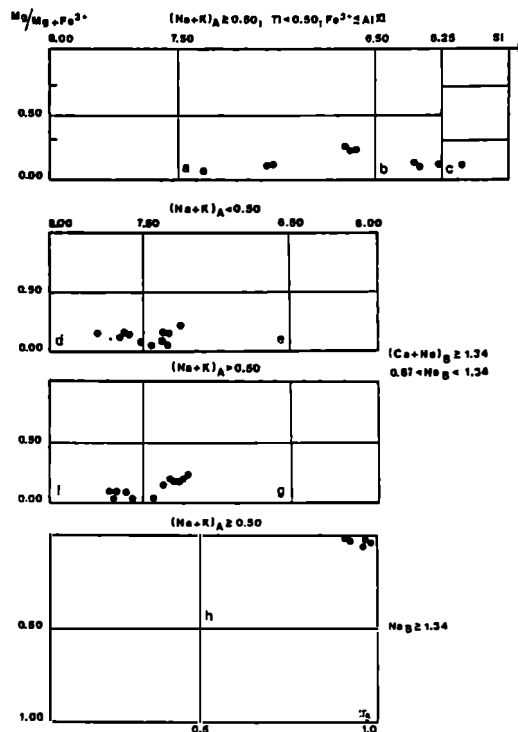


Abb.11: Zusammensetzung der Ca, Na-Ca und Alkali-Amphibole aus den paleozänen Syeniten und Quarzsyeniten von Silhouette nach Leake (13). Nomenklatur: (1) Ferro-Edenite, (b) Ferro-Edenitische-Hornblenden, (c) Ferro-Pargasitische-Hornblenden, (d) Ferro-Winchite, (e) Ferro-Barroisite, (f) Ferro-Richterite, (g) Katophroite und (h) Arfvedsonite.

Die Olivine der Syenite sind Fayalit-reich ($Fa=88,3-92,4$; $Fe=6,7-2,2$; $Teph=5,9-5,3$; $Lar = 0,1$), werden sehr häufig von Pyroxen aber auch von Ca-Na-Amphibol umwachsen und weisen vielfach eine beginnende Iddingsitisierung auf. Die Klinopyroxene besitzen eine große Variationsbreite, die in den Syeniten und Dioriten von Ferro-Salit über Ferro-Augit bis Ferro-Hedenbergit und im Quarzsyenit bis Agirin-Augit und Agirin reicht. Die Ferro-Salite und Ferro-Hedenbergite sind kaum zonar gebaut, weisen jedoch einen meist scharf abgegrenzten, grünlich pleochroitischen Saum von Agirin-Augit auf, in dem die Akmitkomponente von 3-4 mol.% (homogener Kernbereich) bis 23 mol.% ansteigen kann. Die Agirin-Augite und Agirine sind auf die Quarzsyenite, als späte Differentiate beschränkt. Sie erreichen maximale Akmitgehalte von 90 mol.%. Amphibole sind weit verbreitete dunkle Gemengteile in den Syeniten und Quarzsyeniten. Es handelt sich um Ca-, Ca-Na- und Alkali-amphibole (Abb.11). Die Ca-Amphibole sind Ferro-Edenite und Ferro-Edenitische-Hornblenden und treten in den Syeniten diskret verteilt im Feldspatgewebe auf. Die weitaus häufigsten Amphibole sind jedoch die Ca-Na-Amphibole, die saumbildend um Pyroxen und Olivin, aber auch als selbständige Gemengteile in der Feldspatmatrix vorkommen. Es handelt sich um Ferro-Barroisite, Ferro-Winchite, bzw. Ferro-Richterite und Katophroite. Die Alkali-Amphibole sind auf die Quarzsyenite beschränkt. Es sind Arfvedsonite, die meist die Agirine dieser Gesteine umwachsen. Neben Pyroxen und Amphibol tritt nach Neumayer (6) in einigen Syenitproben auch Aenigmatit auf. Biotit kommt sowohl in den Syeniten, meist als Ränder um Pyroxen und Amphibol, als auch als selbständiger Gemengteil in den Dioriten vor. Nach Neumayer (6) handelt es sich um Annit-reiche Biotite bis Oxyannite mit $X_{Fe} = 0,80$. Die Alkalifeldspate sind die dominierenden Minerale in den Syeniten und Quarzsyeniten. Sie sind zum größten Teil in fast reine Endglieder entmischt, wobei Ader- und Spindelperthite vorherrschen, aber auch Fleckenperthite auftreten. Nach röntgenographischen Untersuchungen ist es Mikroklin, der in den Bereich zwischen "Orthoklas" und "Maximum-Mikroklin" fällt. Die Plagioklase treten in den Syeniten nur ganz untergeordnet als selbständige Kristalle, oder als Saumbildungen um Mikroklin auf. Es handelt sich um Albit mit $An \leq 5$. In den Dioriten sind sie als mäßig zonar gebaute Andesine bis Oligoklase ($An = 55-32$) Hauptgemengteile. An opaken Mineralen ist das verbreitete Auftreten von Ilmenit zu erwähnen. Diese Ilmenite sind durch deutliche Mn-Gehalte (bis 4 mol.% Pyrophanit) gekennzeichnet und sind immer an Pyroxen-Olivin-Aggregate gebunden. Im Gegensatz dazu befindet sich Titanomagnetit sehr häufig in unmittelbarer Nachbarschaft zu Amphibol. Er ist sehr einheitlich aufgebaut und führt durchschnittlich 20-25 mol.% Ulvöspinell und 80-75 mol.% Magnetitkomponente.

Akzessorische Gemengteile sind Zirkon, Apatit, Pyrit, Magnetkies und sehr selten Kupferkies. Unter Einbeziehung der Mineralparagenesen der Syenite und mittels Thermometrie und Barometrie konnte Neumayer (6) die Bildungsbedingungen einengen. Er leitet ein Kristallisationsintervall von 960° bis $<710^{\circ}$ C ab, und gibt die Druckbedingungen mit $P_{H_2O} \sim 1 \text{ kb} < P_{tot} < 2 \text{ kb}$ an. Dieses Ergebnis bringt aber mit sich, daß man die Intrusion der Syenite unter mindestens 3 km Bedeckung annehmen muß. Das alte Dach könnten, z.T. wenigstens, die trachytischen bis latitischen (ev. auch basischere) Vulkanite sein, wie sie an der E-Küste von Silhouette auftreten. Diese Vulkanite werden eindeutig von Syenitgängen durchschlagen und sind demnach relativ älter.

3.2 Gesteinschemie der alttertiären Alkaliintrusiva

In der Tab.3 sind die Durchschnittszusammensetzungen der Syenite, Quarzsyenite und Diorite zusammengefaßt. Die beiden nach Neumayer (6) textuell verschiedenen Syenittypen weisen keine signifikanten Unterschiede auf und werden daher auch nicht getrennt dargestellt. Auch die Syenite und Quarzsyenite (modale Quarz-Gehalte zwischen 10 und 20 vol.%) weisen nur geringe Unterschiede in den Hauptelementen auf. Die Quarzsyenite haben etwas höhere SiO_2 und niedrigere Na_2O und K_2O -Gehalte. Die inkompatiblen Spurenelemente, insbesondere Nb, Zr, La und Nd sind dagegen in den Quarzsyeniten beträchtlich gegenüber den Syeniten ange-

Tabelle 3: Durchschnittszusammensetzungen der Diorite (10 Analysen), Syenite (17 Analysen) und der Quarzsyenite (14 Analysen) der Inseln Silhouette und Ile du Nord; (1) Durchschnittswerte, (2) Standardabweichung, (3) Minimum, (4) Maximum;

	DIORITE				SYENITE				QUARZSYENITE			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(1)	(2)	(3)	(4)	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	46,89	2,38	42,95 - 49,20	63,04	0,95	61,51 - 65,02	64,82	4,21	58,43 - 69,90			
TiO ₂	1,90	0,64	0,72 - 2,96	0,60	0,12	0,42 - 0,91	0,52	0,25	0,20 - 1,10			
Al ₂ O ₃	17,65	4,47	14,10 - 29,91	16,74	0,77	15,64 - 18,53	15,81	2,28	13,81 - 20,90			
FeO _{tot}	11,31	2,76	8,71 - 15,70	4,68	0,82	3,10 - 5,65	4,67	1,45	2,61 - 7,13			
MnO	0,26	0,15	0,14 - 0,54	0,18	0,04	0,09 - 0,22	0,16	0,06	0,05 - 0,24			
MgO	4,58	1,24	1,56 - 5,97	0,37	0,07	0,29 - 0,54	0,39	0,42	0,02 - 1,27			
CaO	9,07	2,71	2,19 - 11,74	1,54	0,34	0,75 - 2,06	1,66	1,29	0,22 - 3,64			
Na ₂ O	3,61	0,77	2,72 - 5,09	6,11	0,18	5,69 - 6,43	5,80	0,48	5,36 - 7,02			
K ₂ O	1,45	0,71	0,21 - 2,27	5,48	0,29	5,07 - 6,09	4,73	0,84	3,10 - 5,52			
P ₂ O ₅	0,51	0,30	0,10 - 1,10	0,13	0,04	0,06 - 0,20	0,14	0,13	0,01 - 0,43			
Rb	52	46	4 - 122	75	16	44 - 119	133	85	28 - 305			
Sr	510	193	210 - 730	68	78	4 - 220	122	182	4 - 491			
Ba	983	737	220 - 2639	623	489	110 - 1369	1146	2149	104 - 5623			
Nb	35	26	2 - 68	92	22	50 - 133	172	83	20 - 270			
Zr	145	62	65 - 222	223	88	117 - 422	643	318	117 - 998			
Y	23	10	11 - 39	28	7	17 - 43	55	24	8 - 90			
La	22	6	10 - 29	35	8	24 - 50	187	97	53 - 374			
Nd	10	4	2 - 16	34	18	2 - 59	82	44	8 - 144			
Ga	6	4	2 - 12	17	5	9 - 29	24	14	8 - 80			
Zn	120	55	70 - 215	85	26	57 - 165	126	43	41 - 174			

reichert, wodurch der Restschmelzen-Charakter der Quarzsyenite unterstrichen wird.

Die Syenite und Quarzsyenite sind Alkaligesteine und durchwegs SiO₂-gesättigt bis übersättigt. Bei normativen q-Gehalten von 9 % weisen die Gesteine peralkalischen Charakter mit ac-Gehalten bis 3,9 % auf. Die Diorite sind schwach alkalisch und untersättigt mit normativen ol- und ne-Gehalten von bis zu 7 % bzw. 3,5 %.

In der Abb.12 sind die Chondriten-normierten Elementverteilungen einiger inkompatibler Spurenelemente von sechs typischen Proben dargestellt (Thompson et.al. (23)). Es zeigen sich im Verteilungsmuster beträchtliche Unterschiede zwischen Diorit, Syenit und Quarzsyenit. Während die Diorite zwar schon deutliche Hinweise auf Fraktionierungsprozesse aufweisen (beträchtliche Anreicherung der stark inkompatiblen Elemente), stellen sie dennoch die primitivsten Gesteine in dieser Serie dar. Das Verteilungsmuster läßt sich am ehesten mit dem kontinentaler Alkaligesteine vergleichen. Die Syenite und insbesondere die Quarzsyenite zeigen alle Merkmale fortgeschrittener Fraktionierung. Ba, Sr, P und Ti sind extrem verarmt, Rb, Th, Nb, Ta, La, Ce, Zr und Hf z.T. ebenso extrem angereichert. Das La/Nb Verhältnis (0,42-0,89) und das Zr/Hf Verhältnis (38-56) entspricht dem von Basalten bzw. kontinentalen Alkalibasalten und weist auf starke Manteldominanz der ursprünglichen Schmelzen und nur geringe Krustenbeeinflussung hin.

Die REE-Verteilung (Abb.13) ist, wenn man von den Eu-Werten absieht, durch einen einheitlichen Trend gekennzeichnet. Es liegt eine starke Anreicherung der leichten Seltene Erden vor, die von La gegen Sm rasch abnimmt, während die schweren Seltene Erden von Tb bis Lu recht konstante und geringe Anreicherungsfaktoren aufweisen. Dabei sind die Diorite verglichen mit den Quarzsyeniten rund um einen Faktor 10 geringer gegenüber Chondriten angereichert und die Syenite nehmen eine intermediäre Stellung ein. Die Diorite, die reichlich Plagioklas führen, zeigen eine stark positive, die Plagioklas-freien Quarzsyenite eine ausgeprägt negative Eu-Anomalie. Die Diorite stellen auch im Bezug auf die REE-Verteilung das primitivste Material dar und eine Fraktionierungsbeziehung zu den Syeniten und Quarzsyeniten ist deutlich. Das Verteilungsmuster ist dem der Magmatite vom Oslo-Graben sehr ähnlich, wo Neumann et.al. (25) einen Fraktionierungstrend von Kjelsasit/Larvikit (Monzonit) zu Nordmarkit (Syenit) ableiten konnten.

Die initialen Sr-Isotopenverhältnisse (10)-(12) von 0,7036 für den Diorit und 0,7038 - 0,7056 für die Syenite (Tab.1) unterstreichen sehr eindrucksvoll den Mantel-dominierten Charakter dieser Gesteinsserie.

4. Die Herkunft des Seychellen-Mikrokontinentes und die tektonische Stellung der älttertiären Alkaliintrusion

Der kontinentale Charakter der Seychellen-Bank ist durch seismische Untersuchungen (1)-(3) und den Gesteinsinhalt der wenigen auf den Inseln zugänglichen Bereichen eindeutig belegt. Die Hauptmasse dieser Gesteine sind präkambrische Granitoide, die nach Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen (10) mit 713 ± 19 my für die gneisartigen Granodiorite und 683 ± 16 my für die porphyrischen Granite eingestuft werden konnten. Diese Angaben, der petrographische und geochemische Charakter der Granitoide und paläomagnetische Untersuchungen gestatten, über die Herkunft und die ursprüngliche Position der Seychellen-Bank Aussagen zu machen. Tokieda et.al. (26) bestimmten das geomagnetische Feld zum Zeitpunkt der Granitbildung. Bezogen auf die S-Pol Positionen von Afrika vor 743 und 635 my (27) läßt sich eine Rekonstruktion der ursprünglichen Lage der Seychellen-Bank bezüglich der afrikanischen Kontinentalmasse durchführen. Diese Rekonstruktion ergibt eine wahrscheinliche Lage nahe dem derzeitigen Eingang des Golfes von Aden (26). Dieses Ergebnis paßt auch gut zu neueren Untersuchungen zur ursprünglichen Position von Madagaskar. Nach Embleton (28) war Madagaskar der heutigen E-Küste von Afrika in der Höhe von Kenya und Tansania vorgelagert, bevor es zum

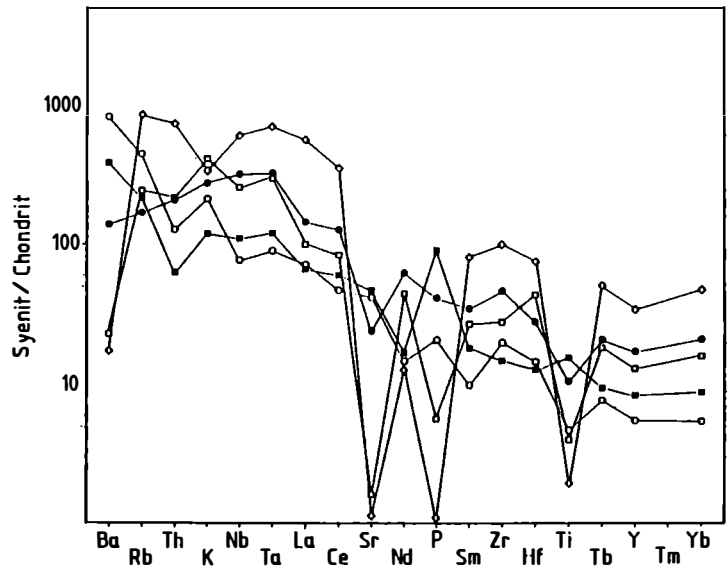


Abb.12: Chondriten-normierte Verteilung inkompatibler Spurenelemente der paleozänen Intrusivgesteine von Silhouette und Ile du Nord nach Thompson et. al. (23). Symbole: \circ Mikrodiortit Silhouette, \blacksquare Diorit Ile du Nord, \square und \bullet Syenite Silhouette, \diamond Quarzsyenit Silhouette.

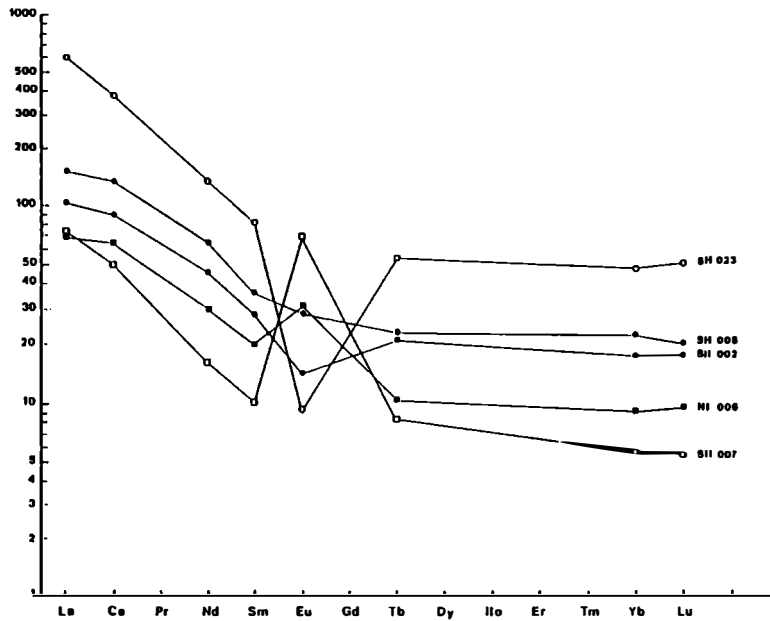


Abb.13: Chondriten-normierte Verteilung der Seltenen Erden für Diorite (NI 006, SH 007), Syenite (SH 002 und SH 006) und Quarzsyenit (SH 023).

Auseinanderbrechen des Gondwanakontinentes vor 150 my kam (29). Der Seychellen-Mikrokontinent würde nach dieser Rekonstruktion ein wichtiges Bindeglied zwischen Afrika, Indien, Madagaskar und möglicherweise auch Arabien innerhalb des Gondwanakontinentes darstellen.

Ein direkter Vergleich der präkambrischen Gesteine der Seychellen-Bank mit zeitgleichen, zum damaligen Zeitpunkt möglicherweise benachbarten Krustenabschnitten ist derzeit nicht möglich, da viel zu wenig Informationen über entsprechende Magmatite aus diesen Bereichen vorliegen. Ganz allgemein läßt sich aber festhalten, daß im Zuge der panafrikanischen Orogenese ("Pan African Event") (39) am Ende des Präkambriums, nach der der afrikanische Kraton seine endgültige Konsolidierung erfuhr, im Bereich des "Mozambique Belts" und des nördlich, über die Arabische Halbinsel übergreifenden "Hijaz Magmatic Arc" - einer von den übrigen panafrikanischen Gebieten abweichenden, möglicherweise einem Inselbogen entsprechenden Zone (31) - magmatische Ereignisse zu beobachten sind. Im Falle des "Mozambique Belts" handelt es sich um intensiven Magmatismus zwischen 750 und 700 my (30) mit z.T. anorogenen Granitintrusionen (31) bis (33). Eine ausgezeichnete Beschreibung solcher Intrusivgesteine, allerdings in der nördlichen Fortsetzung des in Frage stehenden Bereiches, in Oberägypten, findet sich bei Engel et.al. (34).

Diese Granite mit initialen Sr-Isotopenverhältnissen von 0,704 und deutlichen Hinweisen auf Mantel-dominierte Chemismen lassen sich sehr gut mit den Seychellen Gesteinen vergleichen. Der Magmatismus der Arabische Halbinsel reicht mit ausgesprochener I-Typ Charakteristik von 900 bis 660 my (33) und wird von geringmächtigen postorogenen Granitintrusionen gefolgt. Wenn auch die derzeit vorlie-

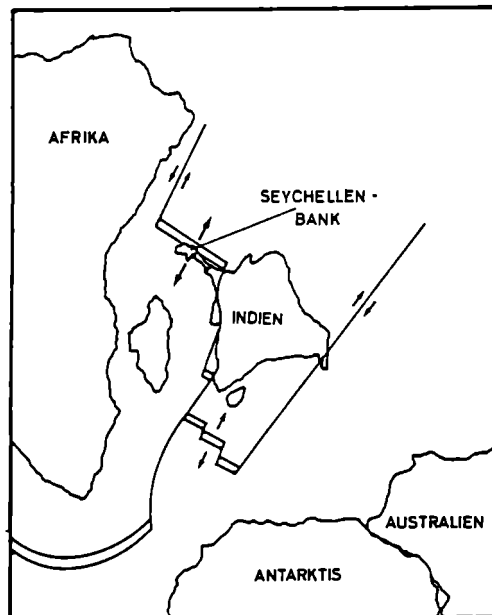


Abb.14: Schematische Darstellung der Situation des Indischen Ozeans zum Zeitpunkt des Alkalimagmatismus auf Silhouette und Ile du Nord vor ca. 63 my. Durch die Ausbildung einer Spreading-Achse im N und einer Transformstörung im E der Seychellen-Bank beginnt die rasche N-Bewegung von Indien und die Trennung von Indien und dem Mascarenen-Plateau einschließlich der Seychellen-Bank (nach McKenzie and Sclater (35)).

genden Daten einen unmittelbaren Vergleich nicht zulassen, so ergibt sich jedenfalls auch kein Widerspruch für eine mögliche ursprüngliche Position des Seychellen-Mikrokontinentes im Bereich unmittelbar südlich des Golfes von Aden. Die Bildung der präkambrischen Seychellen Granite dürfte danach mit dem, im Zuge des panafrikanischen Ereignisses auftretenden Magmatismus im Zusammenhang stehen.

Während der größte Teil der Gesteine des Seychellen Archipels die vormesozoische Geschichte dieses Mikrokontinentes widerspiegelt, sind die im NW der Seychellen-Bank auf Silhouette und Ile du Nord auftretenden Diorite und Syenite die einzigen Zeugen eines magmatischen Ereignisses, das für die Entwicklung des Indischen Ozeans von beträchtlicher Bedeutung ist. Durch zahlreiche Datierungen mit verschiedenen Methoden ist dieses Ereignis mit 63 my (Tab.1) sehr gut eingestuft und fällt in einen Zeitraum, der ein wesentlicher Schritt für die Plattentektonik im Indischen Ozean darstellt. Die Position der Seychellen-Bank bezüglich Afrika und Indien im Paleozän ist durch die Verteilungsmuster von magnetischen Anomalien in groben Zügen bekannt (35)(36). Während ursprünglich Madagaskar Teil der Indischen Platte war, verschob sich das Rift-System vor etwa 75 my in eine Position, die Afrika und Madagaskar von der Indischen Platte einschließlich der Seychellen-Bank trennte. Eine weitere Verschiebung der Spreading-Achse führte zu einer Trennung von Indien und den Seychellen und zur Ausbildung des heute noch aktiven Carlsberg Rückens. Durch die magnetische Anomalie 28 nach McKenzie and Sclater (35), die mit 63,7 my (36) datiert wurde, ist dieses Ereignis gut belegt und deckt sich innerhalb der Fehlergrenze mit dem Alkalimagmatismus von Silhouette und Ile du Nord. Scharbert et.al. (11) haben auf diesen Umstand schon hingewiesen und Dickin et.al. (12) bestätigen mit neuen Datierungen diese Tatsache. Die Anomalie 28 scheint gleichzeitig das Einsetzen einer überaus hohen Spreading-Rate zu markieren. McKenzie und Sclater (35) leiten einen Anstieg der Spreading-Rate auf 16 cm gegenüber 7,5 cm pro Jahr ab und erklären damit die, seit diesem Zeitpunkt enorm rasche Norddrift der Indischen Platte (Abb.14).

Es liegt daher die Vermutung nahe, daß der junge Magmatismus der Seychellen-Bank mit der Ausbildung eines kontinentalen Grabenbruches und Dehnungstektonik in Verbindung zu bringen ist. Der chemische Charakter der Diorite und Syenite bestätigt diese Vermutung, da deutliche Hinweise auf beträchtliche geochemische Ähnlichkeit mit Gesteinen des Oslograbens bestehen. Dickin et.al. (12) diskutieren die Entstehung dieser weitgehend primitiven Alkaligesteinsentwicklung mit Hilfe von O-, Sr-, Nd- und Pb-Isotopendaten und kommen zum Schluß, daß der Magmatismus mit einer, dem "Sea-floor Spreading" vorausgehenden und es auslösenden Aufwölbung des Erdmantels im Zusammenhang steht. Sie stützen damit ein Modell von Morgan (37), das davon ausgeht, daß "Hot spots" durch Aufwölbungen des tieferen Erdmantels entstehen und den auslösenden Prozeß für das "Sea-floor Spreading" darstellen.

Danksagung

Der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützte diese Arbeit über die Projekte P 1939 und P 2772. Herrn F. Kluger + sei für die Bestimmung der Seltenen Erden, Herrn Dr. H. Dietrich und Herrn Dr. K. Petrakakis für ihre Hilfe bei der Durchführung der EMS und RFA Messungen und Herrn H. Nowotny für die statistische Auswertung des Datenmaterials herzlich gedankt.

Literatur

- (1) DAVIES, D. and T.J.G. FRANCIS (1964): The crustal structure of the Seychelles Bank. - *Deep Sea Res.*, 11, 921-927.
- (2) FRANCIS, T.J.G., D. DAVIES and M.N. HILL (1966): Crustal structure between Kenya and the Seychelles. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 259, 240-261.
- (3) MATTHEWS, D.S. and D. DAVIES (1966): Geophysical studies of the Seychelles Bank. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 259, 227-239.
- (4) BAKER, B.H. (1963): Geology and mineral resources of the Seychelles Archipelago. - *Mem. Geol. Surv. Kenya* 3, 140 pp.
- (5) GOED, R., H. KURZWEIL, W. RICHTER und H. WIESENER (1967): Vorläufige Mitteilung über petrologische und verwitterungskundliche Untersuchungen der Seychellen Inseln (Indischer Ozean). - *Anzeiger Österr. Akad. Wiss.* 14, 229-237.
- (6) NEUMAYER, R. (1980): Ein Beitrag zur Petrologie der Seychellen (Indischer Ozean). - unveröffentlichte Diss., Univ. Wien.
- (7) SUWA, K., T. YANAGI, K. TOKIEDA, H. UMEMURA, M. ASAMI and M. HOSHINO (1983): Geology and Petrology of the Seychelles Islands. - 8th Prelim. Rept. Afr. Stud. Nagoya Univ., 3-21.
- (8) HOSHINO, M. (1986): Amphiboles and coexisting ferromagnesian silicates in granitic rocks in Mahé, Seychelles. - *Lithos* 19, 11-25.
- (9) BAKER, B.H. and J.A. MILLER (1963): Geology and Geochronology of the Seychelles Islands and the structure of the floor of the Arabian Sea. - *Nature*, 199, 346-348.
- (10) YANAGI, T., Y. WAKIZAKA and K. SUWA (1983): Rb-Sr whole rock ages of granitic rocks from the Seychelles Islands. - 8th Prelim. Rept. Afr. Stud., Nagoya Univ., 23-36.
- (11) SCHARBERT, S., W. RICHTER und W. TODT (1984): Die Alkaliintrusionen von Silhouette und Ile du Nord, Seychelles. - *Fortschr. Min.*, 62, Bh.1, 197-198.
- (12) DICKIN, A.P., A.E. FALLICK, A.N. HALLIDAY, R.M. MACINTYRE and W.F. STEPHENS (1986): An isotopic and geochronological investigation of the younger igneous rocks of the Seychelles microcontinent. - *E.P.S.L.*, 81, 46-56.
- (13) LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - *Canadian Min.*, 16, 501-520.
- (14) STEPHENSON, D. and B.G.J. UPTON (1982): Ferro-magnesian silicates in a differentiated alkaline complex, Kungnat Fjeld, South Greenland. - *Min. Mag.*, 46, 283-300.
- (15) AGATA, T. and K. SUWA (1983): Opaque minerals from the Seychelles granitic rocks. - 8th Prelim. Rept. Afr. Stud. Nagoya Univ., 63-74.
- (16) CHAPPEL, B.W. and A.J.R. WHITE (1974): Two contrasting granite types. - *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- (17) ISHIHARA, S. (1977): The magnetite series and ilmenite-series granitic rocks. - *Min. Geol.*, 27, 293-305.
- (18) LOISELLE, M.C. and D.R. WONEG (1979): Characteristics and origin of anorogenic granites. - *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 11, 468.
- (19) PITCHER, W.S. (1982): Granite type and tectonic environment. - In K. Hsu (ed.) *Mountain Building Processes*. Academic, London, 19-40.

- (20) WHALEN, J.B., K.L. CURRIE and B.W. CHAPPEL (1987): A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. - *Contr. Min. Petr.*, 95, 407-419.
- (21) PEARCE, J.A., N.B.W. HARRIS and A.G. TINDLE (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- (22) HARRIS, N.B.W., H.J. DUYVERMAN and C.C. ALMOND (1983): The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. - *J. Geol. Soc. London*, 140, 245-256.
- (23) COLLINS, W.J., S.D. BEAMS, A.J.R. WHITE and B.W. CHAPPEL (1982): Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. - *Contr. Min. Petr.*, 80, 189-200.
- (24) THOMPSON, R.N., M.A. MORRISON, G.L. HENDRY and S.J. PARRY (1984): An assessment of relative roles of crust and mantle in magma genesis; an elemental approach. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 310, 549-590.
- (25) NEUMANN, E.R., A.O. BRUNFELT and K.G. FINSTAD (1977): Rare earth elements in some igneous rocks in the Oslo rift, Norway. - *Lithos* 10, 311-319.
- (26) TOKIEDA, K., H. ITO and K. SUWA (1983): Remanent magnetisation of granites and dolerites from Mahé Islands, Seychelles. - 8th Prelim. Rept. Afr. Stud. Nagoya Univ., 37-46.
- (27) PIPER, J.D.A., C.J. BRIDEN and K. LOMAX (1973): Precambrian Africa and South America as a single continent. - *Nature*, 245, 244-248.
- (28) EMBLETON, B.J.J. and M.W. McELHINNY (1975): The paleoposition of Madagascar. - *E.P.S.L.*, 27, 329-341.
- (29) POWELL, C.M., B.D. LOHNSON and J.J. VEEVERS (1980): A revised fit of East and West Gondwanaland. - *Tectonophys.*, 63, 13-29.
- (30) KRÖNER, A. (1980): Pan African crustal evolution. - *Episodes*, vol. 1980, Nr.2, 3-8.
- (31) GREENWOOD, W.R., R.E. ANDERSON, R.J. FLECK and D.L. SCHMIDT (1976): Late proterozoic cratonization in south-western Saudi Arabia. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A-280, 515-527.
- (32) CLIFFORD, T.N. and I.G. GRASS (1970): African magmatism and tectonics. - Oliver & Boyd, Edinburgh.
- (33) CAHEN, L. and N.J. SNELLING (1984): The geochronology evolution of Africa. - Calderon Press, Oxford.
- (34) ENGEL, A.E.J., T.H. DIXON and R.J. STERN (1980): Late precambrian evolution of Afro-Arabien crust from ocean arc to craton. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, 699-706.
- (35) MCKENZIE, D.P. and J.G. SCLATER (1971): The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. - *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 25, 437-528.
- (36) BARRON, E.J., Ch.G.A. HARRISON, J.L. SLOAN and W.W. HAY (1981): Paleogeography, 180 million years ago to the present. - *Eclogae geol. Helv.*, 74, 443-470.
- (37) MORGAN, W.J. (1971): Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, 230, 42-43.

DIE MESOZOISCHEN OPHIOLITE DER OSTALPEN

von

F. Koller und V. Höck +)
(eingelangt am 28. April 1987)

Zusammenfassung

Die Ophiolite in den Penninischen Fenstern der Ostalpen werden an ausgewählten Beispielen bezüglich ihres bisherigen Wissenstands dargestellt. Durch Vergleich der einzelnen Abfolgen untereinander werden die Gemeinsamkeiten sowie die Unterschiede aufgezeigt. Generell liegen Ti-reiche Ophiolite vor, die aus einem leichtverarmten Erdmantel bei Aufschmelzungsraten um $15 \pm 5\%$ an einem mittelozeanischen Rücken bei vermutlich kleinen bis mittleren "Spreading"-Raten gebildet wurden. In den Ophioliten des Unterengadiner Fenster und der Rechnitzer Serie konnte eine ozeanische Metamorphose nachgewiesen werden, im Tauernfenster ist dies wegen der starken alpidischen Oberprägung nicht mehr möglich. Die alpidische Metamorphose beginnt mit einem Hochdruckereignis, das im Unterengadiner Fenster und in der Rechnitzer Serie innerhalb der Pumpellyit-Aktinolithfazies sowie im Tauernfenster in der Glaukophanschieferfazies und lokal in der Eklogitfazies liegt. Die jungalpidische Regionalmetamorphose liegt im Bereich der Grünschieferfazies und erreicht nur in den zentralen Teilen des Tauernfensters die Amphibolitfazies. Abgesehen vom Eklogitereignis können sowohl für das druckbetonte Ereignis als auch für die jungalpidische Metamorphose einheitliche thermische Gradienten für die Ostalpen abgeleitet werden.

Summary

The ophiolites in the Penninic windows of the Eastern Alps are discussed by selected examples in relation to the update knowledge. Similarities and some different facts can be shown by the correlation of the ophiolite profiles. In generally they are high Ti ophiolites, produced from a light depleted mantle source with melt ratios about $15 \pm 5\%$ in a mid ocean ridge system with low or moderate spreading rates. Except for the intensively metamorphosed Tauern window, an oceanic metamorphic event has been proven for the ophiolites. The early high pressure metamorphic event belongs to the pumpellyite-actinolite facies for the Lower Engadin and for the Rechnitz window, in the Tauern window to the glaucophane and locally to the eclogite facies. The young Alpine metamorphism corresponds to greenschist facies and reaches only in the central Tauern window amphibolite facies. Beside the eclogite stage for each event uniform thermal gradients have been found for the Eastern Alps.

+) Anschrift der Verfasser:

Univ.-Doz. Dr. Friedrich Koller
Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

ao. Univ.-Prof. Dr. Volker Höck
Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

1. Einleitung

In den letzten Jahren wurden zahlreiche Ophiolitkomplexe der Ostalpen im Hinblick auf plattentektonische Modelle sowie im Vergleich mit rezenter ozeanischer Kruste, basierend auf den Ergebnissen des "Deep Sea Drilling"-Projektes, modern untersucht. Eine Zusammenfassung aller Untersuchungsergebnisse über die mesozoischen Ophiolitkomplexe ist die Grundlage einer Interpretation des vormetamorphen Zustandes der ozeanischen Kruste in den Teilen der Thetys, die heute in den Ostalpen eingebaut sind. Aufschlüsse und Erhaltungszustand der Ophiolite sind vor allem in den penninischen Einheiten recht vollständig und deshalb gut zu studieren, im Unterostalpin und in der Klippenzone sind meist nur mehr isolierte Fragmente unsicherer Position erhalten.

Fünf grundsätzliche Problemkreise ergeben sich aus den bisherigen Untersuchungen (HÜCK und KOLLER, 1987; HÜCK, 1983; KOLLER, 1985; KIRCHNER, 1980; KRÁLIK et al., 1984):

1. Entstehung und Bildungsmechanismus der Ophiolite
2. Mantelzusammensetzung, Aufschmelzungsraten und Fraktionierungsprozesse
3. Vergleich von stratigraphischen Profilen durch die einzelnen Ophiolitkomplexe der Ostalpen
4. Art und Intensität der metamorphen Überprägung
5. Korrelation mit plattentektonischen Modellvorstellungen zur Bildung der Ostalpen

Im folgenden wird versucht verschiedene Ophiolitkörper mit unterschiedlicher tektonischer Beanspruchung und Metamorphose aus den wichtigsten penninischen Fenstern (Unterengadin, Tauern sowie Rechnitz/Bernstein/Mölkern) untereinander zu vergleichen und damit einen Lösungsansatz für die oben genannten Probleme zu schaffen. Die magmatische und metamorphe Entwicklung der penninischen Ophiolite wird an den Beispielen des Idalp-Ophiolits (HÜCK und KOLLER, 1987) im Unterengadiner Fenster, den Ophioliten der Glocknerdecke (HÜCK, 1983) im Tauernfenster sowie an den Grüngesteinen der Rechnitzer Serie (KOLLER, 1985) in den penninischen Fenstern am Alpenostrand dargestellt.

2. Der geologische Position, stratigraphische Abfolge und Petrographie der penninischen Ophiolite

2.1 Das Unterengadiner Fenster

Das am Westrand der Ostalpen gelegene penninische Unterengadiner Fenster wird im N und NE von der ostalpinen Silvrettaecke, im SE vom Ötztalkristallin sowie im S von der Scarleinheit begrenzt (TOLLMANN, 1977). Das Fenster selbst wird in mehrere Teildecken untergliedert, wobei die tiefste Einheit die Zone von Pfunds (OBERHAUSER, 1980) oder die "Zentralen Bündnerschiefer" im Sinne von TROMPY (1972) darstellen. Darauf folgen die Zonen von Roz-Champatsch mit der Pezidserie sowie von Ramosch. Diese drei Einheiten werden als nordpenninisch angesehen. Die darüberliegende Tasnadecke hat mittelpenninische Stellung, die Arosazone als höchste Decke im Unterengadiner Fenster wird als südpenninisch angesehen (TROMPY, 1972; TOLLMANN, 1977; OBERHAUSER, 1980; FRISCH, 1984).

Ophiolite finden sich vor allem in den Serien von Pfunds, mit dem großen Komplex des Piz Mundins (HEUGEL, 1982), kleinere Körper in der Zone von Ramosch (VUICHARD, 1985; WAIBEL, 1985) sowie in der Arosazone mit dem mächtigen Vorkommen der Idalpe (DAURER, 1980; HÜCK und KOLLER, 1987), gerade letzterer ist ein ausgezeichnetes Vergleichsobjekt.

Der Idalp-Ophiolit, in der höchsten Decke des Unterengadiner Fenster gelegen, überlagert tektonisch die mesozoischen Sedimente der Arosazone, im wesentlichen den Idalpsandstein und den cenomanen Höllentalflysch (OBERHAUSER, 1980). Vom Silvrettakristallin wird er durch die wenige m mächtige Subsilvrettide Schollen-

zone (DAURER, 1980), bestehend aus Kalken und Dolomiten, getrennt. Der Ophiolitkörper selbst besteht aus zwei getrennten unabhängigen Teilen, wobei der südliche die Flimspitze und der nördliche Komplex den Bürkelkopf aufbaut. Beide Teile sind intensiv deformiert und verfaultet sowie durch eine komplizierte Tektonik in kleine Abschnitte zerlegt. Getrennt werden beide Einheiten durch einen eingeschuppten Span von diaphoritischen Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten des Silvrettakristallins, dem sogenannten Flimjochkeil (DAURER, 1980).

Aufgrund des Studiums beider Ophiolitkomplexe konnte von HÜCK und KOLLER (1987) eine stratigraphische Abfolge rekonstruiert werden (Abb.1). Sie beginnt mit einem 60-80 m mächtigen, vollständig serpentiniertem Ultramafitit harzburgitischer Zusammensetzung. An Hand der Maschentextur der ehemaligen Olivine und der Bastitflecken, die als Formrelikte nach Orthopyroxen gedeutet werden, läßt sich in wenig deformierten Serpentiniten ein primärer Mineralbestand von 68 - 74 Vol. % Olivin und 25 - 30 Vol. % Orthopyroxen sowie 1 - 2 Vol. % Spinell rekonstruieren. Bevorzugt in der Nähe zum überlagernden Gabbrokomplex findet man im Serpentinit rodingitisierte Gabbrogänge und -linsen, deren Klinopyroxen häufig reliktmäßig erhalten ist, während der ehemalige Plagioklas durch Hydrogrossular und Vesuvian ersetzt ist. Um diese Rodingitgänge tritt eine dunkelgrüne Reaktionszone aus monomineralischem Chlorit auf.

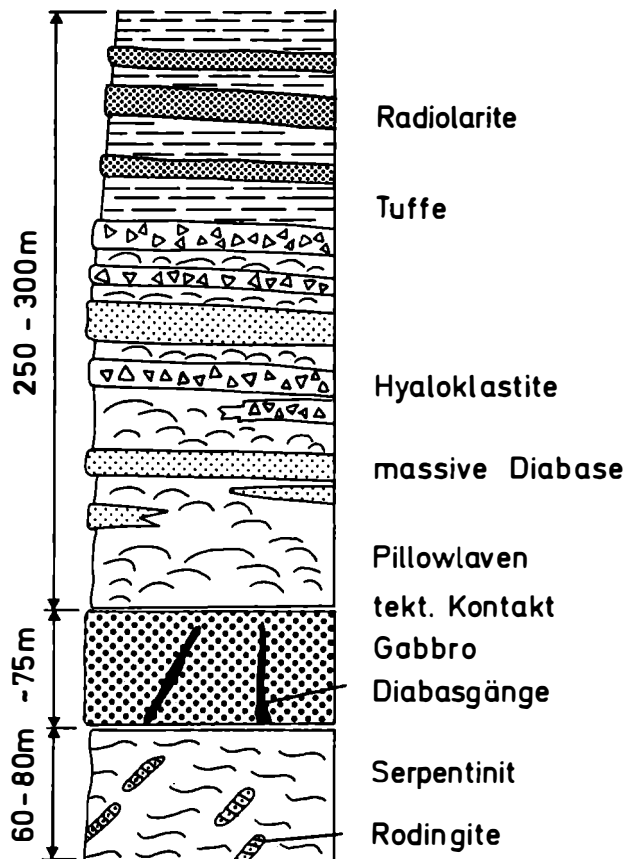


Abb.1: Schematisches Säulenprofil durch den Idalp-Ophiolit nach HÜCK und KOLLER (1987).

Die Gabbrosequenz, bis zu 75 m mächtig, besteht fast ausschließlich aus Klinopyroxen-Plagioklas-Gabbros, die relativ arm an Fe-Oxiden sind. Die Korngröße beider Minerale ist sehr variabel und wechselt von 5 mm bis zu 10 cm in pegmatoiden Bereichen. Die Klinopyroxene sind häufig gut erhalten, seltener plastisch deformiert. Vom Rand her werden sie von braunen oder grünen Hornblenden verdrängt und umrahmt sowie in weiterer Folge von bläulichgrünen bis schwach gefärbten Aktinolithnadeln ersetzt. Die Plagioklase sind nur mehr als Formrelikte erhalten, die aus einer feinkörnigen Masse aus Albit, Epidot/Klinozoisit und/oder Pumpellyit aufgebaut sind. Während letztere Minerale Produkte der alpidischen Oberprägung sind, können die braunen oder grünen Hornblenden nur von einem höher temperiertem Ereignis abgeleitet werden und sind daher am ehesten einer ozeanischen Metamorphose zuzuschreiben (HÖCK und KOLLER, 1987; HEUGEL, 1975, 1982; VUICHARD, 1984, 1985).

Die vulkanische Abfolge (Abb.1) ist höchstens 250 - 300 m mächtig. Sie beginnt mit ungewöhnlich gut erhaltenen Pilloslaven, die unmittelbar auf die Gabbros, von denen sie durch eine tektonische Grenzfläche getrennt sind, folgen. In den höheren Teilen der Abfolge wechseln die Pilloslaven mit massiven Diabasen, die etwa Sills entsprechen, sowie mit Hyaloklastiten und Diabasbreccien ab, wobei hier intensiv rot pigmentierte Lagen - gegenüber den üblicherweise dunkelgrün-gefärbten Metabasalten - häufig sind. Diese rotgefärbten, vulkanoklastischen Abfolgen werden als unter Einwirkung von Meerwasser stark oxidierte Hyaloklastite angesehen. In den hangenden Bereichen der Vulkanitsequenz finden sich feingebänderte Grüngesteine, die von HÖCK und KOLLER (1987) als feinkörnige Tuffe gedeutet werden. Teilweise findet man in ihnen geringmächtige Radiolaritlagen. Ober den Vulkaniten folgen meist ebenfalls geringmächtige, dunkelbraun oder schwarz gefärbte pelitische Schiefer.

Primäre ophitische Gefüge, intersertaler Plagioklas und Fließtexturen sind in den Vulkaniten gut erhalten. Glasränder in den Pillows, Glasfragmente in den Pillowbreccien oder in den Hyaloklastiten sind durch dunkelgrünen Chlorit oder Pumpellyit ersetzt aber noch an der Farbe und der Feinkörnigkeit eindeutig erkennbar. Grundsätzlich können die primären Mineralphasen, die glasigen Anteile oder die feinkörnige Grundmasse durch eine Paragenese der Grünschieferfazies bestehend aus Albit, Chlorit, Aktinolith, Pumpellyit/Epidot-Klinozoisit und Calcit sowie akzessorisch Quarz, Titanit und Hämatit ersetzt sein. Pumpellyit scheint gegenüber Epidot/Klinozoisit eine ältere Mineralphase zu sein. In den Tuffen, tuffitischen Lagen sowie in den Hyaloklastiten sind Hellglimmer-reiche Lagen durchaus häufig. Zusätzlich sei bemerkt, daß LEIMSER (1977) sowie LEIMSER und PURTSCHELLER (1980) aus den Metabasiten von mehreren Ophiolitkomplexen des Unterengadiner Fensters noch erhaltenen Lawsonit sowie Pumpellyit, Stilpnomelan und crossitische Alkali amphibole beschreiben. HEUGEL (1975) gibt für einen Marmor des Piz Murtera als zusätzliche Phasen Magnesioriebeckit und Stilpnomelan an.

2.2 Das Tauernfenster

Das penninische Tauernfenster wurde von FRASL (1958), FRASL und FRANK (1966) sowie FRANK (1969) in mehrere lithostratigraphische und tektonische Einheiten gegliedert. Die präpermischen Abfolgen, die Altkristallin-Formation und die Habachformation werden von variszischen Granitoiden, die heute als Zentralgneise bezeichnet werden, intrudiert. Darüber folgen die vermutlich permische Wustkogelformation und die triadischen Kalke und Dolomite. Den Abschluß der stratigraphischen Folge bildet die Bündnerschieferformation mit jurassischem bis möglicherweise kretazischem Alter. Sie wird im allgemeinen in vier Faziesbereiche unterteilt, die Hochstegenfazies, die Brennkogelfazies, die Glocknerfazies und die Fuscherfazies (FRASL und FRANK, 1966; FRANK, 1969). Große Teile der Bündnerschieferformation werden tektonisch der Oberen Schieferhülle (FRANK, 1969) bzw. der Glocknerdecke (FRISCH, 1984) zugerechnet und besitzen paläogeographisch südpenninische Stellung.

Serpentinite und Metabasalte finden sich mit Ausnahme der Hochstegenfazies in allen faziellen Bereichen der Bündnerschiefer. In den mittleren Hohen Tauern zeigen sie ihre weiteste Verbreitung. Dort wurden von HÖCK (1980, 1983) sowie HÖCK und MILLER (1980, 1987) drei zusammenhängende Züge unterschieden. Der erste dieser Züge (I) verläuft in der Südabdachung der Hohen Tauern von St. Jakob im Ahrntal (Südtirol) nach Heiligenblut, der zweite (II) im Norden des Tauernhauptkamms vom Stubachtal, nördlich des Kitzsteinhorns vorbei bis ins Seidlwinkeltal. Aufgrund der Gesteinsabfolge, der Lithologie und der Geochemie können beide Einheiten als Ophiolite interpretiert werden. Der dritte Zug (III) schließlich erstreckt sich vom Gebiet W Rauris bis in den Lungau, schlingt sich in einem schmalen Band um das Ostende des Tauernfensters und endet in der Gegend von Mallnitz. Im Gegensatz zu den beiden ersten Zügen entsprechen diese Grüngesteine nicht Ophioliten.

Abgesehen von diesen großen zusammenhängenden Einheiten finden sich noch zahlreiche kleinere Vorkommen wie z.B. die Fuschler Metabasite, die Ampibolite in den westlichen Hohen Tauern sowie die Eklogite und die eklogitischen Prasinite im S des Tauernhauptkamms. Letztere sind strukturell unter dem Zug I gelegen und werden zumindest teilweise der Brennkogelfazies zugerechnet.

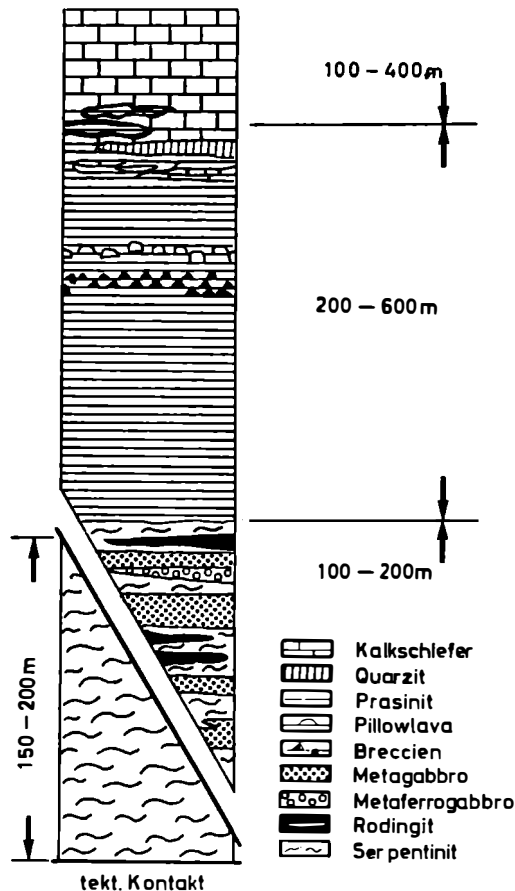


Abb.2: Schematisches Säulenprofil durch die Ophiolite der Glocknerdecke nach HÖCK (1983).

Zur Charakterisierung der möglichen penninischen ozeanischen Kruste und zum Vergleich mit anderen Bereichen können daher nur Zug I und II verwendet werden, da sie ophiolitischen Charakter zeigen. In Abb. 2 ist eine schematische Abfolge, die für Zug I und II charakteristisch ist, dargestellt. Diese besteht aus 100 - 200 m Serpentiniten und Metagabbros, aus einer 200 - 600 m mächtigen Vulkanitabfolge, die in ihren hangenden Bereichen teilweise wechsellagernd in eine 100 - 400 m mächtige metamorphe Sedimentabfolge übergeht (HÖCK, 1983). Die Ultramafitite sind überwiegend Antigoritserpentinite, lokal treten Tremolit-Chlorit-Antigoritschiefer auf. Erstere werden als metamorphe Harzburgite, letztere als Abkömmlinge einer ultramafischen Kumulatsequenz gedeutet.

Fein- bis grobkörnige Leukometagabbros finden sich zusammen mit Ferrogabbros in Wechsellagerung mit den Tremolit-Chlorit-Antigoritschiefern. Der Mineralbestand umfaßt seltene Klinopyroxenformrelikte, die durch Ti-reiche pargasitische Hornblenden und in weiterer Folge durch Aktinolith ersetzt werden. Der Rest besteht aus Albit/Oligoklas, Klinozoisit, Chlorit, Hellglimmer, Titanit mit älterem Rutil, Pyrit und manchmal Quarz.

Auf die Ultramafitite und die gabbroide Sequenz folgen die Metabasalte, die durch die alpidische Metamorphose in Prasinite umgewandelt wurden. Sie bestehen aus Amphibol (Aktinolith bis Magnesiohornblende), Albit/Oligoklas, Epidot, Chlorit, Titanit sowie lokal wechselnden Mengen von Calcit und Hellglimmer und untergeordnet Quarz. Mineralrelikte und Texturen sowie primäre vulkanische Strukturen sind aufgrund der metamorphen Oberprägung und der intensiven Deformation sehr selten. Gebänderte Prasinite werden als extrem dünn ausgewalzte Pilloslaven angesehen. Ebenso lassen sich gelegentlich noch Brekzien und Hyaloklastite nachweisen.

Eine mehrere Meter mächtige Obergangszone, in welcher Grüngesteine mit Metasedimenten im Dezimeter- bis Meterbereich wechsellagern, beendet den vulkanischen Abschnitt. Darüber liegen bis zu 400 m mächtige Kalkglimmerschiefer bis Schwarzphyllite. Verschiedentlich, insbesondere im Zug II ist die Grenze zwischen der vulkanischen und der Sedimentabfolge scharf, sie wird dann von einem geringmächtigen Quarzithorizont (Metachert?) gebildet.

2.3 Die Rechnitzer Serie am Alpenostrand

Die Rechnitzer Serie am Alpenostrand ist in einigen kleineren Fenstern unter den ostalpinen Decken aufgeschlossen. Es sind dies vom N nach S das Möltener, das Bernsteiner, das Rechnitzer Fenster als größtes sowie das vorwiegend vom Tertiär umrahmte Kristallin von Eisenberg, welches im NE vom Grazer Paläozoikum begrenzt ist (PAHR, 1980; GRATZER, 1985). In allen diesen Bereichen finden sich Reste einer vermutlich ozeanischen Kruste (KOLLER, 1985; KOLLER und PAHR, 1980), die in mesozoische Sedimente, teilweise kretazischen Alters (SCHÖNLAUB, 1973), eingelagert sind. Eine Zuordnung der Rechnitzer Serie zum Penninikum und die Korrelation mit der Oberen Schieferhülle ist heute allgemein anerkannt. Eine Detailgliederung der Rechnitzer Serie ist aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nur im großen Rechnitzer Fenster möglich. PAHR (1980) unterteilt das Penninikum in die westliche, obere Einheit, die E-W-gerichtete B-Achsen mit Abweichungen bis maximal 20° aufweist, sowie in die tiefere, sich nach Ungarn fortsetzende Einheit, die N-S-gerichtete B-Achsen besitzt.

Auf den metamorphen mesozoischen Sedimentabfolgen liegen die Ophiolitkomplexe zumindestens zum Teil in inverser Lagerung mit den Serpentiniten in höchster Position über den Metabasiten. In Abb.3 sind nun einige typische Profile aus den Ophiolitkomplexen der Rechnitzer Serie nach KOLLER (1985) zusammengestellt, mit der Bezugsbasis der Ultramafititoberkante. Das erste Profil (a) stammt aus einer Bohrung bei Maltern am Westrand des Bernsteiner Fensters. Sie hat nach 260 m Serpentinit geringmächtige Grünschiefer durchörtert und wurde nach weiteren 10 m in den Kalkglimmerschiefern eingestellt.

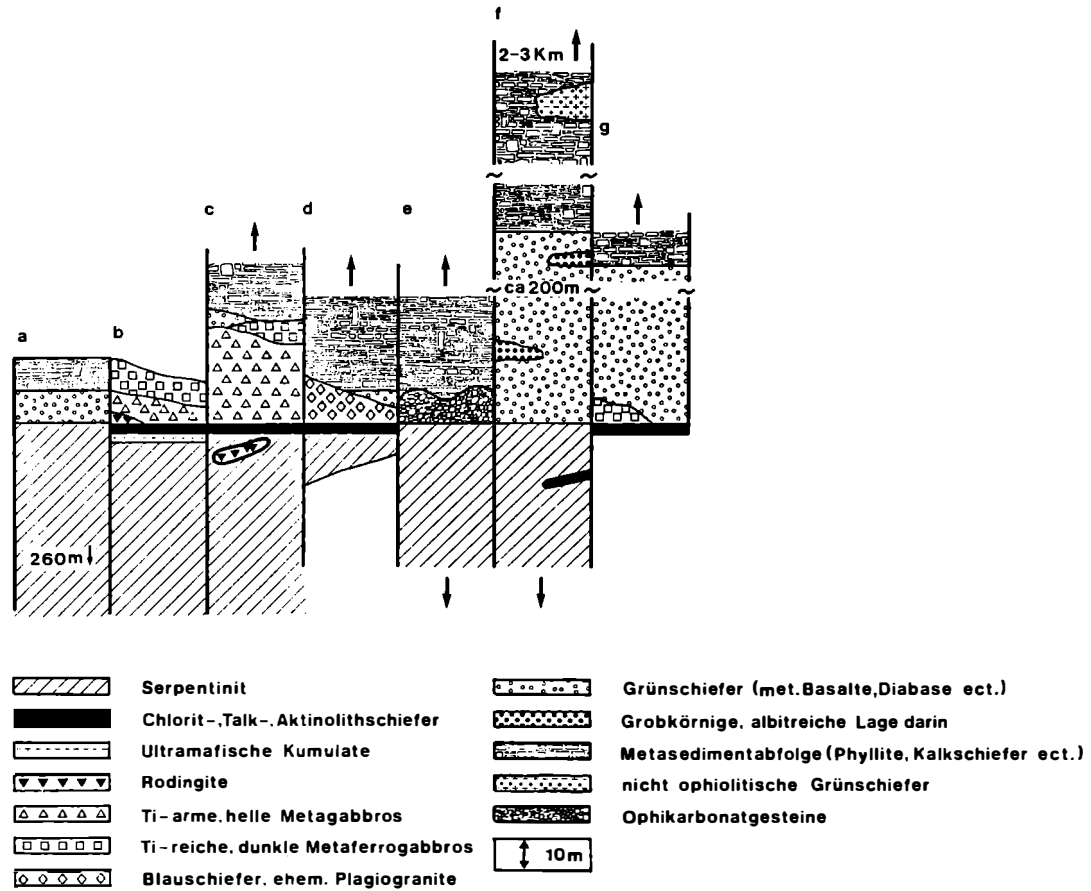


Abb.3: Schematische Darstellung der Ophiolitprofile in den penninischen Fenster am Alpenostrand nach KOLLER (1985), Erläuterung der Profile im Text.

Das Profil (b) vom Schiernitzriegel (Ostrand des Bernsteiner Fenster) und das Profil (c) bei Kogel (Nordostrand des Bernsteiner Fensters) zeigen die typische Abfolge mit den diversen Gabbrovarietäten beginnend mit hellen Klinopyroxen-Plagioklas-Gabbros, darauf folgend Ti-reiche Ferrogabbros mit Gehalten bis über 7 Gew. % TiO_2 . Die Profile (d) und (e) stellen die Situation im Bereich Glas-hütten (Rechnitzer Fenster) dar. Das eine (d) zeigt über den Serpentiniten saure Differentiate, also ehemalige Plagiogranite, die heute als Albit-Riebeckitschiefer vorliegen. Diese werden ihrerseits von geringmächtigen Grünschiefern und Metasedimenten überlagert. Im zweiten Profil (e) liegen über den Serpentiniten alkali-amphibol-führende Ophikarbonatgesteine und darüber wiederum Kalkschiefer. Das Profil (f) von Rumpersdorf im südlichen Rechnitzer Fenster entspricht einer inversen Abfolge mit Serpentiniten, bis zu 200 m mächtigen Grünschiefern und Kalkglimmerschiefern. Das letzte Profil schließlich entspricht den Verhältnissen im ungarischen Anteil des Eisenberger Fensters.

Folgendes schematisches Profil kann durch die Zusammenfassung der verschiedenen Lokalitäten erstellt werden (von oben nach unten):

	Mächtigkeiten
Radiolarit	0 - 10 m
Metabasite (Vulkanite, ehem. Pillows, massive Basalate, Tuffe etc.)	- 200 m
Saure Differentiate (Plagiogranite etc.)	0 - 5 m
Ferrogabbro	- 20 m
Helle Gabbro (z.T. mit Layering)	- 40 m
Serpentinisierte Ultramafitite	- 270 m
	<hr/>
Maximale Gesamtmächtigkeit	- 550 m

Die Ultramafitite sind vollständig serpentinisiert, Chrysotil und Lizardit sind am weitesten verbreitet. Antigorit tritt erst im Süden, im Eisenberger Kristallin auf. In wenig deformierten Bereichen kann man noch die Formrelikte nach Orthopyroxen, in den sogenannten Bastitflecken erkennen, jedoch keine mehr nach Olivin, Talk und Tremolit als jüngste Bildungen sind relativ selten. Die Zusammensetzung entspricht Harzburgiten, nur im Randbereich zu den Gabbros findet man - leider nicht ausreichend aufgeschlossen - Serpentin-Chlorit-Gesteine mit reliktsch erhaltenen Klinopyroxen. Diese Gesteine können gestützt durch die geochemischen Untersuchungen als mögliche ultramafische Kumulate gedeutet werden. Innerhalb der Serpentinite findet man viele Gänge oder Linsen von metasomatisch veränderten Gabbros. Der Mineralbestand dieser Rodingite setzt sich aus reliktsch erhaltenen Klinopyroxen sowie neugebildeten Chlorit und Hydrogrossular zusammen, wobei letzterer aus Mg-reichem Pumpellyit gebildet wurde. An der Grenze zum Serpentinitt treten breite monomineralische Chloritzonen auf.

Die Gabbros findet man einerseits als Mg-reiche Klinopyroxen-Plagioklas-Gabbro mit stark wechselnder Korngröße, von 5 mm bis 10 cm, manchmal mit einem gut erkennbaren, vermutlich primären Lagenbau, auch Flaser-gabbros sind weit verbreitet. Der Mineralbestand der Gabbros wird von KOLLER (1985) mit reliktsch Diopsid sowie Albit, Chlorit, Aktinolith und Mg-Pumpellyit/Klinozoisit angegeben. Andererseits sind Ferrogabbro weit verbreitet, diese führen selten noch erhaltenen Augit sowie viele Formrelikte nach Titanomagnetit und Ilmenit. Braune Magnesiohornblende sowie grüne Barroisite und Pargasite werden als häufig auftretende, hochtemperierte Bildungen einer ozeanischen Metamorphose zugerechnet. Aegirinaugit, Ferroglaukophan-Crossit sowie Stilpnomelan, Hämatit und Rutil werden jedoch einer druckbetonten Metamorphose zugerechnet, riebeckitische Alkali-amphibole sowie Aktinolith einer jungalpidischen Regionalmetamorphose. Die Albit-Alkali-amphibolgesteine werden aufgrund ihrer geochemischen Charakteristik als saure Differentiate von ferrodioritischer bis plagiogranitischer Zusammensetzung gedeutet. In diesen sind als primäre Mineralphasen nur die großen, relativ häufigen Zirkone erhalten, gelegentlich sind aber noch Formrelikte nach Klinopyroxen zu erkennen.

Während bei den bis maximal 60 m mächtigen Gabbros noch zahlreiche primäre Texturen erhalten sind, fehlen diese in den Metavulkaniten fast vollständig. Ihr Mineralbestand setzt sich fast ausschließlich aus Chlorit, Aktinolith, Albit, Epidot, Titanit, einer typischen Paragenese der Grünschieferfazies, zusammen. Lawsonitformrelikte sind derzeit nur von einem Vorkommen im Rechnitzer Fenster bekannt. Besonders häufig sind feinkörnige Varietäten mit nur teilweise erkennbarer Bänderung, seltener grobkörnige mit deutlichem Lagenbau und massige Typen. Texturen die auf Pillowlaven, eindeutigen Pillowbreccien oder auf "sheeted dykes" zurückzuführen sind, wurden bisher nicht gefunden. Klastische Breccien hingegen sind häufiger anzutreffen. Zu den Sedimenten hin ist wiederholt eine Verzahnung sowie eine Wechsellagerung mit den Grünschiefern zu beobachten. Texturale Gründe sowie der Mineralbestand mit Hellglimmer- und Quarz-reichen Lagenbau sprechen für tuffitisches Ausgangsmaterial.

Ungewöhnlich sind auch jene Ophikarbonatgesteine mit einem komplexen Mineralbestand, aus denen KOLLER (1985) eine ozeanische Metamorphose für Chromspinellreiche Ultramafitbreccien, die in einer Sedimentmatrix eingebettet sind, ableitet. Damit wird die Existenz einer Transformstörung abgeleitet.

3. Diskussion der bisherigen geochemischen Untersuchungsergebnisse - ein Vergleich

Die Serpentine, im wesentlichen die weitverbreiteten Harzburgite, zeigen in allen penninischen Fenstern eine sehr einheitliche Zusammensetzung mit Al-Gehalten von 1.15 - 1.67 Gew. % Al_2O_3 bei Mg-Werten von 35.7 - 39.6 Gew. % MgO (KOLLER, 1985; HÜCK und KOLLER, 1987; HÜCK und MILLER, 1987). Die Ca-Gehalte der Serpentine sind üblicherweise sehr gering und entsprechend nicht der ursprünglichen Zusammensetzung eines Harzburgites nach GOLEMAN (1977). Davon weichen jedoch jene als ultramafische Kumulate bezeichnete Varietäten ab, die Al-Gehalte von 3.22 - 16.03 Gew. % Al_2O_3 (KOLLER, 1985; HÜCK und MILLER, 1987) aufweisen. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand treten sie nur im Tauernfenster und in der Rechnitzer Serie auf.

Die Gabbrosuite besteht üblicherweise sowohl aus Mg-reichen und Fe-armen Vertretern, als auch aus Fe- und Ti-reichen Ferrogabbros. Die Mg-reichen Gabbros zeichnen sich durch niedrigere Ti-Gehalte unter 0.7 Gew. % TiO_2 aus. Typisch sind hohe Cr-Gehalte mit gleichzeitig sehr niederen Werten an P, Nb, Zr, Y und Rb. Das Mg/(Mg+Fe)-Verhältnis reicht von 0.8 bis zu 0.6.

Die Ti-Gehalte der Ferrogabbros reichen bis 7.45 Gew. % TiO_2 bei einem Fe-Gehalt > 25 Gew. % (FeO + Fe_2O_3), wobei das Mg/(Mg+Fe)-Verhältnis unter 0.5 sinkt. Charakteristisch sind die extrem niederen Cr-Gehalte bis unter 10 ppm, bei gleichzeitig sehr hohen V-Werten. Die sauren Differentiate in der Rechnitzer Serie zeichnen sich durch hohe Zr-, Y-, P_2O_5 - und SEE-Gehalte aus, bei dominanter Na-Vormacht sowie einem Mg/(Mg+Fe)-Verhältnis unter 0.3.

Sowie die Ultramafite als auch die gabbroiden Gesteine und die sauren Differentiate folgen im AFM-Dreieck einem tholeiitischen Entwicklungstrend analog dem der Skaergaard Intrusion. Dies entspricht damit auch den Verhältnissen in MOR-Systemen ("Mid ocean ridge").

Sowohl in der Rechnitzer Serie als auch im Engadiner Fenster sind die Rodingitgänge textuell als auch geochemisch auf Mg-reichen Gabbros zurückzuführen (KOLLER, 1985; HÜCK und KOLLER, 1987), im Tauernfenster hingegen eher auf Basalte (HÜCK und MILLER, 1987). Ein Vorkommen von Rodingiten im Tauernfenster dürfte teilweise von Sedimentgesteinen herzuleiten sein (DIETRICH et al., 1986).

Die Metabasalte in den penninischen Ophiolitkörpern sind abgesehen von metasomatischen Veränderungen der leicht mobilen Elemente sehr gut untereinander vergleichbar und weisen eine gute Obereinstimmung mit rezenten MORB ("Mid ocean ridge basalt") auf. In den üblichen Diskriminations-Diagrammen, die nur die

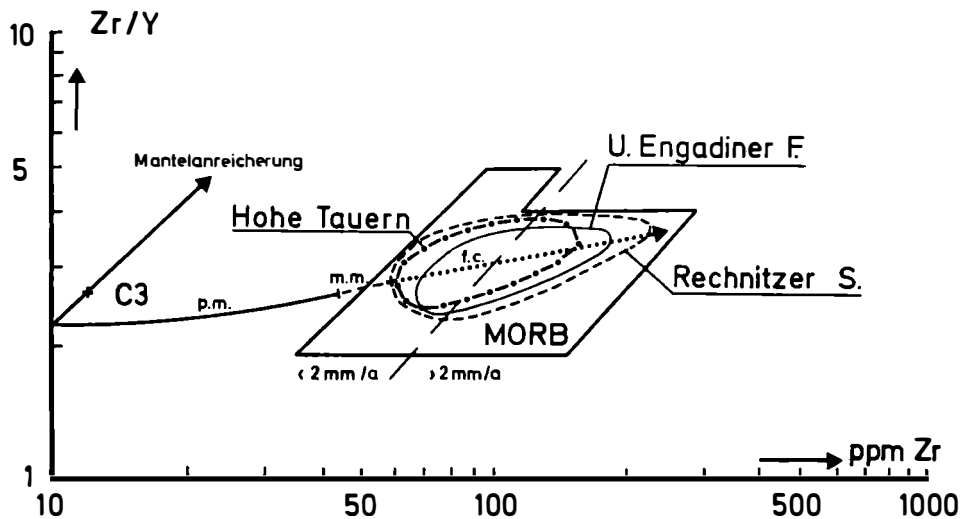


Abb.4: Zr/Y versus Zr-Diagramm nach PEARCE und NORRY (1979) mit dem Feld der MOR-Basalte und den Bereichen der penninischen Ophiolite. Mit C3 ist die C3-chondritische Zusammensetzung angegeben und die partielle Schmelzkurve ist mit (p.m.) bezeichnet, die fraktionierte Kristallisation im offenen System mit (m.m.) und im geschlossenen mit (f.c.). Weiters wurde eine Trennungslinie für große und kleine "spreading"-Raten nach PEARCE (1980) eingetragen. Daten nach HÜCK (1983), KOLLER (1985), HÜCK und KOLLER (1987) sowie HÜCK und MILLER (1987).

immobile Spurenelemente berücksichtigen, fallen alle Metabasalte des Idalp-Ophiolits (HÜCK und KOLLER, 1987), der Ophiolite der Glocknerdecke (HÜCK und MILLER, 1987) und die der Rechnitzer Serie (KOLLER, 1985), gleichgültig ob es sich nun um Pillowlaven, Hyaloklastite, massive Sills, Gänge oder auch um Tuffe handelt, in jene Felder, die für MORB-Zusammensetzungen charakteristisch sind.

Weiters besitzen alle Metabasalte sehr niedere Nb-Werte und weisen Zr/Y-Quotienten von 2.5 - 3.5 (Abb.4) auf. Die Zr-Gehalte reichen im Idalp-Komplex, abgesehen von den Gängen in den Gabbros um 60 ppm Zr, von 80 - 190 ppm Zr, im Tauernfenster von 50 - 160 ppm Zr und in der Rechnitzer Serie von 60 - 200 ppm Zr. Das Ti/V-Verhältnis ist sehr konstant und liegt in allen Ophiolitvorkommen um 40. Solche Werte entsprechen der MORB Zusammensetzung. Auch die Gehalte an SEE stimmen, soweit bekannt, mit N-typ MORB nach SAUNDERS (1984) überein.

Ein genetisches Modell für die Ophiolite in den penninischen Fenstern der Ostalpen läßt sich im Zr/Y vs Zr Diagramm (Abb.4) nach PEARCE und NORRY (1979) für die Ophiolite unter Berücksichtigung der Cr und Y Gehalte erstellen. Aus den letzteren Elementen läßt sich ableiten, daß ausgehend von einem Mantel mit C3-chondritischer Zusammensetzung (PEARCE, 1980) mit einer partiellen Schmelzrate von ca. $15 \pm 5\%$ des Mantels zu rechnen ist, um die primitivsten Basaltchemismen innerhalb der penninischen Ophiolite zu erzeugen (HÜCK, 1983; KOLLER, 1985; HÜCK und KOLLER, 1987).

Der weitere Entwicklungstrend läßt sich durch eine Kristallisation in einem offenen System und anschließend durch fraktionierte Kristallisation von Olivin, Plagioklas und Klinopyroxen in einem geschlossenen System charakterisieren.

Die relativ große Anzahl von Analysen mit Zr-Werten im Bereich von 60 bis 70 ppm - sie stimmen gut mit primitiven MORB-Chemismen überein - könnte den Überlegun-

gen von PEARCE (1980) folgend auf kleine bis mittlere Spreadingraten im Penninischen Ozean hindeuten. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß sich die größte Variationsbreite der Grünschiefer in der Rechnitzer Serie findet. Einerseits sind sehr hochfraktionierte Chemismen bis über 200 ppm Zr bekannt, andererseits aber auch sehr primitiven Zusammensetzungen mit Zr-Gehalten von 30 - 60 ppm Zr bei gleichzeitig sehr niederen Ti- und Y-, aber hohen Cr- und Ni-Werten. Letztere wurden von KOLLER (1985) als gering fraktionierte Metabasalte pikritischer Zusammensetzung gedeutet. Die Stellung dieser Pikrite sowie die der Fe-Ti-reichen Grünschiefer, die als hypabyssische Basaltgänge interpretiert wurden, ist derzeit nicht eindeutig geklärt.

Nicht-Ophiolitische Grüngesteine sind zur Zeit aus dem Unterengadiner Fenster nicht belegt, aus dem Tauern Fenster geben HÜCK und MILLER (1987) für die Eklogite und für die Fuscher Metabasite eine T-typ MORB Zusammensetzung an. In der Rechnitzer Serie findet man eine alkalibasaltischen Vulkanismus, der in die Sedimente eingelagert ist und von KOLLER (1985) als "with in plate" Basalt, im Sinne eines Ozeaninselalkalibasaltes (OIAB), klassifiziert wurde.

4. Die metamorphe Entwicklung der penninischen Ophiolite

4.1 Das Unterengadiner Fenster

Als älteste metamorphe Beeinflussung ist - bevorzugt in den gabbroiden Gesteinen - immer wieder die Bildung von braunen oder grünen Hornblenden nachzuweisen. Die Bildungsbedingungen dieser Amphibolphasen liegen deutlich höher als die der Regionalmetamorphose, sie werden daher zusammen mit der teilweise intensiven Oxidation einer ozeanischen Metamorphose zugerechnet (HEUGEL, 1975, 1982; VUICHARD, 1984, 1985; HÜCK und KOLLER, 1987).

Die p-T-Entwicklung während der alpidischen Orogenese ist zur Zeit, aufgrund der Feinkörnigkeit der Metabasalte, noch nicht ausreichend untersucht, eine Zusammenfassung des bisherigen Kenntnisstandes ergibt folgendes Bild:

In den Metabasalten existiert, zumindest lokal, tatsächlich erhaltener Lawsonit neben Fe-reichen Pumpellyit, weiters findet man Epidot, Albit, Chlorit und Aktinolith (LEIMSER, 1977). Die tatsächlichen Phasenbeziehungen sind nicht vollständig klar, jedoch scheinen Lawsonit und Pumpellyit miteinander stabil zu koexistieren. Auch die Relation obiger Phasen zu Stilpnomelan und crossitischen Alkali amphibolen sowie die Beziehung Pumpellyit-Epidot ist noch zu untersuchen. Aus der Pumpellyitzusammensetzung läßt sich nach SCHIFFMAN und LIOU (1980) auf $T = < 350^{\circ} \text{C}$ schließen. Dies würde zusammen mit Lawsonit der Pumpellyit-Aktinolith-Fazies nach LIOU et al. (1985) entsprechen. Diese Bildungsbedingungen werden von HÜCK und KOLLER (1987) mit einem altalpidischen Hochdruckereignis korreliert.

Die wesentlich häufigere Paragenese mit Albit, Chlorit, Epidot und Aktinolith entspricht der unteren Grünschieferfazies und wird zur jungalpidischen Metamorphose gestellt.

4.2 Das Tauernfenster

In den Metabasiten der Oberen Schieferhülle ist die Metamorphoseentwicklung zwar wesentlich komplexer aber auch besser bekannt. Eine der letzten Zusammenstellungen geben FRANK et al. (1987). Die Metamorphoseentwicklung beginnt mit einem druckbetonten Ereignis mit $T = 550 - 600^{\circ} \text{C}$ bei $P \sim 20 \text{ kb}$. Dies führt zur Bildung von Eklogiten, die auf eine schmale Zone in der S-Abdachung der Hohen Tauern beschränkt ist. Die Eklogitzone und große Teile der Oberen Schieferhülle werden dann von einem Ereignis der Blauschieferfazies bei $T = 450^{\circ} \text{C}$ und $P = 7 - 9 \text{ kb}$ überprägt. Dieses Ereignis ist für die Bildung von Glaukophan und Lawsonit, letzterer ist nur mehr als allerdings weitverbreitetes Formrelikt erhalten, verantwortlich.

	Unteregadiner Fenster (Arosazone, Idalp)	Tauern Fenster (Glocknerdecke)	Rechnitzer Fenster
Ophiolittyp nach BECCALUVA et al., (1983)	Hoch-Ti	Hoch-Ti	Hoch-Ti
Bildungsort	MOR	MOR	MOR
Mantelzusammen- setzung	leicht verarmt	leicht verarmt	leicht verarmt
Aufschmelzungs- rate	15 ± 5 %	15 ± 5 %	15 ± 5 %
MORB-Typ	N	N	N
"spreading rate"	klein bis mittel	klein bis mittel	klein bis mittel
Stratigraphie			
Radiolarite	+	nicht eindeutig	+
Tuffe/Tuffite?	+	+	+?
Hyaloklastite	+	+	+?
Pillowlaven	+	+	?
	(sehr reichlich)		
"sheeted dykes"	---	---	---
einzelne Gänge in den Gabbros	+	?	?
Saure Differen- tiate	---	?	+
Ferrogabbro	sehr selten	selten	sehr häufig
Kpx-Plag-Gabbro	dominant	dominant	dominant
Kumulatsequenz	?	+	möglich
Rodingitgänge	+	?	+
Ultramafitite	Harzburgit	Harzburgit	Harzburgit
Sonstige Informationen	?	?	Hinweise auf Transformstörung
Störungen			Pikrite und Fer- robasalte unklar- er Stellung
Sonstige Vulkanite	?	?	OIAB
Nicht ophio- litischer Vulkanismus	möglich ?	Eklogite Fuscher Basite (T-type MORB)	
Ozeanische Meta- morphose	geringerer Einfluß	unbestimmbar überprägt	starker Einfluß
Alpidische Metamorphose			
a) Hochdruck- ereignis nach LIOU et al. (1985)	Pumpellyit- Aktinolithfazies	Blauschiefer-/ Eklogitfazies	Pumpellyit- Aktinolithfazies
Versenkungstiefe	?15 - ? km	25 - 35/45 - 60km	≈ 25 km
b) jungalpidische Metamorphose	Grünschiefer- fazies	Grünschiefer-/ Amphibolitfazies	unterste Grün- schieferfazies
Versenkungstiefe	≈ 7 km	≈ 15 km	≈ 10 km

Tab. 1: Zusammenstellung nach HOCK, (1983); KOLLER, (1985); HOCK und KOLLER, (1987); HOCK und MILLER, (1987).

Die jungalpidische Metamorphose reicht von der Grünschieferfazies am N- und S-Rand bis zur Amphibolitfazies in den zentralen Teilen und erfaßt alle Gesteine im Tauernfenster bei $T = 400 - 550^{\circ} \text{C}$ und $P = 4 - 6 \text{ kb}$.

4.3 Die Rechnitzer Serie

Die Metamorphoseentwicklung der Ophiolite der Rechnitzer Serie wurde von KOLLER (1985) ausführlich dargestellt. Sie umfaßt eine weit verbreitete ozeanische Metamorphose, die sowohl in den Gabbros als auch, jedoch seltener, in den Grünschiefern und in den Ophikarbonatgesteinen nachweisbar ist.

Eine altalpidische Metamorphose wird mit $330 - 370^{\circ} \text{C}$ bei Minimaldrucken von $6 - 8 \text{ kb}$ abgeleitet und entspricht nach LIU et al. (1985) der Pumpellyit-Aktinolithfazies. Das jungalpidische Ereignis wird mit $T = 390 - 430^{\circ} \text{C}$ und $P < 3 \text{ kb}$ angegeben, wobei eine prograde Zunahme vom Norden nach Süden festzustellen ist. Alkalipyroxene mit Zusammensetzungen nahe des binären Systems Jadeit-Akmit erlauben eine relativ zuverlässige Druckbestimmung beider Metamorphoseereignisse.

5. Zusammenfassung der bisherigen Kenntnisse über die penninische ozeanische Kruste und deren Entwicklung

Aus dem bisher dargestellten (Tab.1) lassen sich folgende Rückschlüsse auf die penninische ozeanische Kruste ableiten:

- Zumindest im südpenninischen Ozean existiert eine ozeanische Kruste.
- Diese wurde vermutlich aus einem leicht verarmten Mantel produziert.
- Die Produktion der "High Ti"-Ophiolite im Sinne von BECCALUVA et al. (1983) erfolgte für alle penninischen Fenster bei einheitlichen Aufschmelzungsraten um $15 \pm 5 \%$ und ist charakteristisch für mittelozeanische Rückensysteme (MOR).
- Am penninischen MOR wird bei kleinen bis höchstens mittleren "spreading"-Raten ein N-typ MORB produziert.
- Die Häufigkeit von Ferrogabbros scheint von E nach W deutlich abzunehmen. Saure Differentiate sind zur Zeit nur aus dem Rechnitzer Fenster bekannt.
- "sheeted dykes"-Systeme sind keine bekannt, Basaltgänge in den Gabbros kennt man nur aus dem Idalp-Ophiolit.
- Pillowlaven sind im Ungerengadiner Fenster sehr häufig, am Alpenostrand sind sie unbekannt. Neben Hyaloklastiten scheinen aber in den höheren Bereichen Tuffe charakteristisch zu sein.
- Mit Ausnahme des stark alpidisch überprägten Tauernfensters ist stets eine ozeanische Metamorphose nachzuweisen, besonders wirksam war sie in der Rechnitzer Serie. Für die Ophiolite am Alpenostrand wurden Hinweise auf eine Transformstörung erarbeitet.
- Die rasche und mächtige Sedimentbedeckung spricht für kleinräumige Ozeansysteme, ähnlich dem Golf von Kalifornien oder dem Roten Meer.
- Kleinräumige Ozeanbecken, etwa entlang von Transformstörungen können brauchbare Modelle für den Penninischen Ozean liefern.
- Zumindest im Rechnitzer Fenster existiert ein postophiolitischer OIAB-Vulkanismus.

Die ozeanische Kruste des Südpenninischen Ozean wird bei der Schließung weitgehend einer Hochdruck-Tieftemperatur-Metamorphose unterworfen, wie sie im Zuge einer Subduktion üblich ist. Der heutige Oberflächenanschnitt erlaubt den Einblick in graduell unterschiedliche Metamorphosebedingungen. Mit Ausnahme der Eklogite läßt sich nach Abb.5 für das Hochdruckereignis, das für das Ungerengadiner Fenster sowie für die Rechnitzer Serie innerhalb der Pumpellyit-Aktinolithfazies und für weite Teile des Tauernfenster im Bereich der Glaukophanschieferfazies liegt, ein durchschnittlicher, aber sehr einheitlicher thermischer Gradient von $>10^{\circ}/\text{km}$ und $<20^{\circ}/\text{km}$ ableiten. Das Eklogitereignis im Tauernfenster weist einen deutlich geringeren Gradienten von $<10^{\circ}/\text{km}$ auf, ähnlich dem in den Pyrop-Coesitgesteinen der Dora Maira Zone in den Westalpen (SCHREYER, 1985).

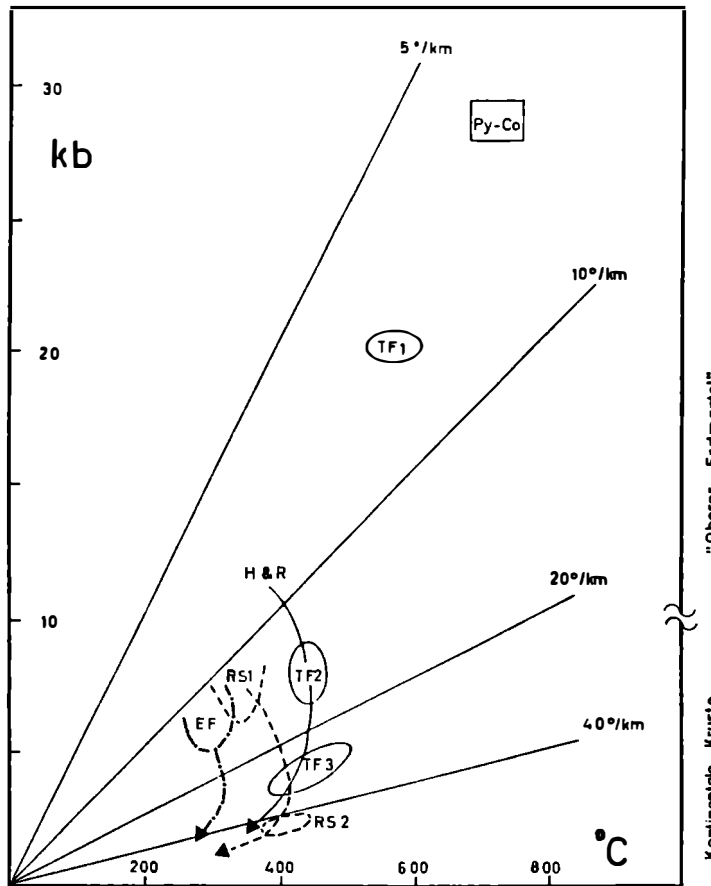


Abb.5: Schematisches p-T-Diagramm mit eingetragenen Metamorphosebereichen nach KOLLER (1985), FRANK et al. (1987) sowie HÜCK und KOLLER (1987). Ergänzt wurde die Abbildung durch die Thermogradientlinien und durch Daten von SCHREYER (1985) sowie von HOLLAND und RAY (1985).

Dem entsprechend können folgende Versenkungstiefen für die Ophiolite der einzelnen penninischen Fenster errechnet werden (Tab.1): Für die Rechnitzer Serie ~ 25 km, im Tauernfenster 25 - 35 km für das Glaukophanschieferereignis und 45 - 60 km für das Eklogitereignis. Für das Unterengadiner Fenster ist die Versenkungstiefe heute noch nicht ausreichend belegt, sollte aber im Bereich von 10 - 20 km sein.

Die jungalpidische Metamorphose, mit ihren höchsten Bedingungen im Tauernfenster, weist einen Gradienten von 30 - 40 °C/km auf. Trägt man den Verlauf der p-T-Kurven nach KOLLER (1985) für die Rechnitzer Serie, für das Tauernfenster nach HOLLAND und RAY (1985) sowie nach FRANK et al. (1987) ergibt sich eine gute Übereinstimmung (Abb.5). Nach den Ergebnissen von LEIMSER (1977) und HÜCK und KOLLER (1987) sollte der p-T-Pfad für das Unterengadiner Fenster den vorhergehenden sehr ähnlich sein. Es ergeben sich daher für die jungalpidische Metamorphose Versenkungstiefen in der Größenordnung von ~ 7 km für das Unterengadiner Fenster, von ~ 15 km für das Tauernfenster und von ~ 10 km für die Rechnitzer Serie. Alle diese Versenkungstiefen entsprechen durchaus der Überlagerung durch die ostalpinen Decken.

Literatur

- BECCALUVA, L., DI GIROLAMO, P., MACCIOTTA, G., MORRA, V., (1983): Magma affinities and fractionation trend in ophiolites. - *Ofioliti*, 8, 307-324.
- COLEMAN, R.G. (1977): *Ophiolites*. - Berlin-Heidelberg-New York: Springer, 229 S.
- DAURER, A. (1980): Short notes on the Idalp Ophiolites (Engadine Window, Tyrol, Austria). - *Ofioliti*, 5, 101-106.
- DIETRICH, H., KOLLER, F., RICHTER, W., KIESL, W. (1986): Petrologie und Geochemie des Rodingitvorkommens vom Isplitzfall (Dorfertal, Hohe Tauern). - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 66, 163 - 192.
- FRANK, W. (1969): Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe. - *Wiss. Alpenvereinsch.*, 21, 95-108.
- FRANK, W., HÜCK, V., MILLER, Ch. (1987): Metamorphic and tectonic history of the Central Tauern Window. - In: Flügel, H.W., Faupl, P., (Ed.): *Geodynamic of the Eastern Alps*. - Wien: Deuticke, 34-54.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. - *Jb. Geol. Bundesanst. Wien*, 101, 323-472.
- FRASL, G., FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie des Penninikums des Tauernfensters etc. - *Aufschluß*, 15, 30-58.
- FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic Subduction in the Penninic windows in the Eastern Alps. - *Geol. Rdsch.*, 73, 33-45.
- GRATZER, R. (1985): Vergleichende Untersuchungen in Metabasiten im Raum Hannersdorf, Burgenland. - *Sitzungsberichte Österr. Akad. Wissensch., math.-naturw. Kl.*, 194, 132-148.
- HEUGEL, W. (1975): Die Ophiolite des Piz Mundin (Oberengadin). - Unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bern, 90 S.
- HEUGEL, W. (1982): Die Zonierung in Pillows. - Unveröffentl. Diss. Univ. Bern, 116 S.
- HÜCK, V. (1980): Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria. - *Ofioliti*, 5, 57-64.
- HÜCK, V. (1983): Mesozoic Ophiolites and non ophiolitic Metabasalts in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). - *Ofioliti*, 8, 103-126.
- HÜCK, V., KOLLER, F. (1987): The Idalp ophiolite (Lower Engadin Window, Eastern Alps) its petrology and geochemistry. - *Ofioliti*, 11, in press.
- HÜCK, V., MILLER, Ch. (1980): Chemistry of mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 71/72, 81-88.
- HÜCK, V., MILLER, Ch. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. - In: Flügel, H.W., Faupl, P. (Editor): *Geodynamics of the Eastern Alps*. - Wien: Deuticke, 16-33.
- HOLLAND, T.J.B., RAY, N.J. (1985): Glaucophane and pyroxene breakdown reactions in the Pennine units of the Eastern Alps. - *J. metamorphic Geol.*, 3, 417-438.

- KIRCHNER, E.C. (1980): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. - Mitt. Österr. geol. Ges., 71/72, 385 - 396.
- KOLLER, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. - Jb. Geol. Bundesanst. Wien, 128, 83-150.
- KOLLER, F., PAHR, A. (1980): The Penninic Ophiolites on the Eastern End of the Alps. - Ofioliti, 5, 65-72.
- KRALIK, M., KOLLER, F., POBER, E. (1984): Geochemie und K-Ar-Alter der Diabasvorkommen von Annaberg (Nördliche Kalkalpen, Niederösterreich). - Mitt. Österr. geol. Ges., 77, 37-55.
- LEIMSER, W. (1977): Untersuchungen zu Petrographie und Metamorphose der Gesteine des Unterengadiner Fensters (österr. Anteil). - Unveröffentl. Diss. Univ. Innsbruck, 118 S.
- LEIMSER, W., PURTSCHHELLER, F. (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. - Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 129-137.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S., CHO, M. (1985): Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in low-grade metamorphism. - Min.Mag., 49, 321-333.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Unterengadiner Fenster. - In: Oberhauser (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs. - Wien-New York: Springer, 291-299.
- PAHR, A. (1980): Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. - In: R. Oberhauser (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs. - Wien: Springer, 320-326.
- PEARCE, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan Ophiolites. - In: A. Panayiotou (Editor), Ophiolites, Proceed. Intern. Ophiol. Symp., Cyprus 1979, 261-272.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. - Contrib. Miner. Petrol., 69, 33-47.
- SAUNDERS, A.D. (1984): The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. - In: Henderson, P., (Ed.): Rare earth element geochemistry. - Developments in Geochemistry, 2, 205-236.
- SCHIFFMAN, P., LIU, J.G. (1980): Synthesis and Stability Relations of Mg-Al-Pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. - J. Petrol. 21, 441-474.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. - Jb. Geol. Bundesanst. Wien, 116, 35-49.
- SCHREYER, W. (1985): Metamorphism of crustal rocks at mantle depths: High-pressure minerals and mineral assemblages in metapelites. - Fortschr. Miner., 63, 227-261.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I. - Wien: Deuticke, 766 S.
- TROMPY, R. (1972): Zur Geologie des Unterengadins. - In: Ergebnisse der wissenschaftl. Unters. im Nationalpark, 13, 71-87, herausgegeben von der Komm. Schweiz. natf. Ges. zur wiss. Erforschung d. Nationalparks.

- VUICHARD, D. (1984): Petrographische Untersuchungen in der Zone von Ramosch (Alp Champatsch, Unterengadin) mit besonderer Berücksichtigung der Ophiolitischen Gesteine. - Unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bern, 154 S.
- VUICHARD, D. (1985): The ophiolitic suite of the Alp Champatsch (Lower Engadin Window, Switzerland). The metamorphic and tectonic evolution of a small oceanic basin in the Penninic realm? - *Ophioliti*, 9, 619-632.
- WEIBEL, A.F. (1985): The Geology of Tasna Valley (Val Tasna). Including the Underlying Ophiolites of the Ramosch Zone, Lower Engadin Window, Switzerland. - Unveröffentl. Diplomarb. Univ. Tübingen, 66 S.

ZUR BILDUNG VON GLAUKONIT AM BEISPIEL ÖSTERREICHISCHER VORKOMMEN

von

F. Schmidt und H. Kurzweil +)

(eingelangt am 18. Mai 1987)

Zusammenfassung

Mineralogisch-chemische Untersuchungen an Glaukonit-führenden Sandsteinen aus Oberkreide, Flysch und Tertiär in Salzburg, Ober- und Niederösterreich wurden mit dem Ziele durchgeführt, mögliche Bildungsbedingungen für "Glaukonite" über deren spezifische Eigenschaften aufzuzeigen.

Die vornehmlich auf mikroskopischen Beobachtungen und ESMS-Analytik beruhenden Ergebnisse zeigen, daß, abgesehen von wesentlichen Zusammenhängen zwischen Glaucony-Anteil (ODIN und MATTER, 1981) und granulometrischen Eigenschaften der Sandsteine, die durchwegs zonar gebauten und ihrer Textur und Mineralogie nach "entwickelten" Glauconys primär in jeglichem Substrat im Zuge syndesimentär-diagenetischer Prozesse gebildet wurden, wobei in einer Spätphase dieser Entwicklung die Ausbildung einer teufenunabhängigen Zonierung der Glauconys durch Porenlösungen gesteuert wurde.

Summary

On glauconite formation by some Austrian occurrences

Mineralogical and chemical investigations have been carried out to characterize the formation of "glauconites" in sandstones from Upper Cretaceous, Flysch, and Tertiary sediments in Salzburg, Upper and Lower Austria.

Using microscopical and micro probe analytical methods preferably the glauconys generally show zoning and belong to the "evolved" species according to ODIN and MATTER (1981). Concerning genetic interpretations several specific granulometrical properties of the sandstones have been observed which correlate with the glaucony contents of the sediments, and contributing to this matter a control function of formation waters due to a vertically independent zoning of glauconys in a late stage of glauconitisation also has been pointed out.

Einleitung

Die mineralogische Zusammensetzung und die Bildung von "Glaukonit" (KEFERSTEIN, 1828) zählen zu den klassischen Interessensgebieten mineralogisch-sedimentpetrologischer Forschung.

Frühzeitig als syndesimentär-diagenetische Neubildung mariner Seichtwassersedimente erkannt, war es die Variationsbreite chemischer und physikalischer Eigenschaften dieser Phasen, die stets zu weiterführenden Studien anregte, vor allem,

+) Anschrift der Verfasser:

Dr. Franz Schmidt
Labor für Aufschluß und Produktion der ÖMV AG
Gerasdorferstraße 151, 1210 Wien
Prof. Dr. Hans Kurzweil
Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, 1010 Wien

da eine Einstufung des "Glaukonits" in ein festes mineralogisches Schema nicht möglich erschien.

Es würde zu weit führen, im Rahmen dieses Berichtes auf einzelne Abschnitte dieser Entwicklung einzugehen, die in den letzten beiden Jahrzehnten, insbesondere durch moderne Apparate-Techniken, intensiviert wurde. SCHMIDT (1983) gibt dazu eine umfassende Darstellung.

Der gegenwärtige Stand mineralogischer Kenntnis läßt sich nach ODIN und MATTER (1981) dahingehend zusammenfassen, daß an Stelle einer konkreten Zuordnung des Glaukonits als dioktaedrischer, Fe- und K-reicher Glimmer die Einführung einer "glaukonitischen Mineralfamilie" vorgeschlagen wird, die, auf genetischer Grundlage basierend, mit der Mixed-Layer-Reihe Smektit/Illit vergleichbar ist, die sich kristallchemisch von dieser im wesentlichen durch höheren Fe-Gehalt gegenüber Al in der Oktaederschicht unterscheidet. Diese, auch "Glaucony" bezeichnete Mineralgruppe beinhaltet demnach den gesamten diagenetisch gesteuerten Bildungsprozeß glaukonitischer Phasen, ausgehend von ersten Wachstumsanzeigen auf chemisch unterschiedlichen Substraten, über glaukonitische Smekтите, bis zum glaukonitischen Illit, der das Endprodukt der Entwicklung darstellt und als "Glaukonit" im engeren Sinn akzeptiert werden kann (ODIN und GALE, 1982).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden an Beispielen Glaukonit-führender Sandsteine aus Oberkreide, Flysch und Tertiär in Salzburg, Ober- und Niederösterreich mineralogisch-chemische Untersuchungen mit dem Ziele durchgeführt, die als Milieuindikator eingestuft Phasen durch eine detaillierte Kenntnisaufnahme ihrer spezifischen Eigenschaften im Hinblick auf genetische Modellvorstellungen zu überprüfen bzw., unter dem Gesichtspunkt erweiterten Datenmaterials, ergänzende Ansichten zu möglichen Bildungsmechanismen von Glaukonit vorzubringen.

Probenauswahl und Untersuchungsmethodik

Das, im wesentlichen, Bohrkernen entstammende Probenmaterial charakterisiert genetisch differente Sedimentabfolgen mit Schwerpunktbildung in den Bereichen:

- a) Raum Oberösterreich und Salzburg:
Molassezone mit anteiligem oberkretazischen Untergrund, Helvetikum im N von Salzburg;
- b) Raum NE Niederösterreich:
Molassezone mit anteiligem oberkretazischen Untergrund, Flyschzone.

Die Untersuchungen erfolgten nach megaskopischer Einstufung des Materials nach Struktur, Verfestigungsgrad und Farbe im wesentlichen mit Hilfe von Mikroskopie, Röntgendiffraktionsanalyse (RDA), Rasterelektronenmikroskopie (REM) und der Elektronenstrahlmikrosonde (ESMS), wobei, der gegebenen Problematik entsprechend, die mikroskopische Beschreibung der Proben und die ESMS-Analytik zur Dokumentation und Interpretation der Erscheinungsformen glaukonitischer Neubildung besondere Untersuchungsschwerpunkte darstellen.

Wesentlich für die genetische Einstufung glaukonitischer Phasen ist auch die Erfassung der Kornmorphologie, die hinsichtlich der Bewertung äußerer Erscheinungsformen spezielle Aufbereitungstechniken voraussetzt. Die Möglichkeit, für eine kornschonende Präparation eine eigens dafür konzipierte Walzenmühle einzusetzen, wird bei SCHMIDT (1983) und KURZWEIL und SCHMIDT (1981) vorgestellt.

Untersuchungsergebnisse

Mikroskopie

Aus petrographischer Sicht konnten prinzipiell zwei Arten "Glaucony"-führender Sandsteine unterschieden werden, wobei Sortierung und Maturitätsgrad, Dichte,

Probennummer	Kurzbezeichnung der Entnahmeposition	Lokalität bzw. Bohrung und Teufenlage der Probe
1	Per 1	Perwang 1, 2309 m
11	Br 1	Bruck 1, 1520 m
15	Ob 1	Ober Austall 1, 1950 m
17	Fi 1	Fischlham 1, 1969 m
23	23	N Haunsberg, Salzburg
03	Am 1	Amels 1, 1902 m
05	Am 1	Amels 1, 2314 m
06	Am 1	Amels 1, 2596 m
08	Fall 2	Fallbach 2, 1295 m
09	Fall 2	Fallbach 2, 1313 m
015	Hzgb 1	Herzogbierbaum 1, 1854 m
016	Porr 2	Porrau 2, 1354 m
017	Porr 1	Porrau 1, 1305 m
018	NdNk 1	Nieder Neukirchen 1, 880 m
019	Gra 1	Grassing 1, 1029 m
030	StUlr 292	St. Ulrich 292, 1097 m
037	StUlr 292	St. Ulrich 292, 1143 m
038	StUlr 292	St. Ulrich 292, 1149 m
040	StUlr 292	St. Ulrich 292, 1155 m
041	Pott 1	Pottenhofen 1, 1669 m
042	Hb 1	Hollabrunn 1, 1352 m
045	WU 2	Wels U2, 1088 m
073	Neus 5	Neusiedl 5, 1391 m
074	Neus 5	Neusiedl 5, 1650 m
075	Neus 5	Neusiedl 5, 1726 m
076	Neus 5	Neusiedl 5, 1786 m
GLO		Cenoman N von Le Havre

Abb.1: Probennummer, Kurzbezeichnung der Entnahmeposition und Lokalität der Proben.

Ausbildung von Kornkontakten und schließlich der Gehalt an Glaucony wesentliche Einstufungskriterien sind.

Typ 1 wird hauptsächlich durch Sandsteine aus dem Flysch repräsentiert. Es handelt sich um mäßig bis schlecht sortierte, überwiegend feinsandige Quarzarenite, hellgrün, mit konkav-konvexen bis suturierten Kornkontakten und einer mäßig reifen bis reifen Maturitätsausbildung. Der Glaucony-Anteil ist im Feinsandbereich konzentriert und beträgt, bei mäßiger Sortierung, ca. 15 Vol. %.

Demgegenüber ist Typ 2 etwas Matrix-reicher einzustufen. Die schlecht bis sehr schlecht sortierten, fein- bis mittelsandigen Quarzarenite sind im Farbton dunkler und zeigen hauptsächlich Punktkontakte der Komponenten mit zusätzlich unreifen Maturitätsgrad. Glaucony ist durchschnittlich mit ca. 30 Vol. % am Aufbau der Sandsteine beteiligt, wobei die Körner selbst, bei schlechter Sortierung, die übrigen Gemengteile an Größe übertreffen.

Auffallend sind Zusammenhänge zwischen dem Glaucony-Anteil und spezifischen Eigenschaften der Sandsteine:

- a) Der Gehalt an Glaucony ist in feinkörnigen Sandsteinen höher als in mittelkörnigen.
- b) Höherer Gehalt an Glaucony ist mit zunehmendem Größenwachstum dieser Körner verbunden.

- c) Der Gehalt an Glaucony nimmt mit Abnahme der Sortierung in den Sandsteinen zu, auch wenn die Sortierung der Glaucony-Körner selbst besser wird.
- d) Der Glaucony-Anteil nimmt mit fortschreitender Intensivierung der Kornkontakte ab.
- e) Überwiegend massig ausgebildete Sandsteine enthalten durchschnittlich weniger Glaucony als schichtig-kornorientierte.
- f) Abnehmende Porosität bedingt abnehmenden Glaucony-Gehalt.

Hinsichtlich der Verbreitung von Interngefügen sind in den Proben alle Typen im Sinne der Klassifizierung von McRAE (1972) anzutreffen, wobei kombinierte Ausbildungsformen in den Glaucony-Körnern überwiegen. Ein Zusammenhang spezifischer Kornformen mit der Genese und Diagenese der Sandsteine ist ebenfalls gegeben, auch kann die Bildung von Glaucony auf bzw. in verschiedenen Substraten, insbesondere auf karbonatischer Substanz, beobachtet werden.

Rasterelektronenmikroskopie und Röntgendiffraktionsanalytik

Die REM-Untersuchungen zeigen, daß, vom Gefüge her, im wesentlichen homogener Kornaufbau im Zentralbereich der Glaucony-Partikel von späteren diagenetischen Wachstumsphasen unterschieden werden kann, chemische oder farbliche Unterschiede am Einzelkorn jedoch nicht durch Änderungen in der Ausbildung des Gefüges charakterisiert sind.

Die Externmorphologie der Glaucony-Körner ist abhängig vom Versenkungsdruck und dem Verfestigungsgrad der Sandsteine, wobei durchwegs irreguläre Ausbildungsformen auch den stratigraphischen Positionen der Proben und den jeweiligen Teufungen entsprechen.

Die Beschaffenheit der Kornoberflächen wird im allgemeinen durch tangential zur Oberfläche angeordnete Blättchen bestimmt. Auch radiale Orientierung ist in dieser Außenhaut möglich, die in der Funktion einer Deckschicht die darunter in großer Variationsbreite entwickelten Interngefüge schützt (SCHMIDT, 1983).

Bemerkenswert ist schließlich der stets scharfe Kontrast zwischen Glaucony-Körnern und der Matrix, wobei letztere, im Hinblick auf diagenetisch bedingte Deformationen an den Partikeln, als hemmend in Erscheinung tritt.

Die unter Berücksichtigung von speziellen Probenvorbereitungen an Texturpräparaten durchgeführten RDA-Untersuchungen können auf Grund der mineralogischen Variabilität von "Glaukonit" im Einzelkorn und der für diesbezügliche Detailuntersuchungen problematischen Probenvorbereitung nur einen Überblick zur gegenständlichen Thematik vermitteln.

Da die Entwicklungsstadien der Glaukonitbildung im wesentlichen schalig-konzentrische Ausbildungsformen am Einzelkorn erkennen lassen, wurden zu ihrer mineralogischen Erfassung gleichkörnige Glaucony-Konzentrate mit Hilfe der bereits erwähnten Walzenmühle stufenweise unter Abriebgewinnung aufbereitet und die dabei entstehenden Suspensionen untersucht.

Die Variationsbreite von $d(001)$ als diagnostisches Merkmal für die diagenetische Entwicklung der glaukonitischen Substanz zeigt folgende Charakteristika:

- a) Die untersuchten Körner entsprechen durchwegs "entwickelten (evolved)" Glauconys (Abb.2).
- b) Ein systematischer Trend zu kleineren $d(001)$ -Werten in Richtung Kern ist offenkundig.
- c) Größer gewachsene Glaucony-Körner enthalten im Kernbereich mineralogisch höher entwickelte glaukonitische Phasen als in der Hülle.
- d) Glaucony-Körner mit hoher magnetischer Suszeptibilität haben niedrige $d(001)$ -Werte gegenüber geringen Suszeptibilitäten hell- bis blaßgrüner Individuen.

FAZIES	TEXTUREN	NEUBILDUNGEN authigen (001)	K ₂ O	MIN. ANTEILE übernommen	MILIEU
GLAUCONY	hoch entwickelt	10 Å	8 %	fehlend	keine Ablagerung 10 ⁵ - 10 ⁶ a
	entwickelt				
GLAUCONY	wenig entwickelt	14 Å	6 %	vorhanden	keine Ablagerung 10 ³ - 10 ⁴ a
	entstehend				
	Film grün	TOT glaukonit. Minerale		versch. Minerale	Sed. Unterbrechung
Berthierin	körnig grün	7, 2 Å Berthierin		häufig versch. Min.	deltaischer Einfluß
Zeolith-Fazies	zellig grün	TOT Celadonit		vulkanisch	vulkanisch
chlorit. Glimmer	blättrig grün	14 Å Chlorit		Biotit	kontinental
unsichere Herkunft	diffus grün	häufig nicht bestimmbar		häufig Tonminerale	variabel

Abb.2: Genetische Darstellung der glaukonitischen Fazies im Vergleich mit bildungsbedingt ähnlichen Bereichen (nach ODIN und MATTER, 1981).

- e) Die Variationsbreite der d(001)-Werte umfaßt den Bereich 10,1 - 10,7 Å, wobei Matrix-reiche Sandsteine, wahrscheinlich auf Grund geringerer Deformation, in der Hülle höhere Werte aufweisen als Matrix-arme.

ESMS-Untersuchungen

Die Meßergebnisse zeigen, daß am Zonarbau der Glaucony-Körner K, Al und Fe³⁺ vorrangig beteiligt sind: K und Fe³⁺ steigen vom Kornrand in Richtung Mitte, während Al, infolge von Substitution durch Fe³⁺ in der Oktaederposition, abnimmt.

Der Trend ist unterschiedlich deutlich ausgebildet und steht in keinem Zusammenhang mit jeweiligen Teufenlagen. Auch innerhalb eines Bohrprofils gibt es keine teufenabhängige Variabilität der Glaucony-Korneigenschaften, lediglich in stratigraphischer Hinsicht ist eine spezifische Zuordnung möglich (SCHMIDT, 1983).

Zur geometrischen Anordnung dieser Elementverteilung ist zusätzlich anzumerken, daß dieses Verteilungsmuster in jedem Fall erhalten bleibt, gleichgültig ob vom Kornrand aus oder von tiefer in das Korn reichenden Spaltrissen in Richtung Kernzone gemessen wird.

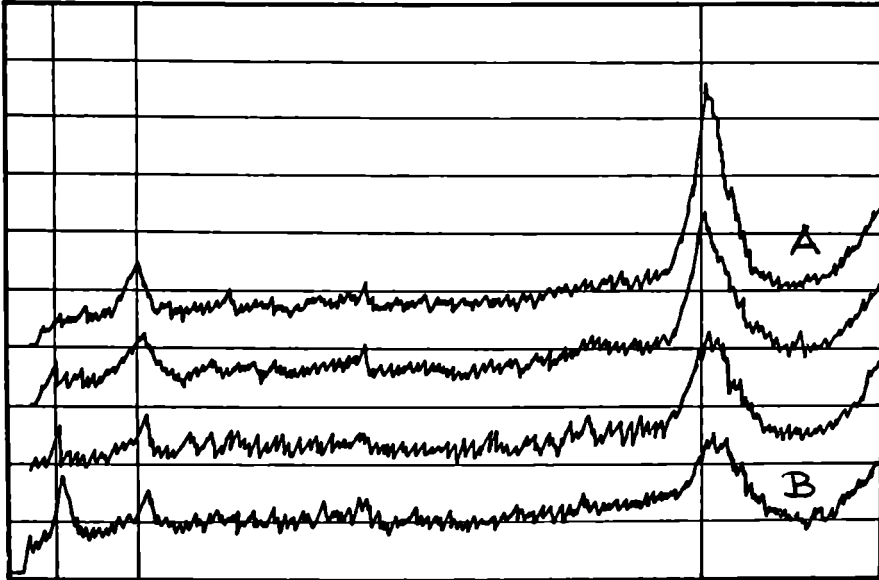


Abb.3: RDA-Diagramme der Probe 15; Korngrößenbereich 0,25-0,5 mm;
 Texturpräparat der Fraktion kleiner 4 µm;
 Diagramm A: Zentralbereich der Glaucony-Körner;
 Diagramm B: Äußerster Hüllbereich;
 Zusätzlich zwei Zwischenstufen.
 Die Entwicklung zu niedrigen $d(001)$ -Werten in Richtung Kern als
 Folge zunehmender Illitisierung im Mixed-Layer ist gegeben.

Texturelle Ausbildungsformen der Glaucony-Partikel finden durch chemische Verteilungsmuster keine Bestätigung. Hinsichtlich der stets in den Körnern vorhandenen und mengenmäßig bedeutenden Einschlüsse von Calcit, Quarz und Feldspat ist hinzuzufügen, daß, dem Chemismus nach, nie graduelle Übergänge zwischen Einschluß und glaukonitischem Anteil auftreten, sondern durchwegs scharfe Grenzen ausgebildet sind, die auch gegenüber Verwachsungen mit verschiedenen Substraten beobachtet werden können und damit die mineralogische Eigenständigkeit der glaukonitischen Phasen unterstreichen.

Zu den Meßergebnissen der ESMS-Analysen ist anzumerken, daß die notwendige Zuordnung des Gesamteisens auf Fe^{2+} und Fe^{3+} in der Glaucony-Formel über eine Rechenmethode erfolgte, die, auf dem Datenmaterial natürlicher Glauconys aufbauend, unter Zugrundelegung der statistisch gefundenen Abhängigkeiten von Fe^{3+} gegenüber den anderen an der Besetzung der Oktaederpositionen beteiligten Kationen, die jeweilige Verteilung in den Proben ermittelt.

Die vielfältigen Möglichkeiten dieses Verfahrens hinsichtlich Formelberechnung, Arten der Ein- und Ausgabe, Speicherungs- und Aussuchfunktionen sind bei SCHMIDT (1983) ausführlich dokumentiert.

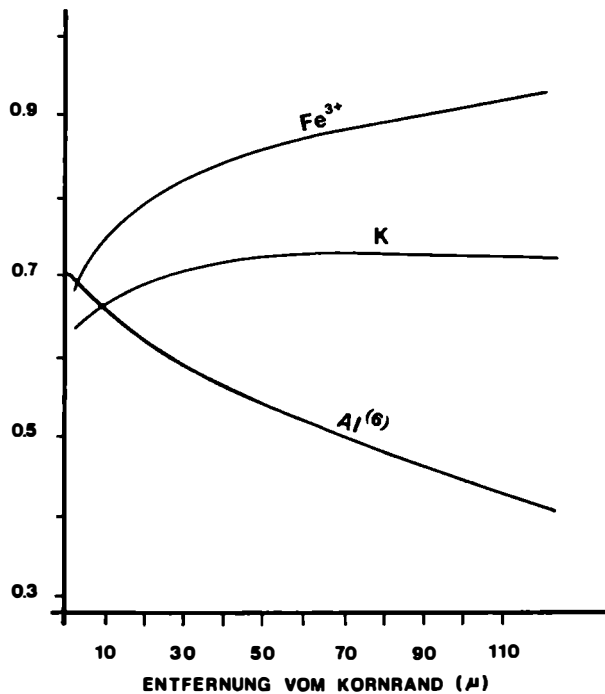


Abb.4: Durchschnittswerte zur Elementverteilung von K, Fe³⁺ und Al in den Glaucony-Körnern in Abhängigkeit von der Position zum Außenrand.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Die mineralogisch-sedimentpetrologische Charakteristik der aus den angeführten Herkunftsbereichen untersuchten Proben zeigt im Hinblick auf primär genetische Faziesmerkmale die Neubildung glaukonitischer Phasen in Poren, Rissen und Spalten von jeglichem Substrat, vornehmlich aber in karbonatischer Substanz, im Zuge synsedimentär-diagenetisch eingestufte Prozesse, wobei die üblichen begleitenden Bildungskriterien - marines Seichtwassermilieu im Nahbereich zu Kristallin-gebieten als Lieferbereich erforderlicher Ionen (GALLIHER, 1935), pH-Wert 7-8, Eh um 0,0 bzw. schwach reduzierend, Wassertemperatur ca. 20° C, geringe oder auch negative Sedimentationsraten - zunächst zusätzlich gesichert erscheinen.

Der Internaufbau der Glaucony-Körner ist unter dem REM generell durch glimmerartige Ausbildungsformen gekennzeichnet, die durch spezifische Orientierungen die verschiedenen Interngefüge aus der Dünnschliffbeobachtung verursachen. Deutliche Grenzen zur Matrix ohne Anwachszone sind außerdem festzustellen.

Die mineralogische Ausbildung der Glauconys läßt an den Körnern durchwegs Zonarbau erkennen, wobei "höher entwickelte" Phasen in Form von zunehmend illitischen Smektit/Illit-Mixed-Layers ("glaukonitische Glimmer" nach ODIN und MATTER (1981)) im Kernbereich die Smektit-reicheren Phasen der Randzonen unterscheiden lassen.

Die ESMS-Untersuchungen verdeutlichen die zonare Entwicklung in den Partikeln und unterstreichen diese vor allem durch die Verteilungsmuster von K, Al und Fe³⁺. Die Einbeziehung von Rissen, Spalten etc. in diese zonare Ausbildungsform läßt etwa im Zusammenhang mit fehlenden, teufenabhängigen Bildungsmerkmalen die unmittelbare Einflußnahme von Porenlösungen in die späte Glaukonitgenese vermu-

ten, die nach der eigentlichen Kornausbildung ohne unmittelbare Veränderung der Morphologie vor sich geht.

Die Inhomogenitäten der Glaucony-Körner wären demnach mit der Wirkungsweise der Porenlösungen in direkten Zusammenhang zu bringen, wobei die Bildung der glaukonitischen Phasen dadurch und nicht aus der Verwendbarkeit von Ionen aus dem Substrat gesteuert wird.

Dank

Die Autoren sind der ÖMV AG. und der Rohöl-Aufsuchungs GmbH. für die Bereitstellung von Bohrkernmaterial zu großem Dank verpflichtet. Den "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung" wird für die Ermöglichung von ESMS-Untersuchungen ebenfalls gedankt.

Literatur

- GALLIHER, E.W. (1935): Glauconite Genesis. Bull.Amer.Geol.Soc., 46, 1351-1366.
- KEFERSTEIN, Ch. (1828): Teutschland, geognostisch geologisch dargestellt. Bd.5, Heft 3, Weimar.
- KURZWEIL, H. und F. SCHMIDT (1981): Eine kornschonende Aufbereitungsmethode verfestigter Sedimente. Fortschr.Min., 59, Beiheft 1, 109-111.
- McRAE, S.G. (1972): Glauconite. Earth Sci.Rev., 8, 397-440.
- ODIN, G.S. und N.H. GALE (1982): Some fundamental considerations in the dating of glauconies: A comment on "A test of the reliability of Rb-Sr dates for selected glauconite morphologies of the Upper Cretaceous (Navesink Formation) of New Jersey", by R.L. Montag and D.E. Seidemann. Earth Planet. Sci.Lett., 58, 443-445.
- ODIN, G.S. und A. MATTER (1981): De glauconiarium origine. Sedimentology, 28, 611-641.
- SCHMIDT, F. (1983): Ausbildung glaukonitischer Phasen in Sandsteinen von Oberkreide, Flysch und Tertiär in Salzburg, Ober- und Niederösterreich. Diss.Univ. Wien.

MOLYBDÄN-FÖHRENDE GREISEN IN DER SÖDLICHEN BÖHMISCHEN MASSE

von

R. Göd und F. Koller +)

(eingelangt am 6. April 1987)

Zusammenfassung

Im Verlauf einer Prospektionskampagne auf granitgebundene Vererzungen wurde im nördlichen Waldviertel innerhalb des "Südböhmischen Plutons" eine an Greisen gebundene Molybdänglanzmineralisation gefunden. Diese Greisen sind an einen Komplex granitischer Gesteine gebunden, die keiner der bekannten Granitvarietäten der südlichen Böhmischen Masse zugeordnet werden können. Die als Nebelsteingranite bezeichnete Suite umfaßt einen Biotitgranit, Zweiglimmergranite, Muskovitgranite sowie Greisengesteine. Sie besteht aus kalibetonten, SiO₂-reichen Leukograniten mit deutlich peraluminösem Charakter. Die disseminiert auftretende Vererzung ist durch die Paragenese Pyrit-Molybdänglanz-Magnetkies-Kupferkies charakterisiert und an die Greisengesteine gebunden. Zusätzlich tritt sowohl in den Greisen als auch in den Muskovitgraniten sekundär gebildeter Magnetit auf.

Summary

A prospecting campaign in the southern Bohemian Massif recently led to the discovery of a greisen related molybdenite mineralisation. The greisens are related to granitic rocks, which are called Nebelstein granites and can not be correlated to any common granite of the south Bohemian pluton. The Nebelstein granites are potassium dominated, peraluminous leucogranites with high SiO₂. The disseminated mineralisation is formed by the paragenesis pyrite-molybdenite-pyrrhotite-chalcopyrite and is limited to the greisens. Additionally the greisens and the muscovite granites contain secondary magnetite.

Einführung

Die vorliegende Arbeit beschreibt Teilergebnisse einer mehrjährigen Prospektionskampagne auf granitgebundene Vererzungen innerhalb des österreichischen Anteiles an der Böhmischen Masse. Im Verlauf dieser Arbeiten wurde im Bereich des Nebelsteins, ca. 10 km W Weitra eine an Greisengesteine gebundene Molybdänvererzung aufgefunden, die ihrer Natur nach für das Moldanubikum unbekannt ist. Ober die unmittelbare Vererzung hinaus ergeben sich aus diesen Untersuchungen weiterreichende Schlußfolgerungen hinsichtlich der Genese der variszischen Magmatite des "Südböhmischen Plutons".

+) Anschrift der Verfasser:

Dr. Richard Göd
Minerex GesmbH
Operngasse 20B, A-1043 Wien
Univ.-Doz. Dr. Friedrich Koller
Institut für Petrologie der Universität Wien
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

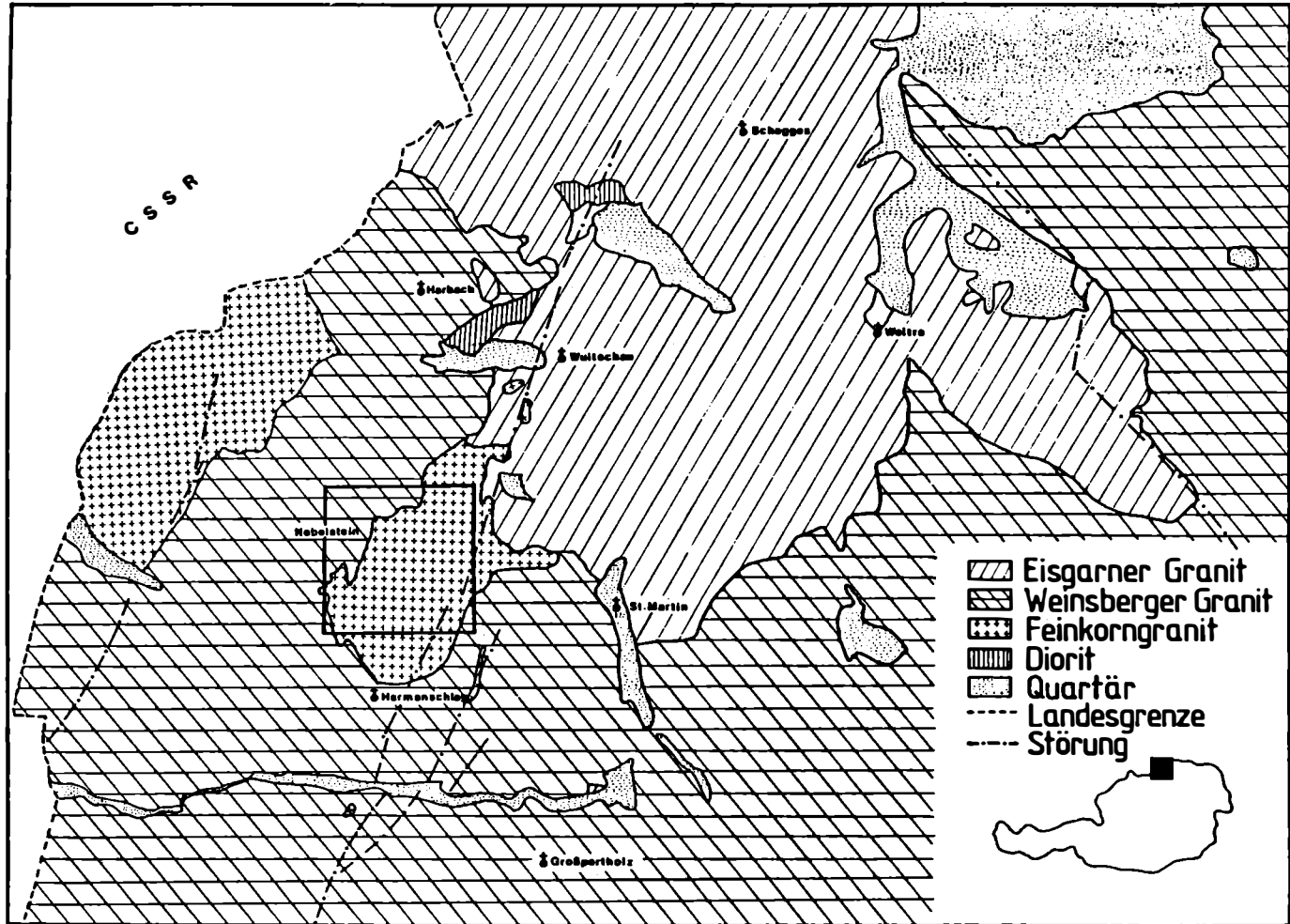


Abb.1: Geologische Skizze des nördlichen Waldviertel nach der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 17 (Großpertholz) nach FUCHS und SCHWAIGHOFER (1977) und Blatt 18 (Weitra) nach ERICH und SCHWAIGHOFER (1977).

2. Regionale geologische Situation

Das Untersuchungsgebiet ist Teil des variszischen "Südböhmischen Plutons", der sich aus dem Raum Iglau im Norden, NNE-SSW streichend, bis an die Donau im Süden über rund 160 km verfolgen läßt. Auf österreichischem Boden ist er maßgeblich am Aufbau von Wald- und Mühlviertel sowohl in geologischer Hinsicht wie auch durch seine landschaftsprägenden Formen beteiligt.

Im wesentlichen wird dieser Pluton von drei charakteristischen Granitarten aufgebaut: In der Reihenfolge des fallenden Alters sind dies der Weinsberger Granit, der Mauthausner Granit einschließlich seiner Spielarten sowie als jüngster, post-orogener Intrusionskörper der Eisgarner Granit. Bestätigt wird diese relative Altersfolge durch die Ergebnisse der radiometrischen Datierung von SCHARBERT (1987).

Diese "Dreigliederung" bestimmt auch die weitere Umgebung des Prospektionsgebietes (Abb.1). Vom Standpunkt der Prospektion besonders hervorzuheben ist das Auftreten markanter, das Untersuchungsgebiet kreuzender und über 10-er km zu verfolgender großtektonischer Strukturen. Die beiden in der Abbildung ausgeschiedenen westlichen Lineamente folgen der für weite Teile des österreichischen Moldanubikums charakteristischen NE-SW-Richtung (zu der beispielsweise auch die Rodelstörung, die Vitiser-Störung und die Diendorfer Störung zählen), das östliche Lineament folgt einer NW-SE-Richtung.

Im Bereich der beiden westlichen Großstörungen kommt es stellenweise zur Ausbildung von "Pfahlquarzen", die örtlich Mächtigkeiten bis 20 m erreichen und in denen gelegentlich Flußspatführung nachgewiesen werden konnte (FUCHS und SCHWAIGHOFER, 1978).

Das gegenständliche Gebiet wurde als prospektiv bewertet, da hier auf vergleichsweise engem Raume (ca. 200 km²) eine polyphasige Intrusionsfolge in unmittelbarer Verknüpfung mit großtektonischen Lineamenten auftritt. Die Höffigkeit dieses Gebietes wurde - nach Inangriffnahme der Prospektionsarbeiten - zusätzlich durch die Ergebnisse der bundesweit durchgeführten Aerogeophysik unterstrichen, die das Auftreten einer ausgeprägten aeromagnetischen sowie einer U/Th-Anomalie nachwies (SEIBERL und HEINZ, 1986).

Eine systematische Bachsedimentprospektion dieses Gebietes führte im Raum Nebelstein zum Auffinden von Molybdän-führenden Greisen.

3. Die geologischen Verhältnisse im Bereich der Molybdän-führenden Greisen

Das unmittelbare Prospektionsgebiet (Abb.2) wird bestimmt durch das Auftreten von Weinsberger Granit, Mauthausner Granit sowie von einer Gruppe von granitischen Gesteinen, die in verschiedensten Alterationsstufen bis hin zu Greisengesteinen auftreten. Diese Gruppe granitischer Gesteine wird in weiterer Folge als Nebelsteingranite bezeichnet. Die Nebelsteingranite umfassen einen Biotitgranit, Zweiglimmergranite und Muskovitgranite sowie Greisengesteine und sind Produkt eines Intrusionsereignisses und werden von einer nachfolgenden hochtemperierten hydrothermalen Alteration erfaßt.

Der Weinsberger Granit bildet gegenüber allen übrigen Granitoiden das Intrusionsdach, der NE-SW verlaufende Kontakt fällt flach bis mittelsteil nach NW ein und ist darüber hinaus im Satellitenbild als Lineament erkennbar. Dieses Lineament verläuft spitzwinkelig zur NNE-SSW-streichenden "Hauptstörung".

Im südlichen Abschnitt des Prospektionsgebietes, SE und E des Nebelsteins folgt unter dem Weinsberger Granit der Mauthausner Granit. Im nördlichen Abschnitt folgen unter dem Weinsberger direkt die Nebelsteingranite. Der östliche Kartenabschnitt wird praktisch zur Gänze von Zweiglimmer- und Muskovitgranit eingenommen.

Die Greisengesteine konnten anstehend (bzw. in Schurfgräben) im Bereich Filzwiese (Abb.2), rund 600 m E vom Nebelstein und rund 800 m E Sagberg aufgefunden werden. Ein isoliertes Blockfeld von Greisengesteinen findet sich rund 1200 m ESE-lich Sagberg in ca. 800 m Seehöhe.

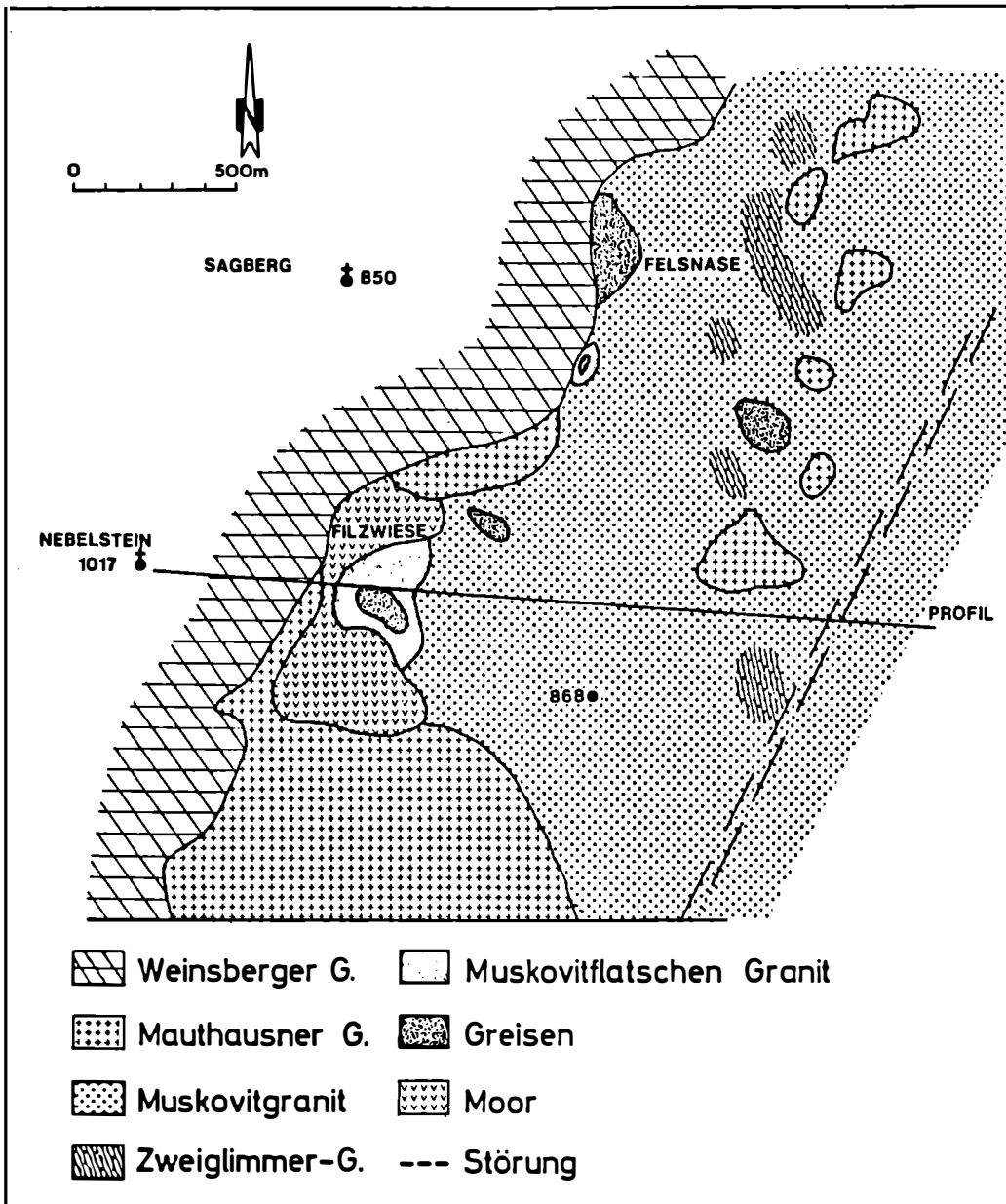


Abb.2: Geologische Detailkartierung in der Umgebung des Nebelsteins nach ZIER (1983).

4. Die Petrographie der auftretenden Gesteine

4.1 Der Weinsberger Granit

Der Weinsberger Granit zeigt innerhalb des Arbeitsgebietes keinerlei vom regionalen Habitus abweichende Merkmale, sodaß vollinhaltlich auf die Bearbeitung von KURAT (1965) verwiesen werden kann. Hervorzuheben ist, daß seine Kontakte zu den anderen Graniten stets scharf ausgebildet sind.

4.2 Der Mauthausner Granit

Der Mauthausner Granit zeigt im Untersuchungsbereich nicht den "klassischen" Habitus (RICHTER, 1965) eines fein bis mittelkörnigen Granites, sondern ist durch das Hinzutreten porphyrischer Kalifeldspäte (Korngröße ca. 2 cm) ausgezeichnet. Diese Spielart des Mauthausner Granits ist häufig an die Nachbarschaft zum Weinsberger Granit gebunden und wird in der Literatur gelegentlich als "Randfazies" bezeichnet.

Auch in diesem Falle ist hervorzuheben, daß die Kontakte des Mauthausner Granites zum Weinsberger respektive zu den Muskovitgraniten stets scharf ausgebildet sind.

4.3 Der Eisgarner Granit

Dieser dritte, für den Südböhmischen Pluton so bestimmende Granit, steht in keinem räumlichen Zusammenhang mit den zu besprechenden Vergreisungen - er reicht lediglich im NE an das Prospektionsgebiet heran. Aus Gründen allgemeiner Überlegungen (Kap.7) soll er jedoch nicht unerwähnt bleiben. In bezug auf seine Zusammensetzung und Petrogenese wird auf die Bearbeitung durch SCHARBERT (1966) und FINGER und HÖCK (1987) verwiesen.

4.4 Die Nebelsteingranite

4.4.1 Der Biotitgranit

Der Biotitgranit ist die einzige Spielart der Nebelsteingranite, der nicht an der Oberfläche aufgeschlossen ist (Abb.2) und erst durch Kernbohrungen im Rahmen der Prospektionstätigkeiten aufgefunden wurde. Im Handstück ist Biotit mit über 5 Vol. % gegenüber Muskovit dominant, daher ist der Biotitgranit das an dunklen Gemengteilen reichste Gestein der Nebelsteingranitsuite. Mikroskopisch erkennt man Quarz als Frühkristallit neben großen, perthitisch entmischten Mikroklinen, letztere haben häufig zonar gebaute Plagioklase als Einschluß. Restkristallit ist mittelkörniger Quarz, Plagioklas und Mikroklin, Myrmekitbildung ist relativ häufig. Als Oberleitung zum Zweiglimmergranit kann man manchmal eine Verdrängung von Biotit durch Muskovit beobachten, außerdem sind häufig die Kerne der zonargebauten Plagioklase mit neugesproßtem Muskovit gefüllt. Die Biotite des Biotitgranits weisen viele pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse auf, im Zweiglimmergranit ist dies in vergleichbarem Maße nicht zu beobachten.

4.4.2 Die Zweiglimmergranite

Wie aus der Kartierung (Abb.2) zu entnehmen ist, grenzen diese beiden Granitarten im E an den Mauthausner Granit bzw. an den Weinsberger Granit. Aufgrund der fließenden Obergänge von Zweiglimmergranit zu Muskovitgranit enthält die Ansprache des Gesteins und damit die kartenmäßige Abtrennung ein subjektives Element. Ungeachtet dessen ist der Abb.2 deutlich zu entnehmen, daß die Verbreitung der Zweiglimmergranite flächenmäßig zurücktritt und im wesentlichen auf den NE des Kartierungsgebietes beschränkt ist.

Die Zweiglimmergranite stellen mittelkörnige, massige Gesteine von homogener Korngröße dar, unter dem Mikroskop sind folgende Beobachtungen anzustellen:

- Quarz tritt sowohl als Frühkristallisation wie auch als zwickelfüllendes Restkristallinat auf;
- der deutlich gegitterte Mikroklin ist gelegentlich perthitisch entmischt und führt Einschlüsse von Plagioklas, Biotit und Quarz;
- der Plagioklas (Oligoklas - Albit) bildet Kumulataggregate mit zersetztem Kern und ist schwach zonar gebaut; kleinere albitreiche Aggregate treten als Zwickelfüllung auf;
- der Biotit ist teilweise chloritisiert und wird von Muskovit verdrängt, in keinem der untersuchten Schriffe ist er als frische Mineralphase zu beobachten;
- Muskovit tritt in Form größerer Einzelkristalle, wie auch in Form blättriger Aggregate auf; er verdrängt wie erwähnt den Biotit;
- Biotit und Muskovit sind zusammen mit etwa 5 Vol. % am Aufbau des Gesteins beteiligt;
- ein stets vorhandener Magnetit überschreitet örtlich den mengenmäßigen Anteil eines Akzessoriums;
- Apatit und Zirkon sind selten auftretende Gemengteile.

Das Gestein entspricht der Definition eines Granites im Sinne von STRECKEISEN (1974, Abb.3).

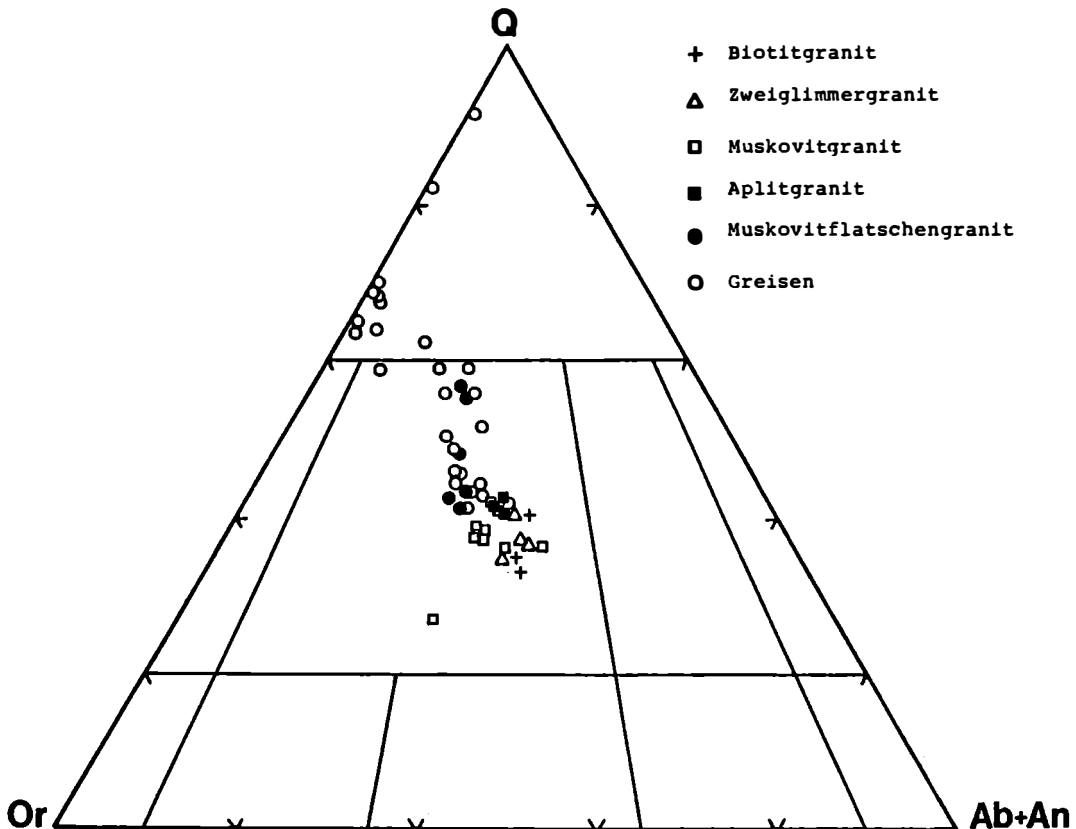


Abb.3: Darstellung der normativen Q-, Or- und Ab+An-Gehalte der untersuchten Nebelsteingranite im Nomenklaturdreieck nach STRECKEISEN (1974).

4.4.3 Die Muskovitgranite

Dieses mittelkörnige, helle bis rötliche Gestein ist gegen die oben beschriebenen Zweiglimmergranite durch das weitestgehende Verschwinden des Biotits bzw. durch eine deutliche Zunahme des Muskovitgehaltes auf 10 - 18 Vol. % charakterisiert. Die Größenzunahme der Muskovitindividuen auf Fingernagelgröße leitet zu den "Muskovitflatschengraniten" über. Die Neusprossung der Muskovite erfolgt zuerst auf Kosten der Kalifeldspäte. Die Plagioklase erweisen sich der beginnenden Verdrängung gegenüber - im Vergleich zum Kalifeldspat - als resistenter.

4.5 Die Greisengesteine

Als Greisen werden in der vorliegenden Arbeit jene postmagmatisch veränderten granitischen Gesteine verstanden, die sich durch eine fortschreitende Zersetzung der Feldspäte bei gleichzeitiger Zunahme der Gehalte an Quarz und Muskovit auszeichnen.

Gewissermaßen als Vorstufe der Greisen im engeren Sinne sind die "Muskovitflatschengranite" zu sehen. Diese grobkörnigen Gesteine werden durch daumenna-gelgroße Muskovitkristalle bzw. Aggregate sowie durch eine auch am Handstück erkennbare Trübung der Feldspäte charakterisiert. Feld- und Dünnschliffbeobachtungen belegen eindeutig, daß diese Gesteine aus den Muskovitgraniten hervorgehen. Viele fließende Obergänge sind zu beobachten.

Die Muskovitflatschengranite leiten zu den Greisengesteinen "sensu strictu" über. In Bohrkernen konnte jedoch das Auftreten von Greisen auch ohne die "Zwischenstufe" der Muskovitflatschengranite beobachtet werden. Als Greisen im engeren Sinne werden nur jene Gesteine bezeichnet, in denen der Anteil der - bereits in Zersetzung befindlichen - Feldspäte deutlich zurücktritt. Stellen letztere mengenmäßig noch merkbare Anteile des Gesteins dar, so wird von "Feldspatgreisen" gesprochen, sind die Feldspäte kaum oder gar nicht mehr am Aufbau des Gesteins beteiligt, so wird dieses Gestein als "Quarz-Muskovitgreisen" bezeichnet. Diese Gesteine stellen im Falle des Nebelsteins das Endprodukt der fortschreitenden autohydrothermalen Veränderung dar.

4.6 Die Aplitgranite

Diese, mengenmäßig so stark zurücktretenden Gesteine, daß sie in der Karte nicht ausgeschieden werden können, wurden in Kernbohrungen in Kontaktnähe Mauthausner Granit - Muskovitflatschengranit erbohrt. Sie stellen gangförmige Körper dar, besitzen "normal granitische" Zusammensetzung und stellen die jüngsten Gesteine der ganzen Nebelsteingranitabfolge dar, da sie auch die Greisen durchschlagen. Gelegentlich führen sie daumennagelgroße Sulfidbutzen.

5. Die geologische Position der Greisen

Die geologische Kartierung (Abb.2) zeigt das Auftreten von Greisen innerhalb der Muskovitgranite E Nebelstein und E Sagberg, jeweils in Kontaktnähe, beziehungsweise das Auftreten eines Blockfeldes von Greisengesteinen fernab eines Kontaktes, SSE Sagberg. Kombiniert man die Oberflächenkartierung mit den Bohrergebnissen, so läßt sich ein schematisches Profil gewinnen (Abb.4). Danach sind zu unterscheiden:

- irregulär geformte Greisenkörper im m und 10-er m Bereich, die isoliert in den Muskovitgraniten auftreten. Diese Greisenkörper sind von Muskovitflatschengraniten gleichsam wie von einer Hülle umgeben. Eine tektonische Kontrolle dieser Greisenkörper ist beim derzeitigen Kenntnisstand nicht erkennbar.
- kontaktparallele Greisen; diese "Greisenzonen" verlaufen im Abstand einiger m parallel zum hangenden Kontakt des Weinsberger Granits. Der Kontakt selbst ist

scharf ausgebildet, die Greisengesteine besitzen Mächtigkeiten von einigen Metern.

Wie die Bohrungen im Bereich des Profils (Filzwiese) weiters belegen konnten, nimmt der Grad der Umwandlung - gemessen an der Größe und Menge der neugebildeten Muskovite - mit der Teufe rasch ab, sodaß die Muskovitflatschengranite ab einer vertikalen Teufe von ca. 40 m in frische, "normale" Muskovitgranite übergehen.

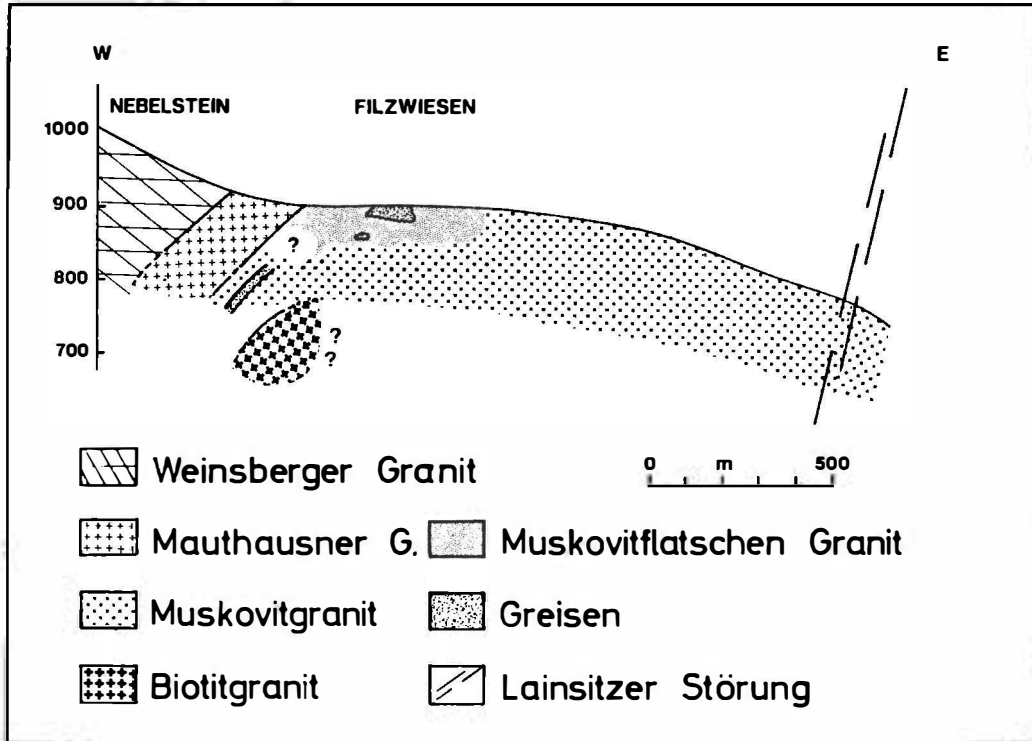


Abb.4: Schematisches Profil im Bereich Nebelstein.

6. Die Erzmineralisation

Es ist eine sulfidische und eine oxidische Paragenese zu beobachten, wobei erstere im wesentlichen auf die Greisengesteine beschränkt ist. Das bei weitem häufigste Sulfidmineral ist Pyrit. Primär ist er in Form disseminierter idiomorpher Pyritaggregate und Butzen entwickelt. Im Fall der gelegentlich porös-wabigen Quarz-Muskovitgreisen kleidet er die Hohlräume als sekundäre Bildung aus. Vereinzelt weist der Pyrit Limonitränder auf.

Der gegenüber Pyrit stark zurücktretende Kupferkies zeigt teilweise randliche Umwandlungen in Covellin. Gemeinsam mit dem Magnetkies, der örtlich den Prozentbereich erreichen kann, ist er jedoch stets charakteristischer Bestandteil der sulfidischen Vererzung.

Der Molybdänglanz, dessen Korngröße einige mm erreichen kann, findet sich entlang von Korngrenzen silikatischer Minerale oder füllt feinste Risse und Spalten dieser Minerale. Er tritt sowohl in den Feldspatgreisen wie auch in den Glimmergreisen auf, vereinzelt läßt er sich auch als Akzessorium in den Muskovitgraniten

ten finden. Im wesentlichen ist er aber an die Paragenese mit den übrigen Sulfidmineralphasen gebunden.

Es ist hervorzuheben, daß generell keine Quarzgänge bzw. Anklänge an "sheeted vein systems" respektive "greisen bordered veins" beobachtet werden konnten.

Die "oxidische Erzparagenese" besteht aus Magnetit sowie untergeordnet aus Limonit. Der Magnetit tritt ausnahmslos in Form xenomorpher, mehr/minder kugeliger, mm bis maximal cm großer Aggregate sowohl in den Zweiglimmergraniten, den Muskovitgraniten als auch in den Greisen selbst auf. Vereinzelt finden sich innerhalb des Magnetits feinste Ilmenit- und Hämatitlamellen. Zweifelsohne ist die Magnetitbildung im genetischen Zusammenhang mit den Vergreisungsvorgängen zu sehen und stellt damit - wie auch die Sulfidmineralisation - eine postmagmatische Bildung dar. Sulfid- und Magnetitbildung werden als mehr oder weniger gleichzeitig ablaufende minerogenetische Prozesse angesehen.

7. Der Chemismus der auftretenden Gesteine

In Abb.5 sind die Pauschalchemismen sowie einige ausgewählte Spurenelementgehalte der im Bereich Nebelstein auftretenden Gesteine, teilweise im Vergleich zum Eisgarner Granit, dargestellt. Die in der Tab.1 eingehaltene Reihenfolge entspricht gleichzeitig der fortschreitenden autometasomatischen Umwandlung, zusätzlich sind noch die mittlere Zusammensetzung von Eisgarner, Mauthausner und Weinsberger Granit angegeben. Nachfolgend angeführte Einzelheiten sind besonders hervorzuheben (Abb.5, Tab.1):

- sämtliche im Bereich des Nebelsteins beobachteten Granite sind als SiO₂-reiche Leukogranite mit deutlich peraluminösem Charakter zu klassifizieren.
- normiert man den SiO₂-Gehalt auf den Al₂O₃-Gehalt, so ergibt sich für die Reihe fortschreitender Umwandlung von den Zweiglimmergraniten zu den Greisen eine SiO₂-Zunahme von ~ 7 %.
- die fortschreitende Vergreisung ist mit einer deutlichen Abnahme des Na-Gehaltes von 3.15 Gew. % Na₂O für die Zweiglimmergranite auf 1.09 Gew. % Na₂O für die Greisen (Tab.1) verbunden, wobei hervorgehoben werden muß, daß für die Quarz-Muskovitgreisen der Gehalt auf unter 0.1 Gew. % Na₂O absinkt.
- die eben zitierte Umwandlung ist weiters begleitet von einer merklichen Zunahme des Fe-Gehaltes.
- der eigenständige Charakter der "Biotitgranite" wird durch den geringeren SiO₂-Gehalt sowie durch die hohen CaO- und MgO-Gehalte belegt, die geochemische Ähnlichkeit zum Eisgarner Granit ist hervorzuheben.

Im Bereich der Spurenelemente lassen sich folgende Besonderheiten hervorheben:

- die Biotitgranite weisen auch im Spurenelementchemismus Eigenständigkeit auf, insbesondere im Zr-, Sr- und im Rb-Gehalt.
- die anderen Nebelsteingranite weisen demgegenüber deutlich geringere Zr-Gehalte auf. Aus der Darstellung des Zr/Y- sowie des Zr/Sr-Verhältnisses läßt sich deutlich eine Gruppierung vornehmen, die die Eigenständigkeit der Nebelsteingranite einerseits und die Verwandtschaft des Biotitgranites zum Eisgarner Granit andererseits gut belegt (Abb.6).
- in der Darstellung Rb/Y+Nb (Abb.7) nach PEARCE et al. (1985), liegen die Nebelsteingranite neben dem Eisgarner Granit im Felde der "synorogenen Kollisionsgranite" und unterscheiden sich somit deutlich von dem eher als "volcanic arc"-Granit eingestuften Mauthausner (FINGER und HÜCK, 1987; KOLLER et al., 1987).

In Bezug auf die Elemente Mo, Sn und W lassen sich folgende Feststellungen treffen:

- eine merkbare Anreicherung des Molybdäns läßt sich für die Muskovitflatschengranite und natürlich insbesondere für die Greisen erkennen. Der analysierte

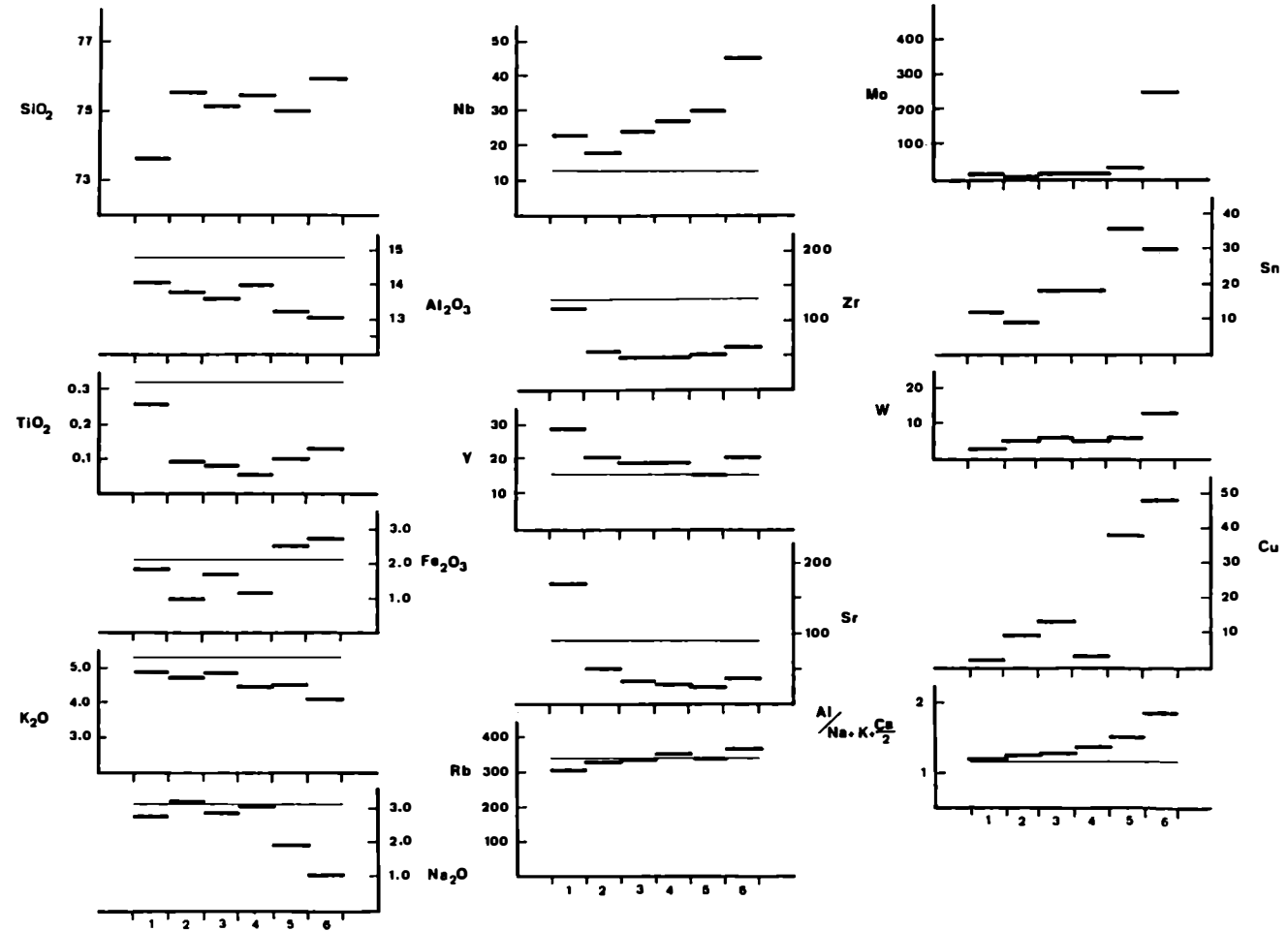


Abb.5: Darstellung der durchschnittlichen Zusammensetzung der Nebelsteingranite für die wichtigsten Hauptelemente sowie für einige Spurenelemente, zuzüglich des Parameters $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + 1/2\text{Ca})$.
 Legende: 1 = Biotitgranit, 2 = Zweiglimmergranit, 3 = Muskovitgranit, 4 = Aplitgranit, 5 = Muskovitflatschengranit, 6 = Greisen; die Vergleichsbasis des Eisgarn Granites wurde als dünne Linie eingetragen.

Tab.1: Zusammenstellung der durchschnittlichen Analysendaten der Nebelsteingranite sowie die Vergleichswerte für Weinsberger, Mauthausner und Eisgarner Granit (Mo, Sn, W emissionspektroskopisch, H₂O als Glühverlust gravimetrisch, alle übrigen RFA-analytisch, Fe_{1.01} als Fe₂O₃ verrechnet; Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm).
 Legende: N-1 Biotitgranit, N-2 Zweiglimmergranit, N-3 Muskovitgranit, N-4 Muskovitflatschengranit, N-5 Greisen und N-6 ebel.Aplitgranite der Nebelsteingranitsuite; W Weinsberger, M Mauthausner sowie E Eisgarner Granit; Al* für Al/(Na+K+1/2Ca).

	N-1	N-2	N-3	N-4	N-5	N-6	W	M	E
I n=	3	4	10	6	29	4	6	8	3
SiO ₂	73.60	75.54	75.15	74.99	75.92	75.48	63.36	69.51	71.16
TiO ₂	0.26	0.09	0.08	0.10	0.13	0.06	0.87	0.43	0.32
Al ₂ O ₃	14.08	13.78	13.62	13.21	13.07	13.98	16.81	15.43	14.78
Fe ₂ O ₃	1.83	0.96	1.71	2.52	2.70	1.17	4.76	2.40	2.08
MnO	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.06	0.04	0.02
MgO	0.44	0.14	0.09	0.12	0.21	0.05	1.60	0.92	0.49
CaO	1.08	0.59	0.46	0.42	0.45	0.32	3.41	2.50	1.02
Na ₂ O	2.75	3.15	2.82	1.91	1.09	3.03	3.39	3.78	3.11
K ₂ O	4.89	4.72	4.87	4.52	4.11	4.47	4.36	3.68	5.31
P ₂ O ₅	0.17	0.10	0.11	0.15	0.19	0.10	0.38	0.17	0.26
H ₂ O	0.92	0.69	0.91	1.55	1.75	1.16	0.80	1.28	1.09
I	100.06	99.79	99.83	99.51	99.65	99.83	99.80	100.14	99.64
Nb	23	18	24	30	45	27	20	11	13
Zr	136	56	47	49	62	48	395	161	132
Y	29	21	19	16	21	19	26	19	16
Sr	173	50	30	25	35	26	326	368	89
Rb	312	337	340	345	367	353	173	140	341
Cu	2	9	13	38	48	3			
Mo	1	1	5	29	250	2			
Sn	12	9	18	36	30	18			
W	3	5	6	6	13	5			
K/Rb	130	116	119	109	93	105	209	218	129
Rb/Sr	1.80	6.7	11.3	13.8	10.5	13.6	0.53	0.38	3.83
Na/K	0.85	1.01	0.88	0.64	0.40	1.03	1.18	1.56	0.89
Al*	1.20	1.21	1.27	1.50	1.85	1.34	1.02	1.05	1.16
Zr/Y	4.69	2.67	2.47	3.06	2.95	2.53	15.2	8.47	8.25
Zr/Rb	0.44	0.17	0.14	0.14	0.17	0.14	2.28	1.15	0.39

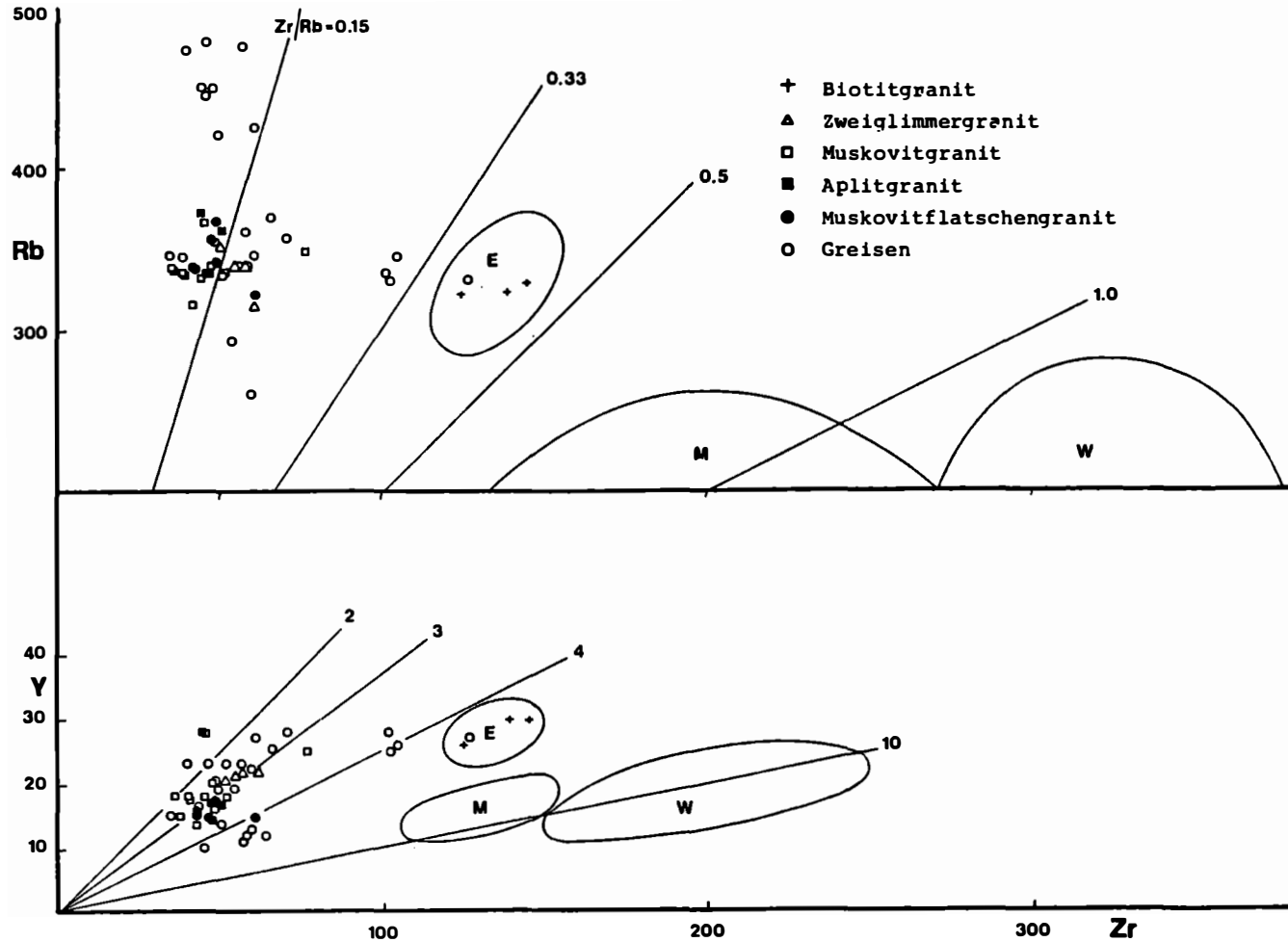


Abb.6: Darstellung Rb versus Zr und Y versus Zr für die untersuchten Nebelstein Granite, zusätzlich sind die Linien gleicher Zr/Rb- und Zr/Y-Quotienten dargestellt. Weiters sind die Bereiche für den Weinsberger Granit mit (G), für den Mauthausner mit (M) und für Eisgarner mit (E) in Form von Feldern nach FINGER und HÖCK (1987) sowie KOLLER et al. (1987) dargestellt.

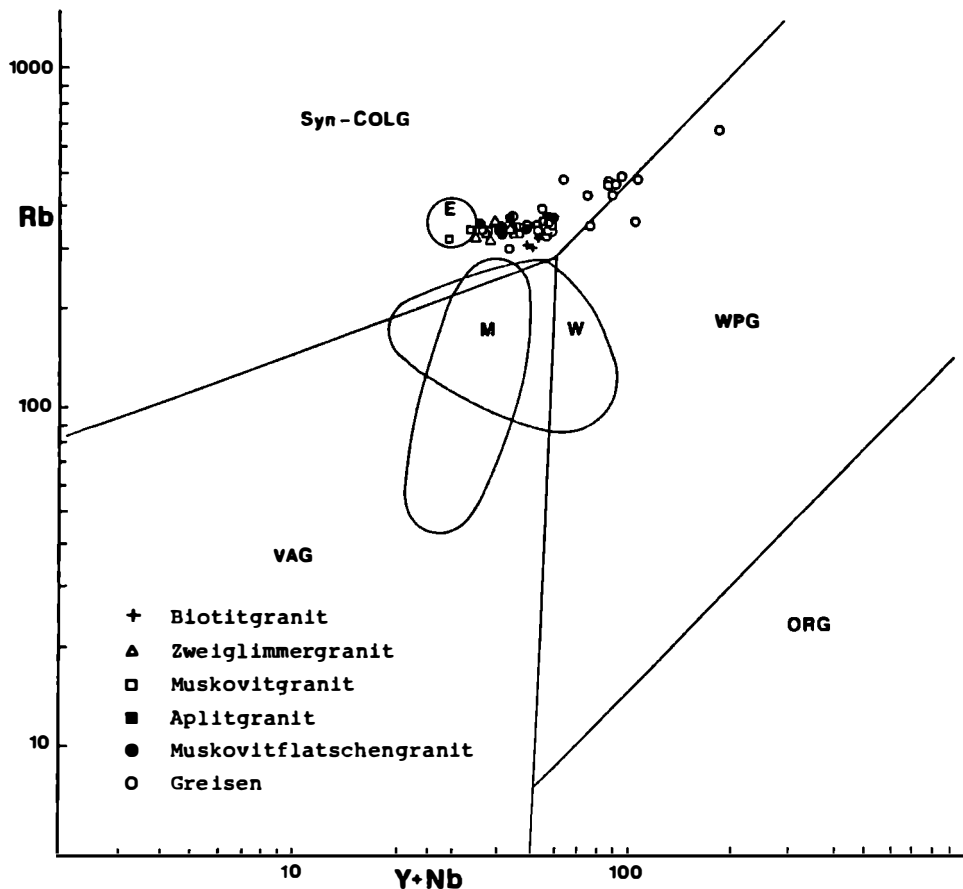


Abb.7: Diagramm Rb versus Y + Nb nach PEARCE et al. (1985).
 Legende: Syn-COLG für synorogenen Kollisionsgranit, VAG für "volcanic arc"-Granit, WPG für "with in plate"-Granit und ORG für "ocean ridge"-Granit; Felder für Weinsberger (W), Mauthausner (M) und Eisgarner (E) Granit nach FINGER und HÖCK (1987) sowie KOLLER et al. (1987).

- Maximalgehalt beträgt 700 ppm Mo über 1 m Mächtigkeit, respektive ca. 450 ppm Mo über 9 m Mächtigkeit. Die Zweiglimmergranite als "Stammgranite" der Vergreisung weisen demgegenüber den normalen geochemischen Grundwert für Granite auf.
- für das Sn läßt sich eine leichte geochemische Erhöhung für alle in der Tab.1 angeführten Granite erkennen, wobei die höchsten Gehalte wieder in den Muskovitflatschengraniten und in den Greisen festzustellen sind; analysierter Maximalgehalt ist 120 ppm Sn für Glimmergreisen.
- unsignifikant sind die Konzentrationen an W; der festgestellte Maximalgehalt beträgt 110 ppm W, ebenfalls für die Glimmergreisen.
- diese beiden zuletzt zitierten Maximalgehalte für Sn und W treten in einer Probe auf, die innerhalb von Glimmergreisen eine Verquarzung zeigt. Gleichzeitig übersteigt der Mo-Gehalt in dieser Probe nicht den geochemischen Grundwert. Die Verquarzung bewirkt somit eine geochemische Trennung von Sn, W einerseits und Mo andererseits.
- der Kupfergehalt steigt ebenfalls mit fortschreitender Vergreisung und erreicht im Maximum 240 ppm Cu.
- es fehlt im untersuchten Komplex jede erkennbare Anreicherung der Elemente Pb, Zn, As, Be, Li oder F.

8. Zusammenfassung und lagerstättenkundliche Schlußfolgerungen

Im Bereich des Nebelsteins wurde eine Abfolge granitischer Gesteine aufgefunden, die eine progressive Umwandlung von einem Biotitgranit bis zu Greisengesteinen aufweisen. Diese als Nebelsteingranite bezeichneten Gesteine sind auf Grund der Hauptelement- sowie der Spurenelementchemismen mit keinem der Hauptgranittypen des Südböhmischen Plutons zu parallelisieren, sondern sie stellen eine eigene magmatische Entwicklung dar. Dies wird durch die Sr-Isotopenuntersuchungen von SCHARBERT (1987) bestätigt.

Diese Granite sind als SiO₂-reiche, kalibetonte Leukogranite von peraluminösem Charakter mit $[Al / (Na + K + 1/2Ca) = 1.2 - 1.5]$ zu beschreiben, ihr K/Rb-Quotient liegt bei 110 (Tab.1). Im Spurenelementchemismus, abgesehen vom Biotitgranit, fällt vor allem ihr geringer Zr-Gehalt (ca. 50 ppm) auf, der beispielsweise um den Faktor 3 niedriger als der Zr-Gehalt des Eisgarner Granits ist (Tab.1, Abb.6).

Die progressive, autohydrothermale Umwandlung ist durch eine fortschreitende Verdrängung der Feldspäte, wobei sich die Plagioklase dieser Umwandlung gegenüber als resistenter erwiesen als die Kalifeldspäte, und eine damit verbundene Zunahme von Muskovit zu charakterisieren. Endstufe dieser Umwandlung stellen im Falle des Nebelsteins die "Quarz-Muskovit-Greisen" dar.

Diese Umwandlung ist gleichzeitig mit einer SiO₂-Zunahme um rund 7 Gew. %, relativ zu Al₂O₃, und einer extremen Na-Abnahme verknüpft. Die Na-Werte der Quarz-Muskovit-Greisen können unter 0.1 Gew. % Na₂O sinken. Die mit der Vergreisung verknüpfte Sulfidmineralisation schlägt sich in einer Zunahme des Fe₂O₃-Gehaltes von 0.96 Gew. % Fe₂O₃ für die Zweiglimmergranite auf 2.70 Gew. Fe₂O₃ % für die Greisen nieder.

Die Vererzung ist eine disseminierte Mineralisation und durch das Auftreten von Molybdänglanz-Pyrit-Magnetkies sowie durch Spuren von Kupferkies gekennzeichnet. Sie ist im wesentlichen an die Greisenkörper gebunden. Die Molybdänglanzgehalte bewegen sich im Bereich einiger hundert ppm Mo.

Die Greisen bilden sowohl irregulär geformte Körper im 10-er m Bereich innerhalb der Muskovitgranite respektive Muskovitflatschengranite als auch kontaktparallele Zonen mit Mächtigkeiten im m-Bereich, die den Kontakten Muskovitgranit - Mauthausner Granit (bzw. Weinsberger Granit) im Abstand einiger m folgen. Sämtliche Kontakte zu den beiden letztgenannten Graniten sind scharf ausgebildet.

Die Sulfidmineralisation der Greisen ist nicht von einer Anreicherung der Elemente Sn, W, Li, Be und F bzw. der dazugehörigen Mineralphasen begleitet.

Charakteristisch für die gegenständliche Granit-Greisen-Abfolge und in diesem Zusammenhang durchaus ungewöhnlich ist das Auftreten von Magnetit, sowohl in den Zweiglimmergraniten wie auch in den Muskovitgraniten und Greisen. Der Magnetit ist ausnahmslos in Gestalt xenomorpher mehr/minder kugeliger Aggregate, die Fingernagelgröße erreichen können, entwickelt. Er ist zweifelsohne als sekundäre Bildung zu deuten und steht im genetischen Zusammenhang mit der Vergreisung.

Abgesehen von den bescheidenen Molybdängehalten ist die lagerstättenkundliche Situation im Sinne einer ökonomischen Betrachtungsweise aufgrund nachfolgend angeführten Argumenten als ungünstig zu bezeichnen:

1. Das Fehlen von Verquarzungen größeren Ausmaßes und damit das Fehlen einer an Quarzgänge gebundenen Mineralisation.
2. Die vergleichsweise eintönige Mineralogie der Vererzung und der sie tragenden Greisengesteine sowie das praktisch vollständige Fehlen von Anreicherungen der Elemente Li, Be und F.
3. Die äußerst geringen Gehalte an Na₂O innerhalb der Greisen; zahlreiche Beispiele, z.B. aus dem Erzgebirge und auch aus Cornwall belegen den engen Zu-

sammenhang von wirtschaftlich bedeutsamen Anreicherungen von Erzmineralien parallel zum Auftreten Na-reicher Gesteine (Albitite).

4. Das offenkundige Fehlen ausgeprägter Störungen innerhalb des mineralisierten Bereiches, die als "Wegsamkeiten" hätten fungieren können.

Die geologische Position (Abb.4) und Art der Vererzung sowie die unter 1. - 3. angeführten Beobachtungen lassen den Schluß zu, daß das derzeitige Erosionsniveau einen Schnitt durch die Wurzelzone einer ehemals größeren vererzten Struktur darstellen.

Literatur

- ERICH, A., SCHWAIGHOFER, B. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 18 Weitra. - Geol. Bundesanst. Wien.
- FINGER, F., HÜCK, V. (1987): The Hercynian granite types in the southern part of the Bohemian massif (Austria, Europe). - *Geology*, in press.
- FUCHS, G., SCHWAIGHOFER, B. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 17 Großpertholz. - Geol. Bundesanst. Wien.
- FUCHS, G., SCHWAIGHOFER, B. (1978): Erläuterungen zu Blatt 17 Großpertholz. - Wien: Geol. Bundesanst.
- KOLLER, F., GRATZER, R., NIEDERMAYR, G. (1987): Die Ganggesteine in den Dioriten des nördlichen Waldviertels. - *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 88, Serie A, 1-21.
- KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 9, 202-227.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. (1985): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- RICHTER, W. (1965): Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 10, 265-296.
- SCHARBERT, S. (1966): Mineralbestand und Genese des Eisgarner Granits im niederösterreichischen Waldviertel. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 11, 388-412.
- SCHARBERT, S. (1987): Zur Altersstellung der Magmatite im Moldanubikum. - *Mitt. Österr. Min. Ges.*, 132, im Druck.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. (1986): Aero-geophysikalische Vermessung im Raum Weitra. - Abschlußbericht Forschungsprojekt NC-69/84, Österr. Akad. d. Wiss. und Geol. Bundesanst. Wien, 41 S.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and nomenclature of plutonic rocks. - *Geol. Rundschau*, 63, 773-786.
- ZIER, Ch. (1983): Unpublizierter Kartierungsbericht. - MINEREX (Mineralexplorations-GmbH), Wien.

HEBUNGSRATEN IM TAUERNFENSTER, ABGELEITET AUS SPALTSPURENDATIERUNGEN
VON APATITEN

von

G. Grundmann +)

(eingelangt am 27. Feber 1987)

Einleitung

Die penninische Zone des Tauernfensters repräsentiert das tiefste tektonische Stockwerk des Ostalpinen Deckensystems. Die Hauptmasse der heute an der Oberfläche aufgeschlossenen Gesteine innerhalb des Tauernfensters wurde von der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) niedrig- bis mittelgradig überprägt. Aus P-T Abschätzungen ihrer fazieskritischen Mineralparagenesen muß geschlossen werden, daß die penninischen Gesteinsserien mindestens aus Tiefen von 15 bis 30 km in ihre heutige Position gehoben wurden.

Ein generelles Ziel petrologischer Untersuchungen ist es, die individuelle Druck- und Temperaturgeschichte (P und T) im zeitlichen Geschehen (t) zu rekonstruieren, wobei z.B. mit der graphischen Darstellung des P-T-t-Pfades der Verlauf von Versenkung und Wiederaufstieg einer Gesteinsprobe bzw. Gesteinseinheit nachvollzogen wird.

Die Lösung der Frage, wann das Maximum der Metamorphose durchschritten wurde und mit welcher Geschwindigkeit die Hebung und Abkühlung erfolgte, bleibt insbesondere den radiometrischen Altersbestimmungsmethoden vorbehalten. Aus Metamorphiten ohne Fossilien können die absoluten Zeitangaben vor allem über Rb/Sr- und K/Ar-Glimmerdatierungen sowie über Spaltspurendatierungen von Zirkonen, Titaniten und Apatiten ermittelt werden. Ein Vergleich der Schließungstemperaturen der einzelnen Altersbestimmungsmethoden gibt zu erkennen, daß die Spaltspurenmethode bei der Verwendung von Apatit mit rund 100° C eine Lücke zwischen den Rb/Sr- und K/Ar-Biotitaltern mit rund 300° C und der Oberflächentemperatur ausfüllt. Die Vorzüge der Spaltspurenmethode liegen weiterhin nicht nur im Erfassen des Niedertemperaturbereiches, sondern auch im direkten Bestimmen der Hebungsraten ausgewählter Gebiete. Aus dem Temperatur/Zeit-Diagramm können zudem die Abkühlungsraten innerhalb des datierten Zeitraums abgelesen werden. Eine umfassende geochronologische Arbeit, u.a. mit dieser Zielsetzung, liegt bereits über die Schweizer Zentralalpen vor (WAGNER et al., 1977). Aus dem Raum der zentralen Ostalpen sind Angaben über Hebungsraten bislang nur aus aktuellen Präzisionsnivelements (SENFELT & EXNER, 1973) sowie aus geologisch-petrologischen Untersuchungen heraus abgeleitet worden (z.B. MORTEANI, 1974; FRISCH, 1976; RAITH et al., 1980).

Untersuchungsgebiet Tauernfenster und Umrahmung

Zielgebiet der vorliegenden Untersuchung ist das mittlere und westliche Tauernfenster sowie Teilbereiche seiner nördlichen und südlichen austroalpinen Umrahmung (Abb.1). Beprobte wurde zunächst ein etwa 10.000 km² großes Gebiet zwischen den Städten Innsbruck, Kitzbühel, Lienz (Österreich) und Bressanone (Italien).

Aus dem Tauernfenster und seiner nördlichen und südlichen Umgebung wurden insgesamt 62 Spaltspurenalter von Apatit-Konzentraten bestimmt. Die Apatite wurden

+) Anschrift des Verfassers:

Dr. Günter Grundmann

Institut für Angew. Mineralogie und Geochemie

Techn. Universität München, Lichtenbergstr. 4, D-8046 Garching

hauptsächlich aus Gneisen granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung, in Ausnahmefällen aus Metabasiten separiert. Alle Gesteine wurden direkt aus dem Anstehenden genommen. In mehreren Fällen wurden Bereiche datiert, aus denen bereits eine Reihe von Rb/Sr- und K/Ar- Glimmerabkühlungsalter vorlagen.

Das jüngste thermische Ereignis im Raum des Tauernfensters war die Tauernkristallisation. Das Verbreitungsgebiet und die Metamorphosebedingungen der Tauernkristallisation sind durch eine Vielzahl von Arbeiten in großen Zügen bekannt (z.B. HOERNES, 1973; HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1974; RAASE & MORTEANI, 1976; HÜCK, 1980; SATIR & FRIEDRICHSEN, 1981; SELVERSTONE et al., 1984). Die höchsten Temperaturen wurden in der zentralen Längsachse des Tauernfensters mit Werten um maximal 560° C erreicht (SATIR & FRIEDRICHSEN, 1983). Die Rb/Sr- und K/Ar- Biotitalter aus dem mittleren und westlichen Tauernfenster mit Werten zwischen min. 13 und max. 30 Ma werden ausnahmslos als Abkühlungsalter der Tauernkristallisation interpretiert.

Ergebnis der Apatit-Spaltpurenaltersdatierungen

Abb.2 zeigt die Apatit-Spaltpurenalter und die regionale Verteilung der 62 datierten Proben. Spezielle Angaben über die genaue Lage der Probenlokalitäten und die Methodik der vorliegenden Apatit-Spaltpurendatierungen sind der Arbeit von GRUNDMANN & MORTEANI (1985) zu entnehmen bzw. auf Anfrage vom Autor zu erhalten. Die Apatit-Spaltpurenalter innerhalb des Tauernfensters mit einer Streubreite zwischen min. 5 Ma und max. 11 Ma sind erwartungsgemäß jünger als die entsprechenden Glimmer-Abkühlungsalter. Diese radiometrisch ermittelten Abkühlungsalter sind jedoch abhängig von

- a) der topographischen Höhe der Probenlokalität,
- b) dem geothermischen Gradienten zur Zeit der Hebungsphase und
- c) der Hebungsrate.

Die empfindliche Höhenabhängigkeit des Apatit-Spaltpurenalters ist dadurch bedingt, daß eine im Vertikalprofil topographisch höher liegende Probe infolge des Hebungsvorganges die Isotherme der Schließungstemperatur früher passiert hat und dementsprechend ein höheres Alter ergibt als die tiefer liegende Probe. Als anschauliches Beispiel für die Höhenabhängigkeit und die Notwendigkeit einer Höhenkorrektur insbesondere des Apatit-Spaltpurenalters sei eine Probenfolge des Ötztal-Massivs aus dem westlichen Tauernfenster herangezogen. Die Probe unmittelbar vom Gipfel in rund 3470 m Höhe ü. NN zeigt ein Alter von 10,5 Ma. Eine aus dem Tuxer Stollen (1800 m ü.NN) darunter entnommene Probe liefert einen Wert von 7,7 Ma. Das entspricht einer Altersdifferenz von immerhin rund 3 Ma bei einer Höhendifferenz von 1670 m. Die höher liegende Gipfelprobe hat demzufolge die 100°-Isotherme rund 3 Ma früher passiert als die tiefer liegende Probe aus dem Tuxer Stollen, vorausgesetzt der geothermische Gradient blieb über diesen Zeitraum konstant. Die 1 sigma Fehlerbalken dieser Spaltpurenalterswerte sind mit durchschnittlich $\pm 5\%$ anzusetzen (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985).

Bestimmung der Hebungsraten im Tauernfenster

Eine Reihe von Spaltpurenaltern eines Vertikalprofils ausreichender Höhendifferenz erlaubt nun die direkte Bestimmung der Hebungsrates eines durch datierte Proben belegten und en bloc gehobenen Teilbereiches.

Im Untersuchungsgebiet des Tauernfensters wurde aus den Teilbereichen Granatspitz, Habachtal, Krimmler Achenal, Stilltuptal und Schlegeistal jeweils eine Probengruppe möglichst großer Höhendifferenz zusammengestellt.

Das Diagramm "Höhe der Probenlokalität gegen Spaltpurenalter" (Abb.3) zeigt für alle genannten Teilbereiche, daß entsprechend der Modellvorstellung die Alter mit ansteigender topographischer Höhe zunehmen. Die durchgezogenen Linien stellen die berechneten Ausgleichsgeraden dar. Die Steigung der Ausgleichsgerade einer Probengruppe gibt den direkten Betrag der durchschnittlichen Hebungsrates in m/Ma

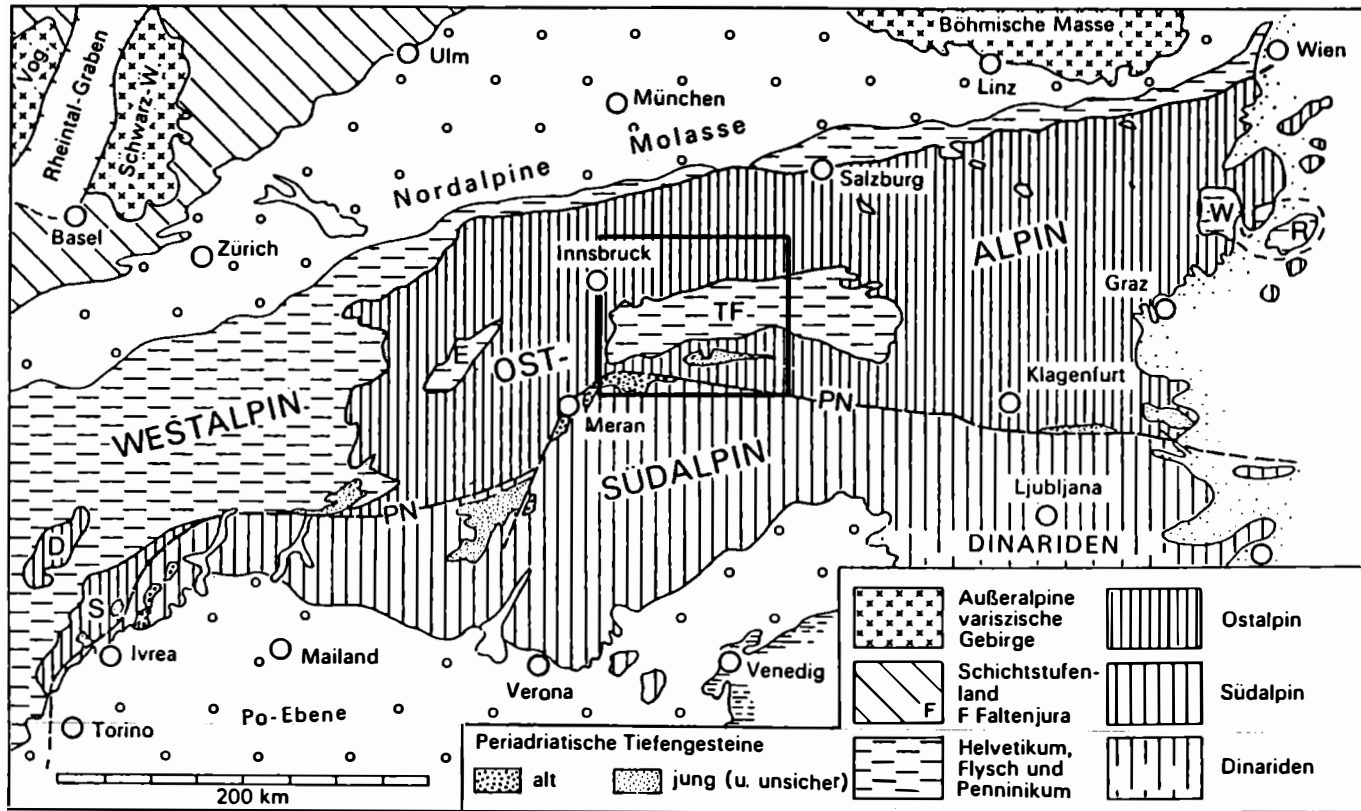


Abb.1: Tektonische Übersichtskarte der Ostalpen (aus BÜGEL und SCHMIDT, 1976, Kleine Geologie der Ostalpen, 1.Aufl., S.14) mit der Lage des Untersuchungsgebietes (rechteckig umrahmt).
 D Dent-Blanche-Decke, S Sesia-Lanzo-Zone, PN Periadriatische Naht, E Engadiner Fenster, TF Tauernfenster, W Wechselfenster, R Rechnitzer Schieferinsel.

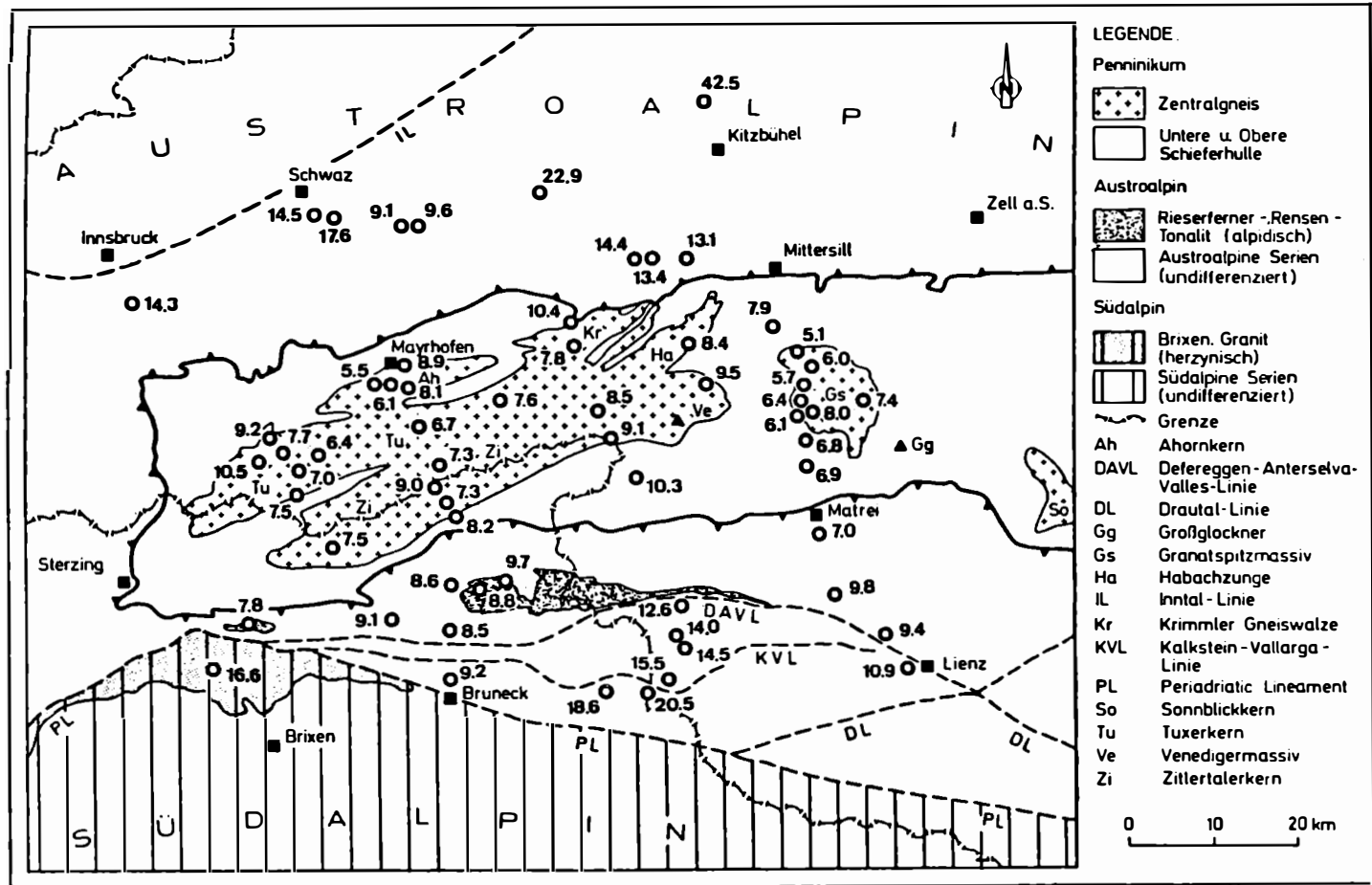


Abb.2: Regionale Verteilung der in Bezug auf ihre topographische Höhe unkorrigierten Apatit-Spaltspurenalter im Bereich des mittleren und westlichen Tauernfensters und seiner nördlichen und südlichen Umrahmung. Die Altersangabe ist in Millionen Jahren (Ma).

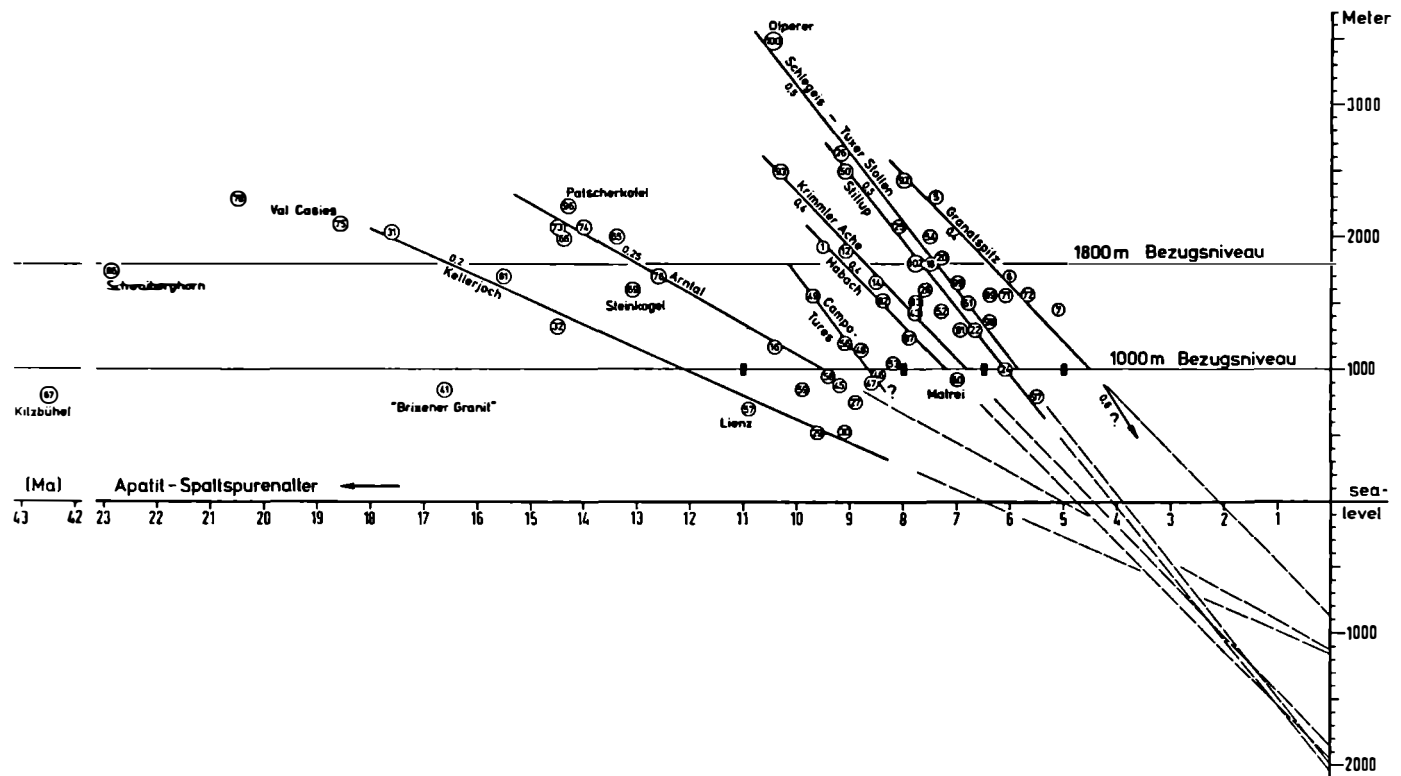


Abb.3: Topographische Höhe der Probenlokalitäten gegen die entsprechenden Apatit-Spaltspurenalter. Die durchgezogenen fetten Linien sind die Regressionsgeraden ausgewählter Gebiete mit den Beiträgen der Hebungsrates (in mm/a). Die auf dem 1000 m Bezugsniveau für die Höhenkorrektur ausgewählten Zeitintervalle sind durch kurze Querstriche gekennzeichnet.

bzw. mm/a wieder. Die resultierenden Hebungsraten liegen im mittleren Tauernfenster einheitlich bei 0,4 mm/a, im westlichen einheitlich um 0,5 mm/a. Diese Werte sind nur gültig für den durch die Spaltspurenalte r erfaßten Zeitraum von vor rund 5 bis 11 Ma. Nach bislang noch unveröffentlichten Untersuchungsergebnissen resultiert für die Zentralgneisareale des östlichen Tauernfensters eine durchschnittliche Hebungsrate von 0,2 mm/a, gültig für den Zeitraum von vor 7 bis 24 Ma (STAUFENBERG, 1985).

Höhenkorrektur der Apatit-Spaltspurenalte r

Für die Beurteilung regionaler Hebungsinhomogenitäten muß, wie oben erwähnt, die starke Höhenabhängigkeit der Spaltspurenalte r als Variable ausgeschaltet werden. Hierzu ist eine Höhenkorrektur erforderlich, die mit der Wahl eines bestimmten Bezugsniveaus die Kartierung von Gebieten gleicher oder sehr ähnlicher Hebungs- bzw. Abkühlungsgeschichte ermöglicht. In Anlehnung an die Untersuchungen von WAGNER et al. (1977) über die Hebungs- und Abkühlungsgeschichte der Schweizer Zentralalpen wurde das 1000 m ü.NN - Bezugsniveau für die Höhenkorrektur verwendet.

Der Schnittpunkt der aus einer Probengruppe errechneten Regressionsgerade mit dem 1000 m Bezugsniveau (Abb.3) ist maßgebend für die Zuordnung der Proben zu den Gebieten gleicher Hebungsgeschichte. Die Gebiete gleicher Hebungsgeschichte wurden nach Zeitintervallen wie folgt gegliedert:

Apatit-Spaltspurenalte r korrigiert auf das 1000 m ü.NN Bezugsniveau	Signatur
kleiner als 5 Ma	Kreise offen
zwischen 5 und 6,5 Ma	" viertel gefüllt
zwischen 6,5 und 8 Ma	" halb gefüllt
zwischen 8 und 11 Ma	" dreiviertel gefüllt
älter als 11 Ma	" geschlossen

Die Abb.4 zeigt nun die regionale Verteilung der korrigierten und mit entsprechender Signatur versehenen Apatit-Spaltspurenalte r.

Der Tauernfensterrand und das Gebiet um den Granatspitzkern sind durch deutliche Alterssprünge gekennzeichnet. Symmetrisch zur Tauernfenster-Längsachse treten im nördlichen und südlichen Austroalpin zunehmend höhere Alter auf, was darauf hinweist, daß diese Gesteinsserien bei etwas langsamerer Hebungsgeschwindigkeit die 1000-Isoterme wesentlich früher durchschritten haben als die des Tauernfensters. Insgesamt ergibt sich eine gute Kongruenz der Spaltspurenalte rverteilung mit dem tektonischen Großbau verbunden mit einer relativ homogenen Hebungs- und Abkühlungsgeschichte.

Als Anomalie in der sonst relativ homogenen Spaltspurenalte rverteilung innerhalb des Tauernfensters treten im Granatspitzmassiv die niedrigsten Spaltspurenalte r des gesamten Untersuchungsgebietes auf. Am Rand des Granatspitzmassivs liegen deutliche Alterssprünge vor, obwohl seine Hebungsrate mit 0,4 mm/a im Zeitraum zwischen 10 und 5 Ma etwa den gleichen Betrag hatte, wie die des unmittelbar umgebenden Areals. Für diese Altersunterschiede sind vorerst zwei Modelle als Erklärung heranzuziehen:

- 1) Es erfolgte im Zeitraum von vor 5 Ma bis jetzt eine isoliert blockartige, schnellere Hebung des Granatspitzmassivs gegenüber seiner Umgebung. Werden für den Zeitraum während dieses Hebungsvorganges gleichbleibend ebene Isothermen vorausgesetzt, so ist eine Beschleunigung des Granatspitzmassivs von 0,4 mm/a auf mindestens 0,6 mm/a Hebungsgeschwindigkeit zwingend zu folgern.
- 2) Bei gleichbleibender Hebungsrate von 0,4 mm/a zeigten die Isothermen im Bereich des Granatspitzmassivs eine domartige Aufwölbung. Ein derartiger Wärme-

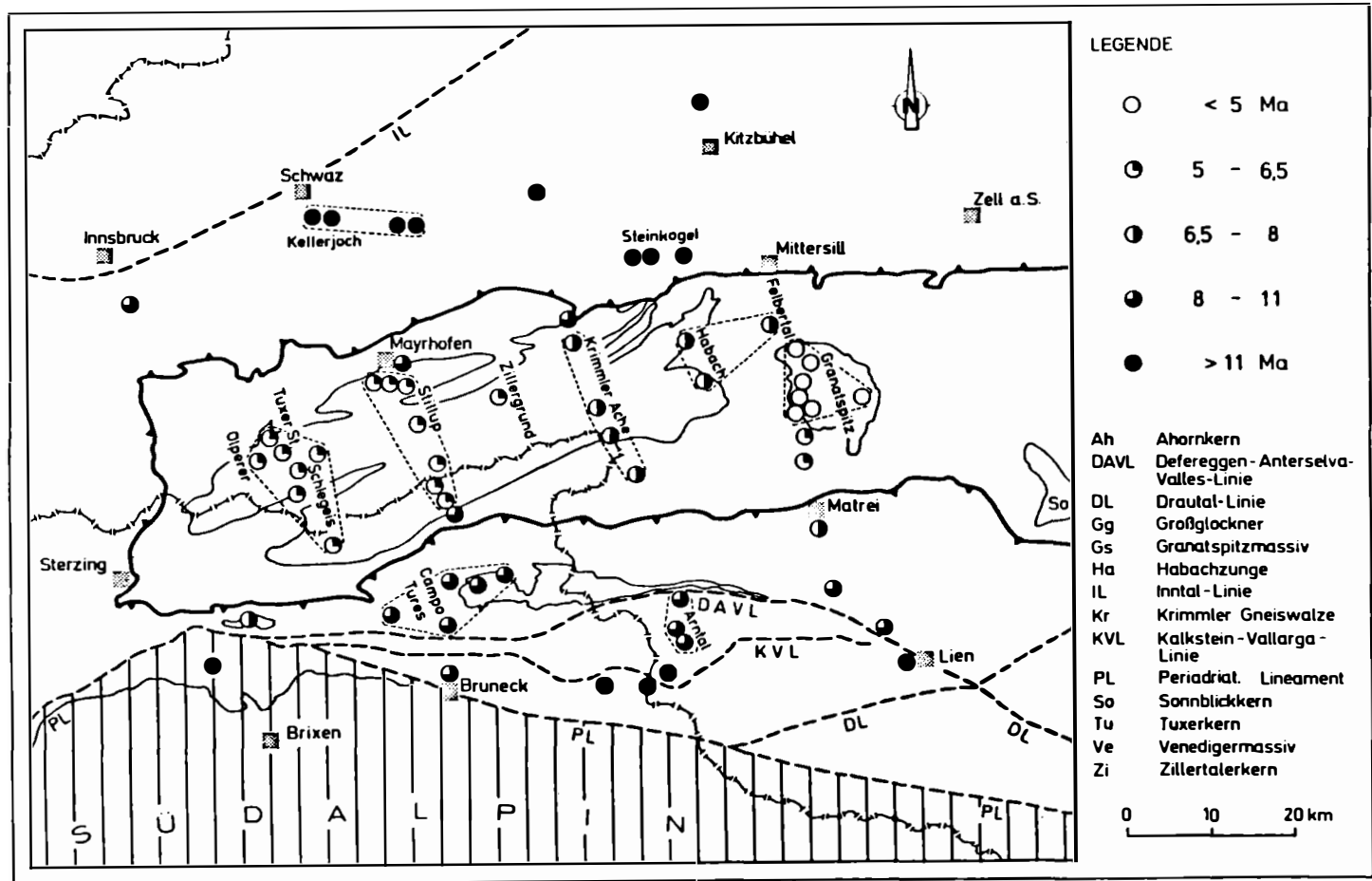


Abb.4: Regionale Verteilung der auf das 1000 m Bezugsniveau höhenkorrigierte Apatit-Spaltspurenalter im Bereich des mittleren und westlichen Tauernfensters und seiner nördlichen und südlichen austroalpinen Umrahmung.

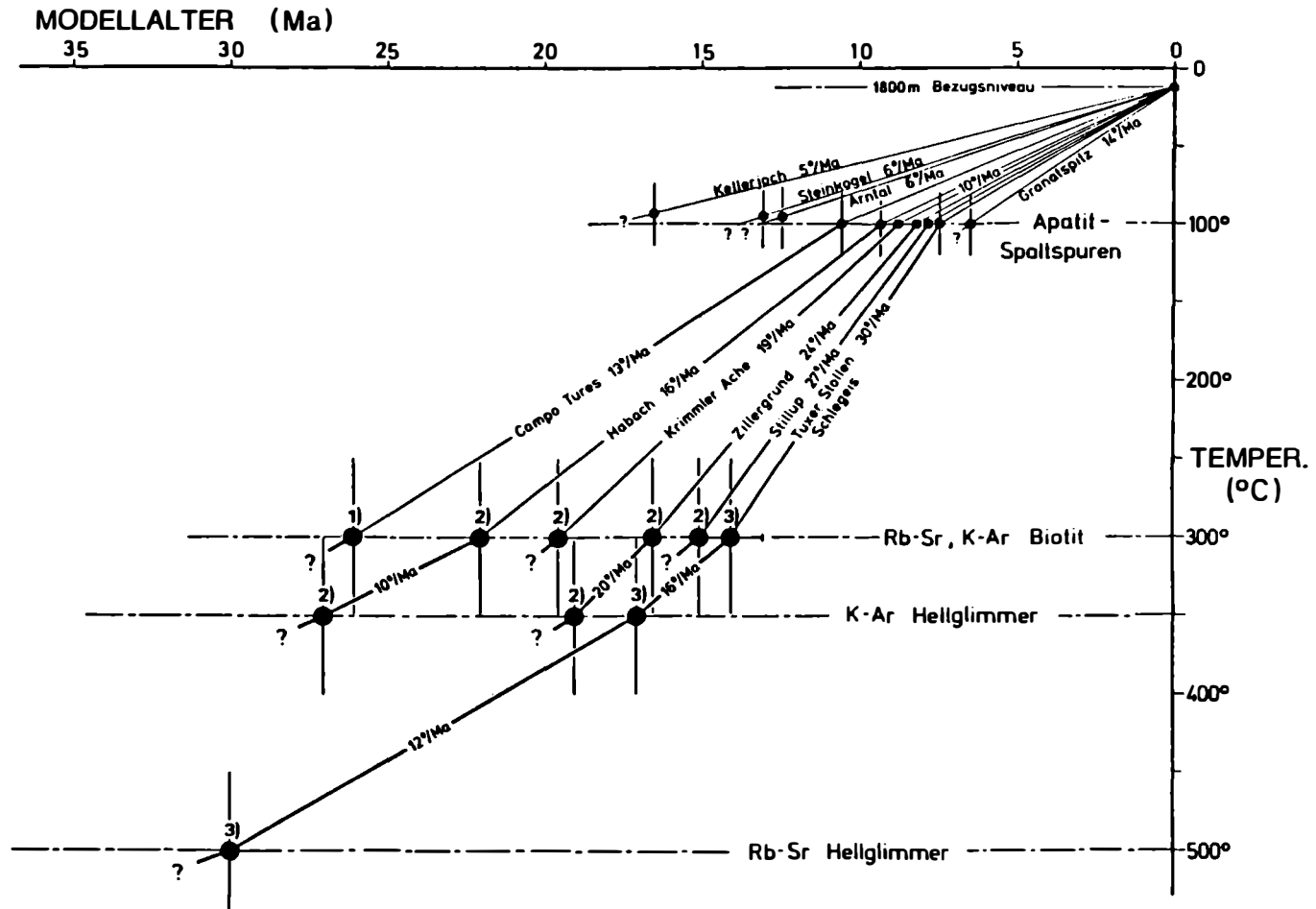


Abb.5: Abkühlungsgeschichte ausgewählter Gebiete des mittleren und westlichen Tauernfensters im Diagramm "Modellalter gegen Schließungstemperatur" (in Grad Celsius). Alle Alterswerte sind auf das 1800 m üNN-Bezugsniveau höhenkorrigiert. 1) HAMMERSCHMIDT (1981); 2) RAITH et al. (1978); 3) SATIR (1975).

dom könnte durch einen lokal erhöhten Wärmefluß aus der Tiefe oder durch eine im Zentralgneis lokal erhöhte Wärmeproduktion gegenüber den umgebenden Metabasiten der Schieferhüllen bestanden haben. Da derzeit keine Informationen über die aktuelle Tiefenlage der 100° C-Isotherme im Raum des Tauernfensters vorliegen, bleibt diese Frage vorerst ungeklärt.

Die signifikanten Alterssprünge sind am besten durch Modell 1) erklärbar, denn zumindest im Felbertal an der Nordwestflanke des Granatspitzmassivs sind angenähert N-S-verlaufende Vertikalstörungen mit hohen vertikalen Versetzungsbeträgen nachgewiesen (BRIEGLEB, mündl.Mitt. 1984). Oberlieferungen aus dem Mittelalter sprechen sogar von lokalen Erdbeben, die z.B. im Felbertal und im Amertal zu größeren Bergstürzen geführt haben sollen (HÖLL, 1975; PESTAL, 1983).

Glimmer-Abkühlalter im Vergleich zu den Apatit-Spaltspurenaltern

Wie eingangs erwähnt, liegen aus dem Raum des Tauernfensters diverse Rb/Sr- und K/Ar-Glimmer-Abkühlungsalter von verschiedenen Autoren vor. Um die Spaltspurenalter an diese Daten direkt ankoppeln zu können, muß gewährleistet sein, daß die verwendeten Werte möglichst von ein- und derselben Probe, oder, sofern nicht verfügbar, von einer möglichst nahegelegenen Probe derselben topographischen Höhe stammen. Aus den Gebieten Habach, Krimmler Ache, Zillergund und Schlegeis wurden die Apatit-Spaltspurenalter und die aus der Literatur verfügbaren Glimmer-Abkühlungsalter in das Diagramm "Modellalter gegen Schließungstemperatur" eingetragen (Abb.5). In diesem Beispiel sind die Alterswerte auf eine Höhe von 1800 m ü.NN normiert. Soweit vorhanden wurden die Fehlerbalken ergänzt. Diesem Diagramm ist klar zu entnehmen, daß sowohl die Spaltspurenalter als auch die Rb/Sr- und K/Ar-Biotit-Alter in etwa gleicher Tendenz von Ost nach West jünger werden. Demzufolge wurde das westliche gegenüber dem zentralen Tauernfenster kontinuierlich etwas schneller herausgehoben, wonach heute in den Zillertaler Alpen ein tieferes Anschnittniveau zutage liegt. Dieses Verhalten kann im Detail entlang eines Ost-West Profiles, beginnend vom Granatspitzmassiv bis hin zum Fenntal am Westrand des Tauernfensters studiert werden (Abb.6). Die entsprechenden Abkühlungsalter von K/Ar-Hellglimmer, Rb/Sr-Biotit und Apatit-Spaltspuren in Ma sind über eine maßstabgetreue horizontale Entfernung von 90 km aufgetragen. Von Ost nach West ist eine in etwa gleichförmige Abnahme der Abkühlungsalter zu verzeichnen. Danach durchschritt das westliche Tauernfenster die 500° C, die 350° C und die 100° C-Isotherme zwar schneller, aber jeweils wesentlich später als das zentrale Tauernfenster. Sowohl im zentralen als auch im westlichen Tauernfenster ist zu jüngeren Altern hin eine geringe Abnahme der Hebungsgeschwindigkeit festzustellen.

Der Granatspitz ist - hier wiederum deutlich erkennbar - an seiner Westflanke in Höhe des Felbertales durch einen deutlichen Alterssprung abgetrennt. Glimmer-Abkühlungsaltersbestimmungen liegen aus dem Raum des Granatspitz leider noch nicht vor. Dennoch können für den Bereich zwischen dem Granatspitzkern und dem Zillertaler Kern sehr ähnliche Beträge der Abkühlungsraten abgeschätzt werden. Unter Zugrundelegung eines konstanten geothermischen Gradienten von 30°/km resultiert bei einer durchschnittlichen Hebungsrates von 0,4 - 0,5 km/Ma eine durchschnittliche Abkühlungsrate von 12° - 15° C/Ma.

Diskussion und Schlußfolgerungen

Der Datenvergleich zwischen den etwa gleichgroßen Gebieten der Schweizer Zentralalpen (WAGNER et al., 1977) und den zentralen Ostalpen (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985; STAUFENBERG, 1985) läßt erkennen, daß die blockartige Hebung des Tauernfensters insgesamt homogener verlief, als die in mehreren Teilbereichen unterschiedlich schnell aufgestiegenen Schweizer Zentralalpen. Dort wurde zwar eine sehr ähnliche Variationsbreite von Spaltspurenaltern datiert, jedoch insgesamt höhere fossile Hebungsraten von bis zu 1,3 mm/a und vor allem stärkere Hebungsgeschwindigkeiten.

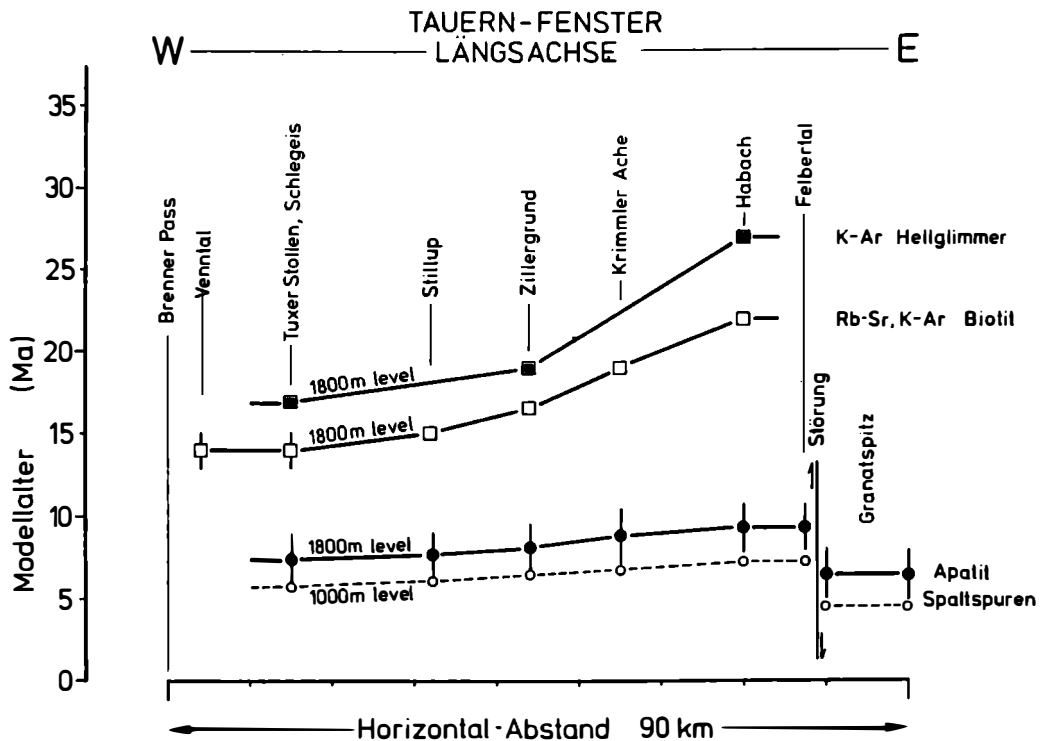
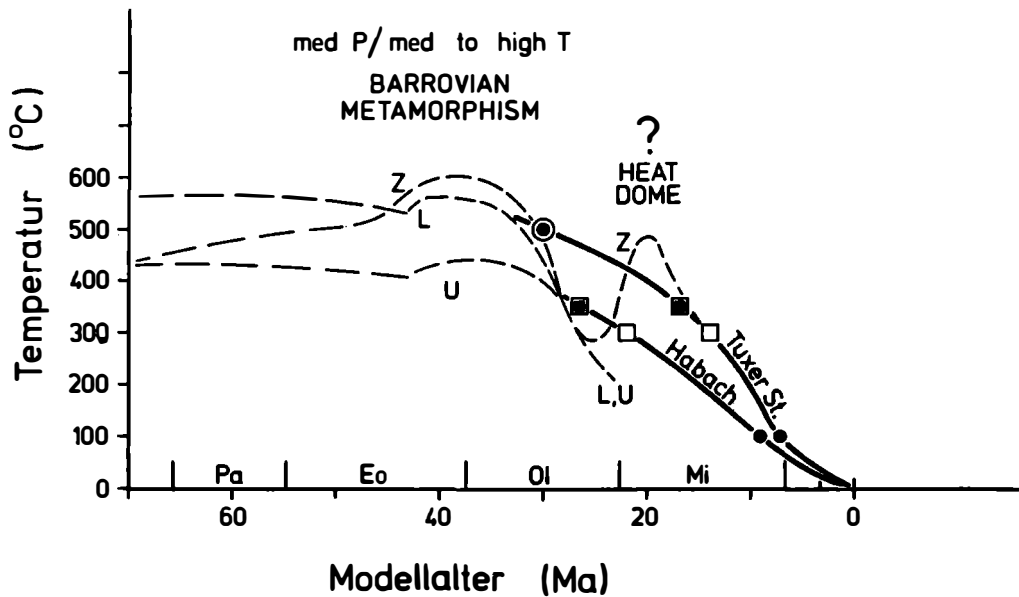


Abb.6: K/Ar- und Rb/Sr-Glimmeralter nach RAITH et al. (1978) und SATIR (1975) und die auf das 1800 m üNN-Bezugsniveau höhenkorrigierten Apatit-Spaltspurenalter nach GRUNDMANN & MORTEANI (1985), aufgetragen über ein Ost-West Profil vom Granatspitz bis zum Fenntal im Tauernfenster. Alle Alterswerte sind auf das 1800 m üNN-Bezugsniveau korrigiert.

inhomogenitäten errechnet. Eine überraschende Diskrepanz ergibt sich aus dem Vergleich zwischen der innerhalb des Tauernfensters relativ einheitlich niedrigen fossilen Hebungsrates von 0,2 bis 0,5 mm/a (STAUFENBERG, 1985; GRUNDMANN & MORTEANI, 1985) und der von SENFTL & EXNER (1973) nach Präzisionsnivelements errechneten aktuellen Hebungsrates von rund 1 mm/a im Raume Mallnitz/Bad Gastein im östlichen Tauernfenster. Dagegen zeigen sich erstaunlich gute Übereinstimmungen der radioemtrisch bestimmten Hebungsrates mit der Voraussage von FRISCH (1976), der eine durchschnittliche fossile Rate von 0,5 mm/a für die zentrale Achse des Tauernfensters ableitete, sowie eine Übereinstimmung mit der Voraussage von RAITH et al. (1980), die für das südliche Großvenedigergebiet eine durchschnittliche Hebungsrates von 0,4 mm/a vorschlugen. Eine Revision des von KREUZER et al. (1978) entworfenen alpidischen Metamorphoseverlaufes im Diagramm "Temperatur gegen Modellalter" gibt zu erkennen, daß die Annahme eines dritten jungalpidischen Metamorphoseereignisses als "heat dome" vor etwa 20 Ma unrealistisch ist (Abb. 7). Gestrichelt dargestellt sind die angenommenen Temperaturverläufe der Zentralgneise "Z", der Unteren Schieferhülle "L" und der Oberen Schieferhülle "U". Die lagerichtige Eintragung der Rb/Sr- und K/Ar-Biotit-Abkühlungsalter sowie der Apatit-Spaltspurenalter aus dem Habachtal und dem Tuxer Stollen, Zillertal zeigt eindeutig, daß sich im Tauernfenster diese dritte sog. "Neoalpine" Metamorphose in Form eines extrem schnell auf- und wieder absteigenden Wärmedoms radiometrisch nicht nachweisen läßt.



● Rb-Sr Hellglimmer ■ K-Ar Hellglimmer □ Rb-Sr, K-Ar Biotile ● Spaltspuren Apatite

Abb.7: Revision des von KREUZER et al. (1978) vorgeschlagenen alpidischen Metamorphoseverlaufes im Diagramm "Temperatur gegen Modellalter" (gestrichelt dargestellt) für die Zentralgneiskerne (Z), die Untere Schieferhülle (L) und die Obere Schieferhülle (U) im mittleren und westlichen Tauernfenster. Die Interpretation eines Wärmedoms (heat dome) um etwa 20 Ma erscheint unrealistisch.

Die Hebungsgeschichte des Untersuchungsgebietes wurde wahrscheinlich durch die Dichteverteilung seines Untergrundes beeinflusst. Eine Vorstellung über die aktuelle Dichteverteilung des Untergrundes der zentralen Ostalpen geben hierzu die Isolinien der Bouguer-Schwere (in mgal) nach MAKRIS (1971) und WEIHRAUCH (1983). Die Ost-West verlaufende Längsachse des Tauernfensters liegt fast dekungsgleich über einer ausgeprägten negativen Bouguer-Anomalie. Insbesondere die jüngsten Apatit-Spaltspurenalter im Granatspitzmassiv erscheinen direkt im Bereich der mit minus 170 mgal stärksten negativen Bouguer-Anomalie der zentralen Ostalpen (Abb.8).

Zur Beantwortung der Frage nach signifikanten Alterssprüngen bzw. hohen Versetzungsbeträgen entlang der großtektonischen Linien, wie z.B. der Tauernfenster-Randstörung reicht das vorhandene Datenmaterial noch nicht aus. Immerhin ist festzustellen, daß starke Hebungsinhomogenitäten nördlich und südlich der Zentralgneiskörper innerhalb und am Rande des Tauernfensters existieren, wo vertikale Versetzungsbeträge von einigen hundert bis über 1000 m festzustellen sind.

Die Interpretation von Apatit-Spaltspurenaltern kombiniert mit Rb/Sr- und K/Ar-Glimmer-Abkühlungsaltern legt nahe, daß eine Diskussion der Hebungs- und Abkühlungsgeschichte von Arealen mit dem starken Relief eines Hochgebirges nur auf der Grundlage von Modellaltern derselben topographischen Höhe geführt werden sollte. Handelt es sich bei datierten Proben um Fallstücke, so ist zu berück-

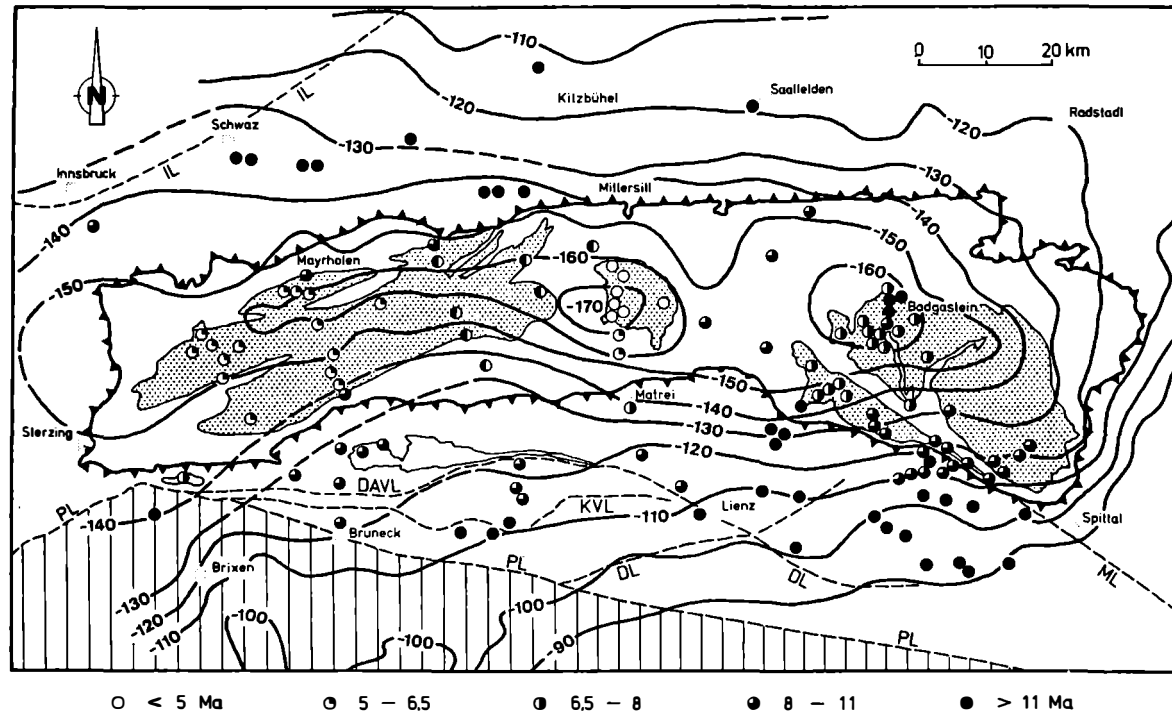


Abb.8: Regionale Verteilung der auf das 1000 m Bezugsniveau höhenkorrigierten Apatit-Spaltspurenalter nach GRUNDMANN & MORTEANI (1985) und STAUFENBERG (1985) im Bereich des Tauernfensters und seiner nördlichen und südlichen austroalpinen Umrahmung (vgl. Abb.4). Zusätzlich ist der Verlauf der Isolinien der Bouguer-Schwere (in mgal) nach MAKRIS (1971) und WEIHRAUCH (1983) eingetragen. Der Tauernfenster- rand ist durch Dreiecke gekennzeichnet. IL Inntal-Linie, PL Periadriatisches Lineament, ML Mölltal-Linie, DL Drau-Linie, DAVL Defereggen-Anterselva-Valles-Linie, KVL Kalkstein-Vallarge-Linie, Senkrechtschraffur = Südalpin.

sichtigen, daß vor allem die Höhe des Herkunftsortes nicht immer zweifelsfrei geklärt werden kann.

Die vorgestellten Untersuchungsergebnisse belegen und unterstreichen die Anwendbarkeit der Apatit-Spaltpurenaltersbestimmungsmethode insbesondere in Verbindung mit den zu höheren Temperaturen hin anschließenden Rb/Sr- und K/Ar- Altersbestimmungen, womit durchaus ein Beitrag zur Klärung der jüngeren thermischen und tektonischen Geschichte eines Orogens geleistet werden kann.

Literatur

- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. - Geol. Rundschau, 65, 2, 375-393, Stuttgart 1976.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G.: The young uplift and thermal history of the central Eastern Alps (Austria/Italy), evidence from apatite fission track ages. - Jahrb. Geol. B.-A., 128, 197-216, Wien 1985.
- HAMMERSCHMIDT, K.: Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. - Mem. Ist. Geol. Miner. Univ., Padova, 34, 273-300, Padova 1981.
- HOERNES, S.: Untersuchungen zur Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern (Österreich). - TMPM, 20, 81-106, Wien 1973.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). - SMPM, 54, 2-3, 769-788, Zürich 1974.
- HÖCK, V.: Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the penninic Tauern window, Austria. - Mitt. Österr. geol. Ges., 71/72, 119-127, Wien 1980.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. - Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl. Abh. N.F., 157, 114 S., München 1975.
- KREUZER, H., MORTEANI, G. & ROEDER, D.: Geodynamic Evolution on the Eastern Alps along a Geotraverse. - In "Mobile Earth", Internat. Geodyn. Proj., DFG Final Report of the FRG, CLOSS, H., GEHLEN, K.v., ILLIES, H., KUNTZ, E., NEUMANN, J. & SEIBOLD, E. (Ed.), 64 p., (Harald Boldt Verlag), Boppard 1978.
- MAKRIS, J.: Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik. - Hamburger Geophys. Einzelschr., 15, 65 S., Hamburg 1971.
- MORTEANI, G.: Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. - Fortschr. Miner., 52, 1, 195-220, Stuttgart 1974.
- PESTAL, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau/Salzburg). - Diss. Univ. Wien, 117 S., Jochberg 1983.
- RAASE, P. & MORTEANI, G.: The potassic feldspar in metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area, Eastern Alps. - Geol. Rundschau 65, 422-436, Stuttgart 1976.
- RAITH, M., RAASE, D., KREUZER, H. & MOLLER, D.: The age of the alpidic metamorphism in the western Tauern Window, Austrian Alps, according to radiometric dating. - In CLOSS, H., ROEDER, D.H., SCHMIDT, K. (Ed.): "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. 38, 140-148, Stuttgart 1978.

- RAITH, M., MEHRENS, Ch. & THÖLE, W.: Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet, Osttirol. - Jahrb. Geol. B.-A., 123, 1-37, Wien 1980.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. - Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 30, 84 S., Padova 1975.
- SATIR, M. & FRIEDRICHSEN, H.: Sauerstoff- und Wasserstoffisotopenuntersuchungen an polymetamorphen Gesteinen der westlichen Hohen Tauern. - Fortschr. Miner. 59, Beih. 1, 258-259, Stuttgart 1981.
- SATIR, M. & FRIEDRICHSEN, H.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern auf Grund der radiometrischen Altersbestimmungen und stabilen Isotope. - Abstr. Tagung Geo. Verein, Berchtesgaden 1983.
- SELVERSTONE, J., SPEAR, F.S., FRANZ, G. & MORTEANI, G.: High pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T path from Hornblende-Kyanite-Staurolite schists. - Journ. Petrol., 25, Part 2, 501-531, 1984.
- SENFTEL, E. & EXNER, Ch.: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. - Verh. Geol. B.-A., 1973, 209-234, Wien 1973.
- STAUFENBERG, H.: Hebungs- und Abkühlungsgeschichte des östlichen Tauernfensters und seiner Ostalpinen Umrahmung, abgeleitet aus Apatit-Spaltspurenaltern. - Diss. TU München 1985.
- WAGNER, G.A., REIMER, M. & JÄGER, E.: Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the central alps. - Mem. Ist. Geol. Miner. Univ., Padova, 30, 27 S., Padova 1977.
- WEIHRAUCH, W.: Entwicklung von Graphik-Ausgabeprogrammen für die interaktive 3-D Berechnung von Dichtemodellen mit Anwendungsbeispielen aus dem Gebiet der Ostalpen. - Unveröffentl. Diplomarbeit Univ. Clausthal 1983.

MINERALPARAGENESEN IN ÖSTERREICHISCHEN KARSTHÖHLEN

von

R. Seemann +)

(eingelangt am 5. Mai 1987)

Einleitung

Man mag sich fragen, warum Untersuchungen von Höhlenmineralablagerungen erfolgen? Mengenmäßig spielen diese Vorkommen im Vergleich mit anderen Fundstellen und Bildungsmilieus praktisch keine Rolle und stellen auf den ersten Blick einen eher unbedeutenden Sonderfall dar.

Bei den in der Natur ablaufenden Prozessen wirken meist sehr viele, teils veränderliche Faktoren mit. Es ist daher nicht immer möglich, durch Beobachtung der jeweiligen Vorgänge alle wirksamen Einflüsse und ihre Bedeutung für den zu untersuchenden Vorgang zu vereinfachen, wenn man versucht, sie im Labormaßstab nachzuvollziehen. Deshalb wurde nach einem Verbindungsglied zwischen Naturbeobachtung und Experiment gesucht - nach einem natürlichen Laboratorium. Höhlen bieten gleichsam solche Bedingungen. In ihnen laufen natürliche Vorgänge unter relativ konstanten und definierten Bedingungen ab. Für die Genese von Höhlenmineralien gilt, daß die entsprechenden chemisch-physikalischen Systeme meist über mehrere tausend Jahre annähernd ungestört erhalten bleiben. Die in Höhlen gefundenen Zusammenhänge und Beobachtungen lassen sich verallgemeinern und auf komplizierte Bereiche, in denen sich gleiche Mineralien bilden, übertragen.

Ausgehend von der allgemeinen Definition eines "Loches" als "partielle Negation einer Totalität" ist auch die Höhle eine vom (umgebenden) Ganzen abhängiger Teil. Das heißt: Form und Größe wird, abgesehen von äußeren Faktoren wie Vegetation, Klima und Hydrologie, grundlegend beeinflußt von der Art des Nebengesteins (Petrographie) und vom Gebirgskörper (Geologie). Je nach dem ("totalitätsbezogenen") Zeitpunkt der Entstehung, gibt es primäre und sekundäre Höhlen in den verschiedensten Arten von Gesteinen, wo sie durch physikalische und/oder chemische Prozesse im "geschlossenen oder offenen System" gebildet werden. Die Karsthohlräume sind fast durchwegs sekundäre Hohlräume im offenen System, in die immer wieder Material und in geringerem Maß "Milieuänderungen" (P,T) von außen eingebracht werden. Im geschlossenen System (z.B. primäre Hohlräume in Vulkaniten oder in tektonischen Zerrklüften in Metamorphiten) wird vorwiegend die "Milieuänderung" von außen geprägt. Zu- und Abfuhr von Material (Chemismus) erfolgen im Normalfall in geringem Umfang.

Die Hohlraumbildung im Kalkkarstgestein, als häufigster Typ in Österreich, wird durch drei, meist gemeinsam wirkende Bildungsmechanismen geprägt: durch Korrosion im allgemeinen, durch Mischungskorrosionen im speziellen (FRANKE, 1962; BÖGLI, 1978) sowie durch Erosion und Tektonik.

Zur Erfassung des Bildungsmilieus von Höhlenmineralien ist neben der bereits erwähnten Beachtung des anstehenden Nebengesteins auch der vorliegende Höhleninhalt festzustellen:

+) Anschrift des Verfassers:
Dr. Robert Seemann
Naturhistorisches Museum Wien
Mineralogisch-Petrographische Abteilung
Burgring 7, A-1014 Wien

- 1) Luftraum: diverse Gase; Luft, in ähnlicher Zusammensetzung wie an der Oberfläche, mit charakteristischen An- und Abreicherungen an CO_2 und H_2O , in bestimmten, meist relativ eng begrenzten Temperaturbereichen von ca. -50 bis $+100$ C. Im Luftraum treten örtlich Schwebstoffe (Flüssigkeitströpfchen, Staub) auf.
- 2) Lösungen: diverse Höhlenwässer (Gerinne, stehende Wässer, Flüssigkeitsfilme auf Oberflächen, Porenwässer im Sediment und Nebengestein, Tropfwässer sowie feinverteilte Flüssigkeitströpfchen im Luftraum) mit charakteristischen An- und Abreicherungen an Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , bzw. CO_3^{2-} , SO_4^{2-} etc. in einem relativ engen Temperatur-, pH- und Eh-Bereich.
Die chemischen Stadien von Höhlenwässern (bezogen auf die häufigste Variante Ca/Mg/ CO_2) kann in 3 Teile gegliedert werden:
 - a) Stadium der CO_2 -Aufnahme an der Oberfläche, vorwiegend im humusreichen Boden.
 - b) Stadium der Reaktion (Korrosion) mit Carbonat-Mineralien im Karstkörper (vorwiegend verkarstungsfähiges Nebengestein).
 - c) Stadium der Gleichgewichtseinstellung im bereits vorhandene Hohlraum: entweder Ablagerung sekundärer Mineralien (Versinterung) oder neuerliche Korrosion.
- 3) Festkörper: Sedimente und Mineralien, jeweils "allochthon" und "autochthon".

Im Höhlenmilieu finden speziell im Grenzbereich dieser drei Phasen und des umgebenden Nebengesteins ständig chemisch-physikalische Gleichgewichtsreaktionen statt, die zur Auflösung von Nebengestein, Umsetzung von Sedimenten, Konzentrationsänderungen in Höhlenwässern und -atmosphäre sowie zur Neu- und Umbildung von Mineralien führen (Abb.3). Da es sich größtenteils um "offene Systeme" handelt, werden die Gleichgewichtsreaktionen örtlich und zeitlich ständig verschoben, nur in eng begrenzten und geschützten Bereichen können sich hinsichtlich gewisser Elemente und Elementgruppen "geschlossene Systeme" bilden. Die Verschiebung des Gleichgewichtes bestimmt, ob sich ein Mineral neu bildet (z.B. Kalksinter) oder ob Nebengestein (Kalk) aufgelöst wird (Hohlraumbildung). Das Ausmaß der Verschiebung bestimmt in welcher Form sich ein Mineral neu bildet (z.B. feinkristalline Bergmilch oder grobkristalliner Kalksinter). Lösungsgenossen oder Begleitelemente bestimmen, welche Mineralien oder welche Modifikationen abgeschrieben werden. In ähnlicher Weise greifen andere Faktoren wie Temperatur, pH und Eh ein.

Mineralien in Höhlen:

Je nach Entstehung und Herkunft wird unterschieden zwischen "Mineralien in Höhlen" als allgemeiner Oberbegriff und "Höhlenmineralien" im engeren Sinn. Höhlenmineralien sind ausschließlich kristalline Körper, die sich unter den physikalisch-chemischen Bedingungen im Höhlenraum bilden. Das dafür notwendige Elementangebot stammt entweder direkt aus dem anstehenden Gesteinsverband, aus Höhlen- oder Oberflächensedimenten oder aus geologischen Nachbarformationen. Eine Systematik der Höhlenmineralien muß somit sowohl das Ausgangsmaterial (Fels, Sediment, primäres Mineral) als auch die Entstehungsbedingungen (Atmo-, Hydro-, Biosphäre) berücksichtigen.

Die Grundlagen für die Charakterisierung und Eingliederung eines in Höhlen auftretenden Minerals in ein System umfassen:

- 1) Geographische, geo- und petrologische Charakterisierung des betreffenden Karstgebietes.
- 2) Mineralogische Systematik: Elemente, Sulfide, Halogenide, Oxide und Hydroxide, Carbonate, Sulfide, Phosphate, Silikate und organische Verbindungen.
- 3) Morphologische Charakterisierung und Unterscheidung auf Grund diverser chemischer und physikalischer Entstehungsmechanismen ("Speleothems").
- 4) Charakterisierung nach diversen Bildungsmilieus
 - a) im Luftraum:
 - . Sinter
 - . Excentriques
 - . Ausblühungen
 - . Kristallisation durch Sublimation

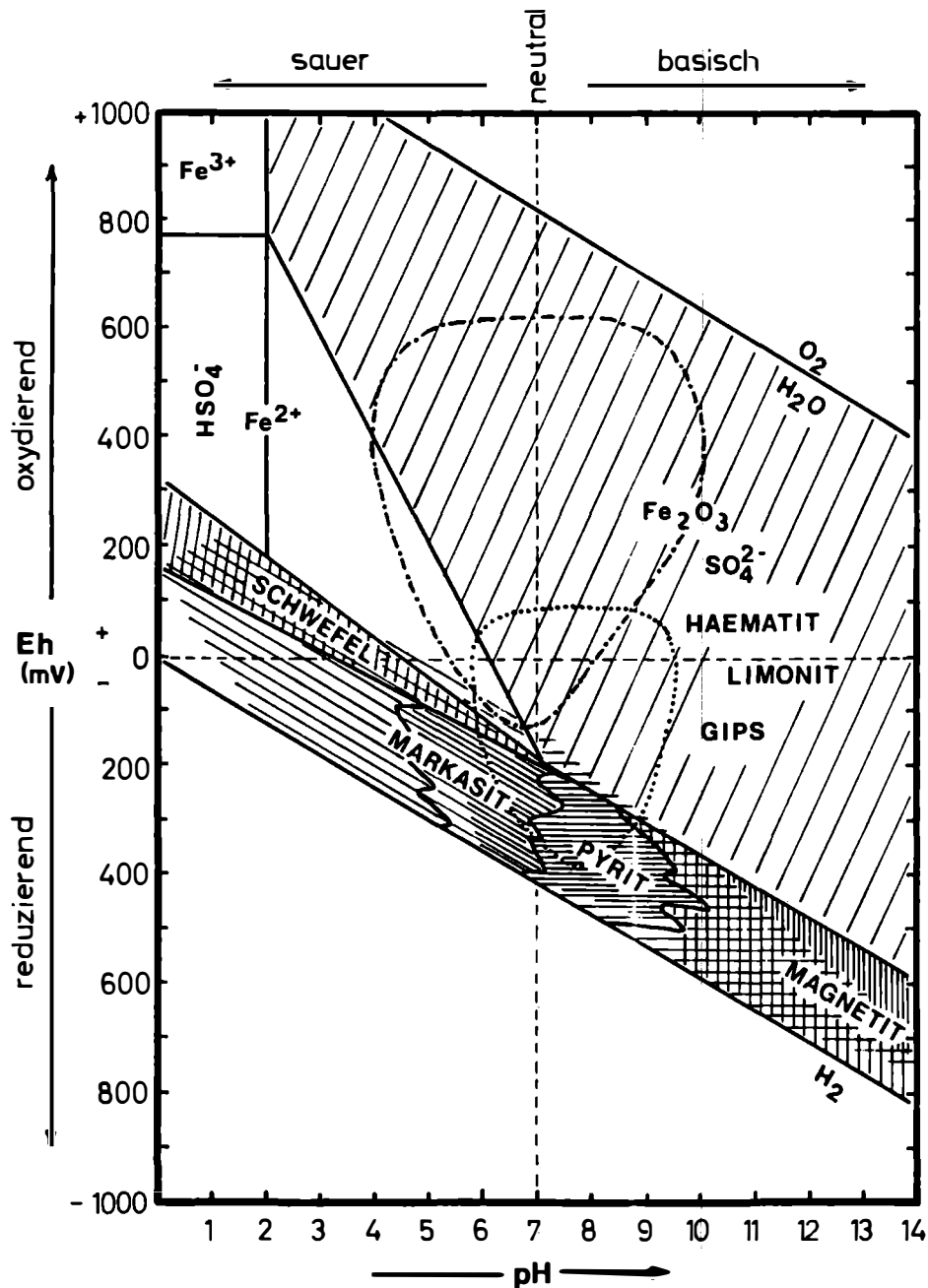


Abb.1: Schematisierte Stabilitätsfelder einiger Schwefel- und Eisenmineralien im pH-Eh-Diagramm in Anlehnung an KRUMBEIN & GARRELS (1952), BAAS BECKING et al. (1960) und GARRELS & CHRIST (1968). Das strichpunktierte Feld zeigt die häufigsten pH-Eh-Bedingungen in Oberflächensedimenten, das punktierte Feld die pH-Eh-Bedingungen der im Bodenprofil tiefer gelegenen, vorwiegend reduzierenden Sedimente; z.B. Höhlensedimente (SEEMANN, 1982).

- b) in Lösung: . makroskopische idiomorphe Kristalle
 - . geschichtete Ausfällungen (Sinterkrusten, Überzüge, Oolithe)
 - c) im Sediment: . makroskopische Einzelkristalle (durch Sammelkristallisation)
 - . Konkretionen (durch Ausfällung)
 - . Imprägnationen
- 5) Unterscheidung nach Herkunft des Minerals, bzw. der Ausgangsstoffe für die Mineralbildung.
- a) autochthones Karstmaterial und Nicht-Karstmaterial
 - b) allochthones Nicht-Karstmaterial: Mineral als allochthones Sediment

Die wichtigsten Mineralien aus österreichischen Höhlen mit kurzen Beschreibungen der Ausbildungsformen und des Bildungsmilieus

A) Elemente

- 1) Schwefel: feinkörnige, gelbliche Kristallmassen im Zentrum ehemals sulfidischer Limonitaggregate ("Bohnerze"; siehe C-9). Der Schwefelkern erreicht dabei Dimensionen von ca. 7x3 cm. Bisher einziger Fundpunkt ist die Dachstein-Mammuthöhle (SEEMANN, 1982). Die Limonitaggregate, die in den meisten der Fälle keinen Schwefelkern aufweisen, erreichen Durchmesser bis zu 50 cm und sind zum Teil noch in Resten allochthoner quarzreicher Sedimente (Sande bis Schotter: "Augensteine"; siehe C-5) eingebettet. Nach den bisherigen Untersuchungen erscheint es als wahrscheinlich, daß im Zuge einer bakteriellen Sulfatreduktion in sauerstoffarmen Sedimenten in den betroffenen Karsthohlräumen unter bestimmten Bedingungen elementarer Schwefel als erstes Reaktionsprodukt vor Markasit und Pyrit ausgeschieden wurde. Sulfat wurde dabei aus den liegenden Perm/Trias-Evaporiten über zirkulierende Lösungen im damals noch höherreichenden Grundwasserniveau bis zur Reaktionsstelle in die, in alten Karsthohlformen eingelagerten Augensteinsedimente herangebracht. Anaerobes Milieu (Eh), örtlich hohe Anreicherung an Sulfat und entsprechende pH-Bedingungen ermöglichten dort, unter vermutlicher Mitwirkung von Bakterien (siehe B-1), die Reduktion direkt zum Schwefel. Anwesenheit von Eisen aus Verwitterungslösungen der Augensteine und restliche Sulfatmengen sowie geringfügige pH-Eh-Verschiebungen ermöglichten die nachfolgende Markasit- und Pyritbildung (siehe Abb.1; sowie B-1 und C-2). Das gegenüber den anderen Höhlensulfiden und -sulfaten relativ hohe negative $\delta^{34}\text{S}$ deutet ebenfalls darauf hin, daß elementarer Schwefel durch bakterielle Reduktion gleich oder vor den ersten Bildungs-generationen von Markasit und Pyrit gebildet wurde (Abb.2).

B) Sulfide

- 1) Pyrit und Markasit entstehen in mit allochthonen Sedimenten gefüllten Karsthohlräumen, ähnlich dem Schwefel, durch Reduktion sulfatischer Wässer unter Mitwirkung anaerober Bakterien. Das noch notwendige Eisen stammt aus Verwitterungslösungen des umgebenden und überlagernden Muttersediments (SEEMANN, 1979a).
- Nach Feldbeobachtungen und Abb.1 erfolgt zuerst in schwach saurem Milieu die Bildung von Markasit, und anschließend mit dem Restsulfat in neutral bis schwach basischem Milieu die von Pyrit. Pyrit als häufigstes Sulfid tritt in drei Generationen auf. In der primären, ursprünglich geförmig bis feinkristallinen Art sind zum Teil noch vererzte Bakterienkolonien sowie zahlreiche Sedimenteinschlüsse festzustellen. Die anschließende zweite und dritte Generation ist jeweils grobkristalliner. Wachstumsbedingt sind die Kristalle meist verzerrt, wobei die Würfel- vor den Oktaederflächen dominieren. Die Kristalle erreichen Dimensionen bis zu 5 cm, die Aggregate bis zu 20 cm. Die Sulfide sind selten gleichmäßig im Sediment verteilt, sondern angereichert an Schichtgrenzen und im Randbereich zum Nebengestein. Der Markasit bildet bevorzugt größere Aggregate in Dimensionen bis 4 m (!), die im Extremfall den ganzen Karsthohlraum ausfüllen. Die Vorkommen sind vorwiegend in Gebieten des Dachsteins konzentriert.

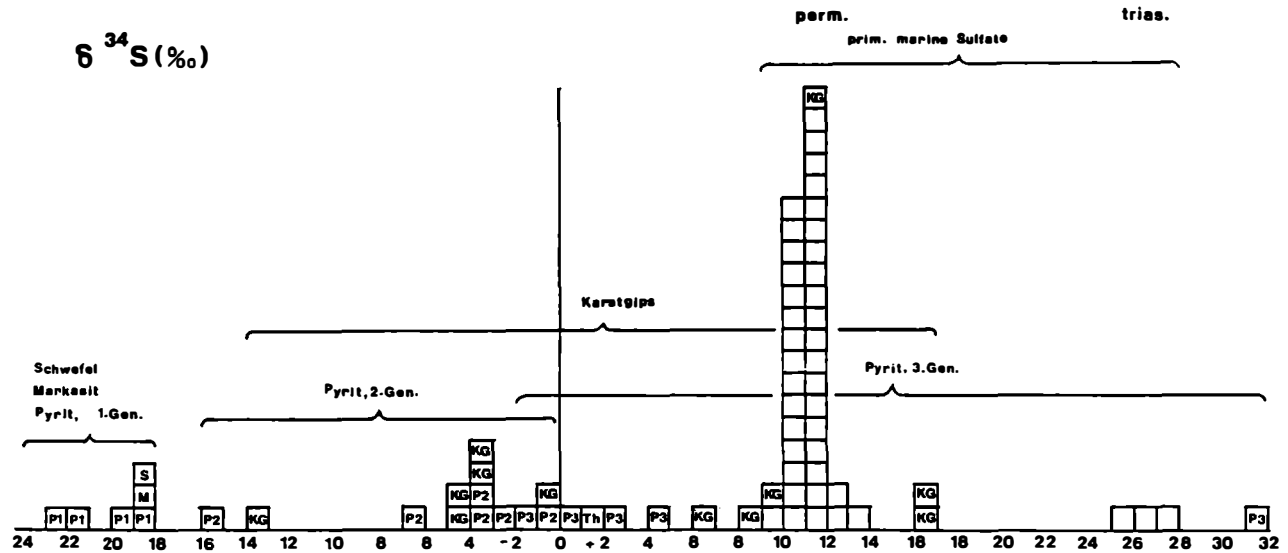


Abb.2: Schwefelisotopenverteilung im Karstmilieu:

S = Karstschwefel, M = Karstmarkasit, P = Karstpyrit (1,2,3 = 1., 2. und 3. Generation);

Oxydationsprodukte: KG = Karstgips, Th = Thenardit.

Im Vergleich dazu diverse Ausgangssulfate permisch-skythischer Evaporithorizonte aus Hallstatt, Bad Ischl, Aussee, Wienern (Grundlsee) und Hallein (= Kästchen ohne Signatur), (SEEMANN 1979a, 1982, + Ergänzungen). Da bei der bakteriellen Reduktion das leichtere ^{32}S -Isotop bevorzugt wird, liefern die primären Sulfide und Schwefel die tiefsten $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (P1, M, S). Die grobkristallinen Folgegenerationen zeigen höhere (P2) bis extrem hohe Werte (P3 mit "schwerem" Restschwefel) auf. Bei der Oxydation der Sulfide findet keine Isotopenveränderung statt, wohl aber Mischungen in den sekundären Sulfatlösungen. Entsprechend liegen die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Karstgipse im Mittelfeld, in dem sich auch die Werte der in Frage kommenden Ausgangssulfate der Evaporitlagerstätte Hallstatt befinden.

Die Aufschließung erfolgt durch den rezenten Verkarstungsprozeß, entsprechend wird das ursprünglich schwach reduzierende Milieu oxydierend. Dabei zersetzen sich die Sulfide, bevorzugt Markasit, und bilden Limonit-Pseudomorphosen (siehe C-3,4,5) und sekundären Gips (siehe E-6). Frische, unverwitterte Sulfide im noch unveränderten Muttersediment konnten nur sehr selten beobachtet werden (SEEMANN, 1972). Mit Hilfe von Schwefelisotopenuntersuchungen konnte einerseits die Herkunft aus unterlagernden permisch-triadischen Evaporiten gedeutet, andererseits die bakterielle Reduktion sowie die Abfolge der Pyritgenerationen bestätigt werden (Abb.2).

C) Oxide und Hydroxide

- 1) Eis tritt als "Höhleneis" in temporär oder permanent tieftemperierten Höhlenteilen auf. Es entsteht aus stehendem, fließendem oder tropfendem Wasser, aber auch aus Feuchtigkeit im Nebengestein oder Höhlensediment sowie aus feuchter Höhlenluft. Im ersten Fall entstehen Eiskrusten, Eisüberzüge bzw. geschichtetes Eis oder Eisstalaktiten und Stalagmiten bzw. "Eiskeulen". All diese Formationen, mit Ausnahme der Unterseite von Eiskrusten auf stehenden Gewässern, bilden kaum sichtbare idiomorphe Kristalle. Im Fall der Sublimation aus feuchter Höhlenluft bilden sich hingegen bis zu 9 cm große, dünne hexagonale tafelige Rauhreifkristalle, z.T. auch mit dendritischer Entwicklung, als Oberzug an der kälteren Höhlenwand. Auf ähnliche Weise, aber wesentlich seltener, sind auch "Eisexcentriques" (verästelte Formen), als rein dendritische Bildung aus der Luft zu beobachten.

Im Fall des meist tonigen Höhlensedimentes entstehen bei Temperaturabsenkung "Eisenauspressungen" aus den obersten Sedimentschichten. Diese Ausbildungsform ist zu den "Ausblühungen" zu zählen. Es handelt sich dabei um bis zu 6 cm lange Mineralfaserbündel, die durch Volumsvergrößerung aus dem feinporigen Ton ausgepreßt werden. Dabei kommt es meist zu Verkrümmungen und "Lockenbildung".

Bei Temperaturen um 0° C rekristallisiert das in mächtigeren Schichten abgelagerte Eis besonders gut. Es bilden sich ähnlich dem Gletschereis einige cm große, aber xenomorphe Eiskörner, die durch bevorzugte Oberflächenkorrosion an den Korngrenzen zum "Wabeneis" werden.

Das älteste Höhleneis in Österreich ist nicht, wie früher fälschlich angenommen, ein Restbestand der Eiszeit, sondern aus postglazialen Kälteperioden, hier speziell aus dem Mittelalter (TRIMMEL, 1968; BÖGLI, 1978).

- 2) Magnetit ist bisher nur bekannt aus den bohnerreichen Augensteinsedimenten der Zentralzone der Nördlichen Kalkalpen (SEEMANN, 1979a). Er kommt relativ selten und meist zusammen mit Maghemit im Bereich der umgesetzten Karstsulfide vor. Zwei grundlegend voneinander zu unterscheidende Typen liegen vor:
 - a) als Neubildung durch meist bakterielle Reduktion von Eisenverwitterungslösungen in Höhlensedimenten, im Anschluß an die Pyritbildung, nach Verbrauch der primären Sulfatlösungen (Abb.1).
 - b) als ortsfremdes Material, als Relikt aus den fluviatilen Schotterkörpern (Augensteine), hauptsächlich aus metamorphen Gesteinen (Serpentinite, Amphibolite) benachbarter oder ehemals benachbarter geologischer Formationen.

3) Hämatit:

- a) in Form derber Massen oder Überzüge, zusammen mit Goethit und Lepidokrokotit, selten mit Maghemit, als Oxydationsprodukt der Höhlenpyrite und Markasite. Meist in inniger mikroskopischer Verwachsung, kaum in makroskopischen idiomorphen Kristallen. Hämatit ist an der Karstoberfläche wie auch in oberflächennahen Bereichen weniger festzustellen, hier überwiegt Goethit. Nur in tagfernen Höhlenbereichen tritt er häufiger, bisweilen auch dominierend gegenüber Goethit auf. So ist Hämatit z.B. vor-

wiegender Bestandteil relativ frischer Limonitpseudomorphosen mit noch nicht umgewandeltem Pyrit im Kern (SEEMANN, 1979a). Zum Teil entsteht er auch durch Dehydratisierung von Goethit, der als dominierende primäre Phase z.B. bei der Bildung echter Bohnerze (Ooide) oder anderer Limonitüberzüge auftritt (siehe C-9).

- b) als Relikt kristalliner Augensteinschotter im Untermillimeterbereich.
- 4) Maghemit: neben Goethit und Hämatit ein seltener Bestandteil der limonitischen Oxydationsprodukte der Höhlensulfide. Ist meist bei gleichzeitiger Anwesenheit von Magnetit als dessen Oxydations-Folgeprodukt festzustellen. In entsprechender Weise ist Maghemit auch ein Begleiter der von kristallinen Schottern abstammenden Magnetite.
- 5) Quarz:
- a) zum überwiegenden Teil ist er nicht als echtes Höhlenmineral anzusprechen, sondern als Hauptbestandteil der Augensteinsedimente ein von außen eingebrachtes Mineral. Augensteinsedimente sind meist quarzreiche Restschotter, die entsprechend ihren Bestandteilen ("exotische Gerölle", Schwermineralien) hauptsächlich gosauischen, tertiären und glazialen Schotterkörpern diverser Herkunft zuzuschreiben sind (SEEMANN & NIEDERMAYR, 1982).
- b) Quarz ist in bestimmten Fällen auch Lösungsrückstand anstehender unreiner Kalke oder Marmore. Hier sind dann kleine xeno- bis idiomorphe Körner ohne wesentliche Abrundungserscheinungen im autochthonen Höhlensediment zu beobachten (z.B. Bärenhöhle am Brieglerskogel, Totes Gebirge).
- c) Bergkristalle sind als echte Höhlenminerale extrem selten. So werden in bestimmten quarzreicheren sedimentären Zonen mikroskopisch kleine Kriställchen durch Neutralisation basischer Lösungen, die Kieselsäure mobilisiert haben, ausgeschieden (TIETZ, 1978). Alle anderen, größeren Bildungen sind auf hydrothermale Beeinflussung und nicht auf normale Karstprozesse zurückzuführen (HILL & FORTI, 1986).
- d) Opal tritt als lokale und ebenfalls sehr seltene Neubildung in Form relativ lockerer weißer Konkretionen in Höhlensedimenten auf, die temporär durch basische Thermalwässer beeinflusst wurden (z.B. Deutschaltenburg: NIEDERMAYR & SEEMANN, 1974).
- e) Hornstein und Jaspis sind wie Quarz (5b) Lösungsrückstand anstehender oder benachbarter Karstgesteine (Hornsteinkalke) und werden in den Höhlensedimenten angereichert. Im Vergleich zu den gut gerundeten Augensteinen sind sie entsprechend der geringen Transportstrecke meist kantig.
- 6) Manganogel tritt in österreichischen Höhlen selten auf. Es sind meist feinkörnige schwarze Ablagerungen und Überzüge. Das Material ist durchwegs röntgenamorph und entspricht wasserreichen Manganoxid-Hydroxid-Hydraten. Sie werden zusammen mit anderen Oxiden/Hydroxiden und Sedimenten als Lösungsrückstand anstehender Gesteine abgelagert oder aus (Verwitterungs-) Lösungen bei entsprechenden pH- und Eh-Bedingungen vom Eisen getrennt und gesondert ausgefällt (GARRELS & CHRIST, 1965 ; z.B. Höhlen im Mönchsberg, Salzburg: KLAPPACHER & MAIS, 1975). Eine Anreicherung des später in Höhlen abgelagerten Mangans kann nach MOORE (1981) auch über den biologischen Kreislauf in den überlagernden Böden erfolgen.
- Im überwiegenden Teil der Fälle ist das Mangan im geochemischen Karstkreislauf soweit verteilt, daß es zu keiner höheren Mn-Anreicherung und damit auch zu keiner eigenen Phasenbildung kommt (SEEMANN, 1979).
- 7) Todorokit wurde in fein- bis kryptokristallinen mm- bis cm-dicken Lagen in und auf unterirdischen feinsandigen geschichteten Karstsedimenten gefunden und röntgenographisch nachgewiesen. Er entstand vermutlich durch langsame Rekristallisation aus Manganogel im noch feuchten Sedimentmilieu. Eine Vorkonzentration des Mangans mußte bereits vorher im noch unbekanntem Zulie-

fergebiet (Oberfläche, Bodenhorizont, primäre terrestrische Sedimentations-einlagerung im anstehenden Kalk?) stattgefunden haben (z.B. "Feuertal"-Höhlsystem, Totes Gebirge).

- 8) Gibbsit und Böhmit sind nicht im Höhlenmilieu entstandene Mineralien. Sie wurden in den bauxitführenden Sedimenten der Karsthochflächen des Dachsteins wie auch in dessen unterirdischen Karsthohlformen nachgewiesen. Die Bauxite der Hochfläche (z.B. Taubenkogel oder Kammspitze, Dachstein) sind nur schwach kantengerundete Brocken von hellgelber bis rotbrauner Farbe und erreichen Durchmesser bis zu 20 cm. Zusammen mit Kalkbruchschutt und Sinter entstammen sie mächtigen brekziösen Kluft- oder Hohlraumfüllungen, die jetzt schon fast vollständig abgetragen sind (SEEMANN & NIEDERMAYR, 1982). Auf Grund der Geländesituation sind die Bauxitablagerungen vermutlich älter als die Augensteinsedimente, aber wegen des sehr geringen Rundungsgrades offensichtlich nur sehr kurze Strecken transportiert worden. Im Vergleich dazu weisen die unterirdischen Bauxitkomponenten in den mehr oder minder darunterliegenden Hohlräumen trotz des bekannten, relativ kurzen Transportweges (1000 - 1500 Höhenmeter) deutliche Formveränderungen mit starker Verkleinerung und vollständiger Rundung auf. Sämtliche untersuchten Proben der Hochfläche erhielten nur Gibbsit. Die unterirdisch aufgenommenen Proben enthielten daneben auch noch Böhmit, was einer teilweisen Entwässerung auf dieser Lagerstätte gleichkäme (SEEMANN, 1979a).
- 9) Goethit und Lepidokrokit: Goethit als Hauptbestandteil des Limonits ist mit Abstand das häufigste Karsteisenerz. In wesentlich geringeren Mengen wird Lepidokrokit beobachtet. Goethit und Lepidokrokit entstehen einerseits in Gegenwart von Wasser als Endprodukt bei der Oxydation der autochthonen Karstsulfide und der anderen allochthonen Eisenerze wie Magnetit und Hämatit, sowie aus allen eisenhaltigen Mineralien der kristallinen Fremdgesteinsedimente. Andererseits fällt es an oder entsteht aus Lösungsrückständen (Tone) anstehender Karstgesteine, aus "primären" Vererzungen im Karstgestein (sedimentäre- oder "Gangerze") wie auch von der Karstoberfläche, angereichert im Bodenhorizont ("Raseneisenerz") oder in Rückständen früherer Sementumsetzungen (Bauxit). Goethit, zusammen mit allen anderen Hydroxiden und Hydraten wird auch direkt aus eisenhaltigen Lösungen ausgeschieden, dabei entstehen Limonitüberzüge, Limonittropfsteine, Limonitimpregnierungen in Sedimenten oder Limonitooide ("echte Bohnerze"; - "Pseudobohnerze" sind Limonit-Pseudomorphosen, die die runde Form durch Transport und nicht durch Wachstum erhalten; SEEMANN (1979a)). Die Lösungen im Karstmilieu transportieren das Eisen, mangels genügender Acidität, vorwiegend in kolloidaler und nicht in echt gelöster Form. Makroskopische idiomorphe Kristallausbildung ist weder bei Goethit noch bei Lepidokrokit zu beobachten. Ausnahmen bilden hier mikroskopisch kleine Kriställchen in Hohlräumen von Limonitaggagaten (meist Lepidokrokit: Blättchen) oder in Form dünner Nadeln (Goethit), die vom Limonitkontakt in den Calcit wachsen. Hier treten zum Teil auch dendritische Entwicklungen auf.
- 10) Alumogel und Siderogel sind röntgenamorphe wasserreiche Aluminium- und Eisenhydroxide, die durch schnelle Ausfällung aus Lösungen oder durch intensive Zersetzung aluminium- oder eisenreicher Sedimente in sehr feuchtem Milieu entstehen. So wie Manganogel bilden sie meist ein Übergangsstadium zu definierten Hydroxiden und Oxiden.

D) Carbonate

- 1) Magnesit ist im normalen Karstbereich kaum nachzuweisen. Im Gegensatz zu Ca^{2+} umgibt sich Mg^{2+} mit sehr stabilen Hydrathüllen, was bezogen auf das üblicherweise sehr wasserreiche aber Mg-arme Höhlenmilieu nicht nur einen größeren Einbau von Mg^{2+} in Calcit erschwert, sondern auch eine direkte

Abscheidung als Magnesit (auch weitgehend von Dolomit) verhindert (SAYLES & FYFE, 1973). Aus diesen Gründen sind eher nur die wasserreichen Mg-Carbonate in den Höhlensystemen stabil (siehe D-7, -10).

Allfällig doch vorhandene feinkörnige Magnesite stammen als Rückstandssediment aus Karst-Nachbarformationen (z.B. Werfener Formation). In besonderen Fällen kann geringfügige Magnesitbildung auf diageneseartige bis hydrothermale Beeinflussung Mg-reicher Nebengesteine, Sedimente und Lösungen in präspeläogenetischen Kluftsystemen zurückzuführen sein (z.B. Deutschaltenburg: NIEDERMAYR & SEEMANN, 1974).

- 2) Siderit und Ankerit entstehen so wie Magnesit kaum im Karstmilieu. Sie kommen meist auf Gängen und in Lagen im Karstgestein vor und sind einerseits mit früheren hydrothermalen und tektonischen Ereignissen, andererseits mit syndementären und diagenetischen Prozessen im Kalk in Verbindung zu bringen. Derartige Vorkommen werden durch junge Karstsysteme angeschnitten. In dabei mitgebrachten oxydierenden Milieu sind beide Mineralien nicht beständig. Sie zersetzen sich zu Calcit und Limonit.

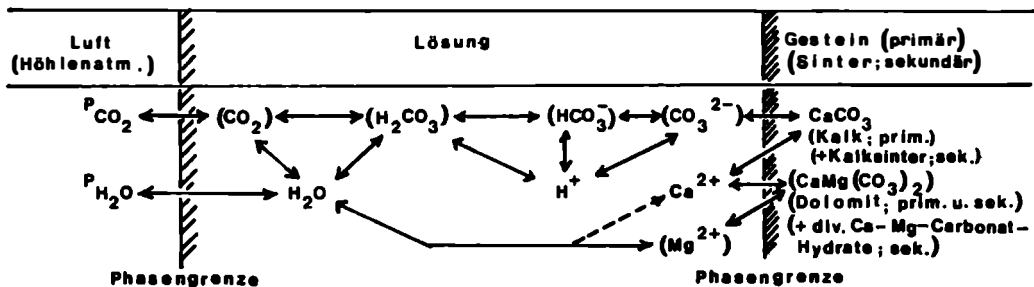


Abb.3: Schematische Darstellung der gegenseitigen Beziehungen bei der Korrosion und Wiederausfällung im System $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-Ca(Mg)CO}_3$ im Kalk-Karsthöhlenmilieu (nach BÜGLI, 1978). Die Dissoziationsprodukte des Wassers sind nicht berücksichtigt.

- 3) Calcit ist, in direkter Abhängigkeit vom Nebengestein, das mit Abstand häufigste Höhlenmineral in Kalkkarstgebieten. Durch Verschiebung des komplexen Gleichgewichtssystems zwischen Kalk, Kohlendioxid und Wasser an den Phasengrenzen Gestein/Lösung und Lösung/Luft (Abb.3) entscheidet es sich, ob Kalk aufgelöst wird (Korrosion) oder ob Kalk abgelagert wird (Sinterbildung im allgemeinen). In österreichischen Höhlen erfolgt die Verschiebung bevorzugt durch CO_2 -Aufnahme oder Abgabe. Bedingt durch die gewöhnlich sehr hohe Luftfeuchtigkeit im System ist Wasserabgabe und entsprechende Gleichgewichtsverschiebung von eher untergeordneter Bedeutung. In letzter Zeit gelang es eine auch in Höhlen gut einsetzbare Meßmethode zu entwickeln, mit der es möglich wurde an Ort und Stelle Aussagen zu treffen, ob und in welchem Maße Carbonatausscheidungen noch aktiv sind. Dabei wird die erhöhte CO_2 -Aktivität, auch im Kleinstbereich um Neubildungen, mittels DRÄGER-Diffusionsröhrchen festgestellt (SEEMANN & EBERL, 1985).

Durch viele Faktoren wie Art und Konzentration der meist übersättigten Lösungen und Lösungsgeossen sowie Beschaffenheit des umgebenden Milieus (Höhlenklima, Fundstellen-Geometrie) resultieren verschiedene Reaktionsabläufe und Geschwindigkeiten und entsprechend auch zahlreiche Abscheidungsformen des Höhlencalcits (u.a. FRANKE, 1963; HILL & FORTI, 1986; DREYBRODT & FRANKE, 1987):

Aus der Formenvielfalt einige Beispiele:

- a) Abscheidung aus stehenden Wässern:
 - . Oberfläche: Kalkhäute, "Lamellensinter"
 - . Rand: Sinterwälle ("Sinterbecken"), Sinterwülste
 - . in der Lösung: makroskopische idiomorphe Calcitkristalle (Rhomböder, Skalenoeder), Sinterüberzüge.
 - b) Abscheidung aus bewegten Wässern:
 - . fließend: Sinterüberzüge, Sinterdecken
 - . tropfend: Tropfsteine ("Stalaktiten", "Stalagmiten")
"Sinterperlen" (Ooide)
 - c) Abscheidung aus dünnen Flüssigkeitsfilmen; versorgt aus Porenräumen, kapillaren Hohlräumen und Haarrissen im Nebengestein, in älteren Sinterformationen oder Sedimenten.
- c,1) "Ausblühungen" als Abscheidung in Bereichen mit Luftfeuchtigkeitsgehalten (knapp) unter der Sättigung und mit Luftbewegung. Bedingt durch die großen Oberflächen dürfte hier z.T. auch die Verdunstung für die Auskristallisation mitverantwortlich sein. Der Wachstumsschub findet an der Basis des Kristalles statt, dabei wachsen sie aus der Lösung heraus.
- .) "Bergmilch": ein pasten- bis gallertartiger, wasserreicher, mikrokristalliner, meist flächiger Oberzug an Felswänden. Auch "Mondmilch", "Nix", "Lublinit", "Protocalcit" etc. genannt; bestehend aus unter μm -dicken gebogenen und verfilzten, feinfaserigen Kristallfäden ("Whiskers") (SCHROLL et al., 1965; BERNASCONI, 1981). Zum Teil werden auch Mikroorganismen (Bakterien, Pilze) für die Bildung der Bergmilch verantwortlich gemacht (WILLIAMS, 1959), doch dürfte, eher umgekehrt, das Material ein günstiges Substrat für diese Organismen sein. In Höhlen mit Mg-haltigem Nebengestein setzt sich Bergmilch auch aus Hydromagnesit, Dolomit, Monohydrocalcit etc. zusammen.
 - .) "Bergmilchwatte": als flächige Ablagerung an Felswänden in relativ trockenem Milieu; in Form lockerer leichter, flaumartiger Schichten. Im Gegensatz zur normalen Bergmilch besteht die Bergmilchwatte aus ca. μm -dicken, geraden, grobmaschig verfilzten Kristallnadeln mit wenig Wasser in den Zwischenräumen (TIETZ, 1978; SEEMANN, 1984). Eventuell ein Rekristallisationsprodukt primärer Bergmilch.
 - .) dünne Krusten, Blasen, "Balloons", "Blisters" etc. (HILL & FORTI, 1986); meist auf feinkörnigen Sedimenten, z.T. auch auf Felswänden. Stark vertreten sind dabei auch die Mg-haltigen Carbonate.
 - .) Einzelausblühungen, "Locken", "Spiralen", "Flowers": im Schnitt mehrere cm lange und 0,1 bis mehrere mm dicke, gebogene oder spiralartig verdrehte Gebilde, die aus gebündelten (meist nur μm -dicken) Kristallfasern bestehen. Die Krümmungen entstehen durch unterschiedliche Wachstumsgeschwindigkeit der einzelnen Fasern. Lösungszufuhr erfolgt hier weniger über flächig verbreitete Flüssigkeitsfilme, sondern durch einzelne kapillare Kanäle oder Porensysteme, z.T. auch aus Sedimenten. "Calcit-Locken" sind sehr selten, bevorzugt tritt diese Ausbildungsform bei den Sulfaten (Gips, Mirabilit) auf.
- c,2) "Knöpfchensinter", auch "Perlsinter", "Warzensinter", "Korallensinter", "Cave Popcorn" etc. (TRIMMEL, 1965; HILL & FORTI, 1986). Als Abscheidung aus dünnen Lösungsschichten in Bereichen mit sehr hohen bis übersättigten Luftfeuchtigkeitsgehalten. Es entstehen flächige dünne Ablagerungen mit zahlreichen warzenartigen Erhebungen an bestimmten exponierten Positionen. Die Wachstumsrate der Warzen ist entsprechend höher als die der flächigen Ablagerungen. Zum Teil wird auch feinverteiltes Spritzwasser in der Nähe von Tropfstellen als Möglichkeit einer Lösungszufuhr damit in Verbindung gebracht.

- c,3) "Excentriques", auch "Helictiten", "Anthodites" etc. (TRIMMEL, 1965; BÜGLI, 1978, HILL & FORTI, 1986). Zur Bildung ist übersättigte Luftfeuchtigkeit erforderlich und möglichst wenig Wetterführung. Das Wachstum erfolgt bei der einen Variante auf der gesamten Oberfläche, mit deutlicher Bevorzugung der Spitze. Die Ablagerung des Calcits geschieht nicht wie bei einem normalen Tropfstein aus Wassertropfen, die schwerkraftbedingt bis zur Spitze abrinnen, sondern sehr langsam aus dem dünnen Lösungsfilm, der die gesamte Sinterform überzieht. Die Ionen werden dabei wie aus einer, den gesamten Raum erfüllenden Lösung abgeschieden - vergleichbar mit der Kluftkristallbildung - nur wesentlich mehr behindert durch die geringe Schichtdicke der Lösung. Entsprechend erfolgt die Ablagerung bevorzugt nach bestimmten kristallographischen Richtungen, wobei die außergewöhnlichen "Skelettkristallformen", u.a. mit den bekannten "exzentrisch" gekrümmten Verästelungen, aber auch gerade strahlige Formen, entstehen. So ist zu deuten, warum diese Gebilde meist nur aus relativ wenigen und großen Kristallindividuen zusammengesetzt sind, die vorwiegend parallel oder um Kleinwinkelbeträge versetzt, orientiert sind (JENNINGS, 1971). Je nach Lösungszufuhr bzw. Trockenphasen sind alle Übergänge zu normalen Tropfsteinen wie auch zu den anderen Excentriques-Typen möglich. Bei der anderen Ausbildungsform ist Lösungszufuhr nicht über die Oberfläche, sondern über eine zentrale Kapillare aber auch über ein Kapillarsystem gegeben. Die Anzahl der dabei gebildeten Kristalle ist höher und die Dimension der schlechter orientierten Individuen deutlich kleiner. Demzufolge ist diese Sinterform meist stärker gekrümmt. Im englischen Sprachgebrauch werden die mit der oberflächlichen Lösungszufuhr ausgestatteten Excentriquesformen "Anthodites" genannt, jene mit der zentralen Zufuhr sind die "Helictites" (HILL & FORTI, 1986).
- c,4) "Sinterdisken" oder "Sintertrommeln", sind sehr seltene Formen, die offensichtlich ähnlich wie Excentriques im wassergesättigten Höhlenmilieu entstehen. Es handelt sich um kreisrunde bis ovale scheibenförmige Gebilde, die bis zu 4 m Durchmesser erreichen können. In Österreich sind nur Dimensionen bis ca. 1 m bekannt (z.B. Hermannshöhle, NÖ). Die Disken ragen, unter Einhaltung eines bestimmten Winkels, meist frei in den Höhlenraum hinein. Am Rand bzw. an der Unterseite hängen normale Stalaktiten. Der Diskus selber ist in eine obere und eine untere Platte geteilt, getrennt durch eine dünne flächenparallele Fuge, durch die zur Bildungszeit eventuell Lösungen bis zum Scheibenrand transportiert wurden. In einigen Fällen erscheint es plausibel, daß der Diskus die "Fortsetzung" eines feinen Risses bzw. einer Kluf- oder Schichtfuge ist. Austretende Lösung und Kalkabscheidung an den Rändern hat die Fuge unter Beibehaltung deren Flächenlage in den Raum "hineinverlängert" (BÜGLI, 1978). Diese Deutung ist auch auf Tropfsteinsäulen anzuwenden, wo sich um einen querlaufenden RiB ein Diskus aufbaut. Es gibt aber auch viele Formen bei denen genannte Erklärungen nur schwer anwendbar sind.
- d) Abscheidung in Sedimenten:
 Auskristallisation von Calcit an Schichtgrenzen und um Einlagerungen in Karstsedimenten unter Bildung von Konkretionen oder verhärteten Zonen.
- 4) Dolomit ist als Neubildung, selbst in Mg-reichen Karstsystemen, sehr selten. Entsprechend den Ausführungen bei Magnesit wird Mg vorwiegend als Hydroxi-Carbonat ausgefällt, ansonsten in Lösungen abgeführt. Unter günstigen Bedingungen und lokal hoher Anreicherung an Mg^{2+} entsteht etwas Dolomit, eventuell über eine Zwischenstufe, neben Aragonit und Hydromagnesit in Ausblühungen und Sedimenten (FISCHBECK, 1976; SEEMANN, 1984). In Sedi-

menten tritt er eher und häufiger als Lösungs- und Zersetzungsrückstand anstehender dolomitreicher Kalke auf.

- 5) Aragonit kommt in österreichischen Karstgebieten, im Verhältnis zu Calcit, wohl weitverbreitet, aber nur in sehr kleinen Mengen vor. Er scheidet sich überall dort ab, wo die Höhlenwässer ein Mg/Ca-Verhältnis von mindestens 1 aufweisen. Das entspricht entweder einem aufgelösten dolomitischen Nebengestein oder stärker Mg-angereicherten Restlösungen nach Ausfällung von Calcit und "Mg-Calcit" (Abb.4). In der Natur scheidet sich reiner Aragonit meist erst ab einem Mg/Ca-Verhältnis von 3-5 ab. In weiterer Folge kristallisieren nach Aragonit die wasserreichen Mg-Carbonate (siehe Hydromagnesit, D-10); (FISCHBECK, 1981; SEEMANN, 1984; SEEMANN & EBERL, 1985). Die Erscheinungsformen sind denen des Calcits sehr ähnlich, Aragonit wird daher auch meist übersehen. Er ist nachzuweisen in Sinterschichten und Tropfsteinen (oft in Wechsellagerungen mit Calcit), in bergmilchartigen Ausblühungen, in Knöpfchensinter und in Excentriques (bevorzugt "Anthodit-Typ").
- 6) Azurit und Malachit sind entsprechend dem geringen Kupfergehalt der österreichischen Karstkörper sehr selten. Sie treten in Form dünner Krusten und mm-großer Ausblühungen in Verwitterungszonen kupfererzführender paläozoischer Kalke auf (BRANDSTÄTTER & SEEMANN, 1983). Da die Karsthohlformen in diesen Zonen sehr klein und untergeordnet sind, kann man bei Azurit und Malachit nicht von sehr typischen österreichischen Höhlenmineralien sprechen.
- 7) Nesquehonit ist bisher nur aus dem Salzburgerschacht, Untersberg und der Dachstein-Mammuthöhle bekannt (KIRCHNER & SIMONSBERGER, 1982; SEEMANN, 1984). Entsprechend der Oberlegung der Mg-Anreicherung in Restlösungen von Calcit- und Aragonitausscheidungen (Abb.4) erfolgt die Nesquehonitbildung erst nach Auskristallisation von Hydromagnesit, im wasserreichen Milieu

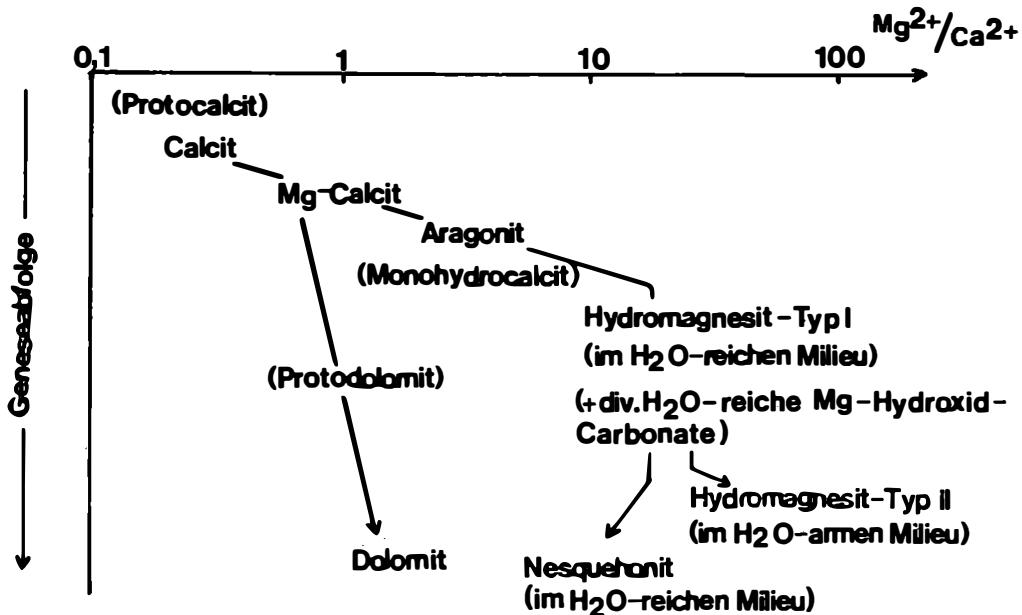


Abb.4: Schematische Geneseabfolge der Ca-Mg-Carbonate und Carbonat-Hydrate in Abhängigkeit vom Mg^{2+}/Ca^{2+} -Verhältnis im Höhlenmilieu (nach FISCHBECK, 1981 und SEEMANN, 1985).

(Tropfen, Wasserfilm). Demzufolge ist Nesquehonit nur sehr lokal angereichert. Die nadeligen Kristalle, die meist in Form von Büscheln angeordnet sind, sind im Bereich von 0,01 bis 0,1 mm. Nur in Sonderfällen erreichen sie Dimensionen zwischen 1 und 3 mm.

Mit Nesquehonit zusammen kommen auch einige andere, bisher noch nicht identifizierte, sehr wasserreiche, Lansfordit-ähnliche Mg-Carbonate vor (Dachstein-Mammuthöhle; Pfannloch, Ötscher).

- 8) Monohydrocalcit ist in österreichischen Höhlen, nicht zuletzt wegen seiner geringen Beständigkeit, nur selten nachzuweisen. Er tritt entweder in calcitischer Bergmilch in Höhlen mit dolomitischem Nebengestein auf (Hohlur-Höhle, Waxeneck, NÖ) oder in Ausblühungen neben Calcit, Aragonit, Hydromagnesit und Dolomit (FISCHBECK & MÖLLER, 1971). Nach FISCHBECK (1976) und TIETZ (1978) entsteht er aus Lösungen mit einem Mg/Ca-Verhältnis von über 1. Monohydrocalcit bildet sich bevorzugt in kühlerem Milieu, entweder aus einem Aerosol (Sprühbereich von Tropfstellen) oder aus dünnen Flüssigkeitsfilmen an Felswänden (meist in Eingangsnähe). Wichtig ist dabei die schnelle Abgabe von CO₂ und/oder Wasser.
- 9) Thermonatrit und Soda sind bisher nur aus dem Salzburgerschacht, Untersberg beschrieben (SEEMANN, 1979b und 1984). In bestimmten Höhlenteilen kommt dort speziell Soda in größeren Mengen vor. Sie bildet dabei zuckerkörnige bis schneearartige Ausblühungen auf trockenen tonigen Höhlensedimenten. Die Soda ist hier vergesellschaftet mit Gips und Mirabilit, in geringen Mengen auch mit Calcit, Dolomit und Hydromagnesit. Bedingt durch die lokale, relativ trockene Höhlenatmosphäre ist die Soda oberflächlich in Thermonatrit umgewandelt. Die höheren Anreicherungen an Sulfat und Na werden auf Raiblerschichten zurückgeführt, die durch eine großangelegte Störung im höhlennahen Bereich aufgeschlossen wurden. Bei der Auskristallisation der "salinaren" Lösungen im trockenen Höhlensediment wird eine Ausscheidungsfolge vom Gips über Mirabilit bis zur Soda festgestellt.
- 10) Hydromagnesit ist der mit Abstand häufigste Vertreter der wasserreichen Mg-Carbonate. Unter Beachtung seines unauffälligen äußeren und der Verwechselbarkeit mit zahlreichen anderen weißen Ausblühungen ist er in österreichischen Karsthöhlen wahrscheinlich häufiger vertreten als bisher angenommen wurde. Trotzdem kommt ihm in Relation zu den sekundären Ca-Carbonaten eine mengenmäßig nur sehr geringe Bedeutung und Verbreitung zu. Bisher ist Hydromagnesit aus der Dachstein-Mammuthöhle, vom Salzburgerschacht (Untersberg), aus dem Frauenmayer-Langstein-Höhlensystem (Hochschwab), vom Geld- und Pfannloch im Ötscher und von der Hermannshöhle am Wechsel bekannt (SEEMANN, 1979a, 1984, 1985). Seine typischen Vorkommen sind auf feinkörnige bis pulverige, bergmilchartige Ausblühungen und Krusten sowie auf die typischen dünnwandig, seidig schimmernden, ballonartigen Ausblühungen beschränkt. Auch international gesehen ist der Formenschatz nicht reichhaltiger (HILL & FORTI, 1986).

Die relativ verbreiteten Vorkommen in Höhlen der Nördlichen Kalkalpen erscheinen auf den ersten Blick ungewöhnlich, da ein Großteil der Karstwässer deutlich höhere Ca²⁺ - als Mg²⁺ - Gehalte aufweist (Ca/Mg ≥ 20 bis 100). Tropfwässer (aus Porenwässern) und langsam fließende Gewässer mit längerer Verweilzeit im Karstkörper haben bisweilen höhere Gehalte (Ca/Mg ≥ 1 bis 20), das aber auch nur in oder im Nahbereich von dolomitischen Gesteinen (Daten nach PAVUZA & TRAINDL, 1985). Damit sind aber noch nicht die deutlich höheren Mg/Ca-Werte zwischen 10 und 100 geklärt, wie sie für Hydromagnesit- und Begleitmineralbildung notwendig sind (Abb.4). Der Grund liegt unter diesen Bedingungen in der relativ geringen Aufnahmefähigkeit des Calcites für Mg²⁺ (siehe auch bei Magnesit: D-1). Erst ab einem gewissen Ca/Mg-Verhältnis ist Calcit bereit, etwas Mg²⁺ aufzunehmen ("Mg-Calcit"; FISCHBECK, 1981), bzw. ausnahmsweise über bestimmte Zwischenstadien auch Dolomit zu bilden. Nach Überlegungen von MÖLLER et al. (1972) und FISCHBECK (1976)

entstehen auf diese Weise immer konzentriertere Mg-Lösungen, wobei sukzessive diverse Ca-, Ca-Mg-Carbonate bis zu den reinen, wasserreichen Mg-Carbonaten ausgefällt werden können. Die einzelnen Mineralien bilden sich nacheinander mit steigendem Mg/Ca-Verhältnis der Restlösung (Abb.4). Diese Abscheidungsfolge ist auch im Mikrobereich zu verfolgen. Schneidet man eine derartige konzentrisch-schalige Ausblühung durch und untersucht gesondert jede Schicht des zonaren Aufbaus, so stellt man fest, daß vom Zentrum (bzw. Anwachsstelle) bis zur äußersten Schicht meist die ganze Sequenz vom Calcit bis zum Hydromagnesit (im wasserreichen Milieu: bis zum Nesquehonit) vertreten ist (SEEMANN, 1984).

Hydromagnesit tritt in österreichischen Karsthöhlen in zwei Erscheinungsformen auf (SEEMANN, 1985):

a) Typ I, als primäre Generation, bildet weiße feinkörnige, zum Teil konzentrisch-schalige Aggregate in mm bis cm-Größe, die eine lockere, poröse bis harte krustige Oberfläche besitzen. Bei REM-Untersuchungen erkennt man 10-40 μm große Kristallplättchen, die senkrecht zur Oberfläche stehen.

Vergesellschaftet mit diesem Typ ist Calcit, Aragonit, Dolomit und Nesquehonit, sowie eine Reihe bisher noch nicht identifizierter wasserreicher Mg-Carbonate.

b) Typ II ist sekundäre Generation im rel. wasserarmen Milieu. Er bildet die typischen weißen, weichen, matt seidig schimmernden, dünnwandigen, gefälten Blasen ("Balloons"; HILL & FORTI, 1986) in Dimensionen bis 3 cm.

Im Gegensatz zu Typ I sind die 1-10 μm großen Kristallplättchen parallel zur Oberfläche angeordnet. Sie bilden eine wesentlich dünnere, dafür aber dichtere und expansionsfähigere Haut, die hinsichtlich der Blasenbildung von großer Bedeutung ist. Das CO_2 , das bei der Hydromagnesitbildung frei wird, entweicht z.T. in das Innere des Ballons und bläht ihn auch.

Nicht mehr aktive Blasen fallen wieder zusammen (SEEMANN & EBERL, 1985). Auch röntgenographisch lassen sich beide Typen deutlich voneinander unterscheiden (SEEMANN, 1985).

E) Sulfate

1) Thenardit wird als pulverige, weiße Ausblühung zusammen mit Mirabilit im Bereich trockener toniger Höhlensedimente beobachtet. Sein wichtigstes Vorkommen befindet sich im Salzburgerschacht, Untersberg (SEEMANN, 1979b, 1984). In Abhängigkeit von Temperatur und Luftfeuchtigkeit ist Thenardit in größerem oder geringerem Umfang Zersetzungsprodukt von primärem Mirabilit (HILL & FORTI, 1986).

2) Baryt bildet farblose bis gelbliche mm-große tafelige Kriställchen oder Kristallaggregate in Klüften dolomitischer Nebengesteine Deutschaltensburgs, die durch Verkarstung aufgeschlossen wurden. Zum Teil sind sie von braunem Kluftcalcit überzogen, zum Teil auf Kluftcalcit aufgewachsen und gelegentlich von sekundärem jungen Höhlensinter überzogen (NIEDERMAYR & SEEMANN, 1974). Nach ROSTAMI (1972) sind die Kluftcalcite bei Temperaturen um 120° C gebildet worden. Entsprechend ist auch Baryt nicht als echtes Höhlenmineral anzusprechen, sondern ein Nebenprodukt der hydrothermalen Phase.

3) Hexahydrat tritt als feinfaserige Ausblühung auf tonigen Sedimenten und Feisformationen im Kontaktbereich zwischen dolomitischen Nebengesteinen und im Höhlenbereich aufgeschlossenen, sulfatreichen, tonigen Nachbarformationen auf (permo-triadische Evaporithorizonte, Opponitzer-, Lunzer-Schichten, etc.).

Als gutes Beispiel kann hier die Hinterbrühlerhöhle (in der Hinterbrühl, NO) angeführt werden, in der am Kontakt zwischen dolomitischen Reiflingeralkälen und dunklen, tonigen Opponitzer- und Lunzer-Schichten Hexahydrat

neben primärem und sekundärem Gips festzustellen ist. In Abhängigkeit von Temperatur und Luftfeuchtigkeit kann neben Hexahydrat auch Epsomit, Pentahydrat und Kieserit beobachtet werden (u.a. HILL & FORTI, 1986). In künstlichen Stollen sind derartige Mg-Sulfatausblühungen häufiger nachzuweisen als in den wasserreichen natürlichen Karsthohlräumen, wo sie auf Grund ihrer sehr guten Löslichkeit meist längst ausgelaugt und entfernt sind.

- 4) Epsomit tritt in seltenen Fällen und in Abhängigkeit von entsprechender Temperatur und hoher Luftfeuchtigkeit als primäres Produkt vor Hexahydrat auf. Es zersetzt sich bei fallender Luftfeuchtigkeit schnell zu den Folgeprodukten oder zerfließt bei zu hoher Luftfeuchtigkeit. So kann sich Epsomit meist nur in der Nähe von Höhlen- oder Stolleneingängen bilden, in einer schmalen Zone, wo die für seine Existenz notwendigen klimatischen Bedingungen gegeben sind; sofern dort auch die chemischen Voraussetzungen geboten werden. Entsprechendes gilt auch für die anderen Mg-Sulfate.
- 5) Mirabilit tritt meist in Form auffällig gekrümmter oder stengeliger Ausblühungen ("Locken") auf, die einige mm Breite und 3 bis 4 cm Länge erreichen können. So wie bei Gips oder bei den Malachit-"Locken", bestehen die "Locken" aus zahlreichen parallel orientierten Kristallfasern, die auf Grund unterschiedlicher Wachstumsgeschwindigkeit die charakteristischen gekrümmten Erscheinungsformen hervorrufen. Bekanntestes Vorkommen ist wieder der Salzburgerschacht im Untersberg, dort ist Mirabilit mit Gips und Soda vergesellschaftet (SEEMANN, 1979b, 1984). Die örtlich sehr hohe Konzentration an Na⁺ und Sulfat wird in diesem Fall auf tektonisch eingeschuppte Raiblerschichten zurückgeführt.
- 6) Gips ist mit Abstand das häufigste Sulfatmineral, nicht nur in österreichischen Höhlen. Speziell in den Gipskarstgebieten ist es als sekundäres Mineral in ähnlicher Häufigkeit vertreten wie Calcit in Kalkkarsthöhlen. Die Vielfalt der sekundären Gipsformationen reicht von Sinter- und Tropfsteinbildungen bis zu Oberkrustungen und Ausblühungen sowie idiomorphen Kristallisationen in Lösungen und Sedimenten (u.a. HILL & FORTI, 1986). Selbst in Kalkkarstgebieten tritt Gips relativ häufig auf und ist dort bevorzugt angereichert in trockenen tonigen Höhlensedimenten. Im Gegensatz zu Calcit erfolgt seine Abscheidung, wie auch seine Auflösung nur durch Veränderung von Temperatur und Feuchtigkeit. Auf Grund seiner relativ guten Löslichkeit findet eine Umkristallisation von Gips viel häufiger statt, entsprechend ist auch seine Mobilität viel größer. Die Herkunft in Nicht-Gipskarstgebieten wird hergeleitet aus primären, unterlagerten oder in Kalkformationen zwischengeschalteten Evaporithorizonten. Daneben können kleine Mengen durch Oxydation sulfidischer Vererzungen, aber auch aus sich zersetzendem organischen Material bezogen werden. Durch örtliche Reduktionen, meist unter Mitwirkung von Bakterien, können sich aus den diversen Sulfaten wieder verschiedene Eisensulfide (siehe B-1) oder elementarer Schwefel (A-1) bilden. Um genauere Aussagen über Herkunft und Veränderungen der Isotopenzusammensetzung des Schwefels im Ablauf der Reaktionen im Karstsystem zu erhalten, wurden Schwefelisotopenuntersuchungen durchgeführt (SEEMANN, 1979a) und weiter ergänzt (Abb.2). Die bestuntersuchteten Gipsvorkommen sind die der Dachstein-Mammuthöhle. Weitere bedeutende Vorkommen (ohne Anspruch auf Vollständigkeit) sind die der Hierlatz- und Schönberghöhle (Dachstein), Trübbachhöhle (Gipskarst, Gr.Walsertal, Vorarlberg), Salzburgerschacht (Untersberg), Tantalhöhle (Hagengebirge), Kraushöhle (Gams, Hieflau) sowie diverse Kleinhöhlen im südlichen Wienerwald.

F) Phosphate

- 1) a) Carbonat-Hydroxylapatit ("Dahlit") ist wie alle anderen Phosphatminerale relativ verbreitet in Höhlen anzutreffen, jedoch, abgesehen von einigen Sonderfällen, meist nur in sehr geringen Mengen. So wie bei den

zahlreichen anderen Phosphaten ist sein Vorkommen gebunden an fossile Knochen und andere organische Produkte (Guano). Entsprechend tritt Dahlenit bevorzugt in Sedimenten auf und bildet dort weiße bis gelbliche und braune Konkretionen, meist angereichert in bestimmten Horizonten, unweit der knochenreichen Schichten. Der Carbonat-Hydroxylapatit ist das häufigste Phosphatmineral in österreichischen Höhlen. Als Beispiele können die Drachenhöhle bei Mixnitz (Stmk.) (ABEL & KYRLE, 1931) oder das Karstgebiet von Deutschaltenburg (NIEDERMAYR & SEEMANN, 1974) angeführt werden.

- b) Hydroxylapatit; die carbonatarme, kryptokristalline bis amorphe Form wurde von MACHATSCHKI (in ABEL & KYRLE, 1931) als "Kollophan" aus der Drachenhöhle beschrieben. Es sind ebenfalls bräunliche bis rötliche, mehrere cm-große Knollen mit weißem Kern, eingebettet in die fossilreichen Sedimente.
- 2) Brushit ist nach Apatit das häufigste Phosphatmineral. Es bildet dünne, feinkörnige, farblose bis schwach gelbliche Ausblühungen oder dünne tafelige Kriställchen direkt auf dem fossilen Knochenmaterial oder Konkretionen im Sediment.
Vorkommen: z.B. Salcherschacht (NÖ), (KÖHLER, 1926) oder Drachenhöhle (Stmk.), (SCHADLER, 1923).
- 3) Variscit wird von MACHATSCHKI in ABEL & KYRLE (1931) als gelbliche bis braune, dünne kryptokristalline Lagen und Konkretionen ebenfalls aus der Drachenhöhle (Stmk.) beschrieben.

International werden ca. 36 verschiedene Phosphatminerale aus Höhlen beschrieben (HILL & FORTI, 1986).

G) Silikate

- 1) Tonminerale: Illit, Kaolinit, Chlorit; sind neben Calcit, Dolomit und Quarz Hauptbestandteil der Höhlensedimente. Sie sind Lösungsrückstand der verkarstungsfähigen Nebengesteine, Zersetzungsprodukt kristalliner Fremdgesteine sowie Bestandteil eingebrachter Oberflächensedimente.
Die Tonminerale sind kaum als Neubildung im Karstmilieu anzusprechen. Neubildung bzw. Umkristallisation findet nur in alten ("fossilen") Karstsedimenten statt, die im Rahmen tektonischer Beanspruchungen umschlossen, dem Gesteinsverband einverleibt und diagenetischen Bedingungen ausgesetzt wurden.
- 2) Schwerminerale und Verwitterungsrückstände kristalliner Fremdgesteine und geologischer Nachbarformationen: Feldspat, Glimmer, Granat, Amphibol, Epidot, Zirkon, etc. (SEEMANN, 1979a). Dieses Material ist meist allochthon und nicht den echten Höhlenmineralien hinzuzuzählen.

Literatur

- ABEL, O. und KYRLE, G. (1931): Die Drachenhöhle bei Mixnitz; Textband. - Aus Speleologische Monographien, Bd. VII, VIII; Verlag österr. Staatsdruckerei, Wien; 953 S.
- BAAS BECKING, L.G.M., KAPLAN, I.R., MOORE, D. (1960): Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials. - J.Geol., 68, 243-284.
- BERNASCONI, R. (1981): Mondmilch (Moonmilk): two questions of terminology: VIII Int. Congr. Speleol. Proc., Bowling Green, USA; p 113-116.
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speleologie. - Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 292 S.

- BRANDSTÄTTER, F. und SEEMANN, R. (1983): "Malachit-Excentriques" auf Kupfervererzungen in paläozoischen Gesteinsserien Kärntens und Tirols. - Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 85 A, 85-92.
- DREYBRODT, W. und FRANKE, H.W. (1987): Wachstumsgeschwindigkeiten und Durchmesser von Kerzenstalagmiten. - Die Höhle, 38, 1, 1-6; Verband österr. Höhlenforscher, Wien.
- FISCHBECK, R. (1976): Mineralogie und Geochemie carbonatischer Ablagerungen in europäischen Höhlen, - ein Beitrag zur Bildung und Diagenese von Speleothemen. - N.Jb. Miner. Abh. 126, 269-291.
- FISCHBECK, R. (1981): Zusammenhänge zwischen der Bildung der Minerale Calcit, Mg-Calcit, Aragonit, Protodolomit, Monohydrocalcit, Hydromagnesit und Nesquehonit in Höhlen und im Laboratorium. - Laichinger Höhlenfreund 16, 45-52; BRD.
- FISCHBECK, R. und MOLLER, G. (1971): Monohydrocalcite, Hydromagnesite, Nesquehonite, Dolomite, Aragonite and Calcite in Speleothems of the Fränkische Schweiz, Western Germany. - Contr. Mineral. Petrol., 33, 87-92.
- FRANKE, H.W. (1962): Formgesetze der Korrosion. - Jh. Karst- und Höhlenkunde, 18/3, 207-224.
- FRANKE, H.W. (1963): Formprinzipien des Tropfsteins. - Akten des 3. Internationalen Kongresses für Speläologie 1961 in Wien-Obertraun-Salzburg, II, 63 f.
- GARRELS, R.M. und CHRIST, C.L. (1965): Solutions, minerals, and equilibria. - Harper and Row, New York. 450 S.
- HILL, C.A. und FORTI, P. (1986): Cave Minerals of the World. - Natl. Speleolog. Soc., Huntsville, Alabama, USA; 238 S.
- JENNINGS, J.N. (1971): Karst. - An Introduction to Systematic Geomorphology, Vol.7; The M.I.T. Press Cambridge, Massachusetts and London; 252 S.
- KIRCHNER, E. und SIMONSBERGER, P. (1982): Nesquehonit und Hydromagnesit aus dem Salzburgerschacht des Untersberges, Salzburg. - Der Karinthin, 87, 395-400.
- KLAPPACHER, W. und MAIS, K. (Red.) (1975): Salzburger Höhlenbuch, Bd.1. - Wissensch. Beihefte zur Zeitschrift "Die Höhle", 23, 335 S., Verband österr. Höhlenforscher.
- KÜHLER, A. (1926): Brushit aus Niederösterreich. - Tschermaks Min.Petr.Mitt. 37, 93-94.
- KRUMBEIN, W.C. und GARRELS, R.M. (1952): Origin and classification of chemical sediments in term of pH and oxidation-reduction potentials. - J.Geol., 60, 1-33.
- MOORE, G.W. (1981): Manganese deposition in limestone caves: - VIII Int.Congr. Speleol. Proc., Bowling Green, Kentucky; 642-644.
- MOLLER, G. und IRION, G. und FÜRSTNER, U. (1972): Formation and diagenese for inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. - Naturwissenschaften 59, 158-164.
- NIEDERMAYR, G. und SEEMANN, R. (1974): Vorläufiger Bericht über sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an Höhlensedimenten des Karstgebietes Pfaffenberg bei Deutschaltenburg. - Die Höhle, 25, 1, 3-11. Verband österr. Höhlenforscher.

- PAVUZA, R. und TRAINDL, H. (1985): Vertikale Abfolgen in Grund- und Karstwasser - einige kurze Beispiele aus Österreich. - Karst. Bull. 10, 5 (2), 10-19.
- ROSTAMI, F. (1972): Zur Genese der Kluftcalcite von Deutsch-Altenburg. Diss. Phil.Fak.Univ. Wien, 46 S.
- SAYLES, F.L. und FYFE, W.S. (1973): The crystallisation of magnesite from aqueous solution. - Geochim. Cosmochim. Acta 37, 87-99.
- SCHADLER, J. (1923): Auffindung der Phosphatminerale Brushit und Kollophan in der Drachenhöhle bei Mixnitz in Steiermark. - Akad.d.Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Klasse, Denkschriften, 60, 9, 46.
- SCHROLL, E. und STEPAN, E. und GEYMAYER, W. und HORN, H. (1965): Der Protocalcit von Gumpoldskirchen (Niederösterreich). - Tschermarks Min. Petr.Mitt. 10, 573-585.
- SEEMANN, R. (1972): Funde von frischen Pyriten an der Koppenstraße bei Obertraun (Oberösterreich). - Die Höhle, 23,2, 44-47. Verband österr. Höhlenforscher, Wien.
- SEEMANN, R. (1979a): Die sedimentären Eisenvererzungen der Karstgebiete der Nördlichen Kalkalpen. - Ann. Naturhist.Mus., Wien, 82, p 209-290.
- SEEMANN, R. (1979b): Am Untersberg heute - Mineralien und Sedimente. - Atlantis 11, 18-22; Landesverein für Höhlenkunde, Salzburg.
- SEEMANN, R. (1982): Elementarer Schwefel in der Dachstein-Mammuthöhle. - Die Höhle, 33, 1, 1-6; Verband österr. Höhlenforscher, Wien.
- SEEMANN, R. und NIEDERMAYR, G. (1982): Exotische Gerölle und Bauxite aus dem Gebiet Hoher Dachstein. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 128 (1981/1982), 65-71.
- SEEMANN, R. (1984): Neufunde sekundärer Carbonatmineralisationen in Höhlen des Dachsteins und des Untersberges (Nördliche Kalkalpen). - Die Höhle, 35, 3/4, 253-262.
- SEEMANN, R. (1985): Hydromagnesit und Begleitminerale aus dem Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem, Hochschwab, Steiermark. - Mitt. Abt.Mineral. Landesmuseum Joanneum, 53, 11-21.
- SEEMANN, R. und EBERL, K. (1985): CO₂-Messungen an sekundären Carbonatmineralien in Karsthöhlen des Dachsteins, Oberösterreich. - Mitt. der Drägerwerk AG, Lübeck, BRD; Drägerheft 333, (Sept.-Dez.1985), 33-39.
- TIETZ, G.F. (1978): Untersuchungen zur Genese und Mineralverteilung rezenter Karbonate in Dolomithöhlen Frankens unter besonderer Berücksichtigung jahreszeitlicher Konzentrationsänderungen in Höhlenwässern. - Habilitationsschrift, Univ. Erlangen, 139 S.
- TRIMMEL, H. (1965): Speläologisches Fachwörterbuch. - Landesver. f. Höhlenkunde Wien und Niederösterreich, Wien, 109 S.
- TRIMMEL, H. (1968): Höhlenkunde. - Verlag F. Vieweg & Sohn, Braunschweig; 300 S.
- WILLIAMS, A.M. (1959): The formation and deposition of moonmilk. - Trans. Cave Res.Group (GB), 5,2, 133-138.

VERMICULITVORKOMMEN DER BÖHMISCHEN MASSE IN ÖSTERREICH
UND IHRE ENTSTEHUNG +)

von

M. A. Götzingер ++)

(eingelangt am 5. Mai 1987)

Zusammenfassung

Ober Vermiculit wird ein historischer Überblick mit der Originalbeschreibung gegeben. Aufgrund stark variierender chemischer Zusammensetzung wird der Name Vermiculit für eine eng verwandte Mineralgruppe gebraucht. Ein kurzer Überblick zeigt die technischen Eigenschaften und die daraus resultierenden Verwendungen auf.

Eine Typengliederung der Vermiculitvorkommen in der Böhmischem Masse erfolgt aufgrund unterschiedlicher Gesteins- und Mineralgesellschaften: 1) Vermiculit gebunden an Pegmatite und Plagioklasite, 2) Vermiculit in hydrothermal beeinflussten Klüften, 3) Vermiculit in sedimentär-eluvialen Umlagerungen, mit Neubildung von Hydrobiotit. Nach Vorkommenstypen gegliedert werden 16 Vermiculitvorkommen beschrieben mit den jeweils charakteristischen Mineralgesellschaften.

Bezüglich der Entstehung werden eine Desilifizierungszone (z.T. Plumasite), eine innere Reaktionszone (mit Andalusit, Cordierit), eine äußere Reaktionszone (mit Anthophyllit, Klinoamphibolen, Chlorit und Vermiculit) und eine Talk führende Zersetzungszone im Serpentin unterschieden. Die Mineralreaktionen setzen bei etwa 650° C und 2-3 kbar ein (Andalusit + Sillimanit) und reichen über zwei Hydrothermalstadien bis zur beginnenden Verwitterung und der damit einsetzenden Hydrobiotitbildung.

Die Intrusion der Pegmatite oder anatektischer Mobilisate erfolgte im Zuge der variszischen Gebirgsbildung.

Summary

A historical review with the original description of vermiculite is given. Because of the strong variation of the chemical composition the name vermiculite is used for a close mineral group. A short abstract shows the properties of vermiculite and the resulting technical use.

Three types of vermiculite occurrences are discernible on the basis of rock assemblages and characteristic mineral associations: 1) vermiculite bound to pegmatites and plagioclases, 2) vermiculite in hydrothermal influenced clefts, 3) vermiculite in sedimentary-eluvial transformed environments with hydrobiotite. According to this classification 16 vermiculite bearing occurrences are described with their characteristic minerals.

For genetical concepts a desilification zone (partly plumasitic), a inner reaction zone (with andalusite, cordierite), an outer reaction zone (with anthophyl-

+) gefördert durch die Österreichische Akademie der Wissenschaften
(Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoff-Forschung)

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

lite, clinoamphiboles, chlorite and vermiculite) and a talc bearing decomposition zone in the serpentinite are discerned. The mineral reactions started at approximately 650° C and 2-3 kbar (andalusite + sillimanite) and are following through two hydrothermal stages to surficial decomposition and formation of hydrobiotite.

The intrusion of pegmatites or anatectic mobilisates took place during the variscian orogenesis.

Einleitung

Die Erstbeschreibung und Namensgebung von Vermiculit erfolgte durch Thomas H. WEBB im Jahre 1824 in einem Brief an den Herausgeber des American Journal of Sciences: In einer kompakten, schmutzig weißen Talkmasse "from near Worcester, Mass." kommt ein zweites Mineral vor, das WEBB (1824) folgendermaßen beschreibt: "the other is in thin plates of a yellowish and blackish cast, and resembles mica very much in appearance. It exhales an argillaceous odour upon being moistened. When pulverized it seems to consist of a yellowish powder interspersed with small shining laminae. If subjected to the flame of a blowpipe, or that of a common lamp, it expands and shoots out into a variety of fanciful forms, resembling most generally small worms having the vermicular motion exact. It sometimes expands with such force as to be thrown some distance. These vermiform remnants are composed of small irregular scales, loosely adhering to each other, having a silvery white appearance and metallic lustre.

If this proves to be a new variety, would it not be better in giving it a distinctive appellation to select one that will indicate the peculiar property it possesses, than to make use of an arbitrary name. I term it Vermiculite (worm breeder) from Vermicular, to breed or produce worms.

THOMAS H. WEBB."

Diese, für heutige Maßstäbe völlig unzureichende Mineralbeschreibung und -definition, gibt allerdings sehr charakteristische äußere Kennzeichen und Eigenschaften, die auch heute noch in vielen Fällen zur richtigen Bestimmung führen werden:

- ähnliches Aussehen wie Glimmer (Biotit),
- gelbbraune Farbe,
- Expansion senkrecht zur Plättchenebene bei rascher Erhitzung,
- danach die silberweiße Farbe mit metallischem Glanz.

In weiterer Folge wurden von mehreren Autoren Minerale mit ähnlichen Eigenschaften beschrieben und auch mit neuen Mineralnamen bedacht. Eine Übersicht findet sich in HINTZE (1897, II/1, 547 ff.).

In seiner Arbeit über die Glimmergruppe gibt TSCHERMAK (1878) eine Einteilung in "normale" Magnesiaglimmer (Biotit, Phlogopit usw.) und Glimmer, bei denen die optische Achsenebene senkrecht zur Symmetrieebene liegt (Abbildungen dazu in TRÜGER, 1971) - Glimmer I. Art: Anomit (von *ἀνομιέω*, ich bin gegen das Gesetz). Diese selten vorkommenden Anomite beschreiben TSCHERMAK (1872) und BECKE (1882) aus den "Glimmerkugeln" von Hermannschlag (Heřmanov, CSSR; Černý, 1972) und aus den "Anthophyllitkugeln" von Dürnstein. Diese Kugeln bestehen meist aus drei konzentrischen Zonen:

- 1) innen Olivinfels, teilweise in Serpentin umgewandelt, mit Orthopyroxen und Spinell;
- 2) darauf senkrecht stehend Anthophyllit (\ddagger Strahlstein) eine Umhüllung bildend;
- 3) eine tangential stehende Glimmerschicht von verwittertem Anomit, über den BECKE schreibt: "In diesem Zustande verhält sich das veränderte Mineral v.d. L. so wie der als Vermiculit beschriebene veränderte Glimmer" (1882, S.333).

Eine Bestätigung dieser Feststellung ergab sich erst viele Jahre später aufgrund des röntgenographischen Nachweises von Vermiculit in dieser äußeren Glimmerschicht (GÖTZINGER, 1979b).

Auch SCHRAUF (1882) beschreibt in seiner ausführlichen Arbeit über Magnesiumsilikate aus dem südlichen Böhmerwald ein Mineral Lernilith, welches ebenfalls mittels röntgenographischer Bestimmung und Mikrosondenanalysen als Vermiculit eingestuft werden konnte (GÖTZINGER, 1986).

Erst MOHR (1949) gibt Hinweise auf Vermiculitvorkommen in Österreich und zwar "in der nordöstlichen Steiermark und in einem Teile des Burgenlandes wurden Vermiculitschiefer entdeckt". Diese vagen Angaben könnten sich auf das Serpentinittgebiet von Kraubath (Stmk.) und auf die Serpentinite von Bernstein und Steinbach (Bgl.) beziehen - in letzterem konnte tatsächlich Vermiculit nachgewiesen werden (GÖTZINGER, 1982). Weitere Veröffentlichungen von Mohr zu diesem Thema liegen nicht vor.

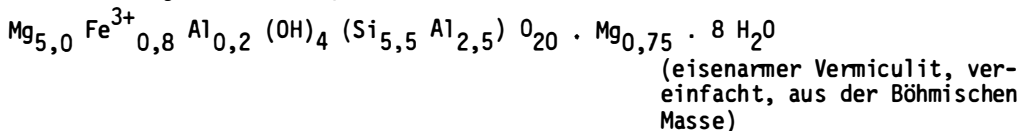
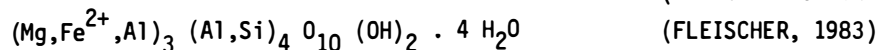
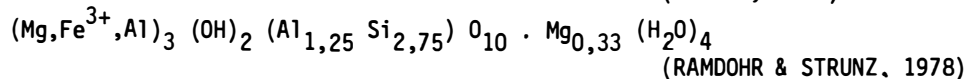
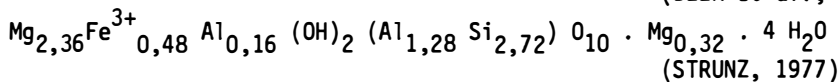
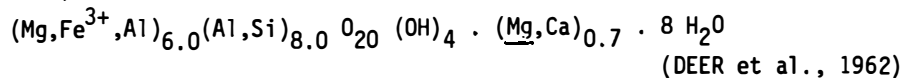
HAMILTON (1953) zeigt in einem anwendungstechnischen Übersichtsartikel die Eigenschaften, wirtschaftliche Verwendung und Lagerstätten von Vermiculit auf (siehe auch N.N., 1977).

Im Jahre 1978 wurden größere Mengen Vermiculit in den Serpentinittsteinbrüchen von Pingendorf bei Geras, NÖ., gefunden (GÖTZINGER, 1979a). Mit dem Wissen um die Art des Auftretens konnten in weiterer Folge an die 20 Vorkommen nachgewiesen werden. Die technischen Daten österreichischer Vermiculite gibt POLEGÉG (1984), nachdem Herr Prof. Dr. W.E. Petrascheck in den Jahren 1978/79 die Initiative für technisch-geologische Untersuchungen ergriffen hatte.

Vermiculit - Mineral oder Mineralgruppe?

Vermiculit ist nach der äußeren Erscheinung ein glimmerähnliches Schichtsilikat. Nach seiner Kristallstruktur (MATHIESON, 1958, SHIROZU & BAILEY, 1966) besitzt er Ähnlichkeiten mit Chlorit, wobei in den Talksichten Silizium teilweise durch Aluminium ersetzt ist, Magnesium teilweise durch Aluminium und meist dreiwertiges Eisen, und der dadurch notwendige Ladungsausgleich durch hydratisierte Magnesiumionen in einer Zwischenschicht erfolgt (beim Chlorit sind es Magnesiumhydroxid-Zwischenschichten). Bezüglich der Austauschbarkeit von Ionen in den Zwischenschichten ist Vermiculit mit Mineralen der Smectit-Gruppe (Montmorillonit, Saponit) zu vergleichen.

Als chemische Formeln werden von verschiedenen Autoren folgende angegeben (Auswahl):



Allein aus den Formeln ist zu erkennen, daß die chemische Zusammensetzung erheblich schwankt (siehe Tab.1). Das Eisen liegt, auch nach eigenen Messungen mit der Methode nach WILSON (1955), überwiegend in dreiwertiger Form vor. Der Gehalt an Alkalien und Calcium kann bis zu 3 Gew. % betragen, sodaß chemisch Übergänge zu Hydrobiotit möglich sind (GÖTZINGER, 1986). Eine Zusammenstellung über die Kristallchemie von Vermiculiten gibt WEISS (1980).

Tab.1: Beispiele der chemischen Zusammensetzungen von Vermiculiten (in Gew.%)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35,00	37,0 ± 1,8	36,3 ± 0,6	35,57	36,3	34 - 37
TiO ₂	-	0,32 ± 0,11	1,25 ± 0,22	1,06	0,9	0,2 - 1,8
Al ₂ O ₃	14,58	14,0 ± 1,3	14,1 ± 0,9	11,47	8,7	9 - 17
Cr ₂ O ₃	-	0,18 ± 0,07	0,09 ± 0,06	0,18	≤0,01	xx)
Fe ₂ O ₃ ^{x)}	6,77	6,75 ± 0,97	9,73 ± 0,61	7,87	4,9	0,2 - 10
MgO	24,56	23,9 ± 1,1	23,3 ± 0,8	22,57	26,5	18 - 26
MnO	-	0,03 ± 0,02	0,04 ± 0,02	0,06	0,02	- 0,1
CaO	-	1,34 ± 0,25	0,22 ± 0,15	0,73	0,25	- 1,8
Na ₂ O	-	0,06 ± 0,04	0,02 ± 0,01	≤0,01	0,1	≤0,4
K ₂ O	-	0,03 ± 0,02	0,07 ± 0,04	0,96	0,05	≤0,1
H ₂ O	19,09	n.b.	n.b.	19,12	21,9	14 - 22
	<u>100,00</u>	<u>83,61</u>	<u>85,12</u>	<u>99,59</u>	<u>99,62</u>	

x) Gesamteisen als Fe₂O₃

xx) vom Umgebungsgestein abhängig (- etwa 0,2)

1 Vermiculit der Formel Mg_{5,0} Fe³⁺_{0,8} Al_{0,2} (OH)₄ (Si_{5,5} Al_{2,5}) O₂₀ · Mg_{0,75} · 8H₂O

2 Ca-reicher Vermiculit (Mittelwert aus 7 EMS-Analysen), Typ 1, Rastbach, Pingendorf

3 Ca-ärmerer Vermiculit (Mittelwert aus 10 EMS-Analysen), Typ 2, Schönfeld, Waldkirchen

4 Vermiculit, Rainy Creek, Libby, Montana (USA), aus BOETTCHER (1966)

5 Vermiculit, Palabora, Transvaal, Süd-Afrika, aus FOSTER (1963)

6 Variabilität von Vermiculitanalysen aus der Literatur

Vermiculit kristallisiert monoklin (Raumgruppen Cc oder C2/c) mit folgenden Gitterparametern (nach MATHIESON, 1958):

$$a_0 = 5,33 \text{ \AA}, b_0 = 9,18 \text{ \AA}, c_0 = 2 \times 14,36 \text{ \AA}, \beta = 97^\circ, Z = 4$$

Die Gitterkonstantenverdopplung ergibt sich durch eine schwache Polyederverdrehung. In Pulverdiagrammen zeigt sich normalerweise der 14 Å-peak als erster. Aufgrund ähnlicher Gitterparameter ist die Unterscheidung Vermiculit - Chlorit im Pulverdiffraktogramm nur aufgrund von Intensitätsunterschieden gegeben (WEISS & ROWLAND, 1956). Über Vermiculit-Polytypie und ihre Klassifikation berichten WEISS & ĐUROVIČ (1980). Demnach gibt es 4 Vermiculit-Gruppen mit insgesamt 44 Polytypen.

Unter Berücksichtigung des Struktur-Feinbaues und der stark variierenden chemischen Zusammensetzung erscheint es angebracht, den Namen Vermiculit für eine eng verwandte Mineralgruppe zu gebrauchen.

Technische Eigenschaften und Verwendung

Die langsame Dehydratation von Vermiculit erfolgt in mehreren Stufen, wobei jedes Mal eine Verkleinerung der c_0 -Gitterkonstante auftritt (WEISS et al., 1977, KRESTEN & BERGGREN, 1978). Bei rascher Erhitzung auf etwa 850° C entweicht das Zwischenschichtwasser explosionsartig und verursacht eine ziehharmonikaartige Expansion des Minerals senkrecht zur Plättchenebene um das 20- bis 40-fache der ursprünglichen Dicke. Dabei entsteht ein mineralischer Rohstoff mit geringer Schüttdichte (üblicherweise max. 180 kg/m³), der aufgrund sehr guter Isolationseigenschaften (Temperatur, Schall, Elektrizität) einer breiten Verwendung zugeführt wird:

- als loses Schüttgut für Ofenauskleidungen,
- als Zuschlagstoff für Isolierputz und Leichtbeton,
- als Filtermaterial für die Wasserreinigung,
- als Ionenaustauscher bei der Bodenverbesserung,
- als Preßgut für feuerbeständige Platten und Bauteile,
- als Trägermaterial für Futtermittel,
- als Verpackungsmaterial für Säureflaschen etc. (nach ÖNORM G1046).

Eine weitere interessante, technisch verwertbare Eigenschaft ist das Ionenaustauschvermögen des Vermiculites. So ist es möglich, das Magnesium aus der Zwischenschicht durch andere Ionen zu ersetzen. Einen Überblick über diese Anwendung geben u.a. SAYIN & REICHENBACH (1979). Eine Vielzahl an Literatur existiert auch über die Wechselwirkungen mit organischen Reagentien.

Typengliederung und Vorkommen in Österreich

In Abhängigkeit von den Trägergesteinen unterscheidet BASSETT (1963) vier Gruppen von Vermiculitlagerstätten: (1) in ultramafischen und mafischen Gesteinen; (2) in Gneisen und Schieferen; (3) in Karbonat(it)gesteinen; (4) in granitischen Gesteinen.

Die Vorkommen der Böhmisches Masse entsprechen hauptsächlich der ersten Gruppe (Vorkommen in Serpentiniten): siehe Abb.1. Aus Aufschlußbildern und charakteristischen Mineralgesellschaften lassen sich in der Böhmisches Masse drei Haupttypen mit einigen Subtypen der Vorkommen unterscheiden. Einen Überblick gibt die Tab.2. Ortsbilder der drei Haupttypen geben die Abbildungen 2, 2a, 3, 3a und 4. Bezüglich weiterer Informationen (z.B. Mineralanalysen) siehe GÖTZINGER (1987).

Haupttypen der Vermiculitvorkommen:

Typ 1: Vermiculit ist an helle Ganggesteine gebunden. Charakteristische Begleitminerale sind Anthophyllit und Klinoamphibole. Es besteht ein Übergang von mächtigen Gängen zu Kluft- und Gangnetzwerken mit abnehmenden Anthophyllitgehalten.

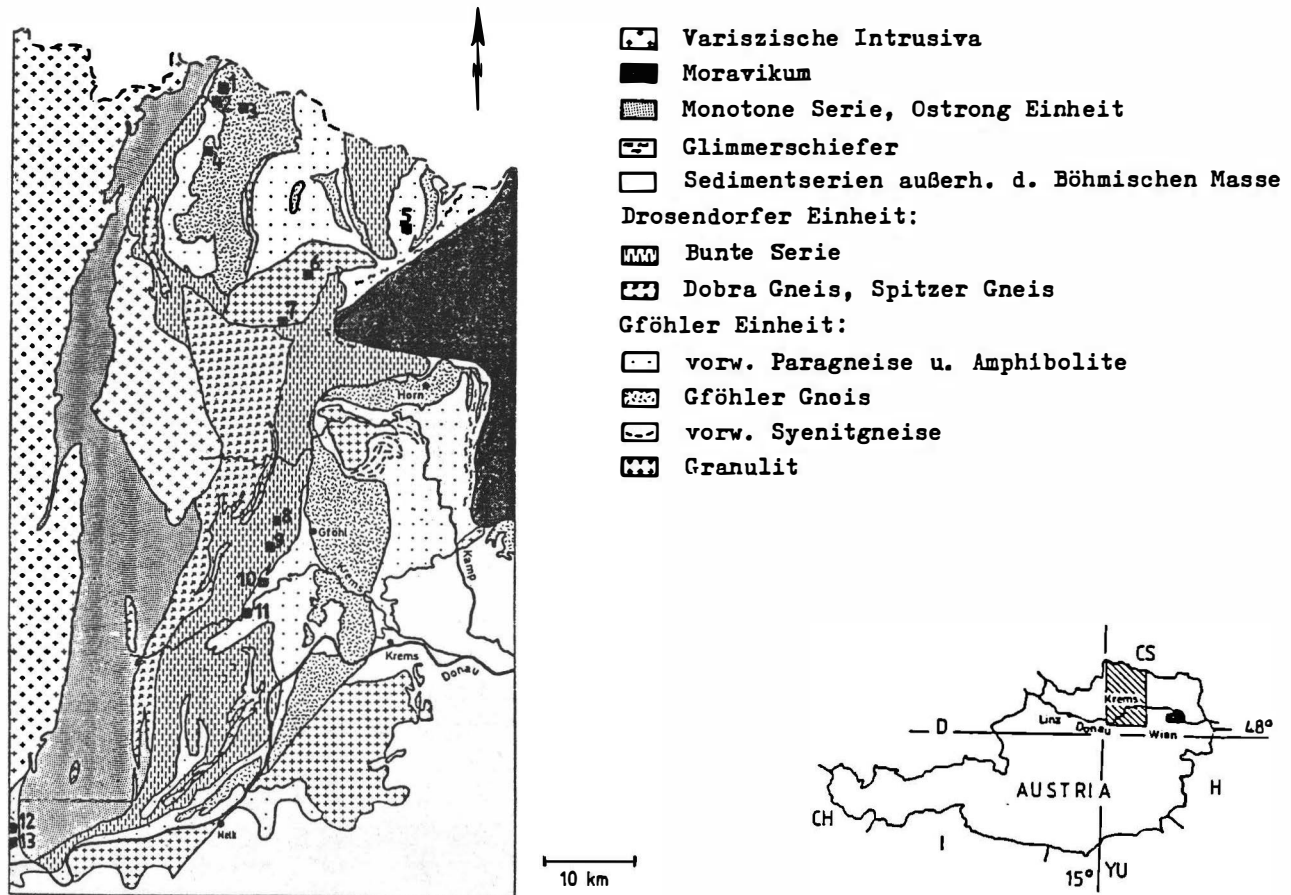
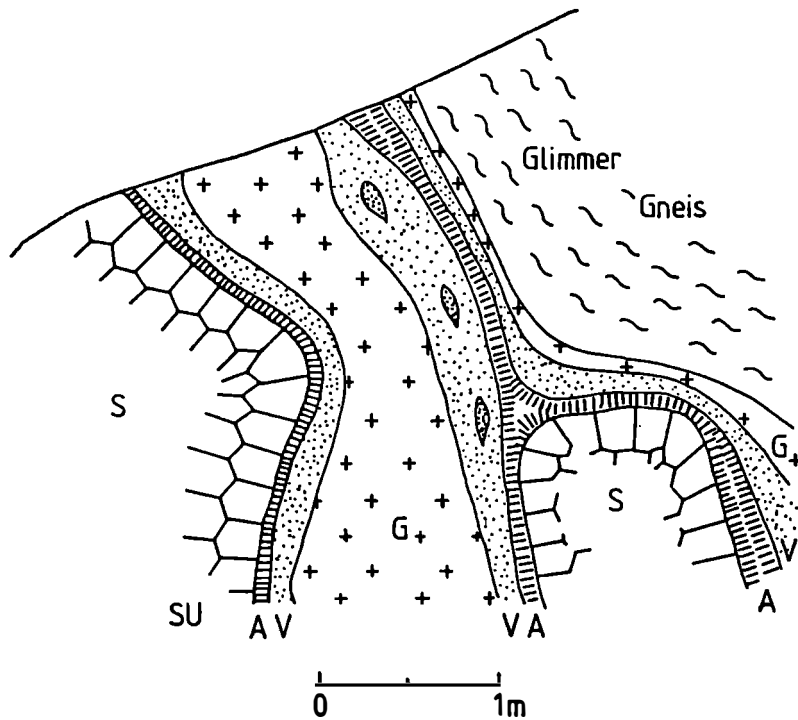


Abb.1: Vereinfachte geologische Karte der Böhmischen Masse in Österreich (nach FUCHS & MATURA, 1976) mit Vermiculitvorkommen: 1= Schönfeld N Dobersberg, 2= Waldkirchen an der Thaya, 3= Waldhers NE Dobersberg, 4= Riegers S Dobersberg, 5= Pingendorf NW Geras, 6= Sulzmühle bei Ludweis NW Horn, 7= Dietmannsdorf WNW Horn, 8= Rastbach W Gföhl, 9= Wurschenaigen W Gföhl, 10= Felling u. Zwetler Leiten W Gföhl, 11= Kl.-Heinrichschlag W Krems, 12= Unterfell, Yspertal, 13= In der Gleisen, Yspertal.

Tab.2: Haupt- und Subtypen der Vermiculitvorkommen in Serpentiniten der Böhmisches Masse

	Charakteristische Begleitminerale	Typische Vorkommen in Niederösterreich
1) Vermiculit gebunden an leukokrate Gänge		
a) V. in Umwandlungszonen von Pegmatiten (Cordierit, Andalusit, Korung)	Anthophyllit, Klinoamphibole	Felling, Kl.-Heinrichschlag, Wurschenaigen
b) V. in Umwandlungszonen von Plagioklasiten (Prehnit, Fluorit, Saponit)	Klinoamphibole, Anthophyllit, Chlorit	Pingendorf, Rastbach
c) V. innerhalb leukokrater Ganggesteine	Chlorit (nach Klinoamphibolen)	Dietmannsdorf
d) V. in Umwandlungszonen dünner und disperser Gängchen und Kluftnetze	Chlorit (± Anthophyllit)	Gleisen, Rastbach, Sulzmühle/Ludweis
2) Vermiculit in Klüften, primär gebildet durch hydrothermale Lösungen		
a) V. in hydrothermalen Gangzonen und Kluftnetzen	Chlorite (± Klinoamphibole)	Schönfeld, Waldhers, Waldkirchen
b) V. dispers in hydrothermal umgewandelten Serpentiniten	Chlorite	Waldhers, Unterfell
3) Vermiculit in sedimentär-eluvialen Umlagerungen	Hydrobiotit, verwitterte Minerale	Riegers, Wurschenaigen

Für die Lokalisation der Ortsangaben siehe Abb.1



Rastbach b. Gföhl

SE-Wand

Stand: 9.6.1981

Skizze nach einer Photographie

Abb.2: Ortsbild eines Plagioklasit-Quarz-Ganges mit Umwandlungszone im Serpentin; Vermiculit-Vorkommenstyp 1b. An den Gang (G) schließt sich die Vermiculit-Zone (V) mit Knollen von Klinoamphibolen, und daran die Anthophyllit-Zone (A) gegen den umgewandelten Serpentin (SU) und den Serpentin (S).

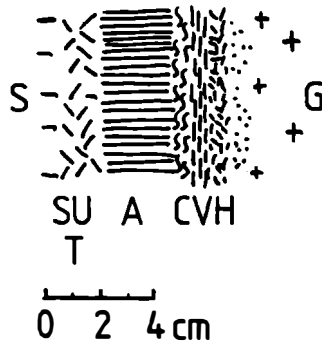


Abb.2a: Detail aus der Umwandlungszone, Typ 1b (z.B. Rastbach)
 S= Serpentin, SUT= umgewandelter Serpentin mit Talk, A= Anthophyllit, C= Chlorit, V= Vermiculit, H= "Hornblende" (meist Aktinolith bis Magnesiohornblende), G= Ganggestein (Plagioklasit)



Abb.3: Ortsbild im Steinbruch Sulzmühle bei Ludweis. Der Serpentinit ist von zahllosen leukokraten Gängen durchschlagen; Vermiculit-Vorkommenstyp 1b und 1d, die feinen Klüftchen entsprechen den Typen 2a und 2b.

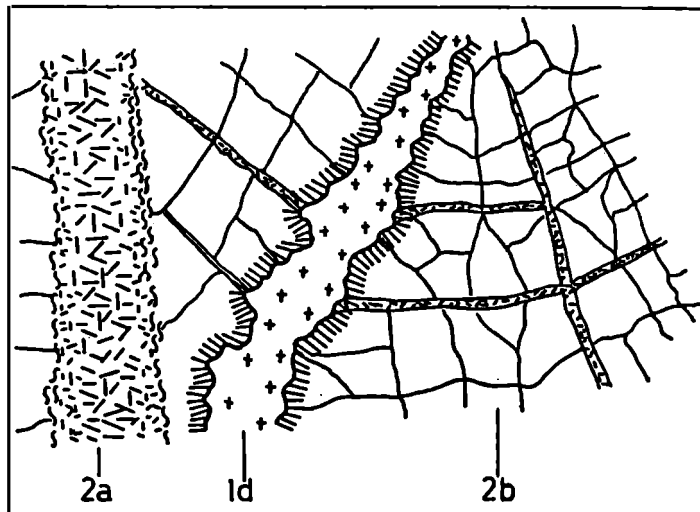


Abb.3a: Details aus den Vermiculit-Vorkommenstypen 1d, 2a und 2b:
 1d = dünnes Gängchen mit Plagioklas-Fragmenten (\pm Quarz) und mit einem schmalen Saum von Klinoamphibolen und Anthophyllit (\pm Chlorit), Dicke etwa 0,5 - 2 cm;
 2a = hydrothermale Kluft gefüllt mit Chlorit und Vermiculit, schwankende Dicke 2 - 20 cm;
 2b = Kluftnetzwerk im Serpentinit, gefüllt mit geringen Mengen von Chlorit und Vermiculit (\pm Saponit), Dicke zwischen 0,1 und 1 cm.

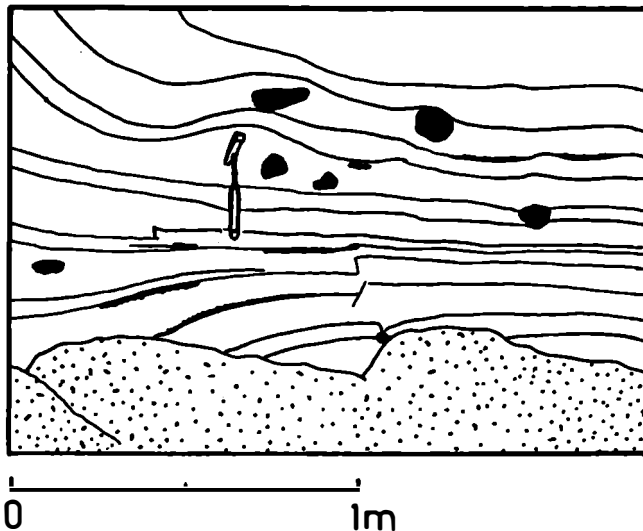


Abb.4: Ortsbild hinter dem Haus Wurschenaigen Nr. 11 zeigt die sedimentäre Anlage des Vermiculit-Vorkommenstyp 3. Die Linien sind größere Körnchen aus Feldspat- und Quarzgrus, dazwischen liegt feinkörniges Material mit Vermiculit und Hydrobiotit. Einzelne Pegmatitstücke (schwarz gezeichnet) liegen in den Schichten und an Schichtgrenzen.

- Typ 2: Vermiculit gebildet in Klüftchen und Rissen, primär durch hydrothermale Lösungen beeinflusst, sekundär von Verwitterungswässern. Die Gehalte der Nebenelemente (z.B. Ti, Cr, Fe) der Vermiculite sind abhängig vom Mineralangebot des umgebenden Serpentinits (z.B. Spinelle, Cr-Spinell, Magnetit).
- Typ 3: Vermiculit in sedimentär-eluvialer Umlagerung. Charakteristisch sind verwitterte Minerale und Hydrobiotit als Neubildung. Die Mächtigkeit dieser sedimentären Anreicherungen schwankt zwischen 2 m und 20 cm. Die Herkunft dieses Materials stammt von den Vorkommenstypen 1 und 2. Hydrobiotit wurde offenbar durch den Einfluß von Verwitterungswässern gebildet.

Beschreibung einzelner charakteristischer Vermiculitvorkommen nach Typen gegliedert:

Typ 1a: FELLING, ZWETTLER LEITEN, KL.-HEINRICHSCHLAG, WURSCHENAIGEN (ØK 1:50.000, Bl. 20 und 37)

FELLING SSW Loiwien:

Knapp 1 km W Felling steht unmittelbar südlich der Straße nach Taubitz ein Pegmatit (Schriftgranit) in einem Orthopyroxen führenden Serpentin an. Dieser Serpentin gehört wie der der Roten Wand - Zwettler Leiten einem Amphibolit-Zug der Gföhler Einheit an, der auf knapp 10 km Länge N Felling bis Himberg verfolgbar ist (Geol. Karte, MATURA, 1983). Schörl und Muskovit treten im Pegmatit auf, gegen den Rand pinitisierter Cordierit und dunkelgrüner Chlorit (nach Biotit) in großen, teilweise charakteristischen leistenförmigen Kristallen. Feinkörniger Vermiculit aus der Reaktionszone ist nur spärlich vorhanden, da diese an keiner Stelle gut aufgeschlossen ist. Vor langer Zeit ging hier ein kleiner Steinbruch um, derzeit ist das Areal fast gänzlich verwachsen. Bezüglich der in der Literatur beschriebenen Korunde siehe bei FECHNER & GÖTZINGER (1985).

ZWETTLER LEITEN SW Felling:

Der durch eine Forststraße recht gut aufgeschlossene Ultrabasitkörper der Zwettler Leiten verdient wegen mehrerer mineralogisch-petrologischer Besonderheiten erwähnt zu werden:

1) An der Westflanke des Gesteinskörpers fällt in dem hellgrünen Serpentin eine reiche Spinellführung auf. Das an Chrysotil reiche Gestein ist weiters von hellen, verwitterten Tremoliten durchzogen. Dies mag ein Hinweis auf eine mangelnde Ca-Abfuhr während der Serpentinisierung sein.

2) An der Spitzkehre am Süden treten hier im aufgeschlossenen Orthopyroxenit (Bronzitit) verwitterte, helle Ganggesteine auf, deren Feldspäte (Orthoklas und Albit) teilweise in Saponit umgewandelt sind (vgl. dazu ČERNÝ & POVONDRA, 1965).

3) An der Ostflanke tritt ein etwa 50 cm mächtiger Pegmatit im Serpentin auf (siehe auch geol. Karte, MATURA, 1983), der schriftgranitische Partien mit myrmekitischem Turmalin (Schörl) enthält. In seiner Randzone finden sich stark pinitisierte Cordierite. Gegen den verwitterten Serpentin folgt eine ca. 10 cm mächtige Reaktionszone mit auffälligen, glimmerähnlichen Kristallen und Anthophyllit. Röntgenographische Untersuchungen dieser Platten von bräunlichgrüner Farbe ergaben Parallelverwachsungen nach der Basis von Vermiculit und Hydrobiotit. Die Abb.5 gibt zwei Ausschnitte des Diffraktogramms mit erstaunlich scharfen Linien von Hydrobiotit und Vermiculit. Als Probe diente eine glatte Kristallplatte.

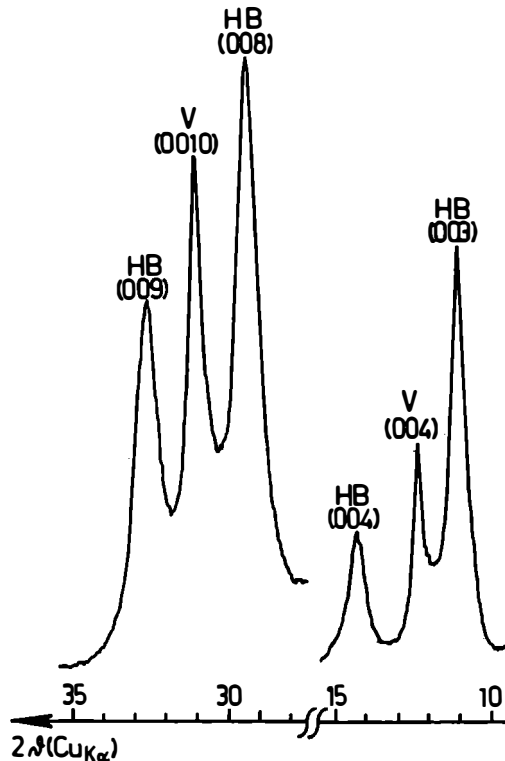


Abb.5: Teil eines Röntgendiffraktogramms einer Schichtsilikatplatte aus der Pegmatit-Randzone im Serpentin der Zwettler Leiten. Deutlich sind die Reflexe von Vermiculit und Hydrobiotit unterscheidbar:

$$d_{(003)\text{HB}} = 7,91$$

$$d_{(004)\text{V}} = 7,13$$

$$d_{(004)\text{HB}} = 6,18$$

$$d_{(008)\text{HB}} = 3,025$$

$$d_{(0010)\text{V}} = 2,864$$

$$d_{(009)\text{HB}} = 2,735$$

(Angaben in Å)

KL.-HEINRICHSCHLAG SSW E1s:

Dieser Serpentinolith liegt nach MATURA (1983) in den die Amphibolite umgebenden Paragneisen. Ober die Minerale dieses Vorkommens siehe bei FECHNER & GÖTZINGER (1985).

WURSCHENAIGEN WSW Gföhl:

Dieses Vorkommen liegt in dem langgestreckten Serpentinolith, der nach FUCHS et al. (1984) auf einer Länge von knapp 5 km vom Waldsee über Rastbach bis Wurschenaigen verfolgbar ist. Die tektonische Position dieses Serpentinolithkörpers, der von Paragneisen umgeben ist, wird zur Drosendorfer Einheit gestellt (vgl. FUCHS & MATURA, 1976; SCHARBERT & FUCHS, 1981); alle anderen Serpentinolithe des Waldviertels gehören der Gföhler Einheit an. Hinter dem Haus Wurschenaigen Nr. 11 waren nach Aushubarbeiten im Jahre 1979 stark verwitterte Serpentinolithe mit einem Turmalin führenden Pegmatitgang aufgeschlossen. Die Reaktionszone zum Serpentinolith war sehr schmal und enthielt Vermiculit, grüne Klin amphibole (meist Aktinolith bis Magnesiohornblende) und Anthophyllit. Dieses Vorkommen leitet aufgrund fehlender Al-reicher Minerale in der Reaktionszone (z.B. Cordierit, Andalusit, Korund) schon zum Subtyp 1b über.

Charakteristika des Typs 1a sind der Pegmatit (mit typischen Pegmatitmineralen), die relativ schmale Reaktionszone mit geringen Mengen Vermiculit, jedoch die Vormacht von Anthophyllit und grünen Klin amphibolen; gelegentlich Plumasit (Korund + An-reicher Plagioklas).

Typ 1b: PINGENDORF, RASTBACH (ÖK 1:50.000, B1.8 und 20)

PINGENDORF S Drosendorf:

Am östlichen Ortsrand sind in zwei Steinbrüchen nebeneinander Serpentinolithe aufgeschlossen, die besonders im Nordteil von hellen, ca. 1 m mächtigen Ganggesteinen durchzogen sind. Ober dieses Vorkommen handelt die Erstbeschreibung eines größeren Vermiculitvorkommens in Österreich; eine Skizze des Aufschlusses (Stand 1.5.1978) gibt GÖTZINGER (1979a). Durch rege Steinbruchtätigkeit wurde und wird die Aufschlußsituation ständig verändert. Die Ähnlichkeit der Ortsbilder ist mit denen des nächstgenannten Vorkommens so groß, daß die Charakteristika für beide Vorkommen zutreffend sind.

RASTBACH W Gföhl:

Am Ostufer des Meislingbaches N der Straße Gföhl - Rastenfeld liegen zwei große und dazwischen ein kleiner Steinbruch in dem bereits genannten Serpentinolith-Zug. Im südlichsten Steinbruch steht ein bis zu 1 m mächtiger, leukokrater Gang im Serpentinolith an, der aus Plagioklas (meist Oligoklas) und Quarz besteht. Stellenweise treten im Gang Chlorit nach Klin amphibolen und dünne Klüftchen mit blaßgrünem Prehnit auf; blauvioletter Fluorit ist selten. Blaß rosa bis grünlicher Saponit verdrängt lokal den Plagioklas. Die Abfolge der Reaktionszone zum Serpentinolith ist in den Abb.2 und 2a gegeben. Charakteristisch für diesen Vorkommenstyp ist eine ca. 50 cm mächtige, fast monomineralische Vermiculitzone mit Knollen von grünen Klin amphibolen (Aktinolith bis Magnesiohornblende). Bis zu 5 cm dicke Anthophyllitsäume trennen die Vermiculitzone vom zersetzten Serpentinolith, der gelegentlich Talk führend ist. Stellenweise ist der Anthophyllit asbestartig ausgebildet und enthält 3- und 4-pyroxenkettige Pyribole-Minerale (freundl. Mitt. v. Dr. I. Dodony, Budapest). Zusätzlich treten auch Vermiculit- und Hydrobiotitschichtsequenzen auf (transmissionselektronenmikroskopische Aufnahmen).

Der Vermiculit dieses Vorkommenstyps besitzt allerdings keine sehr gute Blähfähigkeit, da wahrscheinlich die Kornverzahnung eine ungehinderte Expansion der Einzelplättchen verhindert. Die hier und in Pingendorf vorkommenden Vermiculite zeigen meist erhöhte Ca-Gehalte (Analyse 2 in Tab.1). Zusammen mit Vermiculit tritt hier auch Chlorit, meist als Clinochlor, auf.

Zu diesem Vorkommenstyp ist auch das Vermiculitvorkommen Steinbach im Burgenland zu stellen, das geologisch der mittelostalpinen Steinbacher Kristallin-Deckscholle angehört (GÖTZINGER, 1982).

Charakteristika des Typs 1b sind die Plagioklasit (\pm Quarz)-Gänge ohne Pegmatitminerale; in der Reaktionszone dominiert Vermiculit.

Typ 1c: DIETMANNSDORF E Göpfritz/Wild (ÖK 1:50.000, Bl.20):

Vermiculit innerhalb der hellen Ganggesteine tritt in geringen Mengen an mehreren Stellen auf, das Vorkommen Dietmannsdorf ist jedoch gut aufgeschlossen und zeigt den Vorkommestyp am besten.

Der ausgedehnte, teilweise Orthopyroxen führende Serpentinittkörper NW Dietmannsdorf gehört dem großen Granulitmassiv von Göpfritz an (FUCHS et al., 1984). In einem Steinbruch, dessen Material für den Wegebau abgebaut wird, stehen im NW-Teil zwei gering mächtige leukokrate Gänge an, die Vermiculit und Chlorit möglicherweise nach Biotit bzw. Klinoamphibol enthalten. Teilweise sind Vermiculit und Chlorit in Saponit umgewandelt. Die bis zu 1 cm im Durchmesser großen Vermiculite sind tektonisch so zerknittert, daß Röntgendiffraktometeraufnahmen an Kristallplatten nicht durchführbar sind.

Ein ähnliches Vorkommen dieses Typs ist, sogar wesentlich eindrucksvoller, ebenfalls im Serpentinitt von Steinbach (siehe oben) aufgeschlossen, wo bis zu 2 cm große, dunkelbraune biotitähnliche Kristalle im Ganggestein vorkommen. Röntgenographische Untersuchungen an geeigneten Kristallplatten ergeben Verwachsungen nach der Basis von Vermiculit und Hydrobiotit mit Resten von Biotit.

Typ 1d: RASTBACH, SULZMOHLE, GLEISEN (ÖK 1:50.000, Bl.7, 20 und 53)

RASTBACH W Gföhl:

Im nordöstlichsten der drei bereits genannten Steinbrüche im Meislingbachtal ist der Serpentinitt von netzförmigen Gangscharen durchzogen, deren Mächtigkeiten von 20 cm bis 2 cm schwanken. Zwischen den Gängchen ist der Serpentinitt in ein Gewirr von Reaktionszonen aufgelöst, die Vermiculit, Chlorit und deutliche Anthophyllitsäume erkennen lassen. Von dieser Umwandlung sind große Teile des aufgeschlossenen Serpentinittes erfaßt, sodaß hier größere Mengen Vermiculit und Anthophyllit (neben Plagioklas, Chlorit und Serpentinitt) vorliegen. Bezüglich einer Gewinnung siehe bei POLEGEG et al. (1982).

Ergänzend sei noch erwähnt, daß hier der anstehende Amphibolit ebenfalls in ein Mineralgemenge von Vermiculit, Klinoamphibol und Plagioklasresten umgewandelt ist; auch hier sind beträchtliche Mengen an Vermiculit vorhanden.

SULZMOHLE bei Ludweis NE Blumau/Wild:

Der Serpentinitt nahe der Sulzmühle gehört dem Granulitmassiv von Göpfritz an (Geol. Karte im Druck, freundl. Mitt. v. Dr. O. Thiele, Wien).

Die Abb.3 zeigt einen Ausschnitt des Ortsbildes der Steinbruchwand. Der Serpentinitt ist von Gangscharen durchzogen, die Reaktionszonen sind jedoch nicht sehr ausgeprägt. Dieses Vorkommen wurde weniger wegen der Vermiculitführung, sondern mehr wegen der typischen Ausbildung der Gang- und Kluftscharen hier erwähnt.

IN DER GLEISEN im Yspertal:

In einem von RIEDEL (1930) beschriebenen Pyrop-Serpentinitt am Zusammenfluß der Großen und Kleinen Ysper ist ein Steinbruch für die Straßenschottergewinnung angelegt. Der hier gut aufgeschlossene Pyrop-Serpentinitt ist von zahlreichen dünnen Plagioklasitgängchen durchzogen (siehe Abb.3a), sodaß ein dichtes Netzwerk von schmalen, tektonisch deformierten Gängen und Reaktionszonen entstanden ist. Chlorit und Vermiculit, nur untergeordnet Anthophyllit, bilden ein oftmals innig verwachsenes Mineralgemenge. Stellenweise gehen die Gängchen in Kluftnetze über, sodaß hier ein Übergang zum Haupttyp 2 gegeben ist.

In diesem Steinbruch wurde als späte Kluftbildung auch das Mineral Meixnerit (KORITNIG & SOSSE, 1975) gefunden. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß die jungen Kluftbildungen hauptsächlich aus Chalcedon, Calcit und seltener aus Aragonit bestehen. Die Magnesitbildung gehört einem früheren Stadium an. Opale und jaspisartige Konkretionen werden als Verwitterungsbildungen des Serpentinittes erklärt.

Charakteristika des Typs 1d sind schmale Plagioklasitgämgchen; in der Reaktionszone dominieren Vermiculit und Chlorit, Anthophyllit tritt stark zurück.

Typ 2a: SCHÖNFELD, WALDKIRCHEN, WALDHERS (ÖK 1:50.000, B1.7)

SCHÖNFELD N Waldkirchen a.d. Thaya:

Die Pyrop-Serpentinite des Gilgenberger Waldes treten zusammen mit Granulit in grobflaserigen Plagioklasgneisen auf (GERHART & SUESS, 1925), die dem Gföhler Gneis entsprechen (FUCHS & MATURA, 1976). Von Schönfeld führt ein Forstweg in nordöstlicher Richtung; unmittelbar südlich der Kreuzung mit dem Bahneinschnitt ist der Serpentin gut aufgeschlossen. An der Ostflanke steht eine senkrecht verlaufende, ca. 20 cm breite Kluft an, die mit Vermiculit und Chlorit gefüllt ist. Keinerlei Anzeichen eines Ganggesteines konnten gefunden werden, sodaß hier hydrothermale Lösungen eine Reaktionszone mit dem Serpentin verursacht haben. Anthophyllit fehlt, Klinoamphibole sind selten. Die hier vorkommenden Vermiculite sind im Schnitt grobkörniger (bis 1 cm Durchmesser) als die des Haupttyps 1, zeigen bessere Blähfähigkeit - die Vermiculitkristalle sind kaum ineinander verzahnt - und sind meist Ca-arm (siehe Analyse 3 in Tab.1). Nach Dünnschliffbeobachtungen sind Chlorit und Vermiculit cogenetisch, mitunter ist auch eine Umwandlung Chlorit - Vermiculit - Saponit feststellbar. Die Saponitbildung ist an einer Trübung und Weißfärbung der Mineralplättchen erkennbar.

WALDKIRCHEN a.d. Thaya:

An der Straße nach Gilgenberg liegt noch im Ortsgebiet von Waldkirchen ein flacher Steinbruch. In diesem und an den Böschungen der Straßenkreuzung ist der Serpentin aufgeschlossen. Es finden sich mehrere Klüfte und Spalten darin, die mit dunkelbraunem Vermiculit und untergeordnet Chlorit gefüllt sind. Hier ist nahezu monomineralischer Rohvermiculit gewinnbar - die (geringe) Menge und die Lage innerhalb des Ortsgebietes lassen einen wirtschaftlichen Abbau jedoch kaum zu. Die Abb.6 zeigt die Ergebnisse von Siebanalysen der Vermiculite aus Schönfeld (SF1) und Waldkirchen (WK1). Die Maxima der Kornverteilung (Vermiculit) liegen für die Probe SF1 zwischen 2 und 4 mm, für die Probe WK1 zwischen 1 und 2 mm. Das Maß für die Expansion des Waldkirchener Vermiculites liegt beim 20- bis 40-fachen der ursprünglichen Plättchendicke. Damit läßt sich eine sehr geringe Schüttdichte (unter 1) erzielen. Für eine technische Nutzung ist der Vermiculit dieses Vorkommens (typs) vorzüglich geeignet. Die Abb.7 zeigt Vermiculit aus Waldkirchen im Dünnschliff.

Der Waldkirchener Serpentin, stellenweise Orthopyroxen führend, ist der größte Ultrabasitkörper des Waldviertels (der Böhmisches Masse in Österreich). Er ist von einer mehrere Meter dicken Verwitterungsschicht mit lateritähnlicher Zusammensetzung bedeckt. Aufgrund festgestellter Nickelanomalien wurden durch die Firma MINEREX (Wien) Bohrungen bis ca. 80 m Tiefe niedergebracht. Auch in dieser Tiefe wurde Vermiculit des Typs 2a in Bohrkernen festgestellt. Dieses Ergebnis gewinnt im Hinblick auf die Entstehung besondere Bedeutung.

Aus dieser Verwitterungsschicht stammen auch die Milchopale mit Dendriten, für die häufig Dobersberg als Fundort angegeben wird. Die bis zu 60 kg schweren und 30 cm dicken Opalklumpen liefern mitunter Partien, die für die Schmucksteinerzeugung herangezogen werden können. Selten kommen auch dem Hyalith ähnliche Massen vor; die vorherrschenden Farben sind jedoch grünlichgelb bis weiß.

WALDHERS E Waldkirchen a.d. Thaya:

Längs des Ostufers des Janitzbaches östlich Waldhers sind beiderseits der Straße Serpentinite aufgeschlossen. Die Vermiculitführung ist relativ gering und beschränkt sich auf schmale Kluftausfüllungen und total umgewandelte Serpentinpartien, die schon zum Subtyp 2b zu stellen sind. Durch die Verwitterung sind diese Vorkommen sehr angegriffen und der Vermiculit teilweise ausgeschwemmt; grobblättriger Vermiculit als Kluftfüllung steht beispielsweise im Straßenanriß bei der Brücke an.

In diesem Gebiet bilden die Serpentinite deutliche Hügel, die sich durch ihre Serpentin- und Trockenrasenflora auszeichnen - für botanische Studien empfehlenswert.

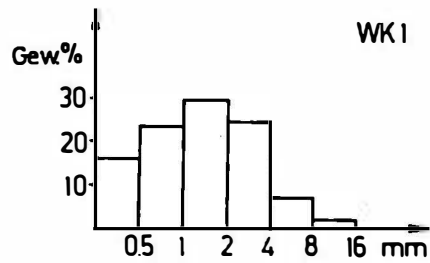
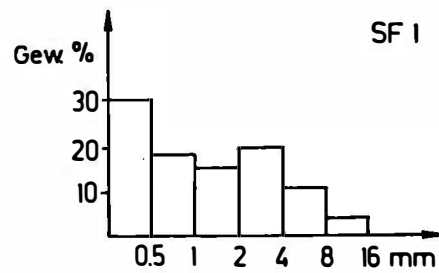


Abb.6: Korngrößenverteilung in zwei Rohvermiculitproben, Vorkommenstyp 2a; SF = Schönfeld, WK = Waldkirchen; Die Probe SF1 enthält ca. 60 Vol.% Vermiculit, der Rest ist feinkörniger Serpentin; die Probe WK1 enthält ca. 95 Vol.% Vermiculit, der Rest ist Chlorit und Saponit. Für jede Siebanalyse (Trockensiebung) wurden 3x500 g Probe verwendet.

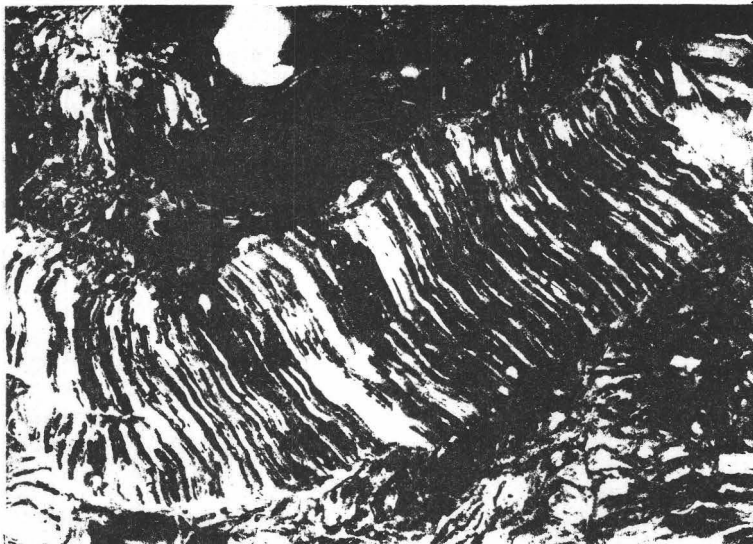


Abb.7: Vermiculit aus Waldkirchen, NÜ (Typ 2a) im Dünnschliff. Die lange Bildkante entspricht 1 mm.

Typ 2b: WALDHERS, UNTERFELL (ØK 1:50.000, Bl.7 und 53)

WALDHERS E Waldkirchen a.d.Thaya:

Wie bereits oben erwähnt, sind Serpentinite stellenweise komplett in ein Gemenge von Vermiculit und Chlorit umgewandelt, die Korngröße schwankt um 1 mm. Es sind weder Gänge noch Klüfte erkennbar; durch die Verwitterung ist meist eine - je nach Bodenfeuchtigkeit - formlose Masse entstanden, die Farben von dunkelgrün über hellgrün - hellbraun - dunkelbraun und weißlich (Saponit) zeigt. Dies trifft besonders auch auf das nächste Vorkommen zu.

UNTERFELL N In der Gleisen/Yspertal:

An der Straße vom Yspertal über Fünfling nach St. Oswald befindet sich knapp vor Erreichen der Hochfläche ein Steinbruch im Serpentin; an der Südseite ist auch der begleitende Granulit aufgeschlossen. Diese Gesteine wurden ausführlich von RIEDEL (1930) beschrieben. Nach SCHARBERT & FUCHS (1981) gehören diese Gesteine zur Gföhler Einheit, deren Streichrichtung in diesem Gebiet N-S gerichtet ist. Zu dieser Serie gehören auch Paragneise und Amphibolite. Im gegenständlichen Steinbruch S Unterfell ist die Grenze Granulit - Serpentin gut aufgeschlossen. Diese Grenze ist wie in allen bekannten Fällen scharf, da sie tektonisch bedingt ist. Gerade hier ist der Serpentin neben dem Granulit durch hydrothermale Lösungen, die an tektonischen Grenzen leichte Wegsamkeit vorfanden, nahezu komplett in ein Mineralgemenge Chlorit + Vermiculit umgewandelt. Im zersetzten Serpentin sind mitunter Reste dünner Plagioklasitgängchen noch sichtbar. Als Lesesteine sind Bruchstücke eines Turmalin führenden Pegmatites im Steinbruchbereich zu finden; das Anstehende konnte nicht ausgemacht werden. Vermiculitvorkommen dieser Art wären einfach gewinnbar, die Feinkörnigkeit und die innige Mischung mit Chlorit wirkt jedoch qualitätsmindernd (siehe bei POLEGEG et al., 1982).

Typ 3: RIEGERS, WURSCHENAIGEN (ØK 1:50.000, Bl.7 und 20)

RIEGERS SE Dobersberg:

SE der Ortschaft, neben dem Fahrweg zum Schlepplift befindet sich auf halber Höhe ein sehr flach angelegter Steinbruch in Serpentin, der von biotitführenden, dunklen Ganggesteinen durchschlagen ist. Das Gelände ist von Gesteinsschutt bedeckt, sodaß trotz der kahlen Fläche keine guten Aufschlußverhältnisse herrschen. Der eigentliche Vermiculit ausbiß konnte nicht gefunden werden; im Gerinne zwischen Weg und Steinbruch befinden sich Anschwemmungen von Vermiculit und Chlorit, die eine Einstufung in diesen Vorkommensstyp rechtfertigen. Diese etwa 30 cm dicken Sedimente bedecken nur wenige Quadratmeter, sodaß hier keine wirtschaftlichen Anreicherungen von Vermiculit erwartet werden können.

WURSCHENAIGEN WSW Gföhl:

Neben dem eingangs besprochenen Vorkommensstyp 1a hinter dem Haus Nr.11 befinden sich auf einer geschätzten Fläche von ungefähr 12.500 m² Vermiculit führende Sedimente, die im Anstehenden des Aushubes eine deutliche Schichtung aufweisen (siehe Abb.4). Die mehrere Zentimeter dicken, feinkörnigen Lagen enthalten Amphibole, Chlorit, Vermiculit und Hydrobiotit, die dünnen, grobkörnigen Lagen Feldspatgrus und Quarz. Die Herleitung dieses eluvialen Sedimentes ergibt sich zwanglos aus den unmittelbar daneben und darunter befindlichen primären Vorkommen des Typs 1a. Die Schichtdicke dieses Sedimentes schwankt von 20 cm bis etwa 2 m. Volumenschätzungen der Vermiculit führenden Gesteine (primär und eluvial) ergeben ca. 75.000 m³ mit knapp 10 % Vermiculitanteil.

Dieses Vorkommen sowie die von Rastbach und Unterfell wurden als Rohstoffsicherungsgebiete im Endbericht des Projektes NA 27/81 "Vermiculit Niederösterreich" empfohlen (POLEGEG et al., 1982).

Ergänzend sei darauf hingewiesen, daß in den Serpentiniten des Dunkelsteiner Waldes - mit Ausnahme von geringen Mengen im Serpentin von Meidling i.T. - kein Vermiculit nachgewiesen werden konnte.

Die Entstehung der Vermiculit führenden Reaktionszonen

Durch die Intrusion eines Pegmatites in einen Ultrabasit sind extreme chemische Gegensätze gegeben. Die Tabelle 3 gibt die chemische Zusammensetzung des Plagioklasites und des Serpentinites von Pingendorf. Das saure Ganggestein trägt mit den Elementen Silizium, Aluminium, Natrium, Kalium und Calcium zur Reaktionsbildung bei, der Serpentin mit Magnesium und Eisen.

Tab.3: Chemische Zusammensetzung des Plagioklasites und des Serpentinites von Pingendorf, NÖ; Mittelwerte je zweier naßchemischer Analysen, Analytiker: V. Hammer, E. Libowitzky; (in Gew.%)

	Plagioklasit	Serpentin
SiO ₂	65,3	38,3
TiO ₂	0,92	0,05
Al ₂ O ₃	18,2	2,09
Cr ₂ O ₃	≅0,05	0,30
Fe ₂ O ₃	1,67	8,24
NiO	≅0,01	0,10
MnO	≅0,05	0,09
MgO	3,06	36,0
CaO	1,33	0,20
Na ₂ O	5,68	0,25
K ₂ O	1,68	0,20
P ₂ O ₅	0,04	0,04
H ₂ O (800° C)	1,6	12,5
H ₂ O (110° C)	0,8	0,73
	<hr/>	<hr/>
	100,28	99,09

Plagioklasit: Oligoklas, Kalifeldspat, Quarz, Chlorit, Titanit
Serpentin: Olivin, Antigorit, Orthopyroxen, Spinell, Magnetit
Gesamteisen als Fe₂O₃, Ni aus EMS-Analysen

Die Mineralreaktionen erfolgen in mehreren Stadien (siehe dazu Tab.1 in FECHNER & GÖTZINGER, 1985), wobei auch mehrere Reaktionsbereiche unterschieden werden:

- 1) Pegmatit - Desilifizierungszone - Plumazit (mit Korund)
- 2) Pegmatit - innere Reaktionszone (Andalusit, Cordierit)
- 3) Äußere Reaktionszone (Anthophyllit, Klinoamphibol, Vermiculit)
- 4) Umwandlungszone im Serpentin (Vermiculit, Chlorit, Talk)

Die Reaktionsbereiche sind in der Regel visuell unterscheidbar und daher relativ klar abgrenzbar. Dies gilt jedoch nicht bezüglich der Reaktionsstadien, die in einem kontinuierlichen Ablauf vom pegmatitischen Stadium über das Plumazitstadium, zwei hydrothermale Stadien bis zum beginnenden Verwitterungsstadium (Hydrobiotitbildung) erfolgen.

Die Bildungsbedingungen bei der Desilifizierung (Plumazitstadium) können aufgrund des Auftretens von Sillimanit neben Andalusit abgeschätzt werden: 650° -

600° C bei 2-3 kbar (nach ROBIE & HEMINGWAY, 1984). Die Bildung von Cordierit in der inneren Reaktionszone kann nach SEIFERT & SCHREYER (1970) mit 550° - 500° C bei 2-3 kbar angegeben werden. Für hydrothermale Stadien kennzeichnend ist das Auftreten von Prehnit bei etwa 400° C (2-3 kbar, Reaktion relativ druckunabhängig; LIU, 1971). Die hydrothermale Bildung von Vermiculit erfolgt nach VELDE (1978) im Temperaturbereich von ca. 370° C (3 kbar) bis ca. 240° C (1 kbar) und auch darunter. Alle Mineralreaktionen verlaufen unter der Anwesenheit von Wasser. Innerhalb der Pegmatite und Plagioklasite kann demnach eine frühe hydrothermale Phase (Cordierit, Klinoamphibole, Rutil und später Titanit) von einer späten hydrothermalen Phase (Chlorit nach Klinoamphibolen, Vermiculit, Saponit) unterschieden werden; in den Klüften der pegmatitischen Gesteine bildeten sich in einem größeren Temperaturintervall Prehnit und Fluorit (besonders in Pingendorf).

Die Mineralbildungen in der äußeren Reaktionszone setzen mit Mg-reichem Anthophyllit ein. Eine mögliche Mineralreaktion ist $9 \text{ Talk} + 4 \text{ Forsterit} = 5 \text{ Anthophyllit} + 4 \text{ Wasser}$. Als Bildungsbedingungen werden 650° C (bei 2 kbar) in einem eisenfreien System angegeben (CHERNOSKY et al., 1985). Die in den Reaktionszonen vorkommenden Anthophyllite enthalten jedoch Eisen (siehe Tab.4), sodaß die entsprechenden Bildungstemperaturen $\leq 600^\circ \text{ C}$ betragen. Mehr minder gleichzeitig und daher bei ähnlichen Bedingungen bildeten sich zuerst vorwiegend Magnesiohornblenden und mit fallender Temperatur auch Aktinolith (Tab.4), die einem frühen Hydrothermalstadium zugeschrieben werden. Im darauf folgenden späteren Hydrothermalstadium wurden die Klinoamphibole in Ca-reiche Vermiculite umgewandelt oder teilweise in Chlorite; diese wiederum in Ca-arme Vermiculite und zuletzt in Saponit. Dieser Bildungsablauf ist im Vorkommenstyp 2 ähnlich, nur setzt die-

Tab.4: Chemische Zusammensetzungen von Anthophylliten und Klinoamphibolen; je 1 charakteristische EMS-Analyse; Angaben in Gew.%

	Anthophyllite		Klinoamphibole	
	1	2	3	4
SiO ₂	57,3	55,5	54,7	50,1
TiO ₂	≤0,01	0,06	0,03	0,08
Al ₂ O ₃	0,58	1,03	1,77	7,23
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,17	0,02
FeO	8,68	14,6	4,95	6,40
MgO	29,0	25,6	22,0	19,7
MnO	0,20	0,46	0,14	0,12
CaO	0,38	0,71	10,5	11,2
Na ₂ O	0,06	0,23	0,63	1,31
K ₂ O	≤0,01	≤0,01	0,05	0,04
	<u>96,24</u>	<u>98,21</u>	<u>94,94</u>	<u>96,20</u>

Gesamteisen als FeO

- 1: aus Rastbach (Rb13), Verm. Typ 1b, Mg:Fe=6,0:1,0
- 2: aus der Gleisen (Gl5), Verm. Typ 1d, Mg:Fe=5,3:1,7
- 3: aus Wurschenaigen (Wu3), Verm. Typ 1a, Aktinolith
- 4: aus Pingendorf (Pi13), Verm. Typ 1b, Magnesiohornblende

ser erst bei tieferen Temperaturen ein; möglicherweise $\leq 340^{\circ}\text{C}$ bei einem PH_2O von 2 kbar. Eine sichere Angabe ist wegen der Armut an Mineralspecies (nur Chlorit und Vermiculit) nicht möglich. Beide Minerale werden jedenfalls primär durch hydrothermale Lösungen gebildet; es gibt keine Hinweise auf eine Bildung des Vermiculites bei der Verwitterung.

Im Gegenteil wurde, wie bereits erwähnt, Vermiculit des Typs 2a in ca. 80 m Tiefe durch eine Kernbohrung der Fa. MINEREX im Gebiet Waldkirchen aufgeschlossen. Allerdings ist es denkbar, daß eine nahezu vollständige Aufoxidierung des Eisens erst durch Verwitterungswässer erfolgt ist. Unter dem Einfluß der Verwitterung zerfallen die Minerale, auch der Vermiculit, als Neubildung wurden Hydrobiotitplättchen (aus Biotiten der Pegmatite?) festgestellt. Zur Bildung von Hydrobiotit siehe GÖTZINGER (1986).

Bezüglich der Altersstellung der Reaktionszonenbildung können derzeit nur relative Angaben gemacht werden: Die überwiegende Mehrheit der Ultrabasite in der Böhmisches Masse (Moldanubikum) begleiten Granulite, Gföhler Gneise und Amphibolite der Gföhler Einheit und liegen heute größtenteils serpentinisiert vor - daher die Bezeichnung Serpentinite. Nach dem Mineralinhalt können jedoch mehrere Gruppen unterschieden werden: Peridotite, Granatperidotite (mit den häufigen Kelyphit-Coronastrukturen), Pyroxenperidotite (häufig Orthopyroxen); einige enthalten auch verschiedene Spinelle. Eine umfassende Bearbeitung dieser Gesteine ist durch Herrn Prof. Dr. H.G. Scharbert und Mitarbeiter im Gange.

Die heutige Lage der Ultrabasite ist durch tektonische Vorgänge spät kaledonisch oder früh herzynisch bedingt (SCHARBERT et al., 1985): In Zahlen ausgedrückt also mindestens etwa 340 Mio. Jahre. Die Intrusion der Pegmatite in die Ultrabasite erfolgte sehr wahrscheinlich während der variszischen (herzynischen) Gebirgsbildung. Pegmatite sind ja häufig von Granitintrusionen ableitbar oder sind im speziellen Fall als Anatexite oder Mobilisate von Gneisen während der Metamorphose erklärbar (Doz. Dr. G. Guchs, Wien, pers. Mitt.). Aufgrund der Vermiculitstabilität ist seine Bildung vor der variszischen Gebirgsbildung praktisch auszuschließen.

Dank

Für die Förderung des Projektes danke ich der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoff-Forschung, Herrn Prof. Dr. W.E. Petrascheck (dem damaligen Obmann dieser Kommission) für viele Diskussionen und Herrn Prof. Dr. J. Zemann für die Vertretung des Projektes in der ÖAW. Für die technische Hilfe an der Elektronenstrahlmikrosonde (FFWF Proj.Nr. 1939) danke ich meinen Kollegen F. Koller und H. Weinke herzlich.

Literatur

- BASSETT, W.A. (1963): The geology of vermiculite occurrences. *Clays and Clay Min.*, 10, Proc. 10th Nat. Conf. Texas 1961, A. SWINEFORD, Ed., 61-69.
- BECKE, F. (1882): Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 4, 189-264, 285-408.
- BOETTCHER, A.L. (1966): Vermiculite, hydrobiotite and biotite in the Rainy Creek igneous complex near Libby, Montana. *Clay Miner.* 6, 283-296.
- ČERNÝ, P. (1972): Phlogopite, hydrophlogopite, and vermiculite from Heřmanov, Czechoslovakia. *N. Jb. Miner. Mh.* 1972, 203-209.
- ČERNÝ, P. & POVONDRA, P. (1965): Chlorite and saponite replacing feldspars in West-Moravian desilicated pegmatites. *Act. Univ. Carol. Geol. Suppl.* 2, 31-40.
- CHERNOSKY, J.V., Jr., DAY, H.W. & CARUSO, L.J. (1985): Equilibria in the system MgO-SiO₂-H₂O: experimental determination of the stability of Mg-anthophyllite. *Amer. Min.* 70, 223-236.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1962): *Rock-forming Minerals*, vol. 3, 270 S.
- FECHNER, K. & GÖTZINGER, M.A. (1985): Zur Mineralogie eines Korund führenden Pegmatites und seiner Reaktionszonen zum Serpentin (Kl.-Heinrichschlag W Krems, Niederösterreich). *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 130, 45-56.
- FLEISCHER, M. (1983): *Glossary of Mineral Species 1983*, the Min. Record Inc. Tuscon, 202 S.
- FOSTER, M.D. (1963): Interpretation of the composition of vermiculites and hydrobiotites. *Clays and Clay Miner.* 10, Proc. 10th Nat. Conf. Texas 1961, A. SWINEFORD, Ed., 70-89.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse (mit Karte 1:200.000). *Jahrb. Geol. B.-A. Wien*, 119, 1-43.
- FUCHS, G., KUPKA, E., HÜCK, V. & STEININGER, F. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 20 Gföhl, Geol. B.-A. Wien 1984.
- GERHART, H. & SUESS, F.E. (1925): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Drosendorf, Geol. B.-A. Wien 1925.
- GÖTZINGER, M.A. (1979a): Vorläufige Mitteilungen über ein Vermiculitvorkommen südlich Drosendorf, Niederösterreich. *Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss.* 1979, 86-88.
- GÖTZINGER, M.A. (1979b): Vermiculitvorkommen unterschiedlicher Entstehung im niederösterreichischen Anteil der Böhmisches Masse. *Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss.* 1979, 107-110.
- GÖTZINGER, M.A. (1982): Vermiculit aus dem Serpentin von Steinbach im Burgenland. *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. Wien*, 1, 43-45.
- GÖTZINGER, M.A. (1986): Continuous biotite - hydrobiotite - vermiculite transitions in the original specimen "Hydrobiotit", SCHRAUF (1882), from the serpentinites near Křemže, ČSSR. *N. Jb. Miner. Mh.* 1986, 163-171.
- GÖTZINGER, M.A. (1987): Mineralogy and genesis of vermiculite in serpentinites of the Bohemian Massif in Austria. *Mineralogy and Petrology (formerly TPM)* 36, 93-110.

- HAMILTON, G. (1953): Vermiculit. Montan Zeitung 1953, 63-66.
- HINTZE, C. (1897): Handbuch der Mineralogie II/1, 547 ff, Leipzig.
- KORITNIG, S. & SOSSE, P. (1975): Meixnerit, $Mg_6 Al_2 (OH)_{18} \cdot 4H_2O$, ein neues Magnesium-Aluminium-Hydroxid-Mineral. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 22, 79-87.
- KRESTEN, P. & BERGGREN, G. (1978): The thermal decomposition of vermiculite. Thermochim. Acta 23, 171-182.
- LIU, J.G. (1971): Synthesis and stability of prehnite, $Ca_2 Al_2 Si_3 O_{10} (OH)_2$. Amer. Min. 56, 507-531.
- MATHIESON, A. McL. (1958): Mg-Vermiculite: a refinement and re-examination of the crystal structure of the 14.36 Å phase. Amer. min. 43, 216-227.
- MATURA, A. (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 37 Mautern, Geol. B.-A. Wien 1983.
- MOHR, H. (1949): Vermiculit - ein neues Industriemineral. Bergbau-, Bohrtechn.- u. Erdöl-Zeitung 65, 14-16.
- N.N. (1977): Vermiculite. Industrial Min. 4/1977, 17-31.
- ÖNORM G1046 (1985): Begriffe der Lagerstättenkunde der Steine, Erden und Industriemineralien. 19 Teile, Österr. Normungsinst. 1021 Wien, Heinestraße 38.
- POLEGEG, S., PUNZENGRUBER, K., PETRASCHECK, W.E., GÜTZINGER, M., MAYR, M. & WIDDER, R. (1982): Vermiculit Niederösterreich. Unveröff. Endbericht Proj. NA 27/81, 62 S, Geol. B.-A., A-1030 Wien, Rasumofskyg. 23.
- POLEGEG, S. (1984): Vermiculitvorkommen in Niederösterreich. Arch. f. Lagerst. forschung. Geol. B.-A. 5, 121-124.
- RAMDOHR, P. & STRUNZ, H. (1978): Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie, 16. Aufl., Enke Stuttgart, 876 S.
- RIEDEL, J. (1930): Der geologische Bau des Gebietes zwischen dem Ostrong und der Granitgrenze im niederösterreichischen Waldviertel. Min. Petr. Mitt. 40, 235-293.
- ROBIE, R.A. & HEMINGWAY, B.S. (1984): Entropies of kyanite, andalusite, and sillimanite: additional constraints on the pressure and temperature of the $Al_2 SiO_5$ triple point. Amer. Min. 69, 298-306.
- SAYIN, M. & v. REICHENBACH, H. (1979): X-ray and infrared investigations of a synthetic dioctahedral vermiculite saturated with alkali and alkaline earth cations. Clay Miner. 14, 211-228.
- SCHARBERT, H.G. & FUCHS, G. mit Beitr. v. J. ZEMANN und M. GÜTZINGER (1981): Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. Fortschr. Miner. 59, Bh.2, 129-152.
- SCHARBERT, H.G., CARSWELL, D.A. & POULTIDIS, H. (1985): Exc. guide Bohemian Massif: Austrian part (Niederösterreich), 35 S; 2nd Internat. Eclogite Conference Wien 1985.
- SCHRAUF, A. (1882): Beiträge zur Kenntnis des Associationskreises der Magnesia-silikate. Paragenetische Studien im Serpentinegebiet des südlichen Böhmerwaldes. Z. Krist. 6, 321-387.
- SEIFERT, F. & SCHREYER, W. (1970): Lower temperature stability limit of Mg cordierite in the range 1-7 Kb water pressure: A redetermination. Contr. Mineral. Petrol. 27, 225-238.

- SHIROZU, H. & BAILEY, S.W. (1966): Crystal structure of a two-layer Mg-vermiculite. *Amer. Min.* 51, 1124-1143.
- STRUNZ, H. (1977): *Mineralogische Tabellen*, 6. Aufl. Akad. Verlagsges. Geest & Portig K.-G. Leipzig, 621 S.
- TSCHERMAK, G. (1872): Die Glimmerkugeln von Hermannschlag in Mähren. *Min. Mitt.* 1872, 264-265.
- TSCHERMAK, G. (1878): Die Glimmergruppe. I. Teil. *Z. Krist.* II, 14-50.
- TROGER, W.E. (1971): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, 4. neu bearb. Aufl. v. H.U. BAMBAUER, F. TABORSKY & H.D. TROCHIM. Schweizerbart Stuttgart, 188 S.
- VELDE, B. (1978): High temperature or metamorphic vermiculites. *Contr. Mineral. Petrol.* 66, 319-323.
- WEBB, Th. H. (1824): Vermiculite. *Amer. Journ. Sci.* 7, 55.
- WEISS, E.J. & ROWLAND, R.A. (1956): Effect of heat on vermiculite and mixed layered vermiculite-chlorite. *Amer. Min.* 41, 899-914.
- WEISS, Z. (1980): A contribution to the crystallo-chemistry of vermiculites (tschechisch, mit engl. Abstract). *Silikaty* 24, 47-57.
- WEISS, Z. & ĎUROVIČ, S. (1980): OD interpretation of Mg-vermiculite. Symbolism and X-ray identification of its polytypes. *Acta Cryst. A* 36, 633-640.
- WEISS, Z., MARTINEC, P. & ŠKODA, V. (1977): Changes in hydration and crystal structure of Mg-vermiculite. 7th Conf. Clay Min. Petr. in Karlovy Vary 1976, Geol. Univ. Carol. Prag. 67-76.
- WILSON, A.D. (1955): A new method for the determination of ferrous iron in rocks and minerals. *Bull. Geol. Surv., London, GB.* 9, 56-58.

HYDROTHERMALSYNTHESE UND KRISTALLSTRUKTUR VON STÖCHIOMETRISCHEM
TELLURANTIMON, Sb_2Te_3 , UND TELLUROBISMUTIT, Bi_2Te_3

von

H. Effenberger und F. Pertlik +)

(eingelangt am 7. Jänner 1987)

Zusammenfassung

Untersuchungen der Kristallstrukturen von hydrothermal synthetisiertem Tellurantimon (Sb_2Te_3 ; $a = 4,274(4)$, $c = 30,47(3)$ Å) und Tellurobismutit (Bi_2Te_3 ; $a = 4,383(4)$, $c = 30,47(3)$ Å) zeigten, daß diese beiden Verbindungen sowohl eine stöchiometrische Zusammensetzung als auch eine geordnete Atomanordnung aufweisen (Raumgruppe $R\bar{3}m$, $Z = 3$). Der Strukturtyp läßt sich von der kubischen Dichtestpackung ableiten, die Stapelfolge in Richtung [001] ist $Te(2)$ - Sb/Bi - $Te(1)_2$ - Sb/Bi - $Te(2)$.

Summary

Investigations on the crystal structures of hydrothermally synthesized tellur-antimony (Sb_2Te_3 ; $a = 4.274(4)$, $c = 30.47(3)$ Å) and tellurobismuthite (Bi_2Te_3 ; $a = 4.383(4)$, $c = 30.47(3)$ Å) indicate that both these compounds have a stoichiometric composition and an ordered atomic arrangement (space group $R\bar{3}m$, $Z = 3$). The structure type can be derived from the cubic close packing with the stacking sequence parallel to [001] $Te(2)$ - Sb/Bi - $Te(1)_2$ - Sb/Bi - $Te(2)$.

Einleitung

Als äußerst seltenes Mineral wurde Tellurantimon, Sb_2Te_3 , von THORPE und HARRIS (1973) sowie NAKATA et al. (1985) beschrieben. Tellurobismutit, Bi_2Te_3 , ist hingegen von zahlreichen Tellur führenden Erzlagerstätten bekannt (FRÖNDEL, 1940 a, b; DANA, 1946). Beide Minerale gehören zu jener speziellen Klasse von A_2B_3 -Verbindungen ($A = Sb, Bi$ und $B = S, Se, Te$), die als hexagonale Schichtstrukturen mit jeweils nur einer Atomart pro Schicht beschreibbar sind. Aus dieser Atomanordnung resultiert ein stark anisotropes Verhalten in bezug auf verschiedene physikalische Eigenschaften (vgl. TERAMOTO und TAKAYANAGI, 1961; CHASSÉ und BERG, 1985).

Im Zusammenhang mit Untersuchungen zur Kristallchemie natürlich vorkommender Telluride (PERTLIK, 1984, a, b, c) wurden die Kristallstrukturen dieser beiden Minerale an synthetischen Kristallen neu bestimmt. Die bisherigen Strukturrechnungen für Sb_2Te_3 (ANDERSON und KRAUSE, 1974) und Bi_2Te_3 (NAKAJIMA, 1963) waren lediglich unter Berücksichtigung von (00.1)-Reflexen erfolgt. Auf die strukturellen Verwandtschaften von Tellurantimon und Tellurobismutit mit Tetradymit, Bi_2Te_2S , haben unter anderem RAMSDELL (1930), HARKER (1934), LANGE (1939), SEMILETOV (1956) und PAULING (1975) hingewiesen.

Zu erwähnen ist, daß aus Schmelzen gezogenes " Bi_2Te_3 " nicht stöchiometrisch ist, sondern ein deutliches Tellurdefizit zeigt, und zu den p-Halbleitern zählt.

+) Anschrift der Verfasser:

Univ.-Doz. Dr. Herta Effenberger und

Univ.-Doz. Dr. Franz Pertlik

Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien

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

TERAMOTO und TAKAYANAGI (1961) weisen darauf hin, daß der maximale Schmelzpunkt im System Bi-Te nicht bei einer stöchiometrischen Zusammensetzung Bi_2Te_3 liegt, sondern in Richtung zu einer an Wismut reicheren Phase verschoben ist (ohne Angabe von Zahlenwerten). DRABBLE und GOODMAN (1958) nehmen an, daß nur eine der beiden kristallographisch verschiedenen Te-Positionen von diesem Tellurdefizit betroffen ist, und zwar aufgrund der höheren freien Energie die Position Te(2). Im Gegensatz zu dem für synthetisches Bi_2Te_3 beschriebenen Tellurdefizit tritt im Mineral Tellurantimon (THORPE und HARRIS, 1973) ein Antimonunterschub entsprechend der Formel $\text{Sb}_{1,91}\text{Te}_3$ auf.

Experimentelles

Die beiden Verbindungen Sb_2Te_3 und Bi_2Te_3 wurden durch folgendes Syntheseverfahren in Kristallen von wenigen zehntel Millimetern erhalten: Je 2 g eines Gemenges, bestehend aus elementarem Sb+Te bzw. Bi+Te (Molverhältnis 2:3) wurden in einen mit Teflon ausgekleideten Autoklaven von ~6 ml Fassungsvermögen gebracht und weiters dessen Reaktionsraum mit einer konzentrierten wässrigen NaOH-Lösung auf 80 Vol.% aufgefüllt. Nach dem Erhitzen auf 500(5) K über 4 Tage konnten neben Kristallen von elementarem Te solche von Sb_2Te_3 bzw. Bi_2Te_3 erhalten werden. Die beiden Verbindungen kristallisieren trigonal skalenoedrisch, die Kristalle sind flach tafelig und nur von den kristallographischen Formen $\langle 00.1 \rangle$ und $\langle 10.0 \rangle$ begrenzt. Ihre chemische Zusammensetzung wurde mit Elektronenstrahl-Mikrosondenuntersuchungen überprüft. Sämtliche untersuchten Kristalle (je 5 Stück) waren innerhalb der Genauigkeit der Meßmethode homogen und stöchiometrisch entsprechend den Formeln Sb_2Te_3 bzw. Bi_2Te_3 .

Tab.1: Zusammenstellung von Kristalldaten, Daten betreffend die Sammlung der Röntgenbeugungsintensitäten und das Ergebnis der Strukturverfeinerungen

	Sb_2Te_3	Bi_2Te_3
a [Å]	4,274(4)	4,383(4)
c [Å]	30,47(3)	30,47(3)
ρ_{calc} [g cm ⁻³]	6,47	7,84
$\mu(\text{MoK})$ [cm ⁻¹]	202	617
Variable	10	10
R	0,045	0,047
$R_w, w = [\sigma(F_o)]^{-2}$	0,041	0,037
gemessene Reflexe	2543	1743
symmetrieunabhängige Reflexe	216	230
Reflexe mit $F_o > 3\sigma(F_o)$	212	159
Kristallgröße [mm ³]	0,13x0,20x0,03	0,07x0,07x0,02
Meßschritte pro Reflex (+ α_1 - α_2 Dispersion)	70	60

STOE Vierkreisdiffraktometer, Programmsystem STRUCSY (Stoe & Cie, Darmstadt, BRD), Rechner ECLIPSE S140 (Data General); MoK α -Strahlung, Graphit-Monochromator; 2 θ/ω -scan, Schrittweite 0,03°; Meßzeit 0,5 bis 1,5 s pro Schritt; 0,0 < 2 θ ≤ 60°; Raumgruppe R $\bar{3}m$ -D $_{3d}$; Z = 3

Die Zelldaten sowie Details betreffend Messungen der Röntgenbeugungsintensitäten und Strukturverfeinerungen sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Die Gitterparameter wurden aus jeweils 40 2θ -Werten mit $2\theta < 40^\circ$ ermittelt. Die von ANDERSON und KRAUSE (1974) angegebenen Atomparameter wurden als Ausgangswerte für die Strukturverfeinerung mit komplexen Streukurven für neutrale Atome verwendet (INTERNATIONAL TABLES FOR X-RAY CRYSTALLOGRAPHY, 1974). Eine Absorptionskorrektur erfolgte entsprechend der Kristallgestalt, eine Extinktionskorrektur nach ZACHARIASEN (1967). Die Strukturparameter sind in Tabelle 2 angeführt, Tabelle 3 enthält die wichtigsten interatomaren Abstände.

Tab.2: Atomparameter und anisotrope Temperaturparameter (Standardabweichungen in Klammern). Raumgruppe $R\bar{3}m$

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

		Sb_2Te_3	Bi_2Te_3
6 Me auf 6(c)	z/c	0,39856(4)	0,4005(1)
	U_{11}	0,0175(4)	0,0232(8)
	U_{33}	0,0293(6)	0,035(2)
6 Te(1) auf 6(c)	z/c	0,21229(4)	0,2096(1)
	U_{11}	0,0150(3)	0,025(1)
	U_{33}	0,0220(6)	0,025(2)
3 Te(2) auf 3(a)	U_{11}	0,0126(4)	0,019(1)
	U_{33}	0,0213(8)	0,019(2)

Tab.3: Interatomare Abstände bis $4,2 \text{ \AA}$ (in \AA ; Standardabweichungen in Klammern)

Sb_2Te_3	Bi_2Te_3
Sb-Te(1) = 2,997(1) 3x	Bi-Te(1) = 3,063(2) 3x
Sb-Te(2) = 3,169(1) 3x	Bi-Te(2) = 3,255(2) 3x
Te(1)-Sb = 2,997(1) 3x	Te(1)-Bi = 3,063(2) 3x
Te(1)-Te(1) = 3,718(2) 3x	Te(1)-Te(1) = 3,643(5) 3x
Te(2)-Sb = 3,169(1) 6x	Te(2)-Bi = 3,255(2) 6x

Diskussion

In Obereinstimmung mit der chemischen Analyse ergaben auch die Röntgenstrukturuntersuchungen, insbesondere die Besetzungsfaktoren der einzelnen Atome, keinen Anhaltspunkt für ein Abweichen von der stöchiometrischen Zusammensetzung der beiden Verbindungen Sb_2Te_3 und Bi_2Te_3 . Die Bildung der beiden stöchiometrischen Verbindungen scheint bei dem gewählten Syntheseverfahren durch die niedrige Synthesetemperatur bzw. durch das extrem basische Transportmedium im Reaktionsgefäß bedingt zu sein. Die hier beschriebenen Phasen sind somit als Modellsubstanzen für die beiden Minerale Tellurantimon und Tellurobismutit zu betrachten.

Zur Kristallchemie von Tellurantimon und Tellurobismutit: Der Strukturtyp der beiden Verbindungen ist ausgezeichnet durch Schichten parallel (00.1), die jeweils nur aus einer Atomart und der Schichtfolge $\text{Te}(2)\text{-Sb/Bi-Te}(1)_2\text{-Sb/Bi-Te}(2)$ bestehen. Daraus resultiert einerseits das anisotrope Verhalten der beiden Minerale, andererseits auch ihre gute Spaltbarkeit parallel zu (00.1). Jedes Atom ist [6]-koordiniert, wobei jeweils drei Nachbarn in der Schicht darüber bzw. darunter liegen. Die Abstände des Atoms $\text{Te}(2)$ zu seinen Liganden sind symmetriebedingt gleich groß und die $\text{Te}(2)\text{-Bi}$ -Bindungen sind um 2,71 % länger als die $\text{Te}(2)\text{-Sb}$ -Bindungen. Das Atom $\text{Te}(1)$ ist von drei Sb/Bi -Atomen und drei $\text{Te}(1)$ -Atomen koordiniert [$\text{Te}(1)\text{-Bi}$ ist um 2,20 % länger als $\text{Te}(1)\text{-Sb}$]. Die drei $\text{Te}(1)\text{-Te}(1)$ -Abstände sind in beiden Verbindungen $>3,60 \text{ \AA}$ und sicher nur als schwache, kovalente Bindungen zu bezeichnen.

Die Sb/Bi -Atome weisen jeweils drei kürzere $\text{Te}(1)$ - und drei längere $\text{Te}(2)$ -Bindungen auf. Wie erwartet, sind die Sb-Te -Bindungen im Vergleich zu den Bi-Te -Bindungen jeweils um etwa $0,08 \text{ \AA}$ kürzer, sämtliche Sb-Sb - bzw. Bi-Bi -Kontakte sind länger als $4,0 \text{ \AA}$. Es sei erwähnt, daß in den synthetischen Phasen BiTe , Bi_4Te_3 und SbTe (YAMANA et al., 1979) Sb-Sb - bzw. Bi-Bi -Abstände auftreten, die jenen im metallischen Sb bzw. Bi vergleichbar sind.

Dank

Die Autoren danken posthum Herrn F. Kluger für zahlreiche Diskussionen und technische Hilfen bei der chemischen Analyse. Diese Arbeit wurde durch die "Hochschuljubiläumsstiftung der Stadt Wien" finanziell unterstützt.

Literatur

- ANDERSON, T.L. & KRAUSE, H.B. (1974): Refinement of the Sb_2Te_3 and $\text{Sb}_2\text{Te}_2\text{Se}$ structures and their relationship to nonstoichiometric $\text{Sb}_2\text{Te}_{3-y}\text{Se}_y$ compounds. - Acta Cryst. B30, 1307-1310.
- CHASSÉ, T. & BERG, U. (1985): X-ray photoelectron valence band spectra from semiconductors Bi_2Te_3 and Sb_2Te_3 . - Cryst. Res. Technol. 20, 1475-1479.
- DANA, J.D. & DANA, E.S. (1946): The System of Mineralogy. Vol.I. John Wiley and Sons, Inc. - New York.
- DRABBLE, J.R. & GOODMAN, C.H.L. (1958): Chemical bonding in bismuth telluride. - J. Phys. Chem. Solids 5, 142-144.
- FRONDEL, C. (1940a): Redefinition of tellurobismuthite.- Amer. Mineral. 25, 208.
- FRONDEL, C. (1940b): Redefinition of tellurobismuthite and vandiostite. - Amer. J. Sci. 238, 880-888.
- HARKER, D. (1934): The crystal structure of the mineral tetradymite, $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$. - Z. Krist. 89, 175-181.

- "INTERNATIONAL TABLES FOR X-RAY CRYSTALLOGRAPHY" (1974): Vol. IV. Revised and supplementary tables. Eds. IBERS, J.A. & HAMILTON, W.C. The Kynoch Press - Birmingham, England.
- LANGE, P.W. (1939): Ein Vergleich zwischen Bi_2Te_3 und $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$. - Naturwissenschaften 27, 133-134.
- NAKAJIMA, S. (1963): The crystal structure of $\text{Bi}_2\text{Te}_{3-x}\text{Se}_x$. - J. Phys. Chem. Solids 24, 479-485.
- NAKATA, M., CHUNG, J., HONMA, H. & SAKURAI, K. (1985): On tellurantimony from the Kobetsuzawa mine, Sapporo, Hokkaido. - Journ. Min. Soc. Japan 17, 79-83.
- PAULING, L. (1975): The formula, structure, and chemical bonding of tetradymite, $\text{Bi}_{14}\text{Te}_{13}\text{S}_8$, and the phase $\text{Bi}_{14}\text{Te}_{15}\text{S}_6$. - Amer. Mineral. 60, 994-997.
- PERTLIK, F. (1984a): Kristallchemie natürlicher Telluride. I: Verfeinerung der Kristallstruktur des Sylvanits, AuAgTe_4 . - Tscherma's Miner. Petrogr. Mitt. 33, 203-212.
- PERTLIK, F. (1984b): Crystal chemistry of natural tellurides. II: Redetermination of the crystal structure of krennerite, $(\text{Au}_{1-x}\text{Ag}_x)\text{Te}_2$ with $x \sim 0.2$. - Tscherma's Miner. Petrogr. Mitt. 33, 253-262.
- PERTLIK, F. (1984c): Kristallchemie natürlicher Telluride. III: Die Kristallstruktur des Minerals Calaverit, AuTe . - Z. Krist. 169, 227-236.
- RAMSDALL, L.S. (1930): The crystal structure of tetradymite. - Amer. Mineral. 15, 119.
- SEMILETOV, S.A. (1956): Electron-diffraction determination of the structure of antimony telluride. - Sov. Phys. Cryst. 1, 317-319.
- TERAMOTO, I. & TAKAYANAGI, S. (1961): Relations between the electronic properties and the chemical bonding of $\text{Sb}_x\text{Bi}_{2-x}\text{Te}_{3-y}\text{Se}_y$ system. - J. Phys. Chem. Solids. 19, 124-129.
- THORPE, R.I. & HARRIS, D.C. (1973): Mattagamite and tellurantimony, two new telluride minerals from Mattagam Lake mine, Matagam area, Quebec. - Canad. Mineral. 12, 55-60.
- YAMANA, K., KIHARA, K. & MATSUMOTO, T. (1979): Bismuth tellurides: BiTe and Bi_4Te_3 . - Acta Cryst. 835, 147-149.
- ZACHARIASEN, W.H. (1967): A general theory of X-ray diffraction in crystals. - Acta Cryst. 23, 558-564.

SPODUMEN VOM KLEMENTKOGEL, HEBALPE (STEIERMARK)

von

B. Moser +), W. Postl +) und F. Walter ++)

(eingelangt am 6. Mai 1987)

An Pegmatite des Altkristallins gebundene Spodumenvorkommen sind aus Österreich mittlerweile eine ganze Reihe bekannt. Ein von MEIXNER (1966) bereits beschriebenes Vorkommen im Bereich der Weinebene, auf Kärntner Seite der Koralpe, wird sogar seit kurzem durch einen Explorationsstollen erschlossen.

Allen österreichischen Spodumenpegmatitvorkommen ist gemeinsam, daß sie Gneisen oder Glimmerschiefern eingelagert sind und auch im Mineralbestand (Kalifeldspat, Albit, Quarz, Muskovit, \pm Turmalin, Granat, Beryll, Apatit und seltenere Mineralphasen) große Ähnlichkeit aufweisen.

Aus der Steiermark sind derartige Spodumenvorkommen aus dem Kristallin von St. Radegund durch ANGEL (1933) bzw. KOLLER et al. (1983), aus dem Steinbruch Gupper bei Deutschlandsberg, Koralpe, von HÜLLER (1959), POSTL und GOLOB (1979) sowie HERITSCH (1984), von Pusterwald in den Wölzer Tauern von HÜLLER (1964) und ein weiteres Vorkommen in den Wölzer Tauern durch POSTL (1982) bearbeitet worden. Zuletzt konnte Spodumen auch in der Gleinalpe, KOLLER et al. (1983), sowie im Angerkristallin, ESTERLUS (1983), nachgewiesen werden.

Der neue Spodumenfundpunkt befindet sich im nördlichen Anteil der Koralpe, zwischen Heb- und Packalpe. Am Osthang, ungefähr 100 Höhenmeter unterhalb der höchsten Erhebung des Klementkogels (1431 m SH.) konnte im Sommer 1986 von Mineraliensammlern aus Voitsberg ein Beryll führender Pegmatit gefunden werden. Am Fuße eines kleinen Felsabsturzes ist dieser Pegmatit auf etwa 150 m in der Falllinie in einem kleinen Blockfeld erschlossen, jedoch nirgends anstehend. In nahezu allen Blöcken finden sich hellblau, seltener schmutzigweiß gefärbte, bis mehrere cm lange Berylle mit z.T. guter kristallographischer Begrenzung. Neben dem hexagonalen Prisma $\{10\bar{1}0\}$ konnten in einigen wenigen Fällen auch das Basispinakoid $\{0001\}$ und die hexagonale Dipyramide $\{11\bar{2}1\}$ beobachtet werden.

Obwohl im weiteren Bereich der Pack seit längerem Beryll bekannt ist und KREBERNIK (1959) auch das Gebiet um den Klementkogel miteinbezieht, konnte erst mit diesem für die Steiermark bislang bemerkenswertesten Beryllfund letztere Fundortangabe von KREBERNIK bestätigt werden.

Die Mineralführung dieses Pegmatites ist zur Zeit Gegenstand einer eingehenden mineralogischen Untersuchung. Erste Ergebnisse werden von NIEDERMAYR et al. (1987, im Druck) wiedergegeben. So wird über das Auftreten von cm-großen Cassiteritkristallen, blaugrünem körnigen Apatit und schließlich von Spodumen berichtet. Granat, Turmalin und Muskovit sind ebenfalls beteiligt. Kalifeldspat, Albit und Quarz bilden die Hauptbestandteile.

Im folgenden soll das Hauptaugenmerk auf den Spodumen gerichtet werden. Dieser konnte trotz intensiver Nachsuche nur in einem einzigen Beryll führenden Block

Anschrift der Verfasser:

+) Dr. Bernd Moser und Dr. Walter Postl
Landesmuseum Joanneum, Abteilung für Mineralogie
Raubergasse 10, 8010 Graz

++) Dr. Franz Walter
Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie
Universitätsplatz 2, 8010 Graz

nachgewiesen werden. Feldspatäugen nicht unähnlich, bildet er bis 10 cm Ø messende Kristallfragmente mit auffälliger plattiger Absonderung parallel (110). Die bis 1 cm dicken Spaltplättchen sind durchsichtig und zeigen blaßgelblich-grüne, in einem Fall randlich blaßrosa (Kunzit?) Färbung. Manche "Augen" zeigen aufgrund tektonischer Beanspruchung linsenförmige Umrisse und sind intern stark zerbrochen. Stellenweise ist zu beobachten, daß der Spodumen von einem Saum aus Albit und Sericit umhüllt wird. An durchsichtigen, einschlußfreien Spodumenspaltstücken wurden schließlich Röntgendiffraktometeraufnahmen ($\text{CuK}\alpha_1$) angefertigt. Daraus wurden folgende Gitterkonstanten nach der Methode der kleinsten Quadrate berechnet (26 Reflexe):

$$\begin{aligned} a &= 9.457(3) \text{ \AA} \\ b &= 8.391(1) \text{ \AA} \\ c &= 5.213(2) \text{ \AA} \\ \beta &= 110.15(3)^\circ \\ V &= 388.4(2) \text{ \AA}^3 \end{aligned}$$

Ebenso wurden naßchemische Analysen und halbquantitative Elektronenstrahlmikrosondenanalysen durchgeführt. Die Ergebnisse beider Analysemethoden decken sich weitgehend. In Tabelle 1 sind die chemische Zusammensetzung und die kristallchemische Formel enthalten.

Tab.1: Chemische Zusammensetzung und kristallchemische Formel des Spodumens vom Klementkogel, Hebalpe.

	Gew.%		Basis 4 Kationen	Basis 6 Anionen
SiO_2	64.30	Si	2.008	2.002
TiO_2	-	Ti	-	-
Al_2O_3	26.50	Al	0.975	0.972
Fe_2O_3	0.50	Fe^{3+}	0.013	0.012
MnO	0.16	Mn	0.004	0.004
MgO	0.72	Mg	0.033	0.033
CaO	0.04	Ca	-	-
Na_2O	0.22	Na	0.013	0.013
K_2O	0.01	K	-	-
Li_2O	7.60	Li	0.954	0.952
P_2O_5	-	P	-	-
H_2O^+	0.14			
Summe	100.19		4.000	3.988

Wie der Tabelle 1 zu entnehmen ist, ist der Li_2O -Gehalt mit 7.60 Gew.% bemerkenswert hoch. Vergleichsweise haben der Spodumen von St. Radegund, ANGEL (1933), mit 5.83 Gew.% Li_2O und der aus dem Steinbruch Gupper bei Deutschlandsberg, BREGANT (1982) bzw. HERITSCH (1984), mit 6.72 Gew.% Li_2O deutlich geringere Lithiumgehalte.

Die Dichte wurde mit Hilfe der Berman-Waage (Toluol, 22° C) mit $3.18 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ bestimmt. Die aus der kristallchemischen Formel berechnete Dichte ergab $3.20 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

Die vorliegende chemische Analyse zeigt wiederum, daß die kristallchemische Zusammensetzung des Spodumens kaum von der Idealformel $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ abweicht. Bemerkenswert ist auch, daß der Spodumen vom Klementkogel, im Gegensatz zu Spodumenen anderer bislang bekannter Vorkommen im ostalpinen Altkristallin, überwiegend in durchsichtigen Kristallen auftritt.

Die Bildungsbedingungen für Spodumenpegmatite der Koralpe hat kürzlich HERITSCH (1984) am Beispiel des Spodumens vom Steinbruch Gupper bei Deutschlandsberg diskutiert.

Danksagung

Die naßchemische Analyse wurde am Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Universität Graz (Vorstand Univ.Prof.Dr.E.M. WALITZI) durchgeführt, wofür wir Herrn W. BEKE bestens danken. Ebenso gilt unser Dank Herrn Dipl.Ing.Dr.P. GOLOB vom Zentrum für Elektronenmikroskopie Graz (Direktor HR Dr.H. HÖRN) für die vergleichenden Mikrosondenanalysen. B.M. und W.P. sind den Herren H. ECK und F. PINTERITSCH für die Bereitstellung von Probenmaterial sowie die bereitwillige Führung im Bereich des Fundpunktes zu besonderem Dank verpflichtet.

Literatur

- ANGEL, F. (1933): Spodumen und Beryll aus den Pegmatiten von St.Radegund bei Graz. - Tschermaks Min.Petr.Mitt., 43, 441-446.
- BREGANT, M. (1982): Mineralogische Untersuchungen an Spodumen vom Steinbruch Gupper Wildbachgraben bei Deutschlandsberg (Weststeiermark). - Unveröff. Hausarbeit Univ.Graz.
- ESTERLUS, M. (1983): Kurzer Überblick über die Pegmatite im Angerkristallin der Oststeiermark. - Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 3, 31-34.
- HERITSCH, H. (1984): Die Bildungsbedingungen des Spodumenpegmatites vom Steinbruch Gupper, Koralpe, bei Deutschlandsberg, Weststeiermark. - Mitt. naturwiss.Ver.Steiermark, 114, 47-56.
- HÖLLER, H. (1959): Ein Spodumen-Beryll-Pegmatit und ein mineralreicher Marmor im Wildbachgraben bei Deutschlandsberg. - Mitt.-Bl.Abt. Miner.Landesmuseum Joanneum Graz, 1, 19.
- HÖLLER, H. (1964): Ein Graphitpegmatit vom Hirnkogel bei Pusterwald (Steiermark). - Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 94, 86-88.
- KOLLER, F., GÖTZINGER, M.A., NEUMAYER, R. und G. NIEDERMAYR (1983): Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Pegmatite des St.Radegunder Kristallins und der Gleinalpe. - Arch.f.Lagerstättenforsch. Geol.B.-A., 3, 47-65.
- KREBERNIK, R. (1959): Ober Beryll-Vorkommen im Bezirk Voitsberg. - Mitt.-Bl. Abt.Mineralogisches Landesmuseum Joanneum Graz, 2, 30-31.
- MEIXNER, H. (1966): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen. XXI. - Carinthia II, 156./76. Jg., 97-108.
- NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., MOSER, B. und W. POSTL (1987): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXV. - Carinthia II, 177./97. Jg. (im Druck)
- POSTL, W. (1982): Mineralogische Notizen aus der Steiermark. - Eisenblüte, Jg.3 NF, 7-9.
- POSTL, W. und P. GOLOB (1979): Ilmenorutil (Nb-Rutil), Columbit und Zinnstein aus einem Spodumenpegmatit im Wildbachgraben, Koralpe (Steiermark). - Mitt.-Bl. Abt.Mineralogisches Landesmuseum Joanneum Graz, 47, 27-35.

TÄTIGKEITSBERICHT ÜBER DAS VEREINSJAHR 1986

1. Im Vereinsjahr 1986 fanden folgende Vorträge statt:

- 20.1. Prof. Dr. J. Zemann (Wien)
"Wasserstoff in Geochemie und Mineralogie"
- 14.4. Univ.Do. Dr. K. Paděra (Prag)
"Moldanubische Eklogite als Zeugen des oberen Erdmantels"
- 21.4. Dr. E. Jagoutz (Mainz)
"Das Alter der Lithosphäre"
- 12.5. Dr. R. Seemann (Wien)
"Mineralien in österreichischen Höhlen und deren Erforschung"
- 9.6. Prof. DDr. G.C. Amstutz (Heidelberg)
"Die genetische Bedeutung von Pseudomorphosen bei der Entstehung von Erzen und Gesteinen"
- 16.6. Dir. Dr. G. Mathé (Dresden)
"Zur Petrologie des sächsischen Granulitgebirges"
- 6.10. Prof. Dr. R.S. Clarke (Washington)
"Meteoritic metal's contribution to understanding the planetary system"
- 13.10. Dr. J. Kourimský (Prag)
"Mineralvorkommen Böhmens und Mährens"
- 20.10. Prof. Dr. F. Liebau (Kiel)
"Genese und Synthese von Porosilikaten (Zeolithe, Zeosile und Clathrasile)"
- 3.11. Prof. Dr. W. Tufar (Marburg)
"Rezente komplexe massive Sulfiderze" ("Schwarze Raucher" - "Black Smokers") und Metallogenese im Pazifik (Ostpazifischer Rücken, Galapagos-Rift)"
- 17.11. Dr. M. Götzinger (Wien)
"Die Entstehung der Vermiculitvorkommen in der Böhmischen Masse"
- 15.12. Prof. Dr. H.G. Scharbert (Wien)
"Xenolithe aus der tiefen Kruste und aus dem oberen Erdmantel aus der transdanubischen vulkanischen Region"

Veranstaltungsort: Graz

- 7.10. Prof. Dr. R.S. Clarke (Washington)
"Meteoritic metal's contribution to understanding the planetary system"
- 21.10. Prof. Dr. F. Liebau (Kiel)
"Genese und Synthese von Porosilikaten (Zeolithe, Zeosile und Clathrasile)"

Die durchschnittliche Besucherzahl am Veranstaltungsort Wien lag bei 26, die der beiden Sammlerabende mit Ausstellung und Kurzreferaten (Doz. Dr. A. Beran und K. Fechner) bei 35.

Weiters war die Gesellschaft zu sechs Vorträgen eingeladen.

Zusätzlich war die ÖMG am 22. November 1986 zu einer Vortragsveranstaltung zu Ehren von Herrn Prof. DDr. Dipl.Ing. H. Wieseneder eingeladen.

2. Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in drei Vorstandssitzungen.

3. Das umfangreiche Heft 131 mit geändertem Format und neuem Umschlag wurde im Berichtsjahr ausgesandt, das nächste ist in Vorbereitung.

4. Mitgliederbewegungen

Mitgliederstand 1.1.1986 - 305

Neue Mitglieder	- 16	Prof. Dr. G. Amthauer (Salzburg) M. Bergmair (Bad Goisern) P. Brandmaier (Salzburg) R. Braunstingl (Salzburg) H. Breitfuß (St. Veit) Buchhandlung in der Hofburg (Wien) H. Egger (Elsbethen) G. Feitzinger (Salzburg) K. Forcher (Salzburg) M. Grill (Oberndorf) HR Prok. Dipl.Ing. G. Hattinger (Bad Ischl) Dr. B. Moser (Graz) Ch. Spötl (Hall) Ch. Veltman (Schwaz) M. Wildner (Wien) J. Wickenhauser (Breitenfurt)
verstorben	- 5	Dipl.Ing. J. Drozda (Wien) HR Dr. W. Freh (Salzburg) Prof. Dr. R. Janoschek (Wien) F. Kluger (Wien) E. Vesely (Wien)
ausgetreten	- 6	
wegen Nichtbegleichung der Mitgliedsbeiträge gestrichen	- 5	R. Bulant (Wien) H. Blazek (Wien) A. Haas (Wien) E. Hubmann (Wien) J. Stacher (Wien)

Mitgliederstand 31.12.1986 - 305

Wien, 19.1.1987

Doz. Dr. F. Koller
(Schriftführer)

BERICHT OBER GRONDUNG DER KOMMISSION FOR ANGEWANDTE
MINERALOGIE (CAM) DER INTERN. MINERALOGISCHEN ASSOZIATION (IMA)

In der Zeit vom 13. - 18. Juli 1986 fand die Tagung der IMA an der Stanford Universität in Californien (USA) statt. Die Bedeutung der angewandten Mineralogie als Teilgebiet der allgemeinen Mineralogie stand von vornherein nicht in Frage. Bei der vorletzten und letzten Tagung der IMA in Novosibirsk (UdSSR) als auch in Varna (Bulgarien) fanden bereits Fühlungsnahmen mit den jeweiligen Präsidenten und Fachkollegen statt. Als Koordinator der diversen Vorschläge bot sich Prof. Dr. A.J. Naldrett (Canada) an. Nach Vorarbeit in der Österr. Mineralogischen Gesellschaft wurde durch den Berichterstatter gemeinsam mit an der Materie interessierten Fachkollegen ein Vorschlag erarbeitet. Der Vorstand der ÖMG schlug P. Wieden als nationalen Repräsentanten vor.

In Stanford wurden drei Arbeitssitzungen unter Leitung von A.J. Naldrett mit 15 nationalen Vertretern abgehalten und ein vorläufiges Programm erarbeitet. Als Gliederung wurden folgende vier Gruppen vorgeschlagen.

Methoden	Materialien	Prozesse	Umweltmineralogie
Analyt.Methoden Röntgenanalyse Mikrosonde Phasenanalyse Mikrostruktur Unters. der Oberfläche	Natürl. und synthet. Mineralien Keramik Glas Cermets spez.hochfeuerfeste Zeolithe Baustoffe und ähnl.	Aufbereitung Veredelung Kohle als Ener- gieträger Quarz für Mikro- elektronik	Luftverunreinigung Müllprobleme Mülldeponien Lagerung von gif- tigen und aktiven Stoffen
<u>Leiter:</u> W.Petruk Camnet Canada	R. Delman Univ. of Louvain Belgien	R. Hagni Univ.of Missouri USA	S. Skinner Yale Univ. USA
<u>Berichterstatter:</u>			
L.Cabri Camnet Canada	F. Mumpton Brockport Univ. USA	F. Cesbron Univ.of Orleans Frankreich	H.U. Bambauer Univ. Münster Deutschland, FRG

Als Vorsitzender der Commission for Applied Mineralogy (CAM) wurde einstimmig Prof. A.J. Naldrett (Canada) Univ. Toronto und als Vorsitzender Prof. Revnitser (UdSSR) gewählt. Bei der Hauptversammlung der IMA am 18. Juli 1986 wurde die CAM als selbständige Kommission konstituiert.

Beim "Congress for Applied Mineralogy (CAM)" in der Zeit vom 6.-10. Juli 1987 in Orleans (Frankreich) soll in einem Workshop mit den Leitern, Berichterstat- tern und Mitgliedern der CAM ein weiterführendes Programm ausgearbeitet werden, das als Arbeitsunterlage für die nächste Zeit die Zielvorstellung klar erfassen und Richtlinien für die zukünftigen Tätigkeiten vorlegen muß.

Falls die Mitglieder der ÖMG an weiteren Informationen interessiert sind, mögen sich diese an das Sekretariat der Gesellschaft oder an den Berichterstatter (Prof. Dr. Paul Wieden, A-1190 Wien, Krottenbachstraße 307, Tel.(0222) 44 36 09) wenden.

P. Wieden

BERICHT ÜBER DIE GEMEINSCHAFTSTAGUNG DER SCHWEIZERISCHEN
GESELLSCHAFT FÜR KRISTALLOGRAPHIE UND DER ÖSTERREICHISCHEN
MINERALOGISCHEN GESELLSCHAFT IN SALZBURG

Vom 16. - 18. März 1987 fand in Salzburg eine Gemeinschaftstagung der Schweizerischen Gesellschaft für Kristallographie (SGK) und der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft (ÖMG) statt. Tagungsort war die Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Salzburg. Das Tagungsthema - Optische Kristallographie - wurde durch eingeladene Vorträge (Th. Armbruster, Bern, W. Mikenda, Wien, D. Brinkmann, Zürich), aktuelle Kurzvorträge, Demonstrationsvorführungen, eine Filmvorführung und zwei Diskussionsrunden (Optische Kristallographie, Spektroskopie von Einkristallen) eingehend erörtert. Daneben fand eine Postersession mit Arbeiten auf dem Gebiet der Kristallographie statt.

Unter den insgesamt etwa 70 Teilnehmern konnten neben den Schweizer Kollegen, Gäste aus Deutschland und Frankreich begrüßt werden.

Im schönen Rahmen der neuen Salzburger Universität kam es zu vielen interessanten, sachlich geführten Diskussionen und zu einem lebhaften wissenschaftlichen Gedankenaustausch. Das Tagungsprogramm wurde durch eine Exkursion ins Keltenmuseum Hallein, durch eine Besichtigung der Stadt Salzburg und durch gemütliche gemeinsame Abende abgerundet.

Nicht zuletzt durch das Bemühen des lokalen Organisationskomitees kann die Tagung als voller Erfolg gewertet werden.

A. Beran