



Die alpidische Leukophyllitbildung am Alpenostrand

WALTER PROCHASKA, MARTIN HUBER & ACHIM BECHTEL*)

7 Abbildungen und 3 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 105, 106, 135, 136

*Ostalpen
Leukophyllit
Geochemie
Mikrothermometrie
Isotope*

Inhalt

Zusammenfassung	37
Abstract	38
1. Einleitung	38
2. Geologische Position der untersuchten Vorkommen	38
3. Geochemische Untersuchungen	40
3.1. Analysenmethoden	40
3.2. Haupt- und Spurenelementchemismus	40
3.3. SEE-Geochemie	45
4. Mikrothermometrie	45
4.1. Methodik	45
4.2. Ergebnisse der mikrothermometrischen Untersuchungen	46
5. Crush-Leach-Analysen	46
5.1. Methodik	46
5.2. Ergebnisse der Crush-Leach-Analytik	48
6. Stabile Isotope	49
6.1. Methodik	49
6.2. Ergebnisse der Untersuchungen der stabilen Isotope	49
7. Diskussion und Interpretation	49
Dank	51
Literatur	51

Zusammenfassung

Um Aussagen über die Bildungsbedingungen von Scherzonen am Alpenostrand zu erhalten, wurden verschiedene Leukophyllitvorkommen (Ratten, St. Jakob/Walde, S Pacher/Birkfeld, Fraunbachgraben, Außeregg, Hollersgraben, Rabenwald, Stubenberg, Vorau, Klingfurth und Sopron) bzw. die Weißerdelagerstätte Aspang untersucht. Besonderes Augenmerk wurde auf die Charakterisierung der mineralisierenden Fluide gelegt. Die Leukophyllite aus den verschiedenen Vorkommen weisen ähnliche Zusammensetzung von Quarz, Muskovit, Mg-reichem Chlorit mit den Akzessorien von Apatit, Zirkon, Rutil und Disthen auf.

Geochemische Untersuchungen der Leukophyllite und der unmittelbaren Nebengesteine ergeben eine mehr als vierfache Anreicherung des MgO-Gehaltes in den Leukophylliten zum Nebengestein (zumeist Grogneis). Dagegen sind besonders FeO und die chalkophilen Spurenelemente Ni, Cr und Co abgeführt worden.

Die mineralisierenden Fluide zeigen stark unterschiedliche Salinitäten. Je höher die Position der Scherzonen im tektonischen Deckenstapel bei der Bildung war, umso geringer sind die gemessenen Salinitäten, auch nimmt der δD -Wert ab. Dies läßt auf zunehmende Beimengung meteorischer Wasser schließen. Entsprechend den Untersuchungen der stabilen Isotope und der Cl-, Br- und J-Verhältnisse dürften die lagerstättenbildenden Fluide ursprünglich Meerwasser bzw. Formationswasser gewesen sein. Aus der O-Isotopenfraktionierung von Muskovit und Quarz werden für einen Großteil der Leukophyllitvorkommen Bildungstemperaturen von 450–500°C ermittelt.

Die Leukophyllite am Alpenostrand werden während der alpinen Deckenüberschiebung im Turon–Coniac angelegt. An der Leukophyllitbildung sind maßgeblich hochsalinare Fluide mit formationswasserähnlicher Zusammensetzung beteiligt. Diese mineralisierenden Lösungen stammen aus sedimentären Serien tieferer, überschobener Einheiten (Permotrias, Wechseleinheit oder Penninikum) und wurden in einem Vorgang ähnlich dem seismischen Pumpen in die Grogneise gepreßt. Nach dem Überschiebungsvorgang kommt es zu isostatischen Ausgleichsbewegungen und zum Aufstieg der metamorphen Komplexe, was zu Dehnungsstrukturen in den Leukophylliten führte. In den Leukophyllitscherzonen traten Extensionsstrukturen wie z.B. Scherbänder auf, die eine Verjüngung der Leukophyllite bis ins Eozän verursachten. Da sich die Leukophyllite während der Extensionsbewegungen bereits nahe der Oberfläche befanden, waren maßgeblich Fluide mit meteorischer Zusammensetzung und geringer Salinität daran beteiligt. Zu dieser Zeit wurde auch die Weißerde von Aspang gebildet.

*) Anschriften der Verfasser: WALTER PROCHASKA, MARTIN HUBER: Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität, A-8700 Leoben; ACHIM BECHTEL: Mineralogisch-petrologisches Institut der Universität Bonn, Poppelsdorfer Schloß, D-53115 Bonn.

Alpidic Formation of Leucophyllite at the Eastern Margin of the Alps

Abstract

To obtain information on the conditions of the formation of shearzones at the Eastern margin of the Eastern Alps leucophyllonites from various localities were collected and analyzed. They contain considerable amounts of quartz, muskovite, Mg-rich chlorite with accessories of apatite, zirkone, rutile and kyanite.

Geochemical analyses of the leucophyllonites and their country rocks yielded MgO contents in the leucophyllonites four times higher than in the country rocks. Furthermore FeO and especially Ni, Cr and Co were mobilized during formation of the leucophyllites.

Fluid inclusions in quartzes of the leucophyllonites show various salinities. In higher tectonostratigraphic positions the salinities generally decrease. The salinity of the fluids from the "Weißerde Aspang" is also much lower than in the leucophyllonites.

According to crush-leach of fluid inclusions of quartzes the fluids are dominated by CaCl_2 and MgCl_2 . High δD values as well as the Br, I and Cl contents of the fluids are similar to formation water. For the leucophyllonites temperatures of 450–500°C were calculated from stable isotope fractionation.

The leucophyllonites were formed during the alpine thrusting in Turonian–Coniacian time by highly saline fluids like formation water, which were squeezed from deeper geological units by seismic pumping causing formation of leucophyllonites in gneisses.

Thrusting of Eastern Austroalpine units was followed by isostatic uplift. Consequently the shear-zones with leucophyllonites were reactivated by extensional movements. Fluid inclusions indicate the influence of meteoric water with lower salinity, especially in the "Weißerde" deposit Aspang.

1. Einleitung

Unter Leukophyllit (Weißschiefer, Weißerde, Glimmertalkum oder Kornstein) versteht man einen mineralischen Rohstoff, der in vielen Anwendungsbereichen mit den Industriemineralien Talk und Kaolin vergleichbar ist, sich allerdings mineralogisch wesentlich unterscheidet. Die jährlichen Fördermengen an Leukophyllit, der zu den bergfreien mineralischen Rohstoffen (Österr. Berggesetz, 1975) zählt, werden in den Produktionsdaten von Kaolin bzw. Talk inkludiert. Derzeit stehen in Österreich zwei Lagerstätten in Betrieb, die Leukophyllit bergbaulich gewinnen. Dazu zählen einerseits der untertägige Bergbau Kleinfestritz bei Weißkirchen/Stmk. mit etwa 18.000 t und andererseits der Weißerdetagebau bei Aspang/NÖ mit 260.000 t Jahresförderung an Leukophyllit.

Im Werk Weißkirchen (Naintscher Mineralwerke) wird der Leukophyllit aus der Lagerstätte Kleinfestritz trocken aufbereitet. Aus dem aufgemahlene Leukophyllit werden Glimmer mit Korngrößen zwischen 3 bis 5 μm gewonnen, wobei diese hauptsächlich als Füllstoff in der Papier- und Lackindustrie zur Anwendung kommen. Größere Kornfraktionen (3–0,5 mm) werden zur Herstellung von Spezialverputzen und Spachtelmassen verwendet. Ein neuer Anwendungsbereich ist die Produktion von Dekorpigment. Dabei wird bevorzugt Material aus chloritreichen Leukophylliten bei rund 1000°C unter oxidierenden (goldfarbenes Pigment) oder reduzierenden (silberfarbenes Pigment) Bedingungen kalziniert.

Die Aspanger Weißerde wird vorwiegend naß aufbereitet, wobei dieses Material in Mahl- und Läutertrommeln mit Wasser aufgeschlämmt und in Sand- und Glimmerfraktion sortiert wird. Neben dem Hauptabnehmer, der Papierindustrie, versucht man, Weißerde mit geringerem Weißegrad als Deponiedichtungsmittel einzusetzen.

In weiterer Folge wird der Begriff Leukophyllite hier nur für jene hellen Muskovit-Chlorit-Quarzgesteine verwendet, die an Scherzonen unter hydrothermale Einfluß entstehen (KUZVART, 1984 und PROCHASKA, 1991). Damit wird die genetische Komponente in den nomenklatorischen Begriff einbezogen. Im Sinne der petrographischen Beschreibung sind diese Gesteine als Leucophyllonite zu bezeichnen.

Aufgrund der relativ starken Mg-Anreicherung in den Leukophylliten werden in der Literatur für diese Gesteine zwei völlig verschiedene Entstehungsmöglichkeiten angenommen:

- 1) Tektonisch-metamorphe Entstehung:
 - a) Metasomatische Entstehung durch umfangreichen Stoffaustausch wie Abtransport von Na, K, Ca, Fe etc. und Mg-Zufuhr (VENDEL, 1972; MODJTAHEDI & WIESENER, 1974).
 - b) Relative Anreicherung von Mg durch Abtransport anderer Hauptelemente in Scherzonen. Na, Ca, Fe und teilweise SiO_2 werden entfernt und Al, K und Mg angereichert (CORNELIUS & CLAR, 1939; EXNER, 1957; PROCHASKA, 1984, 1986).
- 2) Sedimentäre Entstehung:

Mg- und Al-reiche Sedimente wie Evaporite, Kaolinsande, Bentonite oder saure Vulkanite werden unter isochemischen Metamorphosebedingungen umgewandelt wie z.B. die Disthenquarzite vom Schloffer-
eck/Birkfeld (LELKES-FELVARI et al., 1982).

2. Geologische Position der untersuchten Vorkommen

Die zu untersuchenden Leukophyllit- bzw. Weißerde-vorkommen erstrecken sich über ein Gebiet mit einer Fläche von etwa 3000 km², das nach TOLLMANN (1977) dem Unterostalpin zugeordnet wird. Die geologische Situation und die Positionen der untersuchten Vorkommen sind in Abb. 1 wiedergegeben. Im N verläuft die Grenze knapp nördlich der Linie Kindberg – Semmering – Neunkirchen bis Wiener Neustadt, während im S das Unterostalpin beginnend von Oberfestritz – Hartberg – Friedberg – Kirchschlag/Wechsel bis zum Rosaliengebirge von miozänen Sedimenten des Steirischen Beckens und der Landseer Bucht begrenzt wird. Durch das NW–SE-gerichtete Rosaliengebirge wird das Gebiet im E abgeschlossen. In Form eines Fensters mit einer Fläche von rund 50 km² tritt das Unterostalpin nochmals an der ungarisch-österreichischen Grenze südwestlich von Sopron auf. Die Siegggrabener Deckscholle wird aufgrund einer unterschiedlichen Lithologie nach NEUBAUER et al. (1992) zum östlichsten Teil des Mittelostalpins gezählt. Innerhalb des oben umgrenzten Arealen unterostalpiner Gesteine finden sich mehrere miozäne Sedimentbecken, z.B. die Intramontanen Becken im Mur-Mürztal, Kirchberger (mit Eozänresten) und Rattener Tertiärbecken (EBNER et al., 1991).

Zwei Lagerstätten, deren Entstehung mit der Bildung der Scherzonen im Zusammenhang steht, befinden sich im Untersuchungsgebiet:

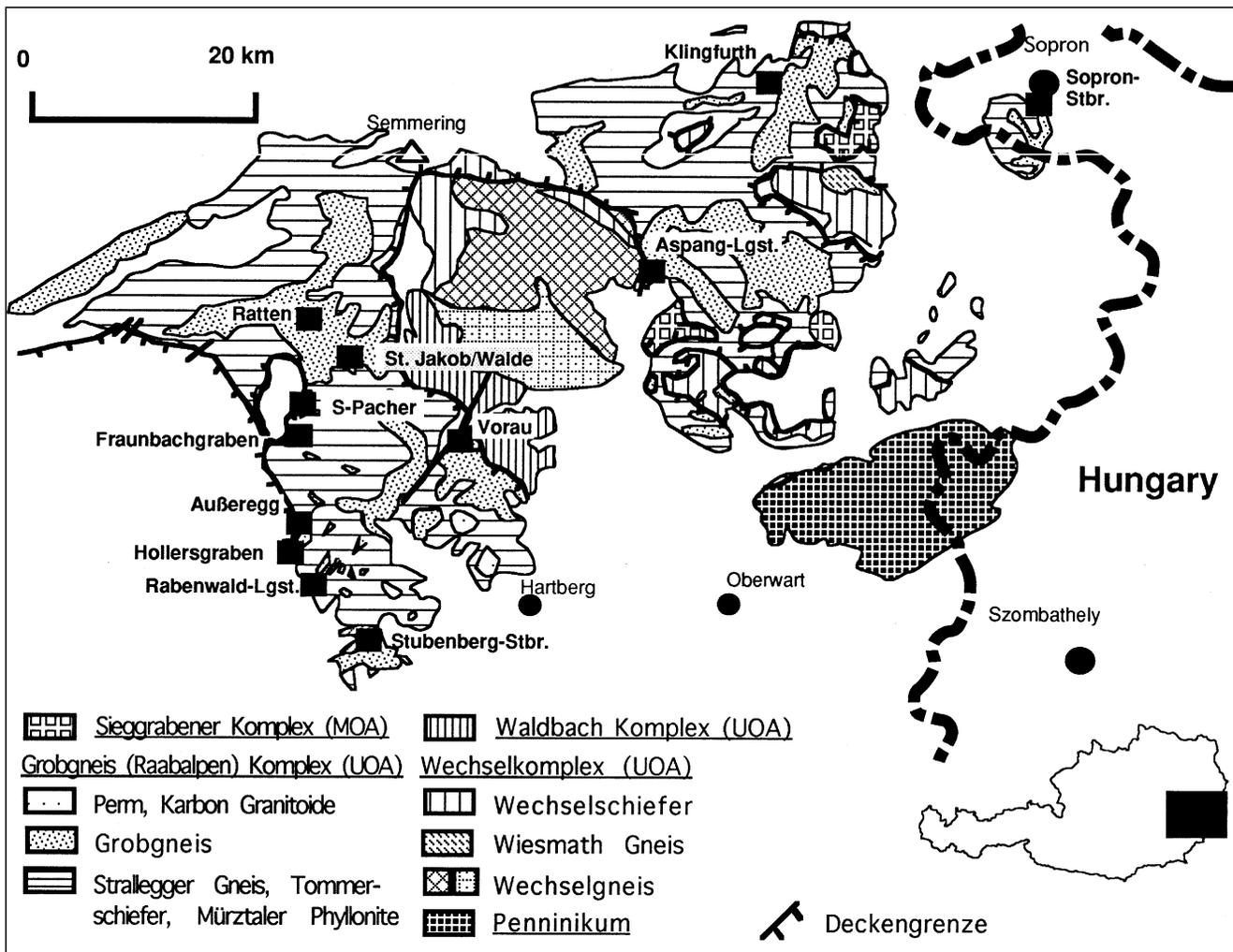


Abb. 1. Vereinfachte geologische Karte des Semmering-Wechselkristallins mit den Positionen der untersuchten Leukophyllitvorkommen nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984).

Mit einer NE-SW-Längserstreckung von 6 km und einer Breite von mehreren hundert Metern ist die Talklagerstätte Rabenwald durch gegenwärtige und vergangene Bergbauaktivitäten sowie Explorations- und Prospektionstätigkeiten aufgeschlossen worden. Die Lagerstätte selbst befindet sich an der S-Flanke des Rabenwaldkogels in einer Seehöhe von 900–1000 m östlich der Gemeinde Anger bei Weiz. Zwischen der Strallegger Gneis-Schieferserie im Hangenden und der Grobgnaisserie im Liegenden ziehen sich die zwischen maximal 70 m mächtigen Talkschiefereinlagerungen vom Rabenwaldkogel bis SE von Stubenberg. Mit dem Talkschiefer treten neben tektonisch eingeschuppten Para- und Orthogneisrelikten auch Spatmagnetitlinsen auf. Begleitet wird der Talkschiefer sowohl im Liegenden als auch Hangenden von Leukophyllit („Kornstein“, bergmännische Bezeichnung für Leukophyllit). Das bereits variszische, amphibolitfaziell geprägte Nebengestein wurde während der alpinen Phase retrograd überprägt, wobei sich dabei auch die Talkschieferbildung vollzieht (KIESL et al., 1983; PROCHASKA, 1984). Zur Genese der Talklagerstätte Rabenwald nimmt PROCHASKA (1984) hydrothermale Prozesse an, die während der alpidischen Orogenese zwischen den Nebengesteinen (Gneis und Glimmerschiefer) und den Magnetitkörpern zur Talkbildung führen. Obwohl HERITSCH (1971) aufgrund petrographischer Untersuchungen für die Talklagerstätte Rabenwald Bildungsbedingungen von 450–500°C bei einem

Druck von 2 kbar erhält, ermitteln MOINE et al. (1989) aus Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen Bildungstemperaturen von 500–550°C unter einem Druck von 8–9 kbar. Aufgrund von FI-Untersuchungen nimmt BELOCKY (1992) die p-T-Bedingungen während der Talkschieferbildung als nicht so hoch an.

Mit einer Ausdehnung von ca. 2 km² liegt die Weißerde-lagerstätte Aspang 2 km südlich der Ortschaft Aspang im Kohlgraben. Der mehr als hundert Jahre alte Weißerdeabbau von Aspang erfolgte in Form von 3 Tagbaugruben, wobei derzeit nur noch der Tagbau III aufgeschlossen ist. Die Weißerde-lagerstätte befindet sich im Grenzbereich zwischen Wechsel- und Grobgnaisserie. Obwohl im Tagbau III die Wechselschiefer und Wechselgneise nicht aufgeschlossen sind, kommen sie in den Bohrkernen, die im unmittelbaren Lagerstättenbereich abgeteufelt wurden, vor. Im Bereich einer 4–20 m mächtigen Scherzone findet man nach HUSKA (1971) eine „mylonitische“ Zone mit zum Teil dunkelgrauer Weißerde, die sich hauptsächlich aus Serizit und Quarz zusammensetzt. In den hangenden Bereichen kommen verschieden gefärbte Weißerden je nach mineralogischer Zusammensetzung, stellenweise auch Karbonate, Phyllite und Porphyroide vor. Im Hangenden des Weißerdepakets folgt der Semmeringquarzit. Der generelle tektonische Bau der Lagerstätte weist ein flach-mittelsteiles Einfallen der Schichtflächen gegen W auf, wobei W-E-gerichtete Abschiebungen laut HUSKA (1971) die

Weißerdescherzone queren. Aus K/Ar-Datierungen eines Hellglimmers aus der Weißerdelagerstätte ermittelte KRALIK (unveröffentlichte Daten) ein Alter von 51 Ma. HUSKA (1971) vertritt die Ansicht, daß die Weißerde ein „Abkömmling“ permischer Porphyroide sei, deren Kalifeldspat zu Serizit und Quarz umgewandelt wurde.

Charakteristisch für die Leukophyllitvorkommen ist ihre weite Verbreitung innerhalb der Grobgneseinheit, wobei die Leukophyllitzüge besonders häufig an die Randbereiche der Grobgneseinheit gebunden sind. Südlich der Talklagerstätte Rabenwald entlang des Feistritztales bis St. Kathrein am Hauenstein treten östlich einige mächtige Leukophyllite auf, die im Gelände jedoch keine laterale Erstreckung über mehrere km Länge aufweisen. Zum Teil verringert sich die Mächtigkeit dieser Leukophyllite innerhalb kurzer Distanz drastisch, bzw. keilen sie völlig aus, was für die Anlage der Leukophyllite als Scherbänder spricht. Ein Großteil der Aufschlüsse wie Ratten, Klingfurth, Sopron, Hollersgraben, S-Pacher und Außeregg befindet sich im Grobgnese selbst. Zur gewählten Gesteinsbezeichnung wäre zu erwähnen, daß frühere Autoren für diese Grobgnese zahlreiche Lokalitätsnamen verwendeten. REINDL (1989) und NEUBAUER et al. (1992) fassen diese unterschiedlich bezeichneten Grobgnesevarietäten als Grobgranitgnese zusammen. Daher wird auch in dieser Arbeit dieses Gestein mit seiner typischen Augengneistextur als Grobgnese bezeichnet.

Ein weiteres Kennzeichen der Leukophyllitvorkommen ist, daß sie meistens im Nahbereich von Inhomogenitätszonen wie z.B. lithologischen Grenzen vorkommen. Ein Beispiel dafür ist der Aufschluß St. Jakob im Walde, wo unmittelbar neben den Leukophylliten Birkfelder Metagabbro auftritt. Auch die Leukophyllitaufschlüsse bei Vorau befinden sich nach NEUBAUER et al. (1990) nahe der Deckengrenze zum Waldbachkristallin, das von Hornblendegneisen aufgebaut wird.

3. Geochemische Untersuchungen

3.1. Analysenmethoden

Von den untersuchten Leukophyllit- bzw. Weißerdevorkommen wurden 31 Gesteinsproben quantitativ auf 32 Elemente analysiert. Etwa 0,2 g Probenmaterial wurde mit Perchlor- und Flußsäure im Teflontiegel aufgeschlossen. Die Gehalte an Mg, Ca, Na, K, Mn, Li, Cu, Zn, Pb, Ag und Ni wurden mittels Atomabsorptionsspektrometrie (Perkin Elmer 3030, HGA 400) am Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben bestimmt.

Die Gehalte weiterer Elemente, nämlich von Fe, Ba, Rb, Cr, Cs, Hf, Ta, Th, U, Sc, Co und die SEE wurden mittels Neutronenaktivierungsanalyse von Activation Laboratories LTD in Kanada ermittelt. Zur Überprüfung der Richtigkeit der Messungen mit Atomabsorptionsspektrometrie und Neutronenaktivierungsanalyse wurden mehrere internationale Standards mitgemessen. Neben 3 Granitstandards (G1, GSN, GH) wurden der Basaltstandard MAN und der Syenitstandard SY-2 verwendet.

3.2. Haupt- und Spurenelementchemismus

Die Ergebnisse der chemischen Analysen sind in Tab. 1 wiedergegeben. In Abb. 2 ist der Chemismus der Leukophyllite aus unterschiedlichen Lokalitäten im Vergleich zum unmittelbaren Nebengestein – meist Grobgnese – dargestellt. Lediglich für das Leukophyllitvorkommen

St. Jakob im Walde wurden die Gehalte der Elemente im Leukophyllit gegen die durchschnittlichen Gehalte der Grobgnese aufgetragen, da von dieser Lokalität kein Grobgnese analysiert wurde. In Spidergrammen werden neben dem „Leukophyllit zu Grobgnese-Diagramm“ einige Spurenelemente der Leukophyllite und der Nebengesteine auf den berechneten durchschnittlichen Grobgnese normiert.

In Abb. 2 liegen jene Elemente, die sowohl im Grobgnese als auch im Leukophyllit gleiche Konzentrationen aufweisen, auf der durchgezogenen Linie, während die beiden unterbrochenen Linien eine 4-fache Anreicherung bzw. Verarmung der Elementkonzentration in den Leukophylliten gegenüber den Grobgnese angeben. Die Konzentrationen der Hauptoxide FeO, MgO, CaO, K₂O und Na₂O wurden in Gew.-% bzw. die Konzentration der Spurenelemente in ppm aufgetragen (ausgenommen Ag in ppb).

Typisch für alle Leukophyllitvorkommen ist die starke Anreicherung des Mg-Gehaltes. Diese hohen Mg-Gehalte sind von „Leuchtenbergiten“ (Mg-reiche Chlorite) abzuleiten. Nur im Steinbruch Stubenberg sind geringere Mg-Gehalte bei gleichzeitig höheren Na₂O- und U-Gehalten vorhanden. Dies kann darauf zurückgeführt werden, daß der Zweiglimmergranit gegenüber den restlichen Grobgnese bereits eine verarmte Element-Zusammensetzung besitzt. Der Umstand, daß Mg mit den übrigen Elementen schlecht bis negativ korreliert, weist auf eine Zufuhr des Mg hin. Aufgrund des ähnlichen Ionenradius verhält sich Li ähnlich wie Mg, dementsprechend ist auch Li angereichert.

Na₂O, CaO, FeO, Pb, Zn, Sr und Ba sind in den Leukophylliten stark verarmt. Die zunehmende Mobilität von Na₂O, CaO, FeO und MgO in Metamorphiten unter steigenden p-T-Bedingungen wird u.a. von HENDERSON (1984), MASON & MOORE (1985), SEIM & TISCHENDORF (1988) und WEDEPOHL et al. (1969) beschrieben. Na₂O, CaO und FeO sind vorwiegend an die Feldspäte bzw. Biotite der Grobgnese gebunden. Die Spurenelemente Pb und Zn werden bevorzugt im Kristallgitter K-führender Minerale eingebaut, die im Grobgnese vorwiegend von Alkalifeldspäten repräsentiert werden.

Nach MASON & MOORE (1985) werden in Magmatiten Ca bzw. K in Plagioklasen bzw. Kalifeldspäten durch Sr substituiert. Dies spiegelt sich in den Grobgnese-Leukophyllit-Diagrammen wider, wo die Sr-Konzentration in den feldspatfreien Leukophylliten gegenüber den Grobgnese um mehr als das 4-fache abgereichert ist. Den gleichen Trend zeigt auch das Element Ba, das nach MASON & MOORE (1985) eine geochemische Verwandtschaft zum Sr besitzt. Ba kann untergeordnet jedoch auch im Biotit der Grobgnese eingebaut werden (WEDEPOHL et al., 1969).

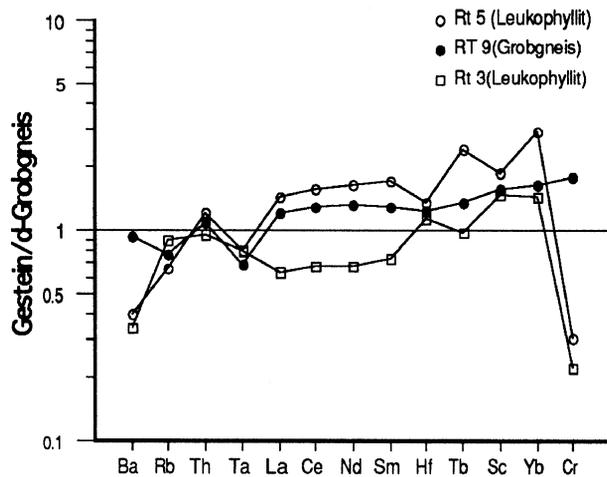
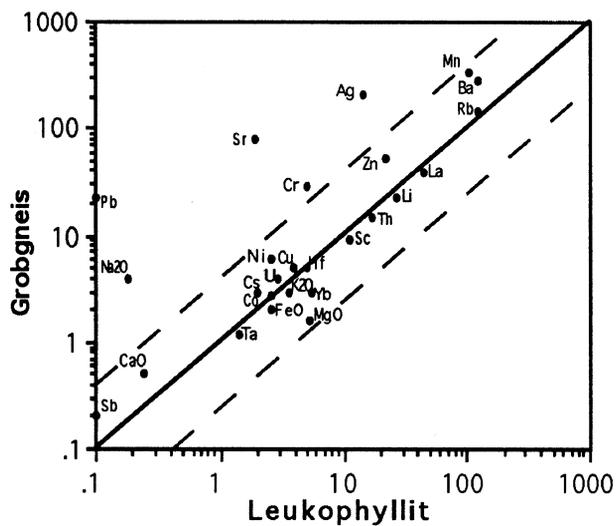
Das Element Mn wird hauptsächlich in Fe-Mg-Mineralen wie z.B. Biotit und Granat der Grobgnese eingebaut, was sich in der guten Korrelation mit MgO und FeO äußert.

Die Spurenelemente Cr, Ni und Co sind in den Leukophylliten ebenfalls deutlich verarmt. Diese substituieren bevorzugt Fe³⁺ bzw. Fe²⁺ in den Biotiten. Nach FRIEDRICH (1947), MODJTAHEDI & WIESENER (1974) und MOREAU (1981) ist jedoch für die Leukophyllite ein höherer Ni-Gehalt zu erwarten, wenn Serpentinisierungsvorgänge in tiefergelegenen Ultramafiten (Penninikum) die Ursache für die Leukophyllitbildung und die Mg-Quelle darstellen. Nachdem in fast allen Leukophyllitvorkommen eine starke Verarmung an Ni, Cr und FeO gegenüber dem Mg-Gehalt in den Leukophylliten festzustellen ist, muß die Zufuhr des Mg aus Wässern, die sich während Serpentinisierungs-

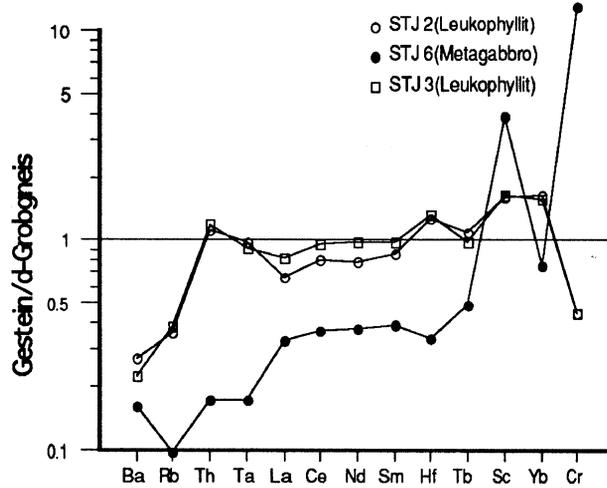
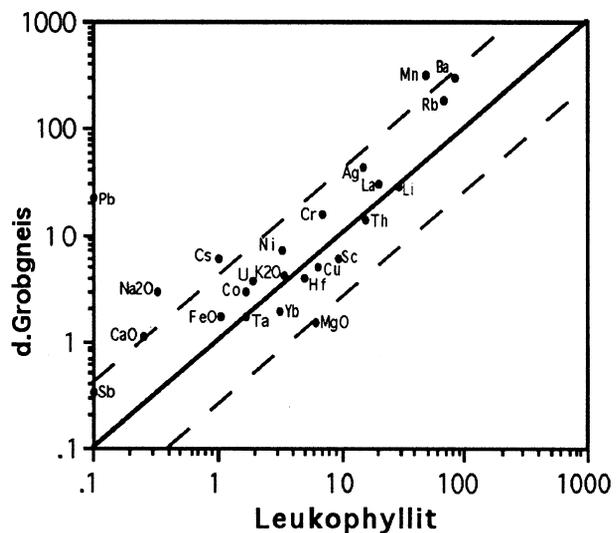
Tabelle 1.
Chemische Analysen der untersuchten Leukophyllite und der Grobgneise.

Proben Nr.	Lithologie	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Ba	Cr	Cs	Hf	Pb	Sr	Ta	Th	U	Mn	Sc	Li	Cu	Zn	Ag	Sb	Pb	Co	Ni	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
RT5 Ratten	Leukophyllit	2,55	5,17	0,25	0,18	3,54	124	5	2	5	124	2	1,4	17	2,9	102	11	27	4	22	14	0,1	0,1	3	3	44	90	44	9,0	1,4	2,0	5,4	0,7
RT 9	Grobgneis	2,02	0,50	0,90	3,90	2,97	288	28	3	5	142	81	1,2	15	4,0	348	9	22	5	51	209	0,2	23,1	3	6	38	74	35	6,9	0,8	1,1	3,0	0,4
RT 3	Übergang	1,56	2,45	0,47	0,13	4,32	105	4	4	4	165	25	1,4	13	2,7	125	8	33	5	37	27	0,1	3,1	1	4	19	39	18	3,9	0,6	0,8	2,7	0,4
STJ2 St.Jakob	Leukophyllit	1,38	6,13	0,26	0,32	3,49	84	7	1	5	67	17	1,7	16	1,9	48	9	29	6	15	15	0,1	0,1	2	3	20	46	21	4,6	0,6	0,9	3,1	0,5
STJ 6	Metagabbro	7,24	6,95	5,10	2,97	0,64	50	205	1	1	18	272	0,3	2	0,4	1.008	23	33	3	45	16	0,1	0,2	33	18	10	21	10	2,1	1,1	0,4	1,4	0,2
STJ 3	Übergang	1,44	5,94	0,25	0,37	3,69	68	7	1	5	72	17	1,6	17	1,9	52	10	29	6	6	14	0,1	0,1	2	4	25	55	26	5,2	0,6	0,8	2,9	0,4
B5 S-Pacher	Leukophyllit	1,15	2,25	0,30	0,63	4,65	122	6	4	3	170	14	1,2	12	1,9	64	5	20	14	22	56	0,2	3,5	2	2	26	51	22	4,5	0,6	0,6	1,4	0,2
B 1	Grobgneis	1,78	0,76	0,57	2,67	4,43	286	22	3	4	163	58	1,4	15	3,0	211	6	28	4	30	74	0,3	12,4	3	4	30	57	25	5,0	0,6	0,7	1,6	0,2
B 2	Übergang	1,81	4,80	0,36	0,24	5,06	99	11	4	4	170	21	1,7	17	2,7	117	6	38	3	17	21	0,2	3,7	6	3	46	80	38	7,2	0,9	0,9	2,1	0,3
B13 Fraunbach	Leukophyllit	1,07	3,52	0,33	0,25	3,89	106	6	5	2	153	19	1,7	9	2,3	91	3	35	3	20	169	0,3	5,0	3	4	20	37	18	3,9	0,4	0,5	0,6	0,1
B 9	feinkörn. Gneis	1,42	0,62	0,44	2,74	3,53	232	15	4	2	172	45	1,8	10	4,1	220	2	11	9	37	102	0,4	10,2	3	7	22	32	17	3,5	0,5	0,5	0,6	0,1
B24 Außeregg	Leukophyllit	1,07	4,51	0,70	0,12	4,40	145	4	3	4	144	10	1,2	13	1,6	65	8	36	1	8	57	0,2	1,5	2	2	34	64	28	5,8	0,6	0,9	2,4	0,3
B 28	Grobgneis	2,05	0,68	0,30	2,74	5,80	396	11	3	5	175	98	1,2	16	3,9	273	7	19	3	54	61	0,5	45,6	3	2	39	76	33	6,5	0,9	1,1	2,8	0,4
B 26	Übergang	1,08	1,51	0,31	0,18	5,39	270	29	6	4	203	16	1,2	13	2,8	58	8	44	1	12	41	0,3	8,2	2	1	40	75	34	6,9	1,5	1,1	2,5	0,3
B100 Höllersg.	Leukophyllit	0,71	6,66	0,15	0,36	4,09	88	5	2	5	109	33	1,0	16	2,4	39	9	37	5	4	17	0,1	0,8	1	3	38	75	32	6,4	0,9	1,0	2,4	0,4
B 300	Grobgneis	2,02	0,57	0,80	2,64	3,97	400	21	4	5	144	99	1,2	17	3,9	348	8	16	5	52	56	0,3	18,7	3	2	39	74	38	6,9	0,9	1,1	2,2	0,3
B 200	Übergang	0,54	4,16	0,12	0,24	3,55	100	6	2	5	101	29	1,4	14	2,7	44	8	27	11	10	17	0,1	2,1	1	1	35	68	29	6,0	0,7	1,1	3,0	0,4
RA3 Rabenwald	Leukophyllit	0,35	4,26	0,19	0,32	3,49	165	2	2	2	82	39	1,3	14	2,0	45	2	21	1	4	99	0,1	0,6	1	3	24	46	20	4,4	0,3	0,5	0,7	0,1
RA 1	Paragneis	5,66	4,01	3,70	3,02	1,95	484	25	2	4	56	332	0,9	10	5,3	955	14	19	8	78	34	0,1	5,5	17	8	47	82	38	6,4	1,5	0,8	2,1	0,3
RA 8	Orthogneis	1,20	0,61	0,70	2,75	4,18	218	10	5	3	179	78	1,7	13	3,3	253	3	22	2	37	92	0,2	16,7	2	6	27	51	23	5,0	0,6	0,6	0,8	0,1
RA11 Stubenb.	Leukophyllit	0,55	4,10	0,31	0,42	3,65	81	1	3	1	112	40	2,3	1	5,2	72	2	66	1	24	76	0,1	4,4	1	2	2	4	2	0,4	0,1	0,1	0,4	0,1
RA 14	2-Glimmergr.	2,37	3,02	0,60	0,30	4,29	330	79	16	8	176	41	1,3	13	3,2	235	7	73	5	41	87	0,9	4,7	6	17	45	78	35	5,8	1,0	0,8	2,5	0,4
VO2 Vorau	Leukophyllit	0,42	4,32	0,09	0,24	3,39	71	5	1	3	73	4	1,0	11	2,1	35	4	15	19	25	58	0,1	3,3	1	2	25	48	20	3,6	0,5	0,5	1,3	0,2
VO 6	Grobgneis	1,12	1,34	0,25	0,18	5,03	290	19	4	4	169	19	1,1	14	3,7	98	5	23	9	17	30	0,2	16,1	2	1	25	47	20	3,8	1,1	0,5	1,2	0,2
PR-LV 15	Grobgneis	1,64	0,49	1,39	n.b	n.b	266	5	n.b	n.b	75	255	n.b	10	5,1	n.b	4	n.b	n.b	n.b	n.b	n.b	21,0	n.b.	9	23	43	17	3,0	0,6	0,1	1,4	0,2
ASP3 Aspang	Weißerde	1,02	2,19	0,13	0,06	6,37	60	7	18	2	220	1	3,1	5	15,5	112	4	75	5	12	35	0,5	2,0	2	5	8	18	8	1,8	0,1	0,5	2,1	0,3
ASP 6+7	Semmeringqz	0,43	0,37	0,03	0,09	3,80	330	36	7	2	83	2	0,3	3	0,5	25	2	10	2	2	51	1,4	5,9	2	5	16	26	10	1,5	0,5	0,3	0,7	0,1
ASP 16	Porphyroid	1,85	0,74	0,45	0,36	5,82	392	36	6	4	121	41	0,6	8	10,0	112	5	17	22	8	746	1,9	14,9	9	13	14	31	17	4,6	0,7	0,8	3,6	0,5
KLI4 Klingf.	Leukophyllit	1,11	7,29	0,20	0,23	3,70	237	14	1	5	67	10	1,3	19	1,6	27	6	16	3	4	25	0,1	0,1	2	3	44	80	35	7,2	1,1	1,0	3,1	0,5
KLI 1	Grobgneis	3,20	1,11	1,30	2,63	4,81	404	25	9	6	190	193	1,6	22	3,0	444	9	41	7	61	53	0,2	24,6	6	6	47	88	41	8,0	1,1	1,3	3,1	0,4
SO9 Sopron	Leukophyllit	0,53	2,86	0,35	0,20	5,25	61	2	17	2	260	8	2,0	4	1,7	88	2	34	6	17	51	0,5	4,2	2	2	7	16	8	2,1	0,3	0,4	0,6	0,1
SO 5	Grobgneis	1,06	0,55	0,30	4,61	8,63	277	4	15	2	429	88	3,7	6	3,8	171	4	15	4	38	59	0,5	23,6	1	1	11	23	10	2,7	0,4	0,5	1,2	0,2

RATTEN



ST. JAKOB IM WALDE



S PACHER

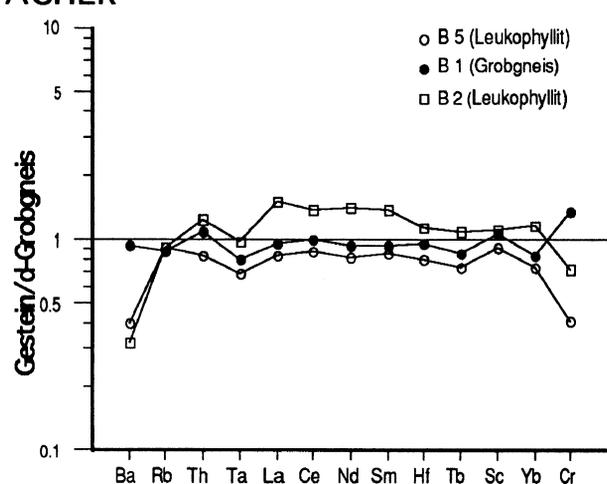
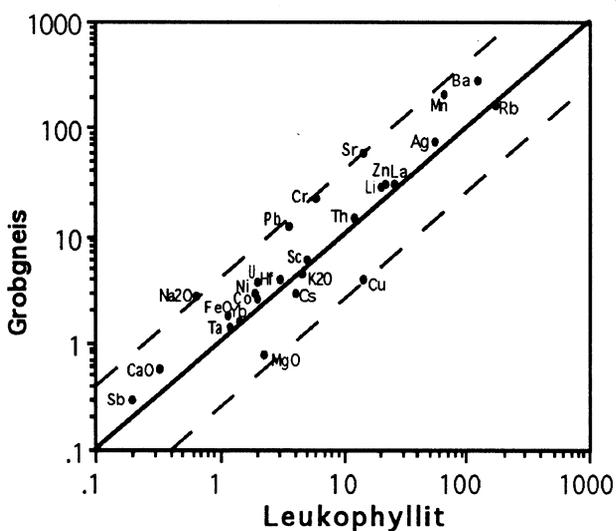


Abb. 2. Chemismus der Leukophyllite im Vergleich zum jeweiligen Nebengestein.

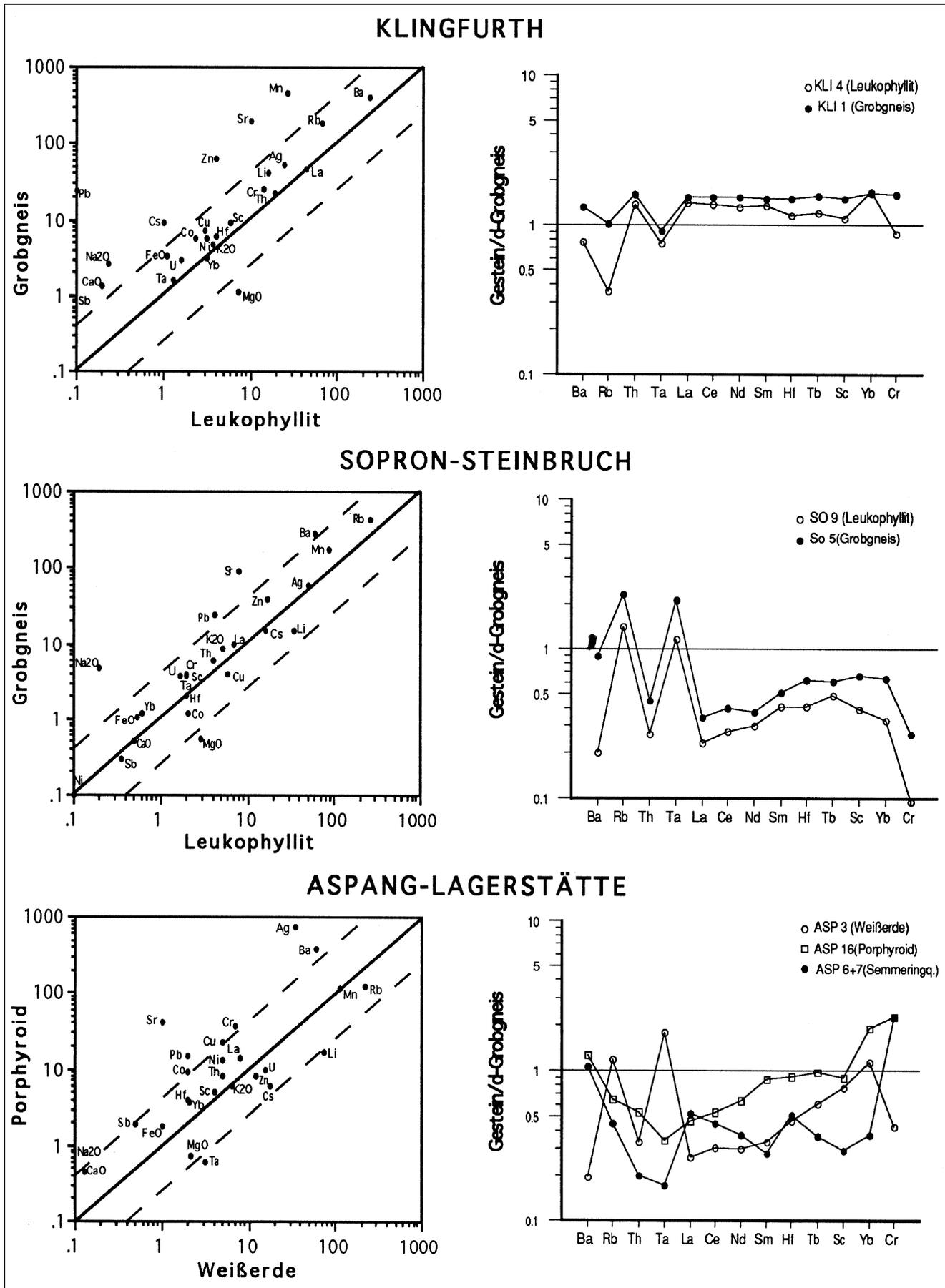


Abb. 2.
Fortsetzung.

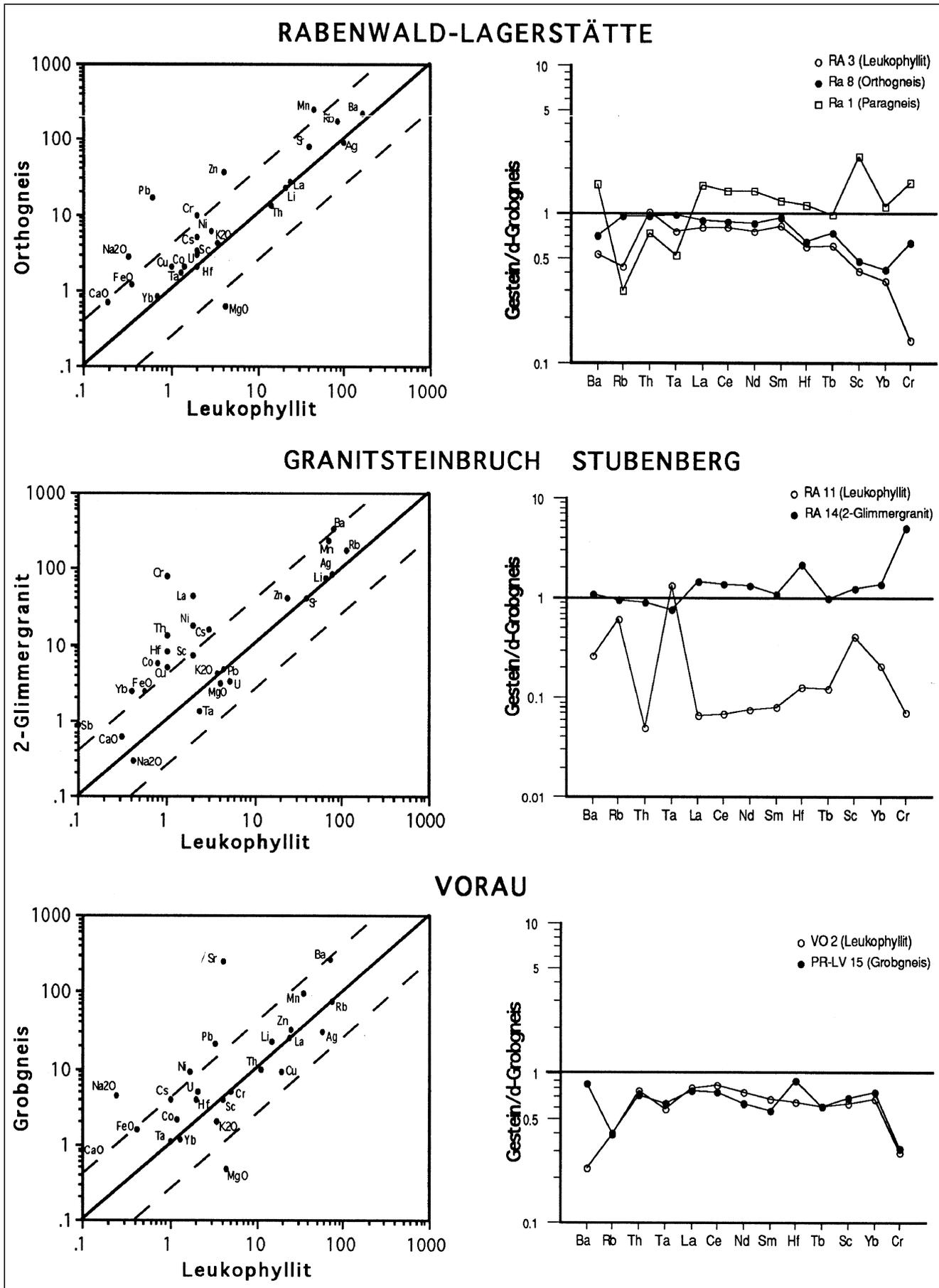


Abb. 2.
Fortsetzung.

erscheinungen im Untergrund bildeten, in Frage gestellt werden (PROCHASKA, 1984, 1991). Bei Anwesenheit von Ni in den mineralisierenden Lösungen wäre es, ähnlich wie bei Mg, zu einer Fixierung und Anreicherung in den Chloriten gekommen.

3.3. SEE-Geochemie

ALDERTON et al. (1980) hatten bei SEE-Untersuchungen an metasomatisch alterierten Graniten festgestellt, daß die Mobilität der SEE während hydrothermalen Prozesse (K-Metasomatose, Serizitisierung, Turmalinisierung, Chloritisierung und Kaolinitisierung) stark zunimmt. Um ähnliche Vorgänge in den Leukophylliten und ihrem Nebengestein zu identifizieren, wurden die vorhandenen Proben auch auf SEE analysiert.

Wie Abb. 3 zeigt, unterscheiden sich die SEE-Verteilungskurven der Leukophyllite unwesentlich von den Nebengesteinen. Lediglich eine geringe Verarmung an SEE in den Leukophylliten relativ zum Nebengestein kann festgestellt werden. KIESL et al. (1983, 1986) nehmen unter anderem auch aufgrund von SEE-Analysen an den Schwermineralen der Leukophyllite von der Talklagerstätte Rabenwald und dem Vorkommen Miesenbachtal an, daß die Leukophyllite durch hydrothermale Veränderung aus den Gneisen hervorgingen. Während die meisten Leukophyllitproben nur geringfügig niedrigere SEE-Gehalte als die Nebengesteinsproben besitzen, wurden im Leukophyllit des Steinbruches Stubenberg mehr als 10-fach niedrigere SEE-Gehalte als im direkt umgebenden Zweiglimmergranit bestimmt. Die Leukophyllitvorkommen Außeregg und Lagerstätte Rabenwald zeigen nur eine geringe negative Eu-Anomalie.

Eine signifikante negative Eu-Anomalie weist hingegen die Weißerde von Aspang auf. ALDERTON et al. (1980) beschreiben ähnliche SEE-Verteilungen in einem alterierten Granit in SW-England, in dem Plagioklas und Orthoklas zu Muskovit bzw. feinschuppigem Serizit umgewandelt wurden. Wood (1990) kam in Laborversuchen bei

einem Druck von 1 kbar und Temperaturen zwischen 25 und 450°C zum Ergebnis, daß die SEE Eu, Sm und Yb in hydrothermalen Systemen vorwiegend in 2-wertiger Form vorliegen. Glimmer nehmen ausschließlich Eu^{3+} in ihr Gitter auf. Wenn die hydrothermalen Lösungen keine Umwandlung von Eu^{3+} zu Eu^{2+} bewirkten, dann würde Eu von den Fluiden abgeführt, was in einer negativen Eu-Anomalie resultiert. Besonders im T-Intervall zwischen 200 und 250°C herrscht unter den meisten geologischen Bedingungen Eu^{2+} vor (SVERJENSKY, 1984).

4. Mikrothermometrie

4.1. Methodik

An insgesamt 30 repräsentativen Quarzproben aus den verschiedenen Leukophyllitvorkommen wurden Flüssigkeitseinschlüsse analysiert. Dafür wurden zweiseitig polierte Dickschliffe (100–200 μm) angefertigt. Quarze zeichnen sich aufgrund ihrer mechanischen Resistenz und guten Polierfähigkeit für die Dickschliffherstellung besonders aus. Die Schmelztemperaturen bzw. Homogenisierungstemperaturen wurden am Fluid Inc. Heiz-Kühltisch nach T.J. REYNOLDS des Instituts für Geowissenschaften (MU Leoben) mit einem Leitzobjektiv (L32/0,4) gemessen. Die Kalibrierung der Temperaturmeßeinrichtung, die aus Temperaturfühler (Thermocouple) und digitaler Ablesvorrichtung besteht, erfolgte mit Hilfe von fünf synthetischen Proben (SINFLINC LTD). Die Schmelz- (T_m) bzw. Homogenisierungstemperaturen (T_h) dieser synthetischen Fluid-Einschlüsse ($\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$) liegen zwischen $-56,6^\circ\text{C}$ und 374°C . Die gemessenen Einschlüsse sind zweiphasige Flüssig-Gas-Einschlüsse mit Durchmesser zwischen 3 und 30 μm , wobei die meisten im Bereich um 5 μm liegen. Aus Wiederholungsmessungen ermittelten O'HARA & HAAK (1992) und DIAMOND (1994) Abweichungen der Meßgenauigkeit des Gerätes zwischen $0,2^\circ\text{C}$ und 1°C . Für die Auswertung der gemessenen Daten wurden folgende Computerprogramme verwendet:

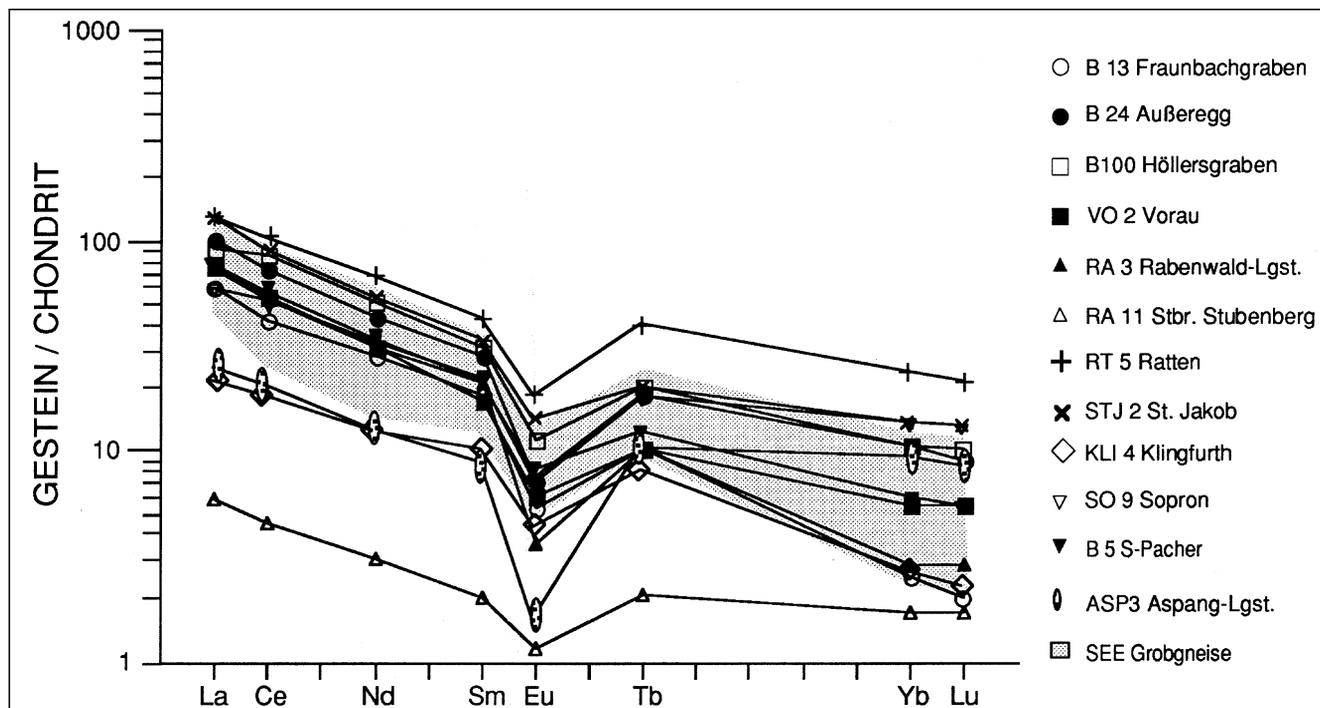


Abb. 3.
SEE-Diagramme der untersuchten Leukophyllite.

- 1) F.I. software library von T. ANDERSON, MGM-Oslo erstellt und von der F.I. Gruppe Amsterdam (Maarten PLOEGSAM) modifiziert.
- 2) Mac FLINCOR, Version 0.8; (Petrologie Universität Graz).

4.2. Ergebnisse der mikrothermometrischen Untersuchungen

In allen untersuchten Quarzdickschliffen kommen nur sekundäre saline Fluid-Einschlüsse vor. Die Einschlüsse sind einzeln („inclusion trails“), teilweise auch als Einschluß-Gruppen („inclusion groups“) an Risse gebunden. Obwohl in den Quarz-Dickschliffen zahlreiche Einschlüsse mit Durchmessern unter 2 µm vorkommen, können gerätebedingt nur 2-phasige Einschlüsse ab einer Größe von 5 bis 15 µm gemessen werden. Wie aus Abb. 4 ersichtlich ist, erreichen die Fluid-Einschlüsse Gesamtsalinitäten von mindestens 5 Gew.-% bis hypersaline Zusammensetzung (über 35 Gew.-% NaCl äq.), wobei die Homogenisierungstemperaturen zwischen 100 und 200°C liegen. Aufgrund unterschiedlicher Salinitäten konnten für einige Vorkommen zwei Gruppen von Fluid-Einschlüssen erkannt werden.

Für die Vorkommen St. Jakob im Walde, S-Pacher, Lagerstätte Rabenwald, Voralpe und Klingfurth wurden relativ höhere Gesamtsalinitäten (16 bis 34 Gew.-% NaCl äq.) berechnet. Die sehr niedrigen initialen Schmelztemperaturen und die Ausbildung von Clathraten lassen für die Vorkommen St. Jakob im Walde, Voralpe und Rabenwald auf CaCl₂ und MgCl₂ im Fluid schließen. Ähnlich hohe Salinitäten bestimmten auch BELOCKY (1992) und MOINE et al. (1989) in den Quarzen aus der Talklagerstätte Rabenwald. Während MOINE et al. (1989) aufgrund der niedrigen Eisschmelztemperaturen einen CaCl₂-Gehalt von 95 % annehmen, bezweifelt BELOCKY (1992) die hohen CaCl₂-Gehalte, weil sich neben diesen hohen CaCl₂-Gehalten keine NaCl-Tochterkristalle ausbilden können.

Bedeutend geringere Gesamtsalinitäten mit 3 bis max. 12 Gew.-% wurden für die Vorkommen Ratten, Fraunbachgraben, Hollersgraben und Sopron bestimmt. Außerdem konnten aufgrund des initialen Schmelzens (Te) keine Anzeichen für CaCl₂ oder MgCl₂ im Fluid festgestellt werden. Geringe Salinitäten (1–7 Gew.-% NaCl äq.) wurden auch in den Fluid-Einschlüssen der Quarze aus der Weißerdelagerstätte Aspang berechnet.

Um einen Vergleich zwischen Einschlüssen aus den Quarzen der Leukophyllite und des Nebengesteins (Grobgnais) zu erhalten, wurden auch Fluid-Einschlüsse von einem unbeeinflussten Grobgnais gemessen. Hier traten deutlich geringere Salinitäten als in den Quarz-Einschlüssen der Leukophyllite auf.

5. Crush-Leach-Analysen

5.1. Methodik

Die Crush-Leach-Methode dient zur Bestimmung des Fluid-Chemismus der Einschlüsse. Sie ist besonders dann geeignet, wenn eine Fluid-Generation mengenmäßig dominiert.

Für die Crush-Leach-Methode wurden die Proben grob zerkleinert und daraus optisch klare Quarze ausgewählt und diese danach mit Salpetersäure gewaschen. Im Messingmörser wurden die gereinigten Quarzstücke zerkleinert und auf ein Kornband zwischen 0,25 mm und 1 mm abgesiebt. Mittels Elektro- und Magnetscheidung erfolgte

die Abtrennung von möglichen Fremdmineralen (Erzminerale, Glimmer) in den Quarzen. Nach mehrmaligem Waschen mit warmer Salpetersäure und Spülen mit doppelt destilliertem Wasser wurden die Quarzproben bei 80°C getrocknet. Am Ende wurden die verbleibenden Körner unter dem Binokular handverlesen und so ein reines Quarzkonzentrat hergestellt.

Neben der Kontamination durch Fremdminerale und Staub spielt auch die Verunreinigung der Oberflächen der Quarzkörner durch adsorptiv gebundene Fremdionen eine Rolle, weshalb es unbedingt erforderlich ist, auch die Kornoberflächen einer Reinigungsprozedur zu unterziehen.

Dafür wurden die Quarzkörner in ein mit doppelt destilliertem Wasser gefülltes U-Rohr aus Quarzglas eingelegt, das an beiden Seiten mit Staubschutzkappen aus Teflon verschlossen wurde. Schließlich wurde über Platinelektroden mehrere Tage lang eine Gleichspannung angelegt, wodurch die Fremdionen die Kornoberflächen verlassen und an die Anode bzw. Kathode wandern. Nach der elektrolytischen Reinigung erfolgte eine Trocknung der Proben in einem mit Polytetrafluoräthylen (PTFE) beschichteten Trockenschrank.

Danach folgte der eigentliche „Crush“-Vorgang. Circa 1 g Probenmaterial wurde nun unter dem Abzug im Achatmörser ca. eine Minute lang trocken aufgemahlen, bis der Quarz eine puderähnliche Konsistenz aufwies. Die dabei freigesetzten Fluide wurden dabei an die neu generierten Quarzkornoberflächen adsorptiv gebunden und konnten in der Folge mit geeigneten Lösungsmitteln von diesen wieder abgelöst werden.

Der Lösungsvorgang, auch als „Leach“ bezeichnet, fand in Zentrifugengefäßen statt, wobei zwei unterschiedliche Lösungsmittel verwendet wurden. Im ersten „Leach“ fungierte doppelt destilliertes Wasser als Lösungsmittel, während der zweite in einer Lösung von Lanthanchlorid-Heptahydrat in zweinormaler, quarzdestillierter Salpetersäure erfolgte. Die verschlossenen Zentrifugengefäße, in denen sich die aus den Quarzen freigesetzten Fluide mit den unterschiedlichen Lösungsmitteln befanden, wurden geschüttelt und anschließend mehrere Stunden stehen gelassen. Danach wurde das Quarzpulver abzentrifugiert und die Lösung dekantiert.

Die dadurch gewonnenen Fluide wurden mit drei unterschiedlichen Analysemethoden geochemisch untersucht, wobei jede Quarzprobe prinzipiell doppelt analysiert wurde:

1) Ionenchromatographie:

Bei der Ionenchromatographie wurden in zwei Durchgängen die Elemente F, Cl, Br und I, sowie Nitrat, Phosphat und Sulfat gemessen. Zum Einsatz kam dabei ein Ionenchromatograph der Firma DIONEX.

2) Atomabsorptionsspektrometrie (AAS):

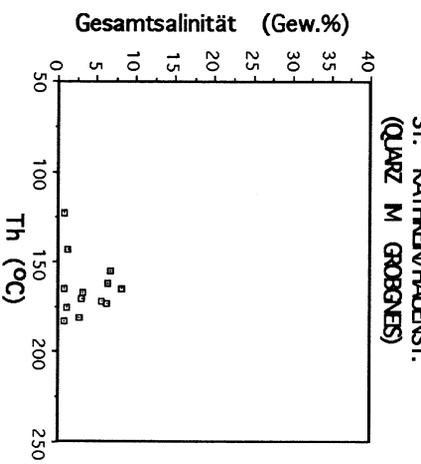
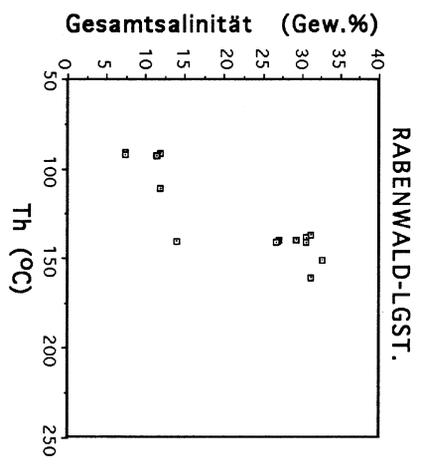
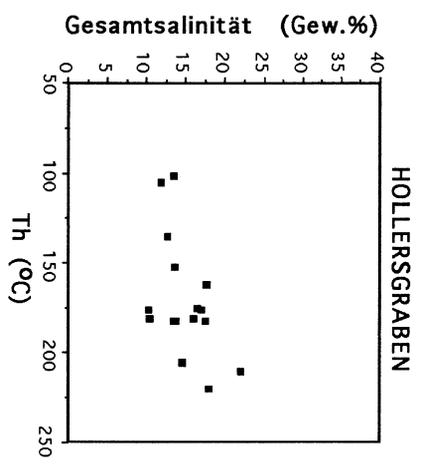
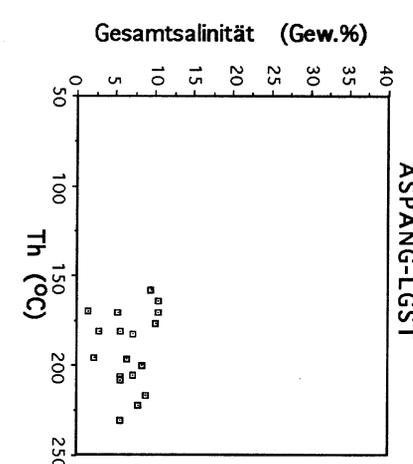
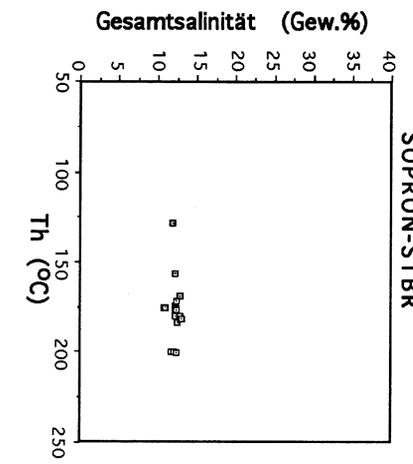
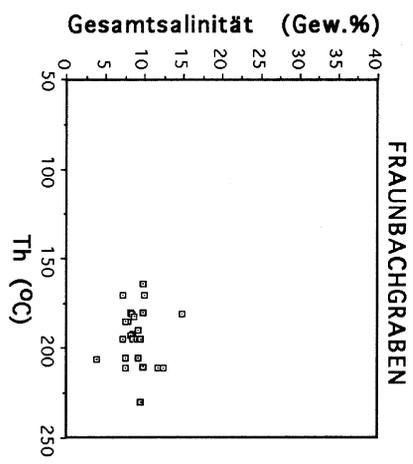
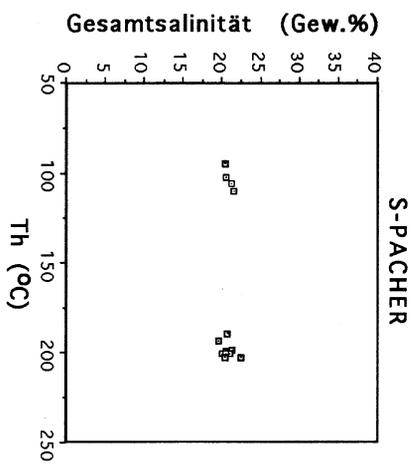
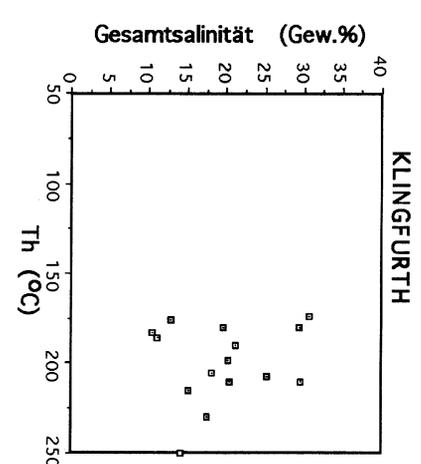
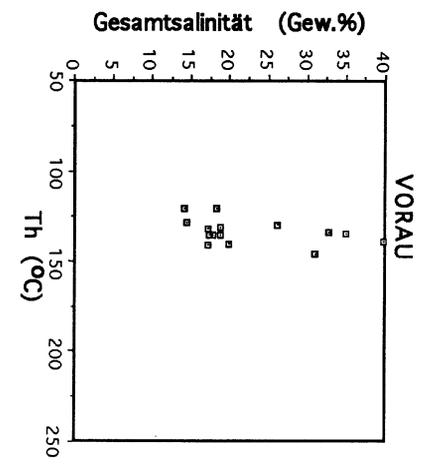
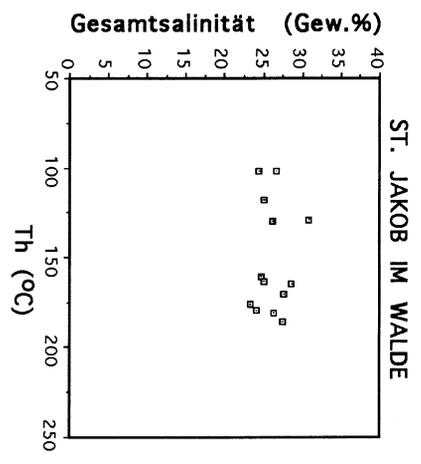
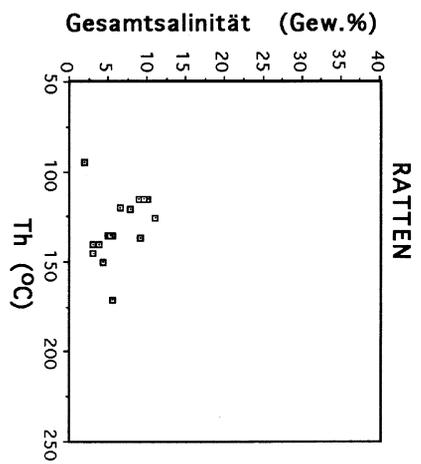
Mit Hilfe der AAS erfolgte die Bestimmung von Na und K sowohl an den Analysenproben in destilliertem Wasser als auch an den Acid Leaches.

3) Emissions-Spektrometrie mit Plasmaanregung (ICP-AES):

Mit der ICP-AES wurden die Elemente Na, K, B, Li, Sr, Fe, Mn, Zn, Ca, Mg, Al, Cu und B gemessen.

Die Nachweisgrenzen für die Elemente Na, K, Ca, Cu, Zn und Pb liegen bei 3 ppb, während für die restlichen Elemente die Nachweisgrenze bei 1 ppb liegt.

Bei der Durchführung der Crush-Leach-Methodik wird sowohl vom verwendeten Probenmaterial als auch von den verwendeten Chemikalien und den Labors höchste Reinheit verlangt.



Aus diesem Grund fanden sämtliche Tätigkeiten (ausgenommen die Grobaufbereitung) in einem staubfreien Labor statt. Die Analysen wurden am Department of Earth Sciences, University of Leeds/UK durchgeführt.

5.2. Ergebnisse der Crush-Leach-Analytik

Anhand mikrothermometrischer Messungen konnte, wie oben beschrieben, die Fluid-Charakteristik bereits grob bestimmt werden. Um genauere Informationen über die Fluide zu erhalten, wurden vier Quarzproben ausgewählter Leukophyllitvorkommen (Ratten, Lagerstätte Rabenwald, Aspang und Sopron) mit der Crush-Leach-Methodik untersucht. Die Ergebnisse sind in Tab. 2 dargestellt. Was sich bereits mikrothermometrisch abzeichnete, nämlich der Verdacht auf hohe Ca und Mg-Gehalte in den Fluid-Einschlüssen der Quarze aus den Rabenwalder Leukophylliten, konnte im Crush-Leach-Verfahren eindeutig bestätigt werden. Im Vergleich zum Element Na konnten in den Fluid-Einschlüssen bis zu 12-fach höhere Gehalte an Ca bzw. 6-fach höhere Mg-Gehalte gemessen werden. Signifikant sind weiters die hohen Gehalte an Al und Fe.

Deutlich geringere Salinitäten und damit auch geringere Elementkonzentrationen in den Fluid-Einschlüssen wurden für die Leukophyllite von Sopron-Stbr. und Ratten bestimmt. Obwohl mikrothermometrisch keine deutlichen Anzeichen für hohe Ca- und Mg-Gehalte in Fluid-Einschlüssen bestimmt werden konnten, lassen sich diese mit der Crush-Leach-Methode eindeutig nachweisen. Die übrigen Elementkonzentrationen sind im Vergleich zu jenen der hochsalinaren Rabenwalder Leukophyllite gleichmäßig reduziert.

Der Unterschied der Weißerde von Aspang zu den Leukophylliten kommt auch in der Fluid-Zusammensetzung deutlich zum Ausdruck. Während fast alle Elemente relativ zu den Leukophylliten geringere Konzentrationen aufweisen, ist das Element Ba um das 50-fache angereichert.

Nach BANKS et al. (1995) kann die Herkunft eines Fluides aufgrund des Verhältnisses von Br/Cl bzw. I/Cl bestimmt werden. Werden die aus der Crush-

Tab. 2. Ergebnisse der Crush-Leach-Analysen einiger untersuchter Einschlussfluide.

	Rabenwald	Ratten	Sopron	Aspang
Na	10000	10000	10000	10000
Fe	4808	217	535	226
Mg	47771	533	4180	354
Ca	131638	10961	36080	350
K	1637	2941	2591	1388
Ba	130	34	69	6229
Sr	417	212	248	290
Mn	395	217	219	11
Cu	165	20	58	16
Zn	180	14	63	0
Pb	489	92	184	36
B	208	62	92	72
Al	30597	514	3633	671
F	9274	998	1519	--
Cl	40152	24967	26434	15880
Br	591	141	116	66
J	5,02	2,44	2,74	0,10

Leach-Methode gewonnen Werte in ein Br/I/Cl-Diagramm (Abb. 5) eingetragen, so liegen die untersuchten Leukophyllitvorkommen Ratten und Sopron im Bereich von „Oilfield Brines“ bzw. von Formationswässern. Der hohe Br/Cl-Wert der Rabenwalder Fluide ergibt sich möglicherweise durch eine Fraktionierung und Entfernung von NaCl aus der sich durch Hydrosilikatbildung aufkonzentrierenden Lösung. Die Zusammensetzung der Aspanger Fluide liegt im Bereich des rezenten Meerwassers.

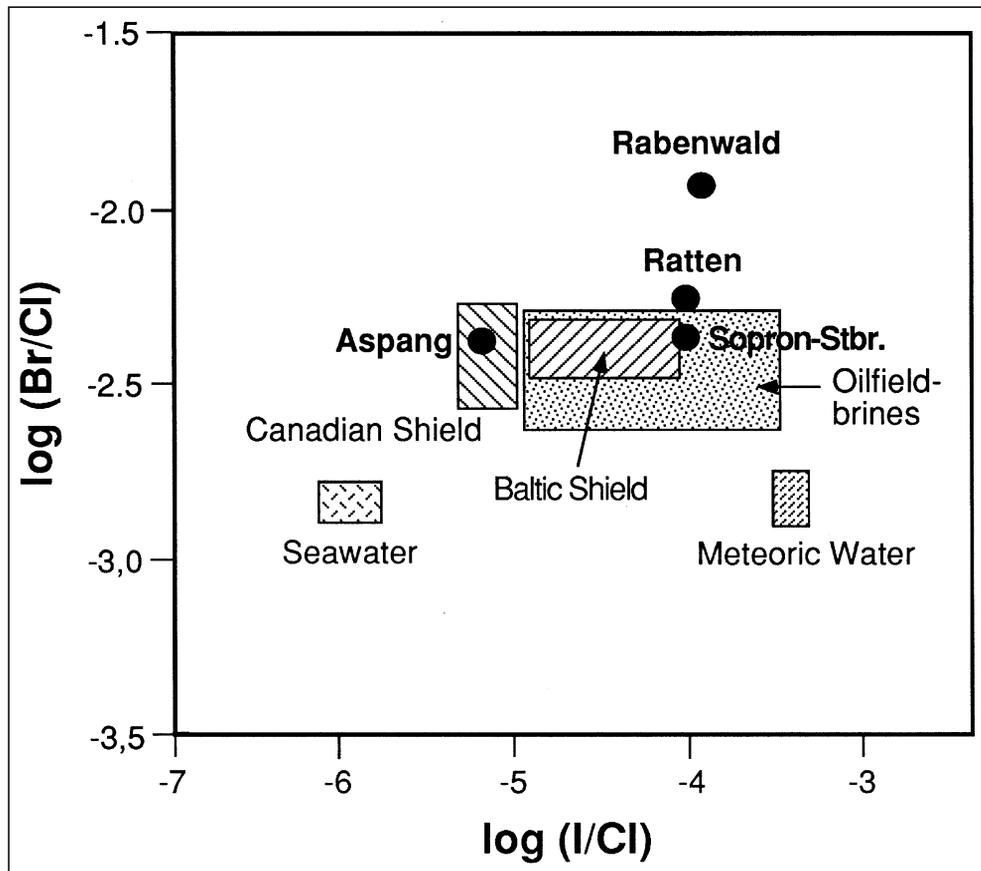


Abb. 5. Br/Cl-I/Cl-Diagramm von einigen untersuchten Einschlussfluiden (modifiziert nach BANKS et al., 1995).

6. Stabile Isotope

6.1. Methodik

Die Analysen der stabilen Isotope wurde im Isotopenlabor der University of Alberta in Edmonton/Kanada durchgeführt. Rund 50 O- und H-Isotopenanalysen wurden an Gesamtgesteinen und Mineralkonzentraten durchgeführt. Für die Bestimmung der O-Isotope wurde eine modifizierte Fluor-Linie nach TAYLOR & EPSTEIN (1962) verwendet. Das Fluorgas wurde, wie von ASPREY (1976) beschrieben, gereinigt. Die Massenspektrometeranalyse erfolgte an einem VG SIRA-9 triple-collector, 90°, 9 cm-Radius Instrument. Für die δD -Untersuchungen wurde H_2O verwendet, das aus Flüssigkeitseinschlüssen (0,5–2 mm Korngröße) stammte. Dazu wurden die Glimmer in einem Siliziumrohr eingeschmolzen und auf 1000°C erhitzt. Das freigesetzte H_2O wurde mit Zn zu H_2 -Gas reduziert und als solches analysiert. Die Reproduzierbarkeit der gemessenen H-Isotopenwerte liegt bei 3 ‰, die der O-Isotopenwerte bei 0,1 ‰.

6.2. Ergebnisse der Untersuchungen der stabilen Isotope

Die analytischen Ergebnisse sind in Tab. 3 wiedergegeben. Mit Hilfe von O-Isotopengleichgewichten zwischen Quarz und koexistierendem Muskovit wurde versucht, Gleichgewichtstemperaturen zu berechnen. Die Mineralbildungstemperaturen für die Leukophyllite lassen sich in zwei Gruppen untergliedern. Für einen Großteil der Leukophyllitvorkommen liegen die berechneten Temperaturen aus der Quarz-Glimmer-Fraktionierung zwischen 460 und maximal 550°C. Die unrealistischen hohen Bildungstemperaturen (700–800°C) für die Leukophyllitvorkommen

Tab. 3. Analyseergebnisse der Untersuchungen von stabilen Isotopen an separierten Mineralphasen.

Lokalität	Lithologie	Mineral	$\delta^{18}O$	δD
Ratten	Leukophyllit	Quarz	10,49	
		Muskovit	6,60	
St. Jakob	Leukophyllit	Quarz	8,24	-89
		Muskovit	4,87	
S Pacher	Leukophyllit	Quarz	10,00	-73
		Muskovit	8,06	
Fraunbach	Leukophyllit	Quarz	10,18	-73
		Muskovit	7,74	
Außeregg	Leukophyllit	Quarz	11,21	-53
		Muskovit	6,60	
Hollersgraben	Leukophyllit	Quarz	10,96	-81
		Muskovit	6,14	
Rabenwald	Talk-Chl-Schiefer	Talk	7,36	-38
		Chlorit	6,45	
Stubenberg	Leukophyllit	Quarz	12,45	-45
		Muskovit	9,11	
Vorau	Leukophyllit	Quarz	9,21	-44
		Muskovit	5,51	
Klingfurth	Leukophyllit	Quarz	10,42	-36
		Muskovit	5,28	
Sopron	Leukophyllit	Quarz	10,04	-37
		Muskovit	8,44	
Aspang	Weißerde	Quarz	17,30	-106
		Serizit	16,70	

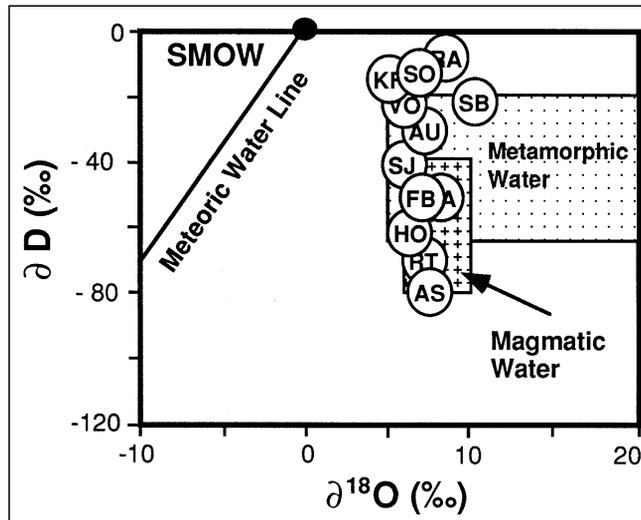


Abb. 6. δD - $\delta^{18}O$ -Diagramm mit den durchschnittlichen Fluidzusammensetzungen aller untersuchten Leukophyllitvorkommen.

men Sopron und S-Pacher weisen auf ein Ungleichgewicht hin. Ein ähnlicher Effekt tritt für die Minerale Disthen – Muskovit – Quarz vom Leukophyllitvorkommen Vorau auf. Die Disthene zeigen retrograde Umwandlungsercheinungen, was die Einstellung eines $^{18}O/^{16}O$ -Gleichgewichtes zwischen Disthen, Glimmer und Quarz verhinderte. Für die Vorkommen Außeregg, Hollersgraben und Klingfurth wurden geringere Bildungstemperaturen etwa um 400°C bestimmt. Die berechneten $\delta^{18}O$ Werte der Fluide liegen im Bereich zwischen 5,5 und 10 ‰.

Wenn die Bildungstemperaturen von Leukophylliten während der Metamorphose wesentlich unter 300°C liegen, kann sich ebenfalls zwischen neugebildeten und eventuell relictischen Mineralen kein Gleichgewicht ausbilden. Dies scheint für die Bildung der Weißerdelagerstätte Aspang der Fall zu sein. Auch hier konnten aus der O-Isotopenfraktionierung zwischen Quarz und Glimmer keine plausiblen Bildungstemperaturen berechnet werden.

Die δD -Werte geben Auskunft über die Herkunft der Fluide und wurden an Einschlüssen in Quarzen oder an den Glimmern gemessen. Für die Leukophyllitvorkommen Außeregg, Vorau, Rabenwald, Stubenberg, Klingfurth und Sopron ergeben sich δD -Werte (berechnetes Fluid) zwischen -5 und -33 ‰. Die niedrigen δD -Werte (-42 bis -68 ‰) für die Leukophyllite von Ratten, St. Jakob/Walde, S-Pacher, Fraungraben und Hollersgraben sprechen für den Einfluß meteorischer Wässer. Ein ähnlich niedriger δD -Wert (-71 ‰) wurde in den Glimmern der Weißerdelagerstätte Aspang gemessen.

Der annähernd parallele Trend zur δD -Achse im Diagramm $\delta^{18}O$ - δD (Abb. 6) legt nahe, daß für die Bildung der Leukophyllite Mischungen aus meerwasserähnlichen Fluiden mit meteorischen Wässern verantwortlich waren. In keinem Fall zeigte das Fluid noch eine ursprüngliche O-Isotopenzusammensetzung, sondern es erfolgte eine Anpassung der O-Isotopie der Fluide an das Nebengestein.

7. Diskussion und Interpretation

Verschiedene Leukophyllitvorkommen (Ratten, St. Jakob im Walde, S Pacher, Fraunbachgraben, Außeregg, Hollersgraben, Rabenwald, Stubenberg, Vorau, Kling-

furth, Sopron) und die Weißerdelagerstätte Aspang wurden repräsentativ für die gesamten Leukophyllite untersucht.

Die Leukophyllite bestehen aus Quarz, Muskovit und Mg-reichem Chlorit (Sheridanit-Klinochlor nach VENDEL [1972]) mit Apatit, Rutil, Zirkon und Disthen als Akzessorien. Daß die „Leukophyllonite“, wie die Leukophyllite im Sinne der petrographischen Nomenklatur zu bezeichnen sind, einer duktilen Deformation ausgesetzt waren, ist im Dünnschliff an der dynamischen Rekristallisation der Quarzkörner mit Subkornbildung erkennbar. O-Isotopenuntersuchungen sprechen für ein Ungleichgewicht zwischen Disthen und Quarz bzw. Muskovit. Der Disthen scheint in einer frühen höher temperierten Phase der Leukophyllitbildung stabil gewesen zu sein.

Charakteristisch für die Leukophyllite ist eine sehr hohe Mg-Anreicherung im Vergleich zu den Nebengesteinen. Im Gegensatz dazu werden vor allem FeO sowie die chalkophilen Spurenelemente Ni, Cr und Co abgereichert. Wenn aber Mg-führende Wässer aus Serpentinisierungsvorgängen tiefergelegener Ultramafite (Penninikum) die Ursache für die Leukophyllitbildung darstellen, wie dies FRIEDRICH (1947), MODJTAHEDI & WIESENER (1974) und MOREAU (1981) vermuten, so sollten diese Elemente auch in den Leukophylliten angereichert sein (PROCHASKA, 1984, 1991). Mg wurde offensichtlich vom mineralisierenden Fluid zugeführt, wobei ultramafische Gesteine als Quelle ausscheiden. Falls man als ursprüngliches Fluid meerwasserähnliches Formationswasser aus tieferen, überschobenen tektonischen Einheiten annimmt, wären neben dem relativen hohen Mg-Gehalt der Fluide auch die schweren δD -Werte erklärbar. Wie in Abb. 7 zu sehen ist, scheint eine gewisse Korrelation zwischen Salinität und δD -Werten der Fluide zu bestehen. Je höher die tektonostratigraphische Position der jeweiligen Scherzone in der Kruste war, umso geringer ist die Salinität und umso leichter sind die δD -Werte. Dies läßt sich mit der Zumischung von meteorischem Wasser in den höheren Bereichen der Kruste erklären.

Mikrothermometrische Untersuchungen ergaben deutliche Unterschiede zwischen den „Grobgneisfluiden“ und den hochsalinaren Fluiden in den Scherzonen. O'HARA & HAAK (1992) beschrieben ebenfalls hochsalinare Fluid-Einschlüsse an Überschiebungszonen in North Carolina bzw. den Apuaner Alpen. Dabei beobachteten sie eine Abnahme der Fluid-Salinitäten mit zunehmender Entfernung von der Störungszone. Dieser Trend kann auch für die Quarzeinschlüsse in den Leukophylliten angenommen werden.

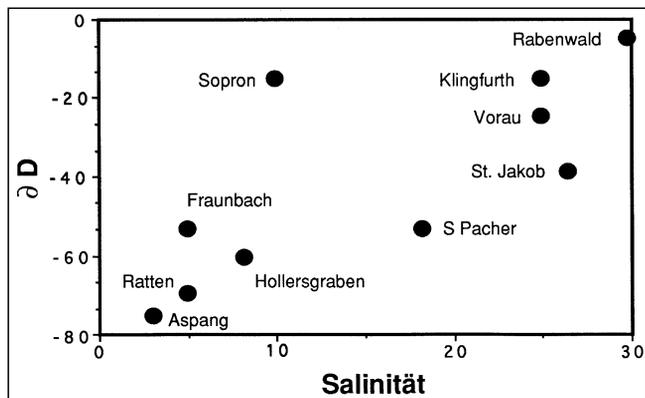


Abb. 7. δD -Salinität-Diagramm der untersuchten Leukophyllitvorkommen.

Die Homogenisierungstemperaturen (T_h) liegen in allen Quarz-Einschlüssen zwischen 100 und 200°C. In einigen Vorkommen wie z.B. S-Pacher treten unterschiedliche Homogenisierungstemperaturen auf. Dies wird mit dem tektonischen Geschehen der Leukophyllite in Zusammenhang gebracht. Generell entsprechen diese niedrigen Homogenisierungstemperaturen sicherlich nicht der Hauptbildungsphase der Fluid-Einschlüsse. Die Ursache in unterschiedlichen Gas-Flüssigkeit-Verhältnissen ist in den Einschlüssen zu suchen, die ihrerseits auf „necking-down“-Prozesse in den Fluid-Einschlüssen zurückgeführt werden können. Eine weitere Ursache für variierende Homogenisierungstemperaturen sind die unterschiedlichen p-Bedingungen, die hohe Dichteunterschiede in den Fluid-Einschlüssen verursachen, wie sie auch für die Leukophyllitscherzonen angenommen werden dürfen. Damit läßt sich keine Aussage über die eigentliche Bildungstemperatur der Fluid-Einschlüsse machen.

Die Fluide setzen sich aus einer komplexen Mischung von mehreren Salzen zusammen und wurden direkt mittels Crush-Leach-Analyse bestimmt. BENNETT & BARKER (1992) wandten diese Methode bei der Untersuchung von Scherzonen in granitischem Nebengestein (Kaledoniden) an. Dabei stellten sie fest, daß bei hoher Salinität gleichzeitig andere Elemente wie z.B. Fe in den Fluid-Einschlüssen angereichert sind. Für diese Anreicherung nehmen sie Reaktionen des Fluids mit dem unmittelbaren Nebengestein an. Solche Prozesse zwischen primär hochsalinaren Wässern und dem Nebengestein können auch während der Leukophyllitbildung angenommen werden. Speziell die hohe Mg-Ca-Konzentration in den Fluiden der Rabenwalder Leukophyllite ist in Zusammenhang mit den dort auftretenden Magnesiten zu sehen, wie in der Literatur schon wiederholt erwähnt (PROCHASKA, 1984 und 1991).

Wenn man die aus der O-Isotopenfraktionierung in Muskovit und Quarz gewonnenen Bildungstemperaturen von 450–500°C annimmt, ergeben sich für die Leukophyllite Bildungsdrücke von 8–10 kbar, was einer Gesteinsüberlagerung von mindestens 30 km gleichkommen würde. Nachdem die Homogenisierungstemperaturen aus der Mikrothermometrie aufgrund vorhin genannter Gründe als zu niedrig angenommen werden dürfen, sind diese Isochoren zur Interpretation der ursprünglichen Leukophyllitbildungsbedingungen nicht geeignet.

BELOCKY (1992) nimmt aufgrund von Halitaauflösungstemperaturen der Fluid-Einschlüsse in Quarz aus der Talklagerstätte Rabenwald Bildungstemperaturen von 350°C bei einem Druck von 3 kbar an. Die hohen Bildungsdrücke von 8–9 kbar nach MOINE et al. (1989) sieht er als absolutes Maximum an, da die Fluid-Isochoren bei hohen Temperaturen aber niedrigen Drücken verflachen. HERITSCH (1971) bestimmte für die Talklagerstätte Rabenwald Bildungsbedingungen von 450–500°C bei einem Druck von 2 kbar.

Aus den Beobachtungen ergibt sich für die Leukophyllite am Alpenostrand somit folgende Modellvorstellung:

Nach zur Zeit laufenden Untersuchungen zur Datierung der Leukophyllitbildung erfolgte die Hauptbildung der Leukophyllite während der frühalpiden Deckenüberschiebung zwischen 80 und 75 Ma. Nach dem Prinzip des seismischen Pumpens (z.B. SIBSON et al., 1975) werden dabei tieferliegende Fluide (unterostalpine Permotrias und tieferes Penninikum) mit Meerwasser- bzw. Formationswassercharakteristik nach oben gepreßt. Charakteristisch für diese Fluide sind die hohen Gesamtsalinitäten (17 bis über 35 Gew.-%) und schwere δD -Werte (–8 bis –30 ‰).

Nachdem die Überschiebung abgeschlossen war, erfolgte die isostatische Hebung. Diese führte zum Abgleiten der überschobenen Einheiten und in der Folge zu Extension. Die Leukophyllite fungierten aufgrund ihres inkompetenten Verhaltens (mehr als 40 % Glimmer) als bevorzugte Gleithorizonte.

Die Weißerdelagerstätte Aspang unterscheidet sich von den übrigen Leukophylliten im Chemismus (SEE-Spektrum), durch ihr Alter von rund 52 Ma (KRALIK, unveröffentlicht), durch geringe Salinitäten und den niedrigen δD -Wert (-70 %) der Fluide. Die von HUSKA (1971) beschriebenen Abschiebungen in der Lagerstätte lassen vermuten, daß diese Lagerstätte während der Extensionsbewegungen im Unterostalpin angelegt wurde. Gleichzeitig zirkulierten Oberflächenwässer mit leichten δD -Werten und mit geringer Salinität von 0 bis 7 % NaCl äq., die zur Ausbildung der Weißerdescherzone bzw. der neuerlichen Aktivierung der Leukophyllite führten. Die Temperaturen mit Werten von 250–300°C sind für diese spätere Extension im Vergleich zur eigentlichen Leukophyllitbildung deutlich geringer.

Dank

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Projektes Nr. 4647 der Österreichischen Nationalbank (Jubiläumsfonds) durchgeführt. Den Betrieben Aspanger AG. und Naintsch Mineralwerke Ges.m.b.H. danken wir für die Erlaubnis zur Grubenbefahrung und zur Probennahme.

Literatur

- ALDERTON, D.H.M., PEARCE, J.A. & POTTS, P.J.: Rare earth element mobility during Granite alteration: Evidence from Southwest England. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**, 149–165, Amsterdam 1980.
- ASPREY, L.B.: The preparation of very pure fluorine gas. – *J. Fluorine Chem.*, **7**, 359–361, Lausanne 1976.
- BANKS, D.A., YARDLEY, B.W.D., CHEILLETZ, A., GIULIANI, G. & RUEDA, F.: Chemistry and source of the high temperature brines in the Colombian. – In: *Mineral Deposits: From their origin to their environmental impacts*, 557–560, Proceedings of the 3rd Biennial SGA meeting Prague/Czech Republic, Rotterdam 1995.
- BELOCKY, R.: Regional vergleichende Untersuchung lagerstättenbildender Fluide in den Ostalpen als Hinweis auf eine mögliche metamorphe Ableitung. – Diss. Techn. Univ. Braunschweig, 103 S., Braunschweig 1992.
- BENNETT, D.G. & BARKER, A.J.: High salinity fluids: The result of retrograde metamorphism in thrust zones. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 81–95, Amsterdam 1992.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes. – Abh. d. Zweigst. Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung, **25**, 1, 305 S., Wien 1939.
- DIAMOND, L.W.: Salinity of multivolatile fluid inclusions determined from clathrate hydrate stability. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 19–41, Amsterdam 1994.
- EBNER, F., SACHSENHOFER, F. & SCHWENDT, A.: Das Tertiär von Kirchberg am Wechsel. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steierm.*, **121**, 119–127, Graz 1991.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. – *Geol. B.-A.*, Wien 1957.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Geologische Karte der Steiermark 1 : 200.000. – *Geol. B.-A.* Wien 1984.
- FRIEDRICH, O.M.: Die Talklagerstätte des Rabenwaldes, E-Stmk. – *BHM*, **92**, 66–85, Wien 1947.

- HENDERSON, P.: Rare earth element geochemistry. – Devel. in *Geochemistry*, **2**, 381, Amsterdam 1984.
- HERITSCH, H.: Ein Beitrag zur Frage der Bildungsbedingungen der Talklagerstätten auf dem Rabenwald. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, **100**, 28–36, Graz 1971.
- HUSKA, G.: Zur Geologie und Tektonik der Weißerdelagerstätte Aspang am Ostrand des Wechselsefens (NO). – *Mitt. d. Geol. Ges.*, **64**, 109–136, Wien 1971.
- KIESL, W., WIESENER, H. & KLUGER, F.: Untersuchungen des Vorkommens der Seltenen Erden und von Thorium in Gesteinen des Unterostalpinen Kristallins des Semmering-Wechselsefens. – *Österr. Akad. Wiss., Mathem. naturw. Kl., Abt. I*, **192**, Heft 1–4, Wien 1983.
- KIESL, W., KLUGER, F. & WIESENER, H.: Petrology and geochemistry of selected talc deposits in the Eastern Alps. – *Mineral Paragenesis*, 649–664, Athen 1986.
- KUZVART, M.: Industrial minerals and rocks. – *Developments in economic geology*, **18**, 454 S., Amsterdam (Elsevier), 1984.
- LELKES-FELVARI, G., SASSI, F.P. & VISONA, D.: On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphic rocks and their phase relations. – *Rend. Soc. Ital. di Min. e Petr.*, **38**, 2, 607–615, Padua 1982.
- MASON, B. & MOORE, C.B.: *Grundzüge der Geochemie*. – 340 S., Stuttgart (Enke Verlag) 1985.
- MODJTAHEDI, M. & WIESENER, H.: Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen – *Arch. f. Lagerst.forsch. i. d. Ostalpen*, **2**, 189–213, Leoben 1974.
- MOINE, B., FORTUNE, J.P., MOREAU, P. & VIGUIER, F.: Comparative Mineralogy, Geochemistry, and Conditions of Formation of Two Metasomatic Talc and Chlorite Deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria); – *Economic Geology*, **84**, 1398–1416, 1989.
- MOREAU, Ph.: Le Massif du Rabenwald et ses Minéralisations (Talc, Chlorite, Disthene, Leucophyllite). – Diss. Univ. Besançon, 327 S., Besançon 1981.
- NEUBAUER, F., PEINDL, P., MOYSCHWITZ, G., REINDL, H. & WALLBRECHER, E.: Das südliche Raabalpen- und Wechselkristallin: Beschreibung der Exkursionsroute. – *Exkursionsführer zur TSK III-Tagung*, 27–45, Graz 1990.
- NEUBAUER, F., MÜLLER, W., PEINDL, P., MOYSCHWITZ, G., WALLBRECHER, E. & THÖNI, M.: Evolution of lower Austroalpine units along the Eastern Margins of the Alps: A review; – *ALCAPA-Field Guide IGP/KFU Graz*, 97–114, Graz 1992.
- O'HARA, K. & HAAK, A.: A fluid inclusion study of fluid pressure and salinity variations in the footwall of the Rector Branch thrust, North Carolina, U.S.A. – *J. Struct. Geol.*, **14**, 5, 579–589, 1992.
- PROCHASKA, W.: Neue geochemische Aspekte zur Genese der Talklagerstätte Rabenwald. – *BHM*, **129**, 457–462, Wien 1984.
- PROCHASKA, W.: Talk- und Leukophyllitbildung als Folge hydrothermalen Metasomatose. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **78**, 167–179, Wien 1986.
- PROCHASKA, W.: Beispiele für alpidisch-hydrothermale Lagerstättenbildung in den Ostalpen. – *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, **121**, 129–148, Graz 1991.
- REINDL, H.: Das westliche Raabalpen-Kristallin. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 234 S., Graz 1989.
- SEIM, R. & TISCHENDORF, G.: *Grundlagen der Geochemie*. – 632 S. (VEB Deutscher Verlag für Grundstoffe) 1988.
- SIBSON, R.H., MOORE, J.M. & RANKIN, A.H.: Seismic Pumping – a Hydrothermal Fluid Transport Mechanism. – *J. geol. Soc.*, **131**, 653–659, London 1975.
- SVERJENSKY, D.A.: Europium redox equilibria in aqueous solution. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 70–78, Amsterdam 1984.

- TAYLOR, R.P. & EPSTEIN, S.: Relation between oxygen isotope ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. I. Principles and experimental results. – Bull. Geol. Soc. Am., **73**, 461–480, 1962.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Bd. I; Die Zentralalpen. 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- VENDEL, M.: Über die Genese der „Leukophyllite“. – TMPM, **17**, 76–100, Wien 1972.
- WEDEPOHL, K., CORRENS, C.W., SHAW, D.M., TUREKIAN, K.K. & ZEMAN, J.: Handbook of Geochemistry. – Bd. I-II, Heidelberg (Springer), 1969.
- WOOD, S.A.: The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350° C at saturation water vapor pressure. – Chemic. Geology, **88**, 99–125, Amsterdam 1990.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. Oktober 1995