

**Geochemische Variabilität von Biotit- und Chloritschiefern
aus Ultrabasiten der Habachformation (Tauernfenster)**

von

F. KOLLER, G. GRUNDMANN, H. H. WEINKE und F. KLUGER

mit

7 Abbildungen und 9 Tabellen

Anschrift der Verfasser:

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

Dr. G. Grundmann, Institut für Angew. Geophysik, Petrologie und Lagerstätten-
forschung, Fachgebiet Petrologie EB 311, TU Berlin, Straße des 17. Juni 135,
D-1000 Berlin 12.

Dr. H. H. Weinke, F. Kluger, Institut für Analytische Chemie, Universität Wien, Wäh-
ringer Straße 38, A-1090 Wien.

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	S. 75–98	Wien, Nov. 1983
---------------------------------------	----	----------	-----------------

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	76
1. Problemstellung	76
2. Geologie	77
3. Gesteinsbeschreibung	79
4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen	81
5. Schlußbemerkungen	90
6. Literatur	90

Zusammenfassung

Untersucht wurden Biotit- und Chloritschiefer aus drei unterschiedlichen metasomatischen Zonierungen zwischen Ultrabasiten und ihren Randgesteinen in der Habachformation (Tauernfenster). Die bearbeiteten Gesteine umfassen eine Zonierung zwischen einem Rodingitgang und dem angrenzenden Serpentin sowie die Phenakit führenden Phlogopit-Chlorit-Schiefer aus einem Talkschiefer und die Smaragd führenden Biotitschiefer. Im Profil Rodingit-Serpentin lassen sich die Spurenelementverteilungen nur durch lokale mineralspezifische Anreicherungen verbunden mit einer teilweisen Zufuhr von Alkalien erklären. Die Phenakit führenden Phlogopit-Chlorit-Schiefer besitzen sehr homogene Spurenelementgehalte, die sich nicht ohne unterschiedliche Anreicherungen auf ihren ursprünglichen Mineralbestand zurückführen lassen; dies wird durch akzessorische Mineralphasen kontrolliert. Die Smaragd führenden Biotitschiefer am Rande des Talkkörpers zeigen sehr variable Spurenelementgehalte und lassen auf einen stufenweisen Abbau der Elementgradienten in Verbindung mit den auftretenden Mineralphasen schließen.

Summary

Biotite and chlorite schists of three different metasomatic zones between ultrabasic sites and their marginal rocks in the Habach formation (Tauernfenster) were investigated. The examined rocks include a zone between a rodingite vein and the neighbouring serpentinite as well as the phenakite-bearing phlogopite-chlorite schists from a talc schist and the emerald-bearing biotite schists. Over the profile from rodingite to serpentinite the trace element distribution is explained only by local mineral-specific enrichments combined with a partially feeding of alkalis. The phenakite-bearing phlogopite-chlorite schists hold highly homogeneous trace element contents, which are not traceable back to their original mineral content without varying enrichments, controlled by accessory mineral phases. The emerald-bearing biotite schists at the border of the talc body present variable trace element contents and point to a gradually reduction of the element gradients in connection with the present mineral phases.

1. Problemstellung

In der Habachformation (HÖCK et al., 1982), vormalig als Habachserie (FRASL, 1958) des penninischen Tauernfensters bezeichnet, findet man im Inneren und am Rand von Ultrabasiten eine Vielzahl von Biotit- und Chloritschiefern, die sich vor allem durch ihre Nebengemengteile und Akzessorien unterscheiden, Biotit- und Chloritschiefer sowie deren begleitende Mineralabfolgen sind in niedriggradigen regional-metamorphen Gebieten oft Hauptbestandteile metasomatischer Zonierungen zwischen ultrabasischen Körpern und deren Nebengesteinen (PHILLIPS & HESS, 1936; CURTIS & BROWN, 1971; BRADY, 1977). Insbesondere die Vorkommen im Be-

reich der Smaragd führenden Gesteinsserien im Habachtal (Land Salzburg) bieten sich für genetische Betrachtungen sowie Untersuchungen von Stoffverschiebungen als geeignete Beispiele an, da hier auf engem Raum mehrere geochemisch charakterisierbare Biotit- und Chloritschieferarten auftreten. Im Zusammenhang mit deren Bildung und Variabilität soll das Problem der Erkennung und Festlegung ursprünglicher Gesteinsgrenzen und der damit verbundenen Konsequenzen für eine Stoffbilanz am Beispiel dreier ausgewählter Gesteinsgruppen, soweit möglich, diskutiert und aufgezeigt werden. Es wurden untersucht:

- Gruppe 1: Biotit- und Chloritschiefer zwischen einem Rodingitgang und dem Antigorit-Serpentinit des unteren Leckbachgrabens.
- Gruppe 2: Phlogopit-Chlorit-Schiefer (Phenakit führend) innerhalb von Talkschieferkörpern (unterhalb der Leckbachscharte)
- Gruppe 3: Biotitschiefer aus den Beryll bzw. Smaragd führenden Gesteinsserien des oberen Leckbachgrabens.

Die Gesteinsserien im Raum des Leckbachgrabens zeigen lokal angereicherte Be- und W-Mineralisation in Form von Beryll bzw. Smaragd, Phenakit, Chrysoberyll und Scheelit (NIEDERMAYR & KONTRUS, 1973; HÖLL, 1975).

2. Geologie

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den tektonischen Grenzbereich zwischen den Augen- und Flasergneisen der Habachzunge und den Amphiboliten der Habachserie im Leckbachgraben, Habachtal. Die ENE-WSW-streichenden penninischen Gesteinsserien von Habachserie und Habachzunge sind der großtektonischen Einheit der Venedigerdecke des Tauernfensters zuzuordnen. Die Internstrukturen der Venedigerdecke bildeten sich im wesentlichen während altpaläozoischer Einengungstektonik aus (FRISCH, 1977). Eine lithologische Gliederung der Habachserie wurde von FRASL (1958), FRASL & FRANK (1966) und HÖLL (1975) vorgenommen.

HÖCK et al. (1982) haben den Inhalt der als altpaläozoisch eingestuften Gesteinsabfolge neu gegliedert und entsprechend HEDBERG (1976) als Habachformation bezeichnet.

Für die Orthogneise der Habachzunge ist zumindest eine, für die Gesteine der Habachformation im Untersuchungsgebiet sind mindestens zwei metamorphe Überprägungen zu postulieren (JÄGER et al., 1969; GRUNDMANN, 1980). KOLLER & RICHTER (1983) geben für die ältere Metamorphose, die nach GRUNDMANN (1979) innerhalb der Andalusitstabilität bleiben muß, Temperaturen um 420°C an. Für die jüngere Tauernkristallisation sind Bildungsbedingungen um 500–550°C bei 4–6 Kb zu erwarten (KOLLER & RICHTER, 1983; GRUNDMANN, 1979 und HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1974). GRUNDMANN & MORTEANI (1982) gliedern die Habachformation im Bereich des Leckbachgrabens in eine Bändergneisserie, eine Serpentinit-Talkschieferserie, eine Granatglimmerschieferserie sowie eine Amphiboliterie. Die Serpentinit-Talkschieferserie wird an ihrer NW-Flanke im wesentlichen von Amphibolgneisen, Biotit-Plagioklas-Gneisen und Amphiboliten der Bändergneisserie begrenzt. Im SE schließen vorwiegend die Gesteine der Granatglimmerschieferserie sowie die Biotit-Plagioklas-Gneise und Amphibolite der Amphiboliterie an.

Die hier untersuchten Gesteine gehören der Serpentinit-Talkschieferserie an. Die Lage des Probengebietes ist in Abb. 1, einer vereinfachten Skizze, eingetragen, die einzelnen Probenpunkte in Abb. 2.

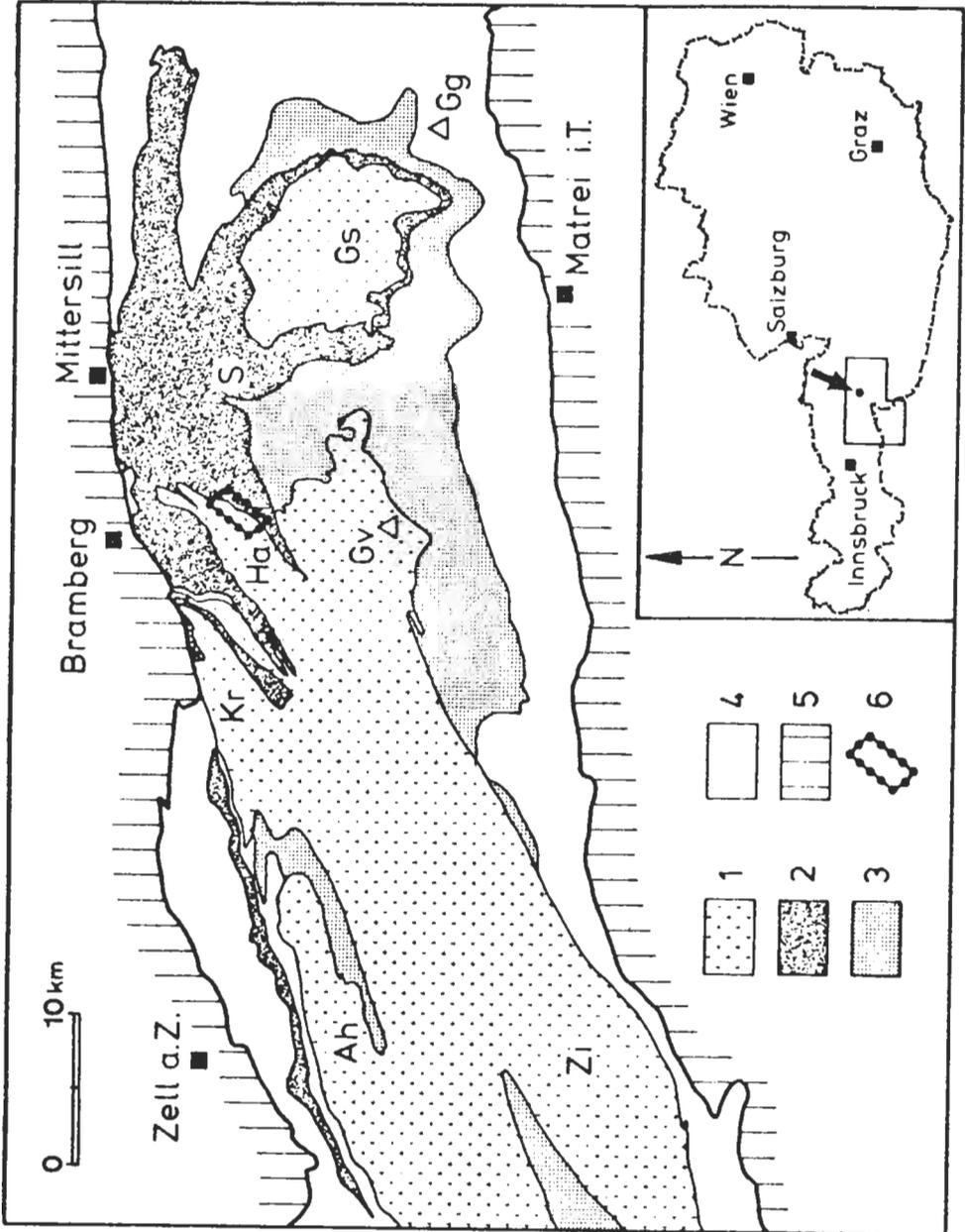


Abb. 1: Vereinfachte geologische Karte des mittleren Tauernfensters (GRUNDMANN und MORTEANI, 1982) mit der Lage des Untersuchungsgebietes.

1 = Zentrale granitische und tonalitische Gesteine; 2 = Habachformation; 3 = Untere Schieferhülle (ungegliedert); 4 = Obere Schieferhülle (ungegliedert); 5 = Austroalpine Serien (ungegliedert); 6 = Untersuchungsgebiet (Umgebung Leckbachscharte, Habachtal); Ah = Ahornkern, Gg = Großglockner, Gs = Granatspitzkern, Gv = Großvenediger; Ha = Habachzunge; Kr = Krimmler Gneiswalze; S = Scheelitlagerstätte Felbertal; Zi = Zillertalerkern.

3. Gesteinsbeschreibung

Gruppe 1: Biotitschiefer und Chloritschiefer zwischen einem Rodingitgang und einem Antigorit-Serpentinit.

In dem Serpentinikörper (Abb. 2) des unteren Leckbachgrabens findet man bis 1 m mächtige Rodingitgänge mit dem Mineralbestand Granat (Andradit/Grossular) + Diopsid + Epidot/Klinozoisit ± Calcit ± Chlorit (KOLLER & RICHTER, 1980, 1983). Sowohl der Granat als auch der Pyroxen treten in zwei Generationen auf. Die ältere umfaßt Andradit reichen Granat und große idiomorphe Diopside, die jüngere Generation besteht aus Grossular reichem Granat und xenomorphen kleineren Pyroxen-Aggregaten (KOLLER & RICHTER, 1980). Als jüngste Bildung sind Kluftfüllungen mit gut ausgebildeten Mineralphasen anzusehen; zusätzlich zu den oben genannten tritt noch vereinzelt Scheelit in hypidiomorphen Kristallen auf.

Die Biotitschiefer zeigen den Mineralbestand Phlogopit + Pargasit ± Leuchtenbergit ± Epidot. Akzessorien sind Magnetit, Pyrit, selten Chalcopyrit, Bornit, Covellin. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 40 cm. Eine Einregelung der Gemengteile ist nicht feststellbar.

Hauptgemengteile der Chloritschiefer sind Leuchtenbergit + Epidot. Lokal finden sich diffuse Imprägnationen von Scheelit mit Korngrößen zwischen 1 und 5 mm. Das Chlorit-Epidot-Korngefüge ist regellos.

Die Serpentinite zeigen ein monomineralisches Antigorit-Gefüge mit der typischen Gitterstruktur.

Die folgende Tab. 1 zeigt die Biotitschiefer und Chloritschiefer als Reaktionsprodukte zwischen den Serpentiniten und den Rodingitgängen in Form eines "blackwall zoning" (BRADY, 1977).

Tabelle 1: Mineralzonierung zwischen Rodingitgängen und angrenzendem Serpentin in der Habachformation nach KOLLER & RICHTER (1983). Die zweite Zonierungsfolge entspricht der hier beschriebenen.

	Rodingit	"Blackwall"	Serpentin
HS 113A/77		113B/77	113C/77
	Gro-And	Chl	Ta
	Di	Ep-Klz	Chl
	Ep-Klz	Di	Cc
	Cc	Cc	
HS 115/77		118/77	117/77
	Gro-And	Chl	Bio
	Di	Ep-Klz	Chl
	Ep-Klz	Scheelit	Pargasit
	Cc	± Di	Ep-Klz
		± Cc	

Gruppe 2: Phlogopit-Chlorit-Schiefer (Phenakit-führend) innerhalb von Talkschieferkörpern.

Diese dunkelgrünen, mittel-grobkörnigen Gesteine bilden bis 1 m mächtige Linsen innerhalb des großen Talkstockes der oberen Leckbachrinne (Abb. 2). Ihr Mineralbestand umfaßt variierende Mengen von grünem Phlogopit und Leuchtenbergit. Zum Talkschiefer hin tritt noch Talk in untergeordneten Mengen hinzu. Zu erwähnen ist

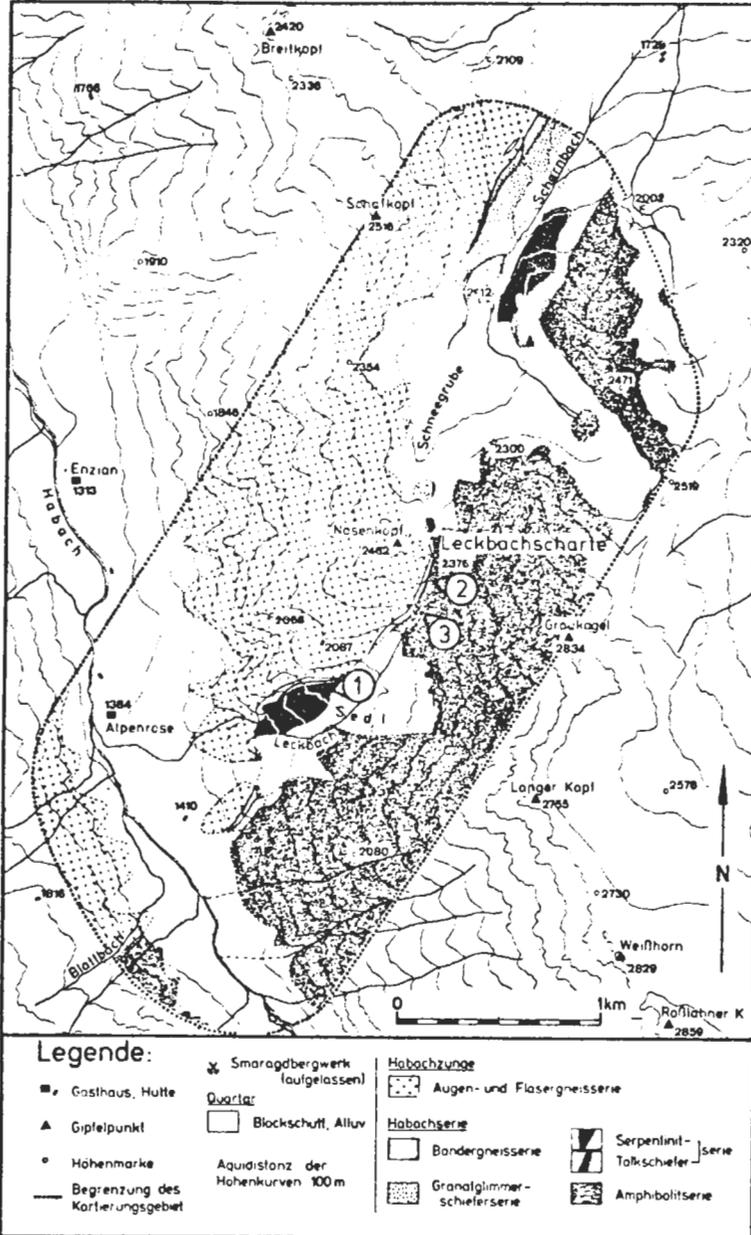


Abb. 2: Geologisch-petrographische Umgebungskarte des Smaragdorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich) nach GRUNDMANN und MORTEANI (1982). Die Probenpunkte der metasomatischen Zonierung sind entsprechend der Textreihenfolge (Gruppe 1–3) mit 1, 2, 3 beschriftet.

das Auftreten von großen Phenakit-Porphyroblasten und folgenden akzessorischen Gemengteilen: Aeschynit, Aeschynit-(Y), Chrysoberyll, Monazit, Scheelit, Zirkon, Kasserit, Apatit, Magnetit, Ilmenit, Ce-Gadolinit, Xenotim, Dolomit.

Im Kernbereich der Phlogopit-Chloritschieferlinsen können fast monomineralische Phlogopitfelsen (95 Vol. % Phlog.) vorkommen, zum Rand hin wird der Phlogopit von Chlorit verdrängt. Im Grenzbereich zum Talkschiefer tritt noch untergeordnet Talk auf. Die Phlogopit- und Chlorit-Aggregate treten teilweise in Form von Rosetten auf, eine Einregelung dieser Gemengteile ist nicht zu erkennen.

Aus dem Geländebefund ist zu vermuten, daß diese Linsen tektonisch eingeschuppte Nebengesteine darstellen. Im Vergleich zu den Diffusionsmodellen von CURTIS & BROWN (1971) und BRADY (1977) ist zu bemerken, daß nur ein kleiner Ausschnitt der Metasomatose-Zonierung – Biotit- und Chloritzone – vorhanden ist, wobei Phlogopit auch nur noch im Kernbereich der Linsen erhalten geblieben ist. Folgende Mineralabfolge wurde anstehend im Gelände gefunden.

Phl	Phl	Chl	Chl	Ta
	Chl	Phl	Ta	

Die Grenze zum Talkschiefer kann sowohl tektonisch ungestört als auch durch Schieferungsdiskordanzen scharf begrenzt sein.

Gruppe 3: Biotitschiefer aus Beryll bzw. Smaragd führenden Gesteinsserien des oberen Leckbachgrabens.

Am südlichen Rand des Talkstockes (Abb. 2) sind dunkelbraune, teilweise auch grünliche bis schwarze Biotitschiefer aufgeschlossen. Diese Gesteinsserie ist durch eine sporadische Beryll- bzw. Smaragdführung ausgezeichnet. Charakteristische Metasomatoseprofile beschreiben GRUNDMANN (1979) und GRUNDMANN (1983).

Aus der Vielfalt dieser Gesteine wurden drei Beryll bzw. Smaragd führende Biotitschiefer mit folgenden Mineralparagenesen ausgewählt (angeführt in Richtung zum Talkschiefer):

Ep-Klz	Bio	Bio
Bio	Ep-Klz	Chl
Plg	± Ab	± Ta

Die im Metasomatoseprofil in Richtung der Talkschiefer auftretenden Aktinolithschiefer wurden nicht berücksichtigt. Der Mineralbestand der Biotitschiefer umfaßt meist braunen Biotit, Epidot (zonar gebaut), und grünen Chlorit. Der Plagioklas weist Oligoklas und Albitkerne auf. Mit abnehmendem Feldspatgehalt in den Biotitschiefern dominiert Albit. Mit Annäherung an die Talkschiefer verschwinden die Plagioklase vollständig, es tritt verstärkt Talk auf. Als Akzessorien werden Apatit, Zirkon, Rutil und Titanit gefunden. Das Korngefüge kann sowohl straff geschiefert als auch weitgehend regellos sein.

4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Methodik

Die Pauschalanalysen der untersuchten Gesteinsproben wurden mit Hilfe der RFA und AAS hergestellt. Für die RFA wurden $Li_2B_4O_7$ -Schmelzpillen, für die AAS HF/HClO₄-Silikataufschlüsse verwendet. Die W-Bestimmung mittels RFA erfolgte an Pulverpreßlingen. Alle übrigen Spurenelemente wurden mittels instrumenteller Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt (KLUGER et al., 1978; KIESL et al., 1980). Sehr geringe SEE-Gehalte mußten radiochemisch aufgearbeitet werden.

Der Chemismus der gesteinsbildenden Mineralphasen wurde mit Hilfe einer Elektronenstrahlmikrosonde des Typs ARL-SEMQ untersucht. Die Anregung des Elektro-

nenstrahls erfolgte bei einer Spannung von 15 kV und einem Strahlstrom von 500 nA sowie einem Probenstrom von 15–20 nA. Gemessen wurde gegen Mineralstandards, neben einer Totzeit- und Driftkorrektur wurden die Meßergebnisse für Absorption und Fluoreszenz nach BENCE & ALBEE (1968) korrigiert.

Gruppe 1: Biotitschiefer und Chloritschiefer zwischen einem Rodingitgang und einem Antigoritserpentinit.

In Tab. 1 sind zwei Zonierungsabfolgen dargestellt. Während die erste Sequenz einen kontinuierlichen Abbau und Ausgleich zweier extremer chemischer Zusammensetzungen – hohe Ca-Al-Gehalte des Rodingits auf der einen Seite und hohe Mg-Gehalte des Serpentinites auf der anderen Seite (Tab. 2) – etwa nach dem Modell von BRADY (1977) erkennen läßt, zeigt die zweite Sequenz Ähnlichkeiten in der chemischen Zusammensetzung des Biotitschiefers (HS 117/77) zu den Biotitschiefern der oberen Leckbachscharte. Daher wird in der Folge diese zweite Mineralzonierung diskutiert. Der Verlauf der Änderung im Chemismus in den beiden Profilen ist im ACF-Diagramm (Abb. 3) dargestellt und verläuft für beide in Tab. 1 angegebenen Zonierungen analog. Aus dem ACF-Diagramm ist abzuleiten, daß Epidot/Klinozoisit und Klinopyroxen im Verlauf eines Reaktionsprofils relativ lange stabile Mineralphasen sind und erst ab sehr geringen Ca-Gehalten verschwinden. Das Auftreten von Biotit mit einer Zusammensetzung nahe beim Phlogopit ($Mg/(Mg+Fe) = 0,79$) sowie von Pargasit ($Mg/(Mg+Fe) = 0,81$) ist im Gegensatz zu der im zweiten Profil in vergleichbarer Position befindlichen Probe HS 113C/77 nur durch den Gehalt an Alkalien in der Probe HS 117/77 erklärbar. Aus der Gesteinsanalyse (Tab. 2) und der Mineralzusammensetzung (Tab. 3) lassen sich Gehalte von 58,1 Gew. % Biotit und 8,6 Gew. % Pargasit errechnen. Der hohe Anteil an Biotit und ein instabiler, nur noch reliktsch erhaltener Epidot, erlaubt dieses Gestein mit den Smaragd führenden Biotitschiefern der oberen Leckbachscharte zu vergleichen.

Vergleicht man die SSE*-Verteilungsmuster der drei analysierten Rodingit-Proben, so erhält man ein einheitliches Bild. Unter der Voraussetzung, daß keine wesentliche Veränderung in der Ausgangsverteilung der SEE während der Rodingitisierung erfolgte, kann man für diese Gesteine eine basaltische Ausgangszusammensetzung annehmen. Dies steht durchaus im Einklang mit der Rodingit-Genese (COLEMAN, 1977). KOLLER & RICHTER (1983) haben gezeigt, daß als Ausgangsmaterial für die Metarodingite der Habachformation nur gabbroide Gesteine anzusehen sind, eine Aussage, die mit den Spurenelementgehalten im Einklang steht. Außerdem zeigen die flachen SEE-Verteilungsmuster der Rodingite keine ausreichende Deckung mit den Metabasen der Habachformation (Abb. 4).

In Abb. 4 ist die Änderung der SEE-Verteilung des Reaktionsprofils Rodingit-Serpentinit dargestellt. Der Chlorit-Epidot-Schiefer (HS 118/77), der als erste Mineralzone auftritt, zeigt gegenüber den Rodingiten eine deutliche Anreicherung der LSEE und eine beginnende Abreicherung der SSEE. Die Form der Verteilungsmuster wird auf den guten Einbau der LSEE im Epidot zurückgeführt. Die zweite Mineralzone, der Biotit-Pargasitschiefer (HS 117/77) zeigt eine starke Abreicherung der SEE. Während die Cr-Gehalte vom Rodingit zu den beiden Reaktionszonen nur geringfügig steigen, erreichen die Werte für Rb, Cs und Ba in dieser Zone sehr hohe Werte. Abgesehen von einer positiven Eu-Anomalie nähert sich das SEE-Verteilungsmuster des Biotit-Pargasitschiefers jenen, die für metamorphe Peridotite typisch sind (COLEMAN, 1977). Die SEE-Gehalte eines zu Vergleichszwecken untersuchten, aus dem

* SEE für Seltene Erdelemente, LSEE für leichte SEE, SSEE für schwere SEE.

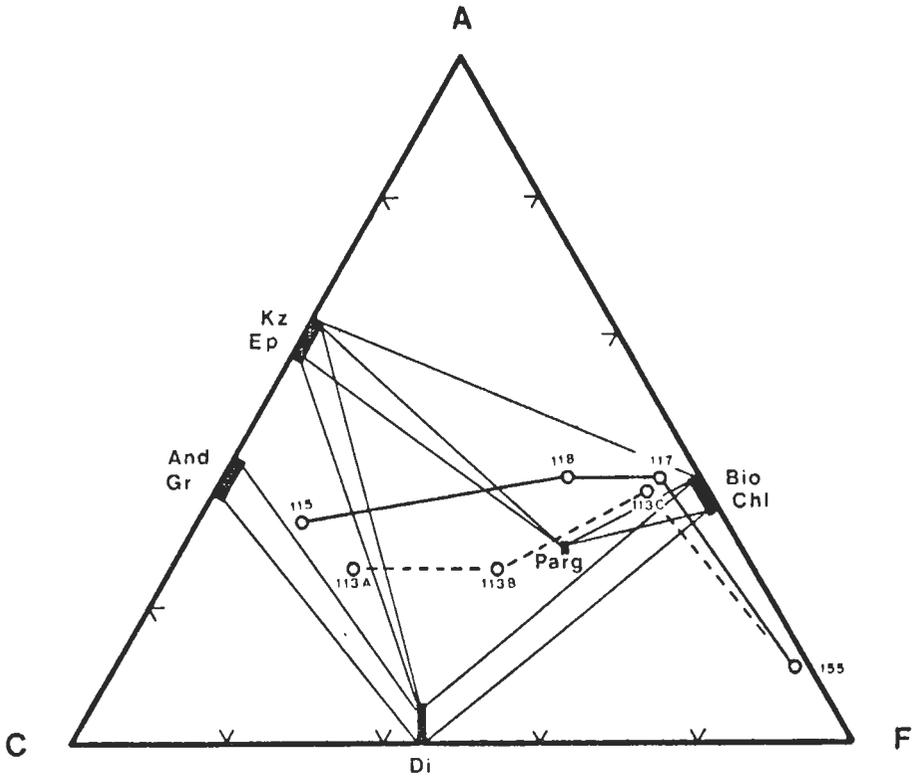


Abb. 3: ACF-Diagramm mit eingetragenen Projektionspunkten der metasomatischen Zonierungsprofile und der auftretenden Mineralphasen, Daten aus Tab. 2 und 3 sowie von KOLLER und RICHTER (1983).

Profil stammenden Serpentinits weichen jedoch deutlich zu höheren Werten ab. Eine Veränderung des Ultramafitits im Verlauf der Metasomatose oder eine Bindung der SEE an akzessorische Mineralphasen wie Calcit und Magnetit kommen als Ursache für dieses ungewöhnliche Verteilungsmuster in Frage.

Die dargestellte Mineralzonierung zwischen einem Metarodingit und einem Serpentinit läßt sich jedoch nur dann widerspruchsflos als Metasomatoseprofil erklären, wenn das Verteilungsmuster des Serpentinits dem metamorpher Ultramafitite entspricht. In diesem Fall ist eine Anreicherung der LSEE in der Chlorit-Epidot-Zone zu beobachten, die auf den Einbau der LSEE in Minerale der Epidotzone zurückzuführen ist. Die starke Abnahme der SEE in der zweiten Zone kann als Zeichen für die Annäherung an die Grenze des Ultramafitits gedeutet werden. Gegen eine derart vereinfachte Ableitung sprechen aber die sehr ungleichmäßig verteilten hohen Gehalte an W in der Chlorit-Zone und die auffallenden Konzentrationen von K, Rb und Cs in der Biotit-

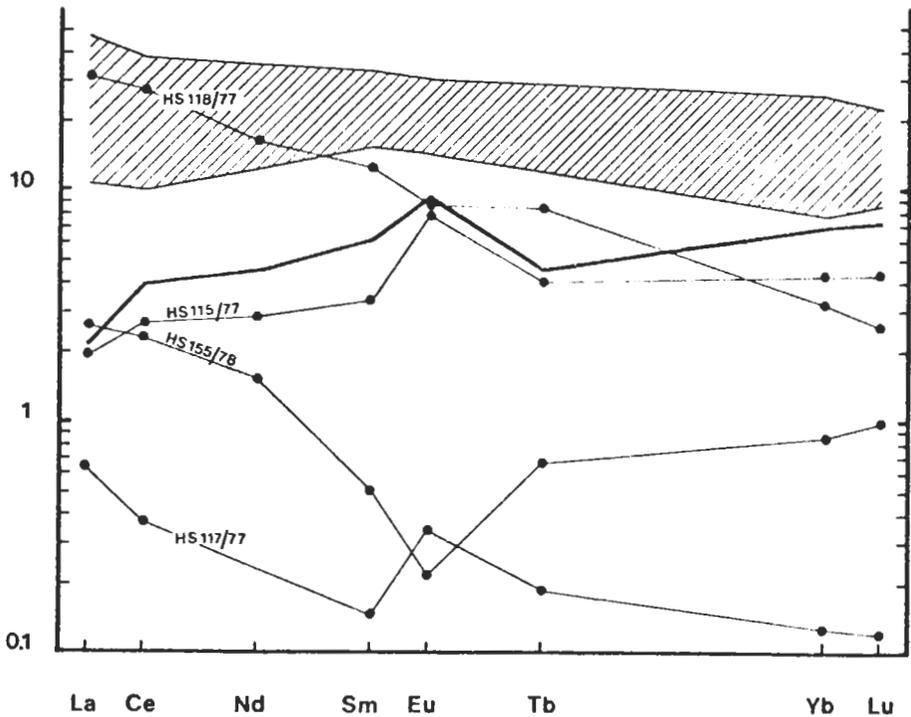


Abb. 4: Chondriten-normierte SEE-Verteilungsmuster der metasomatischen Zonierung zwischen einem Rodingitgang und umgebendem Serpentin (Gruppe 1, Tab. 1 und 2); die stark ausgeogene Linie stellt den Mittelwert der Rodingite nach KOLLER und RICHTER (1983) dar, das schraffierte Feld den Bereich der Amphibolite aus der Leckbachscharte nach GRUNDMANN (1983).

Pargasit-Zone. Da in den ursprünglich basischen und ultrabasischen Gesteinen derartige Elementgehalte nicht wahrscheinlich sind, kann ein Transport über die fluide Phase während der Metamorphoseereignisse nicht ausgeschlossen werden. In diesem Zusammenhang scheint es wichtig zu sein, daß in den Zerrklüften der weitgehend W-freien Rodingitgänge (KOLLER & RICHTER, 1983) Scheelit durchaus häufiger zu finden ist und somit wohl während der alpidischen Metamorphose in diese Klüfte mobilisiert wurde.

Als Erklärung für diese ungewöhnliche Mineralzonierung sind folgende Bildungsmöglichkeiten zu diskutieren:

1. Primäre Gesteinsverbandverhältnisse weitgehend verwischt durch eine mehrphasige Stoffwanderung im Verlauf polymetamorpher Entwicklungsgeschichte bei einer Zufuhr von K und W von außen, also ein weitgehend offenes System.
2. Primärer Gesteinsverband und Abfolge Ultramafitit alkalireicher Magmatit basischer Zusammensetzung polymetamorph überprägt unter Ausbildung einer in situ Metasomatosezonierung mit ursprünglich hohen W-Gehalten.
3. Sekundärer Gesteinsverband mit überwiegend tektonischen Grenzen im Ultramafitit und spätere Metasomatosezonierung.

Von diesen drei Möglichkeiten scheint die erstere am leichtesten verwirklichtbar. In diesem Fall stellt der Biotit-Pargasit-Schiefer ein Metasomatoseprodukt nahe der ursprünglichen Gesteinsgrenze dar. Die geringen Cr-Gehalte sprechen aber dafür, daß die Grenze zum Ultramafitit noch nicht überschritten ist.

Gruppe 2: Phlogopit-Chloritschiefer (Phenakit-führend) innerhalb von Talkschieferkörpern unterhalb der Leckbachscharte.

Die geochemischen Untersuchungsergebnisse der Phenakit führenden Gesteinskör-

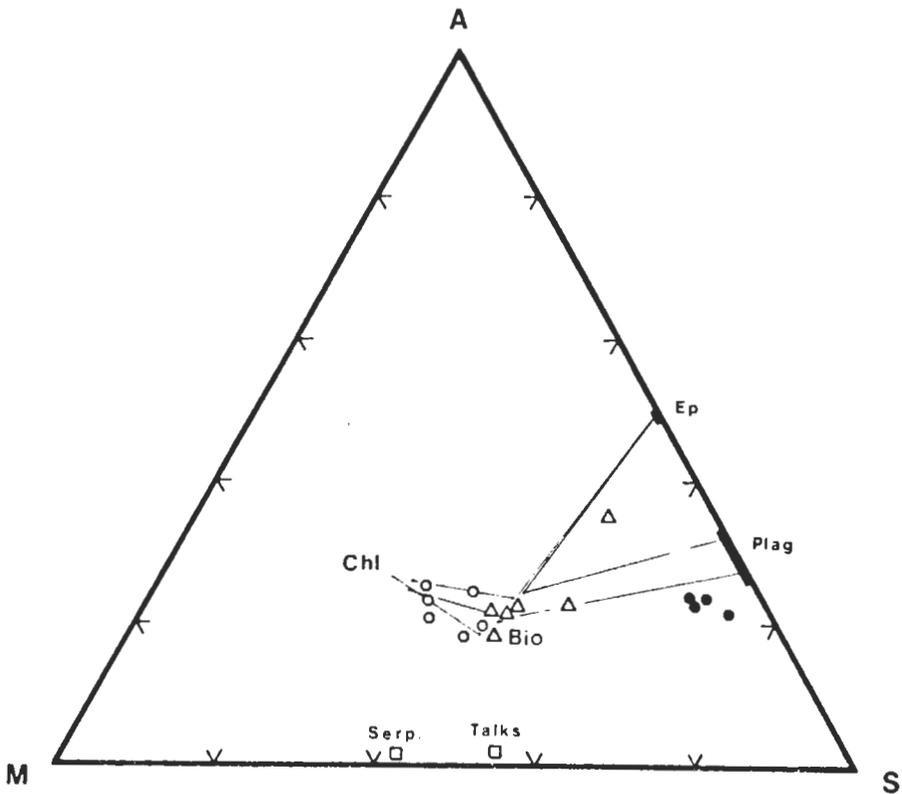


Abb. 5: AMS-Diagramm mit den Projektionspunkten der Phlogopit-Chlorit-Schiefer und der Smaragd führenden Biotitschiefer sowie der auftretenden Mineralphasen; koexistierende Paragenesen wurden mit dünnen Linien verbunden, teilweise ergänzt aus GRUNDMANN (1983).

Symbole: Habachphyllite und Granatglimmerschiefer, Smaragd führende Biotitschiefer, Phlogopit-Chlorit-Schiefer, Serpentin (Serp.) und Talkschiefer (Talks.), Chl für Chlorit, Bio für Biotit, Ep für Epidot und Plag für Oligoklas bis Albit.

per ist in Tab. 4 zusammengestellt. Aus den Analysendaten, insbesondere aus den K_2O -Werten der Gesteine, bezogen auf den K-Gehalt der Mineralphasen (Tab. 5), läßt sich sehr leicht der Phlogopitanteil im Gestein berechnen. Die Proben Be 14, Be 13 und Be 12 stellen ein Profil durch eine größere Linse dar, Be 11 und HS 199/78 sind Proben aus anderen Phlogopit-Chlorit-Linsen. Die Probe Be 46 stellt einen Milarit führenden Biotit-Chlorit-Fels dar, der ebenfalls aus dem Talkkörper stammt. Die Variationsbreite dieser Phlogopit-Chloritschiefer ist in Abb. 5 in Form eines AMS-Diagramms dargestellt. Gleichzeitig sind auch die Projektionspunkte der Phlogopit- und Chlorit-Zusammensetzung eingetragen und zusammengehörende Mineralpaare wurden mit dem entsprechenden Projektionspunkt des Gesteins verbunden. Das $Mg/(Mg + Fe_{tot})$ -Verhältnis der untersuchten Proben liegt im Durchschnitt bei Werten zwischen 0,85 und 0,90. Der $Mg/(Mg + Fe)$ -Quotient der Mineralphasen steigt vom Phlogopit zu dem ihn verdrängenden Chlorit geringfügig an. Daraus kann man bei annähernd konstantem Mg-Fe-Quotient der Mineralphasen unter Berücksichtigung der oxydischen Mineralphasen ableiten, daß ein abnehmender Phlogopitanteil eine fortschreitende metasomatische Angleichung an die Talkschiefer darstellt. Aus der Mineralzusammensetzung von Phlogopit und Chlorit (Tab. 5) läßt sich errechnen, daß die schematische Reaktion



bei annähernd ausgewogener Al-Bilanz auch einen geringen Überschuß von Mg und Fe ergibt. Daraus kann geschlossen werden, daß der Abbau von Phlogopit zu Chlorit neben K auch für Si, Mg und Fe nicht als rein stöchiometrischer Prozeß angesehen werden kann. Nur teilweise werden aber diese freiwerdenden Elemente für andere Reaktionen, wie eventuell die Ersetzung des Chrysoberylls durch Phenakit (NIEDER-MAYR & KONTRUS, 1973), oder für die Aeschynitanwachssäume (GRUNDMANN & KOLLER, 1979) verwendet.

Im Vergleich zum Diffusionsmodell von BRADY (1977) fällt auf, daß nur ein kleiner Ausschnitt aus einem Metasomatoseprofil zwischen einem Ultramafitit und einem vermutlich tektonisch eingeschuppten Nebengestein vorhanden ist. Als Partner für diese metasomatische Zonierung kommen nach Grundmann (1979) und GRUNDMANN & MORTEANI (1982) nur Gesteine der Bändergneisserie, der Granatglimmerschieferserie oder die Gneise der Amphibolitserie in Frage. Dies würde bedeuten, daß im Verlauf der Ausbildung von Metasomatosezonierungen der einstige Nebengesteins-einschluß nicht nur vollständig aufgebraucht wurde, sondern daß auch die einzelnen Mineralzonen bereits wieder abgebaut werden. Dies läßt sich vor allem aus der einheitlichen Zusammensetzung der Gesteine, unabhängig ob reine Phlogopit- oder Chloritfelse auftreten, herleiten (Tab. 4). Auch die SEE-Verteilungsmuster dieser Gesteine sind sehr ähnlich (Abb. 6), es besteht kein wesentlicher Unterschied zwischen Phlogopit- und Chloritschiefer.

Zu beobachten ist im Profil Be 14–12 eine geringfügige Abnahme der LSEE und eine deutlichere Abreicherung bei den SSEE. Nur im unmittelbaren Randbereich zum Talkschiefer konnte eine deutliche Abnahme von La und Ce gefunden werden, bei der gleichzeitigen Ausbildung einer sehr starken negativen Eu-Anomalie (Abb. 5, Be 12). Beim Übergang von der Phlogopit- zur Chloritzone erfolgte daher hinsichtlich der Spurenelemente (SEE, Sc, Cr, Co, Ni, Nb, Ta, U, Th) in den untersuchten Gesteinen keine wesentliche Veränderung. Dies betrifft vor allem jene Elemente, die in weitgehend stabilen akzessorischen Gemengteilen eingebaut sind und damit gegen einen Abtransport geschützt sind. Dies steht im Gegensatz zu jenen Elementen, die z. B. im

Phlogopit eingebaut sind (K, Rb, Cs, Ba) und mit fortschreitender Metasomatose deutlich abgereichert werden. Daraus läßt sich ableiten, daß auch die heute erkennbare Grenze dieser Gesteine weitgehend identisch mit der ursprünglichen Gesteinsgrenze sein muß. Dies wird auch durch relativ konstante Cr-Gehalte von durchschnittlich 140 ppm bestätigt. Von der Tatsache ausgehend, daß für eine Anzahl von Spurenelementen keine oder nur unbedeutende Konzentrationsänderungen festgestellt wurden, ist der Versuch gestattet, aufgrund geochemischer Überlegungen auf das Ausgangsgestein dieser Phlogopit-Chloritschiefer zu schließen.

In Tab. 6 sind die Mittelwerte einiger Spurenelemente der untersuchten Phlogopit-Chloritschiefer, von charakteristischen Bändergneisen, von Habachphylliten und vom Durchschnitt der paläozoischen Tonschiefer Europas und ihre Normierungswerte (Tab. 7) auf den Mittelwert der Phlogopit-Chloritschiefer angegeben. Gleichgültig ob man nun die pelitischen Gesteine, oder die als Metavulkanite (GRUNDMANN &

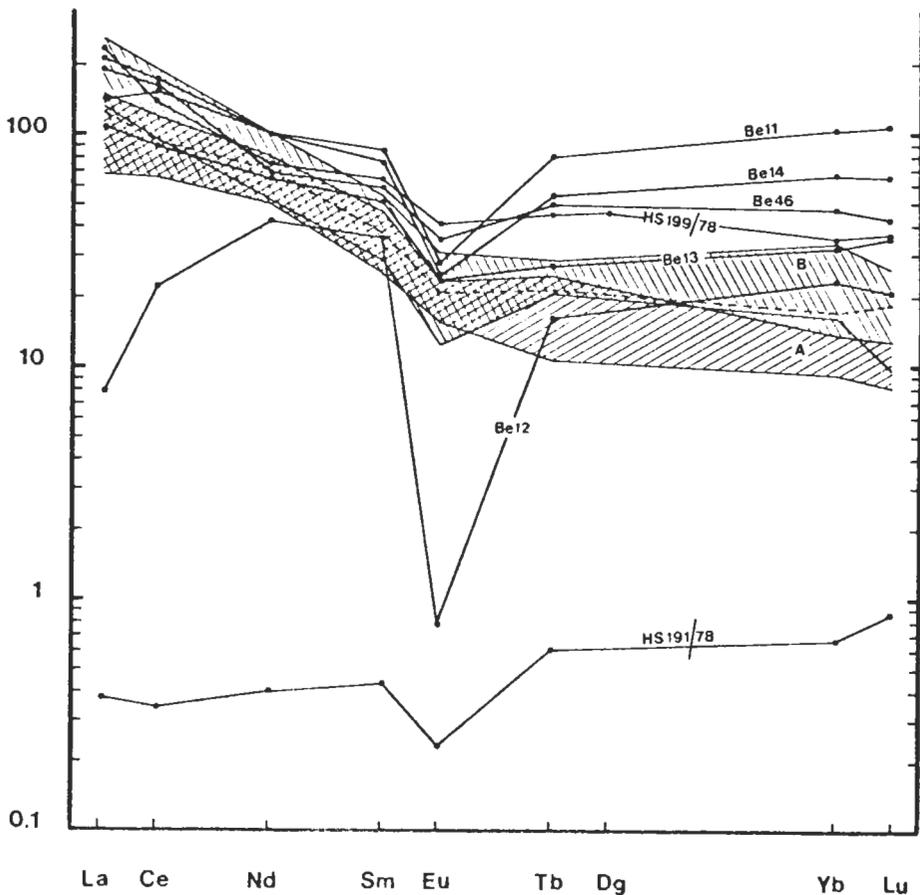


Abb. 6: Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der Phlogopit-Chlorit-Schiefer (Gruppe 2, Tab. 4) sowie eines Talkschiefers HS 191/78; das schraffierte Feld A stellt den Bereich der Habachphyllite, die strichlierte Linie den Mittelwert der paläozoischen Tonschiefer und das Feld B den Bereich der Bändergneise aus Tab. 6 dar.

MORTEANI, 1982) geduteten Bändergneise als Ausgangsmaterial dieser metasomatischen Gesteine ansieht, kann man eine unterschiedliche Anreicherung der leichten und schweren SEE ableiten. Die stärkere Anreicherung der SSEE steht im Einklang mit der Mineralzonierung der Aeschynite (GRUNDMANN & KOLLER, 1979) und scheint für den Bildungsprozeß dieser Gesteine charakteristisch zu sein. Einzelne Elemente, wie U und Th werden in stabile Mineralphasen eingebaut und auf diese Weise überdurchschnittlich angereichert. Die Frage ob nun die pelitischen Gesteine oder die Metavulkanite als ursprüngliche Einschaltungen im Talkschiefer vorliegen, läßt sich nicht eindeutig klären. Die in Tab. 7 zusammengestellten Verteilungsquotienten zeigen, daß generell gleiche Trendentwicklungen vorliegen. Gegenüber den Metapeliten lassen die als Metavulkanite eingestufteten Bändergneise bei den SEE-Verteilungskoeffizienten geringere Anreicherungsraten ableiten und liegen für die LSEE bei 0,9–1,4 und für die SSEE bei 2,0–2,7. Dies würde für eine bessere Koizidenz der Phlogopit-Chloritschiefer mit den Bändergneisen als mit den Habachphylliten sprechen.

Deutlich abweichend verhält sich Ta mit Anreicherungsfaktoren von 33 gegenüber den Habachphylliten und 27 gegenüber der Bändergneisserie. Auch GRUNDMANN (1983) gibt keine vergleichbaren Ta-Werte, jedoch zeigt bereits Tab. 4, daß diese Werte möglicherweise schon von der Metasomatose relativ unterschiedlich waren. Da keine erkennbaren Reste des ursprünglichen Gesteins vorhanden sind und auch nur eine eng begrenzte Auswahl eines Metasomatoseprofils (BRADY, 1977) vorhanden ist, darf wohl angenommen werden, daß die in den Ultramafitit eingeschuppten Gesteine nur gering mächtig waren und im Zuge der Ausbildung der Zonierungen vollständig abgebaut wurden. Es stellt dies dann den Fall zweier ineinandergreifender Metasomatosezonierungen dar.

Die Frage nach den teilweise hohen Be- und W-Gehalten in diesen Gesteinen läßt sich auf Grund des porphyroblastischen Wachstums von Phenakit und Scheelit oft nur schwer geochemisch erfassen und wird bei GRUNDMANN (1983) ausführlich diskutiert.

Gruppe 3: Biotitschiefer aus den Beryll- bzw. Smaragd führenden Gesteinsserien des oberen Leckbachgrabens.

Die chemische Zusammensetzung der ausgewählten Biotitschiefer ist im AMS-Diagramm (Abb. 5) dargestellt und zusätzlich sind die zusammengehörenden Biotit-Epidot-Plagioklas-Paragenesen eingetragen. Die $Mg/(Mg + Fe)$ -Gehalte der Gesteine (Tab. 8) und ihrer Gemengteile weisen deutlich geringere Werte als die der Gruppe 2 auf. Auch die Unterschiede in den $Mg/(Mg + Fe)$ -Quotienten von Biotit und Chlorit (Tab. 9) sind deutlich größer. Die untersuchten Gesteine sind bezüglich ihrer Spurenelementgehalte sehr unterschiedlich und weisen bei vielen Elementen eine große Variationsbreite auf (Tab. 6). Vergleicht man die SEE-Verteilungsmuster (Abb. 7), so kann man mit dem reichlichen Auftreten von Chlorit und Talk eine Annäherung an die SEE-Gehalte des Talkschiefers feststellen. Hohe Cr-Gehalte bei zugleich sehr niedrigen Werten für Hf, Th, U und den SSEE sprechen dafür, daß in derartigen Gesteinen die prämetasomatische Grenze des Ultramafitits bereits überschritten ist.

Bei dieser metasomatischen Zonierung, die hier nur in ausgewählten Proben biotitreicher Gesteine, also ein eng begrenzter Ausschnitt einer komplexen Blackwallbildung, untersucht wurde, kann davon ausgegangen werden, daß die ursprünglichen Ausgangsgesteine (Ultramafitit und angrenzende Nebengesteine) in der heutigen Form

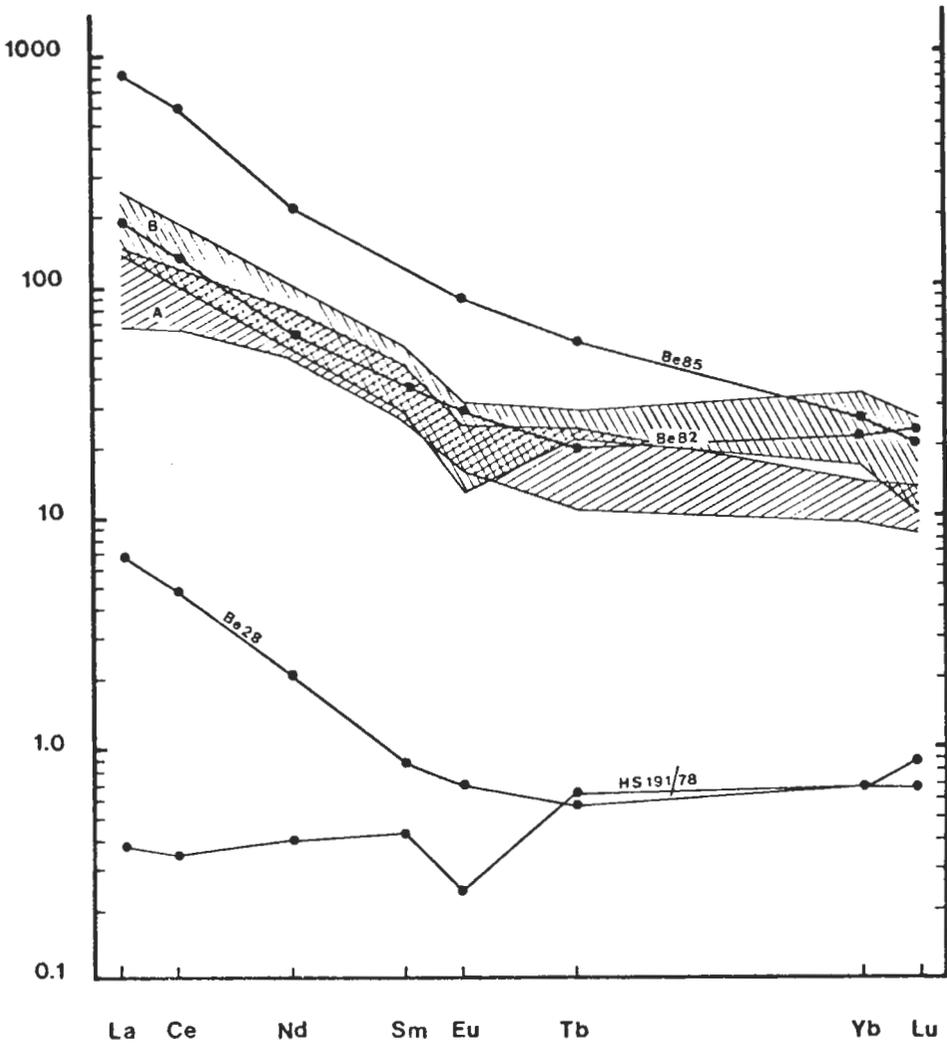


Abb. 7: Chondriten-normierte SEE-Verteilungsmuster von Smaragd führenden Biotitschiefern (Gruppe 3, Tab. 8) sowie eines Talkschiefers; das schraffierte Feld A stellt den Bereich der Habachphyllite, das Feld B den der Bändergneise aus Tab. 6 dar.

von Talkschiefen und den angrenzenden Gneisen und Granatglimmerschiefern teilweise erhalten geblieben sind. In einem soweit offenen System tritt keine Homogenisierung der Spurenelemente auf, vielmehr ist ein stufenweiser Abbau des Elementgradienten in Verbindung mit den auftretenden Mineralphasen anzunehmen. Grundsätzlich werden auch hier schwer mobile Spurenelemente in stabilen Mineralphasen gespeichert. Im reichlichen Epidot der Probe Be 85 (Tab. 8) sind die enormen SEE-Gehalte enthalten und konnten dort auch nachgewiesen werden. Die hohen U- und Th-Konzentrationen führten zur Bildung von akzessorischem Thorianit und Uraninit.

5. Schlußbemerkungen

1. Anomale hohe Elementkonzentrationen in den untersuchten Metasomatoseprofilen werden nicht nur für die Hauptelemente sondern auch für Spurenelemente durch den Einbau bzw. durch Neubildung von entsprechenden Mineralphasen gespeichert und auf diese Weise angereichert.
2. Bei nicht einbaubaren Elementen bzw. bei Mineralverdrängungen kommt es zum Abtransport.
3. Kontinuierliche Elementgradienten treten nur dann auf, wenn die Ausgangspotentiale für die Diffusionsvorgänge und für die Ausbildung der Mineralzonierungen groß genug sind.
4. Der ursprüngliche Mineralbestand geringmächtiger Einlagerungen wird bei Metasomatosevorgängen völlig aufgebraucht, es finden sich jene Zonierungen, die dem verbleibenden Gestein näher stehen. In diesem Fall überkreuzen sich zwei Metasomatosefronten unterschiedlicher Richtung.
5. Eine zeitliche Korrelation der metasomatischen Zonierung mit der polymetamorphen Entwicklungsgeschichte ist derzeit nicht möglich.
6. Mit der Annäherung an die vermutete, ehemalige Gesteinsgrenze des Ultramafitits kommt es zu sehr starken oft sprunghaften Änderungen im Gehalt immobilerelemente. Wie die drei Beispiele jedoch zeigen, nicht immer im gleichen Maß für jedes der untersuchten Elemente. Dies ist bedingt durch unterschiedliche Speicherfähigkeiten der auftretenden Mineralphasen.

Danksagung

Herrn Dr. G. Niedermayr (NHM Wien) sei für die Bereitstellung von Untersuchungsmaterial und dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung sei für die Bereitstellung der Elektronenstrahl-Mikrosonde (Projekt Nr. 1939) gedankt.

6. Literatur

- BENCE, A. E., ALBEE, A. L., 1968: Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – *J. Geol.* 76, 382–403.
- BRADY, J. B., 1977: Metasomatic zones in metamorphic rocks. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 113–125.
- COLEMAN, R. G., 1977: *Ophiolites*. – Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- CURTIS, C. D., BROWN, P. E., 1971: Trace element behavior in the zoned metasomatic bodies of Unst, Shetland. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 31, 87–93.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Hohen Tauern. – *Jb. Geol. Bundesanst. Wien*, 101, 323–472.
- FRASL, G., FRANK, W., 1966: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – *Der Aufschluß, Sdbd.* 15, 30–58.
- FRISCH, W., 1977: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1977, 675–696.
- GRUNDMANN, G., 1979: Geologisch-petrologische Untersuchungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal (Land Salzburg, Österreich). – Unveröff. Dipl. Arbeit, TU Berlin.
- , 1980: Polymetamorphose und Abschätzung der Bildungsbedingungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal, Österreich. –

- Fortschr. Miner. 58, Beiheft 1, 39–41.
- , 1983: Die Genese der regionalmetamorphen metasomatisch-horizontgebundenen Beryll-Mineralisation des Habachtals, Land Salzburg, Österreich. – Unveröff. Diss.. TU Berlin.
- , KOLLER, F., 1979: Die Aeschnynite und ihr Zonarbau aus Beryllium-Mineralparagenesen des Smaragdorkommens an der Leckbachscharte im Habachtal, Land Salzburg (Österreich). – N. Jb. Miner. Abh. 135, 36–47.
- , MORTEANI, G., 1982: Die Geologie des Smaragdorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). – Archiv. f. Lagerst.-forsch. Geol. Bundesanst. Wien 2, 71–107.
- HEDBERG, H. D., 1976: International stratigraphic guide. – New York (Wiley & Sons).
- HERRMANN, A. G., 1970: Yttrium and Lanthanides 39, 57–71. Handbook of Geochemistry II-5, 39, 57–71, Berlin, Heidelberg New York (Springer).
- HÖCK, V., STEYRER, H. P., KOLLER, F., PESTAL, G., 1982: Stratigraphic correlation form (SCF) of the Habach Formation, Hohe Tauern, Austria (Geotraverse B). – IGCP Nr. 5, Newsletter 4, 44–46.
- HÖLL, R., 1975: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitorkommen in den Ostalpen. – Bayr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh. N. F. 157, 1–157.
- HOERNES, S., FRIEDRICHSEN, H., 1974: Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). – Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, 769–788.
- JÄGER, E., KARL, F., SCHMIDEGG, O., 1969: Rubidium–Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskovit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenediger-Bereich. – Tschermaks min. petr. Mitt. 13, 251–272.
- KIESL, W., KLUGER, F., LINDBAUER, R., 1980: Die zerstörungsfreie Bestimmung der Seltenen Erdelemente nach der Neutronenaktivierung. – Monatsh. Chemie 111, 681–691.
- KLUGER, F., WEINKE, H. H., KIESL, W., 1978: G-2, GSP-1, AGV-1 und BCR-1: Methode und Ergebnisse der Bestimmung von Spurenelementen durch zerstörungsfreie Aktivierung mit Reaktorneutronen. – Anzeiger Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 96–104.
- KOLLER, F., RICHTER, W., 1980: Rodingites in ultramafic rocks of the Eastern Alps. – Ophioliti 5, 73–78.
- , RICHTER, W., 1983: Die Metarodingite der Habachformation, Hohe Tauern (Österreich). – Tschermaks min. petr. Mitt., im Druck.
- NIEDERMAYR, G., KONTRUS, K., 1973: Neue Funde von Phenakit, Bertrandit und Chrysoberyll aus Salzburg, Österreich, und über die Verbreitung von Be-Mineralfundstellen in den Ostalpen. – Ann. Naturhist. Mus. Wien 77, 7–13.
- PHILLIPS, A. H., HESS, H. H., 1936: Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. – Amer. Min. 21, 333–362.

Tabelle 2

Gesteinschemismus der metasomatischen Zonierung zwischen einem Rodingitgang und angrenzendem Serpentin (GV. für Glühverlust, mit * sind die radiochemisch bestimmten SEE-Gehalte bezeichnet).

HS	115/77	118/77	117/77	155/78
SiO ₂	43,20	32,30	39,30	41,50
TiO ₂	0,52	1,53	1,29	0,02
Al ₂ O ₃	13,80	14,50	15,40	1,12
Fe ₂ O ₃	4,12	7,63	3,62	4,06
FeO	1,32	6,38	9,09	3,36
MnO	0,13	0,27	0,19	0,09
MgO	4,75	18,50	18,90	36,98
CaO	29,90	9,90	2,37	0,03
Na ₂ O	0,025	0,033	0,255	—
K ₂ O	0,005	0,035	5,90	—
GV.	2,47	7,49	3,88	12,12
	100,240	97,758	100,195	99,28
WO ₃	52	27600	43	n. b.
Sc	26		40	13
Cr	130	155	181	3270
Ni	182			
Co	23		78	99
Rb	2	12	1510	10
Cs	0,54	1,7	275	0
Ba	23	12	940	
Ta	0,2		0,14	
Hf	0,56			
Th	0,02		4	0,05
U	0,06		2	0,29
La	0,61	9,8	0,20*	0,830*
Ce	2,35	25	0,33*	2,130*
Nd	1,66	9,0	—	0,900*
Sm	0,65	2,44	0,029*	0,099*
Eu	0,57	0,64	0,025*	0,0157*
Tb	0,20	0,41	0,009*	0,033*
Yb	0,85	0,64	0,025*	0,167*
Lu	0,134	0,078	0,004*	0,031*

Tabelle 3

Ausgewählte Mikrosondenanalysen des Biotit-Pargasit-Schiefers; Formelverrechnung für Biotit (Bio) auf 11 0, für den Pargasit (Parg) auf 23 0 mit einer Fe^{IV}/Fe^{VI}-Verteilung aus einer Ladungsbilanz bei 13 Kationen, Epi für Epidot.

HS 117/77

	Bio		Epi		Parg
SiO ₂	38,00	36,40	36,90	36,90	42,10
TiO ₂	0,43	0,14	–	–	0,11
Al ₂ O ₃	15,50	25,00	24,80	24,80	14,30
FeO	9,84	11,20	12,30	12,30	11,90
MnO	0,18	0,15	0,11	0,11	0,28
MgO	21,17	–	0,04	0,04	14,30
CaO	–	22,80	23,00	23,00	12,20
Na ₂ O	0,09	–	0,03	0,03	2,62
K ₂ O	10,00	0,04	0,05	0,05	1,02
Cr ₂ O ₃	0,13	0,06	–	–	–
	95,34	95,79	97,23	97,23	98,83
Si	2,7526				6,0555
Al ^{IV}	1,2474				1,9445
Al ^{VI}	0,0759				0,4797
Ti	0,0234				0,0119
Fe ^{IV}					0,7165
Fe ^{VI}	0,5961				0,7145
Mn	0,0110				0,0341
Mg	2,2861				3,0664
Cr	0,0074				
Ca	–				1,8802
Na	0,0127				0,7307
K	0,9317				0,1872
Mg/Mg + Fe ^{VI}	0,7932				0,8110

Tabelle 5

Mikrosondenanalysen der Schichtsilikate in den Phlogopit-Chlorit-Schiefern (Formelverrechnung für Phlogopit (Phl) und Biotit (Bio) auf 11 0, für Chlorit (Chl) auf 14 0).

	Be 14		Be 12		Be 46		
	Phl	Phl	Chl	Bio	Chl	Chl	Chl
SiO ₂	41,12	41,68	29,56	39,46	30,02	28,08	29,54
TiO ₂	0,03	0,05	–	0,86	0,13	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	15,44	14,72	22,64	17,18	19,81	21,65	21,11
FeO	6,28	6,25	7,68	11,75	13,64	12,54	12,82
MnO	0,10	0,09	0,16	0,15	0,23	0,24	0,24
MgO	23,14	24,00	30,27	17,54	24,45	25,05	25,80
CaO	0,01	0,05	–	0,07	0,03	0,01	0,03
Na ₂ O	0,04	0,05	–	0,06	0,03	–	–
K ₂ O	9,89	9,88	–	9,77	0,71	0,07	–
Cr ₂ O ₃	0,01	–	–	–	0,01	0,02	–
NiO	–	0,05	–	–	0,02	0,03	–
CoO	–	0,03	–	0,01	–	0,03	0,02
	96,06	96,85	90,31	96,85	89,08	87,78	89,58
Si	2,9021	2,9114	2,7434	2,8634	2,9216	2,7551	2,8352
Al ^{IV}	1,0979	1,0886	1,2562	1,1366	1,0784	1,2449	1,1648
Al ^{VI}	0,1865	0,1232	1,2205	0,3327	1,1936	1,2587	1,2232
Ti	0,0016	0,0026	–	0,0469	0,0095	0,0044	0,0014
Fe	0,3707	0,3651	0,5962	0,7131	1,1102	1,0290	1,0290
Mn	0,0060	0,0053	0,0126	0,0092	0,0190	0,0199	0,0195
Mg	2,4347	2,4992	4,1886	1,8975	3,5474	3,6641	3,6916
Cr	0,0006	–	–	–	0,0008	0,0016	–
Ni	–	0,0028	–	–	0,0016	0,0024	–
Co	–	0,0017	–	0,0006	–	0,0024	0,0015
Ca	0,0007	0,0036	–	0,0054	0,0031	0,0011	0,0031
Na	0,0053	0,0065	–	0,0084	0,0057	–	–
K	0,8560	0,8487	–	0,8957	0,0881	0,0088	–
Mg/ Mg+Fe	0,8679	0,8725	0,8754	0,7268	0,7616	0,7807	0,7820

Tabelle 6

Mittelwerte der untersuchten Spurenelemente der Phlogopit-Chlorit-Schiefer, der Smaragd führenden Biotitschiefer, der Habachphyllite, der paläozoischen Tonschiefer (HERRMANN, 1970) und der Bändergneise (GRUNDMANN, 1983).

	Phlogopit-Chlorit-Fels	Biotit-Schiefer	Habach-Phyllit	Paläozoische Tonschiefer	Bändergneise
Sc	20	32	25		16
Cr	140	80–1500	95		10–230
Ni	390	n. b.	23		23–200
Co	60	60	20		9
Rb	360	900	190		180
Cs	40	160	15		16
Ba	250	1000	920		200–3000
Ta	40	1,0	1,2		1,5
Hf	17	27–0,1	5,4		7,6
Th	40	170–1,0	13		30
U	40	70–0,4	3,5		
La	50	260–0,3	35	41,1	57
Ce	110	530–4,0	80	85,9	110
Nd	44	125–1,15	33	41,7	–
Sm	12	22–0,1	6	7,3	8,3
Eu	1,8	6–0,01	2,2	1,52	1,7
Tb	2,2	3–0,01	0,9	1,05	1,1
Yb	10	5–0,02	2,6	3,29	4,8
Lu	1,6	0,7–0,004	0,4	0,58	0,6

Tabelle 7

Normierung der Phlogopit-Chlorit-Schiefermittelwerte auf die Mittelwerte der Habachphyllite, paläozoischen Tonschiefer und der Bändergneise aus Tabelle 6.

	Habach-Phyllite	Paläozoische Tonschiefer	Bändergneise
Sc	~1		~1
Co	3		7
Rb	2		2
Cs	3		3
Ba	0,3		
Ta	33		27
Hf	3		2
Th	3		~1
U	11		
La	1,4	1,2	0,9
Ce	1,4	1,3	1,0
Nd	1,3	1,1	
Sm	2,0	1,6	1,4
Eu	0,8	1,2	1,1
Tb	2,4	2,1	2,0
Yb	3,8	3,0	2,1
Lu	4,0	2,8	2,7

Tabelle 8

Gesteinschemismen von Smaragd führenden Biotitschiefern aus der Leckbachscharte (einschließlich des Talkschiefers HS191/78, Abkürzung wie in Tab. 2).

	Be 85	Be 82	Be 28	HS191/78
SiO ₂	40,28	39,64	38,60	52,90
TiO ₂	0,73	0,67	1,01	0,03
Al ₂ O ₃	16,44	22,84	16,21	1,64
Fe ₂ O ₃	10,55	9,12	10,37	7,43
MnO	0,13	0,21	0,12	0,07
MgO	17,71	6,83	20,75	28,82
CaO	2,86	13,52	0,21	1,49
Na ₂ O	0,84	0,45	0,05	—
K ₂ O	7,41	3,03	8,98	—
GV.	3,67	3,05	3,74	8,14
	100,62	99,36	100,01	100,52
Sc	34	28	27	7,9
Cr	93	79	1480	1860
Ni			900	—
Co	68	18	73	89
Rb	890	326	820	39
Cs	193	46	144	4,6
Ba	1360	370	1315	—
Ta			1,86	0,25
Hf	27	7,8	2,2	—
Th	169	21,6	1,3	0,36
U	74	28	0,4	0,05
La	260	59	2,18*	0,120*
Ce	527	119	4,33*	0,310*
Nd	125	36	1,15*	0,240*
Sm	21,8	7,2	0,175*	0,084*
Eu	6,36	2,1	0,049*	0,017*
Tb	2,8	0,98	0,028*	0,030*
Yb	5,0	4,2	0,132*	0,130*
Lu	0,65	0,67	0,021*	0,027*

Tabelle 9

Mikrosondenanalysen der gesteinsbildenden Mineralphasen aus den untersuchten Smaragd führenden Biotitschiefern (Abkürzungen und Formelverrechnung wie in Tab. 3 und 5).

	Be 85		Be 82			Be 28	
	Bio	Epi	Bio	Epi	Epi	Bio	Chl
SiO ₂	40,48	37,21	39,63	37,96	38,83	40,65	30,44
TiO ₂	0,77	0,07	1,19	0,09	0,10	0,98	0,14
Al ₂ O ₃	15,20	25,03	17,05	26,48	27,46	15,85	19,28
FeO	10,39	10,04	11,70	9,18	7,98	10,27	11,56
MnO	0,15	0,33	0,16	0,25	0,26	0,10	0,23
MgO	20,02	0,33	17,23	0,06	0,10	20,28	27,14
CaO	0,03	22,07	0,03	22,62	22,99	—	0,07
Na ₂ O	0,21	—	0,15	—	—	0,07	0,07
K ₂ O	9,22	—	9,10	—	—	9,58	0,56
Cr ₂ O ₃	0,01	—	—	—	—	0,24	0,43
NiO	0,06	—	0,01	—	—	0,11	0,11
CoO	0,03	—	0,05	—	—	0,01	—
Si	2,8998		2,8814			2,8669	2,9070
Al ^{IV}	1,1002		1,1186			1,1331	1,0930
Al ^{VI}	0,1832		0,3425			0,1844	1,0771
Ti	0,0415		0,0651			0,0520	0,0101
Fe	0,6225		0,7114			0,6057	0,9233
Mn	0,0091		0,0099			0,0060	0,0186
Mg	2,1380		1,8676			2,1323	3,8639
Cr	0,0006		0,0000			0,0134	0,0325
Ni	0,0035		0,0006			0,0057	0,0084
Co	0,0017		0,0029			0,0006	0,0000
Ca	0,0023		0,0023			0,0000	0,0072
Na	0,0291		0,0209			0,0096	0,0130
K	0,8409		0,8355			0,8603	0,0682
Mg/							
Mg + Fe	0,7745		0,7242			0,7788	0,8071