

MINERALOGISCHE UNTERSUCHUNG DER MISCHKRYSTALLSERIE
BA-HÄLTIGER PHLOGOPIT - KINOSHITALIT
IN MARMOREN AUS DEM MERAN-MAULS BASEMENT

von

Jonathan Degenfelder¹, Peter Tropper¹, Daniel Costantini² & Hannah Pomella²

¹Institut für Mineralogie und Petrographie
Universität Innsbruck Innrain 52f, 6020 Innsbruck, Austria

²Institut für Geologie
Universität Innsbruck Innrain 52f, 6020 Innsbruck, Austria

Abstract

In this investigation Ba-bearing micas from the Meran-Mauls Basement were examined. These micas occur in greenschist-facies marbles. Electron microprobe analysis yielded complete solid solution from phlogopite to Kinoshitalite $[\text{Ba}(\text{Mg})_3(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2]$ along the substitution $\text{BaAlK}_{-1}\text{Si}_{-1}$. Exceptional high F-contents of up to 5 wt.% occur in some kinoshitalites and hence some of the analyses can be named Fluorokinoshitalite.

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden Ba-hältige Glimmer aus dem Meran-Mauls Basement untersucht. Es handelt sich um Ba-reiche Biotite aus einem grünschieferfaziell überprägten Marmor. Die elementare Zusammensetzung wurde durch Auswertungen von Messungen an der Elektronenstrahlmikrosonde ermittelt. Die Glimmer zeigen eine deutliche chemische Zonierung. Die Ba-Substitution mit dem Austauschvektor $\text{BaAlK}_{-1}\text{Si}_{-1}$ dieser Biotite reicht bis hin zum trioktaedrischen Sprödglimmer Kinoshitalit mit der Strukturformel $[\text{Ba}(\text{Mg})_3(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2]$. Außergewöhnlich sind die hohen F-Gehalte von bis zu 5 Gew.% im Kinoshitalit wodurch die Minerale teilweise als Fluorokinoshitalite bezeichnet werden können.

Einführung

Die Aufgabe dieser Untersuchung bestand in der Untersuchung der Kristallchemie von Ba-hältigen Glimmern aus einem Marmor des Meran-Mauls Basements. Diese Glimmer wurden zum Teil bereits in einer Masterarbeit COSTANTINI (2015) beschrieben. Die untersuchten Proben stammen aus Marmorlinsen aus dem Meran-Mauls Basement (MMB).

Das MMB liegt süd-westlich des Tauernfensters, östlich der Texel-Einheit und grenzt im Süden an das Südalpin. Diese tektonische Einheit gehört zum Drauzug-Gurktal Deckensystem, welches neben dem Silvretta-Seckau Deckensystem, dem Koralpe-Wölz Deckensystem und dem Ötztal-Bundschuh Deckensystem, den austroalpinen Decken zugeordnet wird (SCHMID et al., 2004). Das Drauzug-Gurktal Deckensystem ist die hangenste Decke des Austroalpinen Deckenstapels. Es wurde während der eoalpinen Metamorphose metamorph nur wenig überprägt, maximal bis zur Grünschieferfazies.

Tektonisch wird das MMB von der Jaufen Linie und der Passeier Störung im Norden bzw. Westen von der Texel Einheit getrennt. Im Südosten wird das MMB durch die Meran-Mauls Störung vom Südalpin getrennt (Abbildung 1). Die nordöstlich verlaufende Meran-Mauls Störung verbindet das Judicarien-Störungs-System und die Pustertal-Gailtal-Linie; zusammen bilden diese Störungen den zentralen Abschnitt des Periadriatischen Lineaments (z.B. Pomella et al. 2011). Anhand von Rb-Sr und K-Ar Datierungen von 140-326 Ma an Glimmern konnte die variszische Metamorphose als auch eine eoalpidische Verjüngung nachgewiesen werden (DEL MORO et al. 1982; THÖNI 1983). In zentralen Bereichen des Basements liegt das Alter der Metamorphose um 300 Ma (DEL MORO et al. 1982; THÖNI 1983). Nach BARGOSSO et al. (2010) erreichte das MMB variszisch die mittlere- bis hohe Amphibolitfazies, welche eoalpidisch retrograd grünschieferfaziell überprägt wurde.

Geologie des Meran-Mauls Basements

Wie in Abbildung 2 zu sehen ist, wird das MMB in der geologischen Karte Meran 013 (BARGOSSO et al., 2010) in vier Abschnitte unterteilt. Die Einheiten werden von Süden nach Norden als Schenna-Einheit, Hirzer-Einheit, Pens-Einheit und St. Leonhard-Einheit bezeichnet. Im Süden befindet sich zwischen der Meran-Mauls Störung und der WNW verlaufenden Masul-Scherzone die Schenna-Einheit. In dieser Einheit liegen Gneise und Granatführende Glimmerschiefer vor. Im Unterschied zu den anderen Einheiten des MMB treten fibrolithischer Sillimanit und Pegmatitgänge in den Gneisen und den Glimmerschiefern auf. Die Metamorphosebedingungen erreichten im Laufe der variszischen Orogenese die hohe Amphibolitfazies (BARGOSSO et al., 2010). Entlang der Meran-Mauls Störung treten, innerhalb der Paragneise bis zu 20 m mächtige Quarzite und Amphibolite auf. Zudem sind in der Nähe der Störung dm- bis mehrere m-große Boudins aus Marmor zu finden. Die untersuchten Proben dieser Arbeit stammen aus diesen Boudins nördlich und südwestlich von Weißenbach (Abb. 1). Diese Karbonate wurden nur einphasig von der eoalpinen Metamorphose überprägt (COSTANTINI, 2015). Nördlich der Schenna-Einheit liegt die Hirzer-Einheit, welche durch Kyanit-reiche Paragneise gekennzeichnet ist (BARGOSSO et al., 2010). Abgegrenzt wird sie im Süden von der Masul-Scherzone, einer Mylonitzone bestehend aus Orthogneisen und im Norden von der Mylonitzone der Pens-Einheit. Neben den Paragneisen liegen noch Orthogneise, Amphibolite und Quarzite vor. Die Metamorphose ist ebenso variszisch amphibolitfaziell wie in der Schenna-Einheit, jedoch leicht niedriger (BARGOSSO et al., 2010). Anschließend kommt im Norden die Pens-Einheit in der vor allem Metakonglomerate, quarzreiche Metasandsteine und Metakarbonate aus der Trias vorkommen. Die St.Leonhard-Einheit befindet sich nördlich der Pens-Einheit und endet an der Jaufen-Linie. In dieser Einheit kommen gebänderte Paragneise, Glimmerschiefer und leukokrate Orthogneise vor. Die gebänderten Paragneise sind meist retrograd grünschieferfaziell überprägt, erkennbar an der Chloritisierung von Biotit, Granat und Staurolith (BARGOSSO et al., 2010).

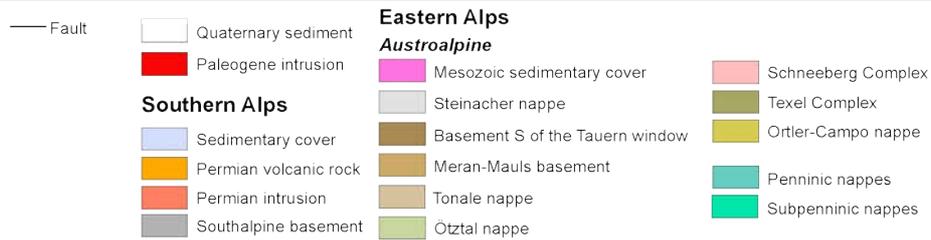
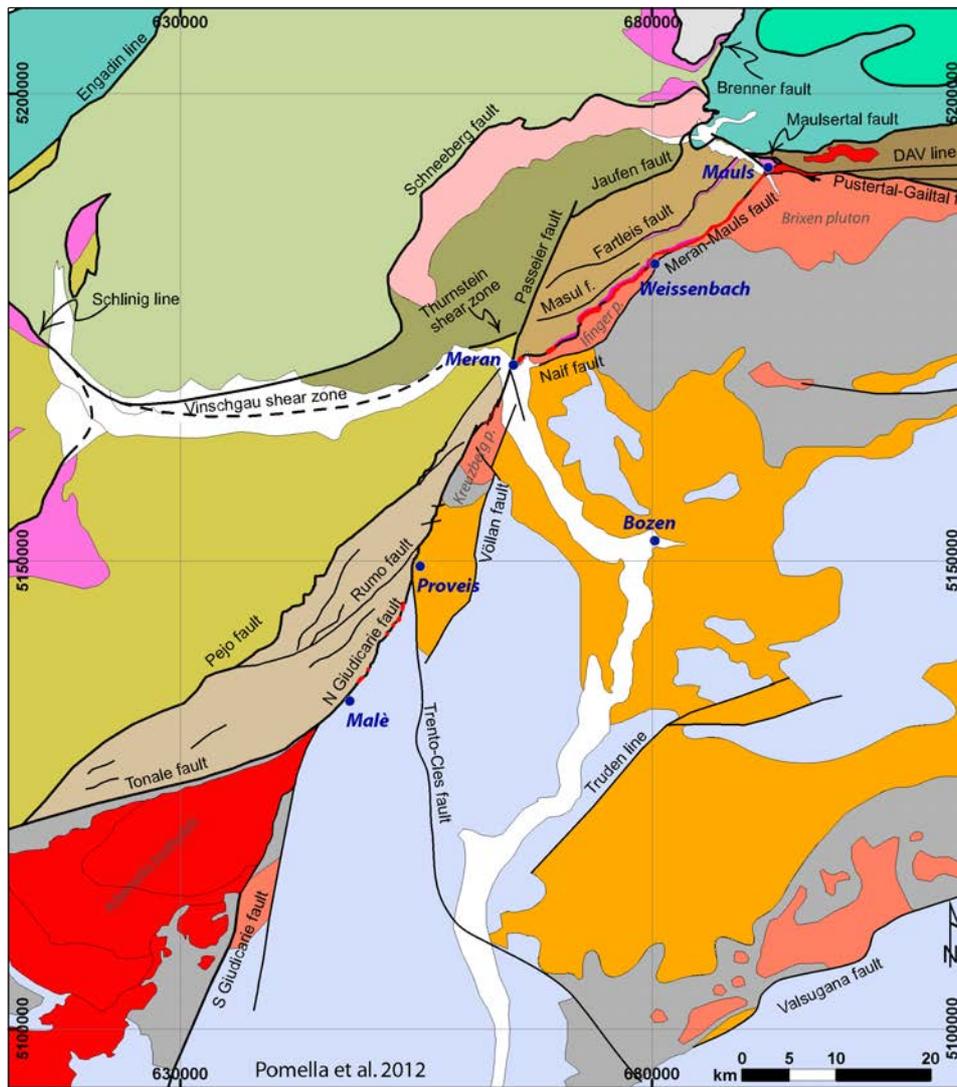


Abbildung 1
 Geologische Übersichtskarte nach POMELLA et al. (2012). Die Karte zeigt die wichtigsten tektonischen Einheiten und Störungen des westlichen Austroalpins und des Südalpins. Die Proben stammen von Marmoren aus dem MMB entlang der Meran-Mauls Störung.

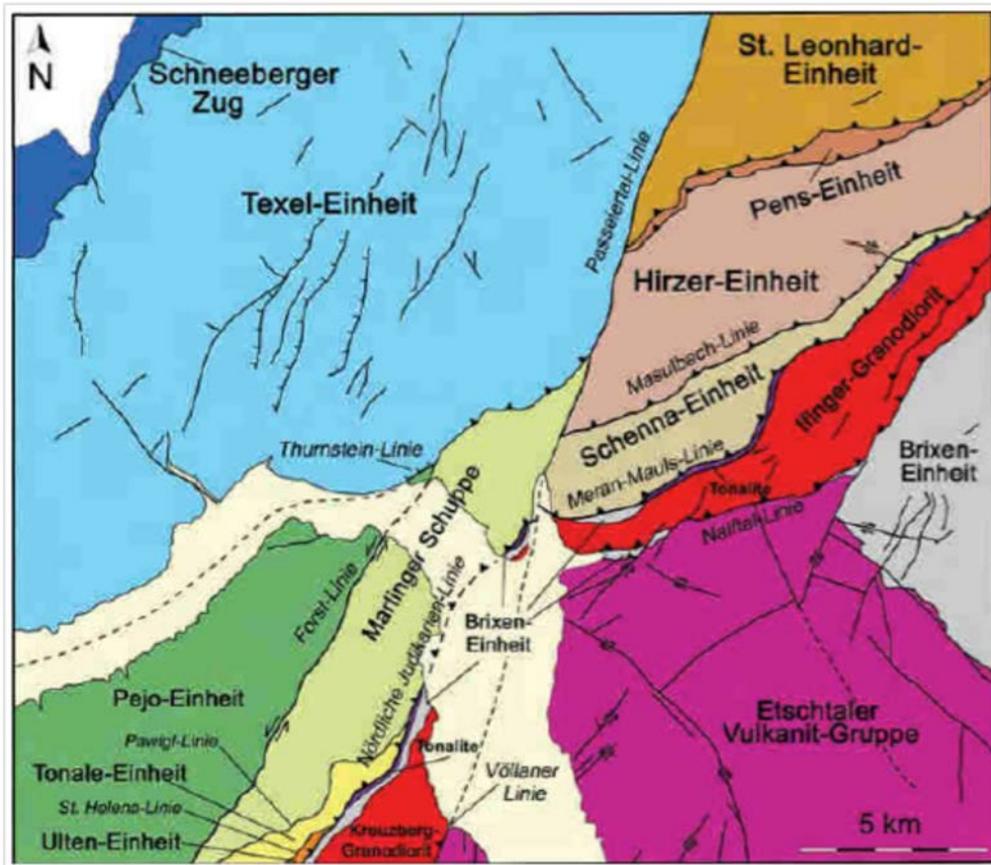


Abbildung 2

Ausschnitt aus der geologischen Karte CARG 013 MERAN (BARGOSSO *et al.*, 2010).

Petrographie der untersuchten Proben

Der Mineralbestand der Marmore besteht hauptsächlich aus Kalziten, welche ein granoblastisches Gefüge bilden. Kalzit ist anhand hoher Interferenzfarben bei gekreuzten Polarisatoren und deutlichen polysynthetischen Zwillingslamellen zu erkennen. Im Hellfeld ist das Mineral weiß. In Abbildung 3 sind Durchlichtbilder der Proben WBS35 und WBS47 dargestellt. Neben Kalzit sind vereinzelt auch Glimmer vorhanden. Im einfachpolarisierten Licht zeigen diese eine schwach gelbliche Farbe mit leichtem Pleochroismus (Abb. 3a). Charakteristisch für die Glimmer ist die tafelige Ausbildung mit perfekter Spaltbarkeit nach $\{001\}$. Entlang der Längsachse sind die Glimmer bis zu 0.6 mm groß. Aufgrund der optischen Eigenschaften bei parallelen (Abb. 3a, c) und gekreuzten Polarisatoren (Abb. 3b, d) handelt es sich um Sprödglimmer. Nach TRACY & BEARD (2003) hat z.B. der Sprödglimmer Kinoshitalit einen schwach hellbraun bis orangebraunen Pleochroismus. Das trifft in dieser Probe zu. Nur mittels der Durchlichtmikroskopie kann der Kinoshitalit aber nicht von anderen Fe-armen Biotiten eindeutig unterschieden werden.

Auffallend ist auch die optische Zonierung der Glimmer (Abb. 3d). Unter gekreuzten Polarisatoren zeigen sie einen deutlichen Farbwechsel entlang ihrer Längsachse (Abb. 3d). Als Nebengemengteile sind noch Apatit, Tremolit, Titanit, Rutil vorhanden. Zudem sind in den Schliffen noch verschiedene Sulfide zu finden und mithilfe der Mikrosonde konnten Pyrit, Sphalerit und Galenit bestimmt werden. Zudem konnte mittels rückgestreuter Elektronenbilder (BSE) und in Probe WBS36 Baotit [$\text{Ba}_4(\text{Ti},\text{Nb})_8\text{Si}_4\text{O}_{28}\text{Cl}$] (Abb. 4) sowie Baricalcite [$\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$] nachgewiesen werden. Die BSE Bilder zeigen auch die chemische Zonierung der Glimmer sehr deutlich (Abb. 4).

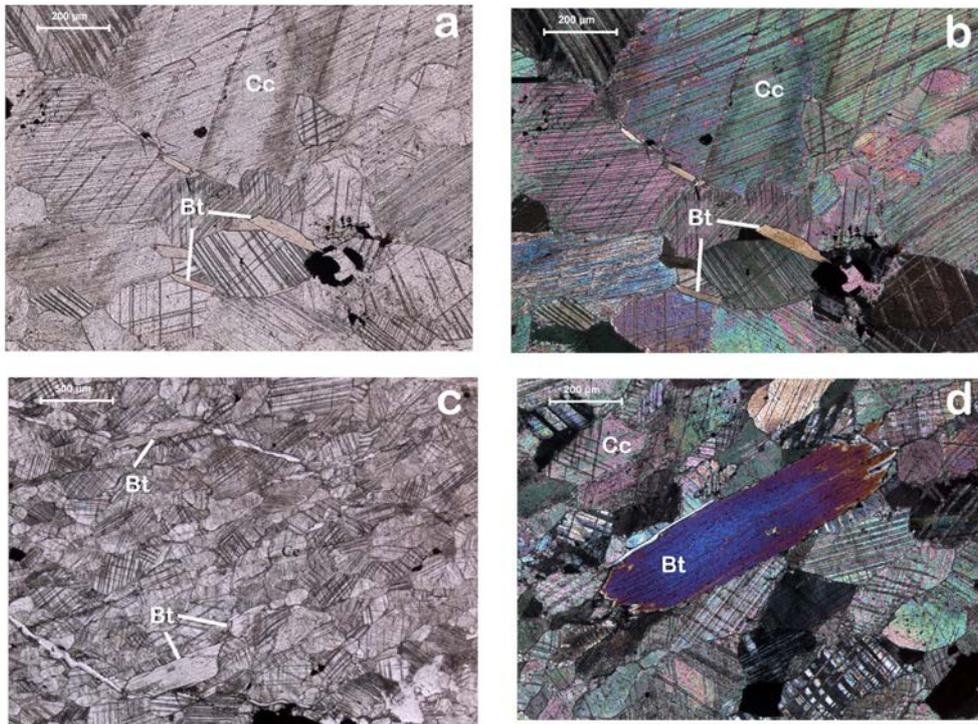


Abbildung 3

Aufnahmen der Proben im Polarisationsmikroskop; Übersicht der Probe WBS35 in einfach polarisiertem Licht; (a) und bei gekreuzten Polarisatoren (b). (c): Übersicht der Probe WBS47 in einfach polarisiertem Licht; (d): Deutlich zonierte Sprödglimmer bei gekreuzten Polarisatoren; Bt: Ba-hältiger Biotit; cc: Kalzit.

Mineralchemie der untersuchten Glimmer

Die chemischen Analysen der Glimmer wurden mittels Elektronenmikrostrahlsonde vom Typ JEOL 8100 SUPERPROBE mit 10 nA Probenstrom und 15 kV durchgeführt. Die Sprödglimmer aus der Probe WBS36a haben die chemische Zusammensetzung die am ehesten Kinoshitaliten entspricht. Die Gehalte von BaO variieren zwischen 15.7 bis 28.43 Gew.%. Auffällig sind auch die hohen Werte an F welche von 3.54 bis zu 4.99 Gew.% reichen. Die Sprödglimmer aus Proben WBS35 und WBS47 hingegen weisen geringere BaO Gehalte von 8 bis 18 Gew.% und 0.5 bis 3.3 Gew.% BaO auf (Tab. 1).

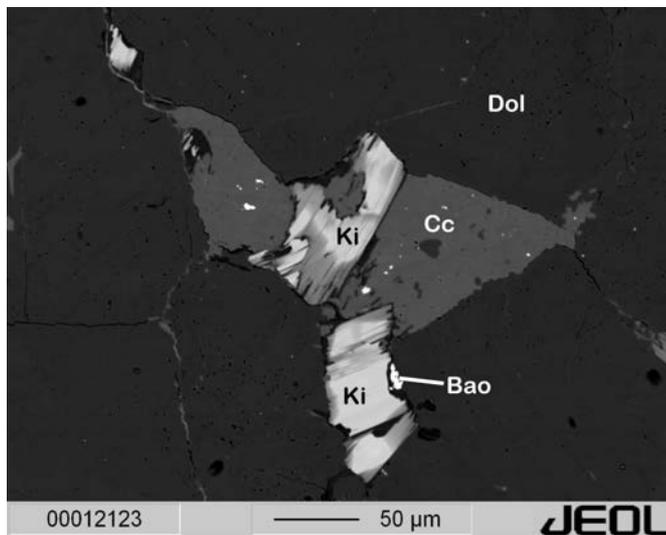


Abbildung 4
BSE Bild der Probe WBS36a mit zonierten Kinoshitaliten (Ki; hell- bis dunkelgrau) umgeben von Cc: Calcit, Do: Dolomit und Bao: Baotit.

	(1)	(2)	WBS-47-14	WBS-36a	WBS-35
SiO ₂	24.58	23.43	39.27	24.63	27.22
TiO ₂	0.16		1.27	2.18	1.92
Al ₂ O ₃	22.06	19.25	16.51	19.71	17.97
Fe ₂ O ₃	0.71	1.87			
Mn ₂ O ₃	3.24				
FeO	0.04		0.87	1.72	4.64
MnO	7.38	2.62	n.d.	n.d.	0.25
MgO	16.60	21.95	24.94	22.97	21.80
CaO	0.05	0.05	0.00	0.05	0.16
BaO	17.85	27.60	3.28	27.87	25.58
Na ₂ O	0.68	0.11	0.23	0.11	0.23
K ₂ O	3.30	0.24	8.80	0.36	0.37
F	0.21		1.46	4.82	4.43
H ₂ O ⁺	2.90				
H ₂ O	0.20				
H ₂ O		3.50	3.63	1.38	1.52
-O = F ₂	0.09				
Total	99.87	100.62	100.03	102.39	102.7

Tabelle 1

Vergleich der Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Ba-reichen Glimmern aus der Literatur und den Marmoren des MMB. Kinoshitalanalysen (1,2) $[\text{Ba}(\text{Mg})_3(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2]$ aus der Arbeit von YOSHII et al. (1973) und drei Beispielen aus den untersuchten Proben aus dem MMB. n.d.: nicht gemessen.

In Tabelle 1 ist der Vergleich zwischen den Analysen des Kinoshitalitendglieds aus der Literatur (YOSHII et al., 1973) und den Analysen aus den drei untersuchten Proben aus dieser Arbeit gegeben. Tabelle 2 zeigt repräsentative Analysen von Ba-hältigen Sprödglimmern aus den untersuchten Proben. Von den Proben WBS47 und WBS-36 wurden außerdem von je einem Kinoshitalit Elementverteilungsbilder erstellt. In diesem Fall lag der Schwerpunkt auf F, Mg, K, Fe und Ba. Je heller die Farben sind, desto höher ist die Konzentration des Elements. Anhand dieser Elementverteilungsbilder ist die chemische Zonierung sehr gut erkennbar (Abb. 5).

Probe:	36a kino-1	36a kino-3	47-14 Bt-1	47-14 Bt-2	35-1	35-2
SiO ₂	24.30	23.64	40.31	39.27	35.80	37.78
TiO ₂	2.11	2.04	1.00	1.27	0.72	0.48
Al ₂ O ₃	19.67	19.49	16.50	16.51	13.60	12.70
Cr ₂ O ₃	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
FeO	1.71	1.67	1.07	0.87	5.07	4.95
MnO	n.d.	0.03	0.01	0.08	0.08	0.08
MgO	22.93	22.60	24.94	24.94	23.77	24.58
BaO	28.00	27.26	1.56	3.28	11.95	9.94
CaO	0.07	0.05	n.d.	n.d.	0.21	0.07
Na ₂ O	0.13	0.08	0.17	0.23	0.14	0.16
K ₂ O	0.23	0.37	9.30	8.80	4.23	4.83
F	4.87	4.85	1.33	1.46	3.56	3.21
H ₂ O*	1.33	1.27	3.63	3.53	2.25	2.48
Σ	105.55	103.55	100.03	100.45	101.57	101.47
F=O	2.05	2.04	0.56	0.61	1.50	1.35
Σ	103.51	101.52	99.47	99.84	100.08	100.12
Si	1.999	1.982	2.836	2.787	2.726	2.827
Al(IV)	1.907	1.926	1.164	1.213	1.221	1.120
Ti(IV)	0.131	0.129	n.c.	n.c.	0.041	0.027
Σ	4.037	4.037	4.000	4.000	3.988	3.974
Al(VI)	n.c.	n.c.	0.205	0.169	n.c.	n.c.
Ti(VI)	n.c.	n.c.	0.053	0.068	n.c.	n.c.
Cr	0.013	0.013	0.011	0.011	0.012	0.012
Fe	0.118	0.117	0.063	0.052	0.323	0.310
Mn	n.d.	0.002	0.001	0.005	0.005	0.005
Mg	2.812	2.824	2.616	2.639	2.698	2.741
Σ	2.942	2.957	2.948	2.943	3.038	3.067
Ca	0.006	0.004	n.d.	n.d.	0.017	0.006
Na	0.021	0.013	0.024	0.032	0.021	0.024
K	0.024	0.040	0.835	0.797	0.411	0.461
Ba	0.903	0.896	0.043	0.091	0.357	0.291
vac	0.046	0.047	0.099	0.080	0.194	0.218
Σ	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
F	1.269	1.288	0.296	0.328	0.859	0.761
OH	0.731	0.712	1.704	1.672	1.141	1.239

Tabelle 2

Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Ba-reichen Glimmern aus den Marmoren des MMB

*theoretisch berechnet; n.d.: nicht gemessen; n.c.: nicht berechnet.

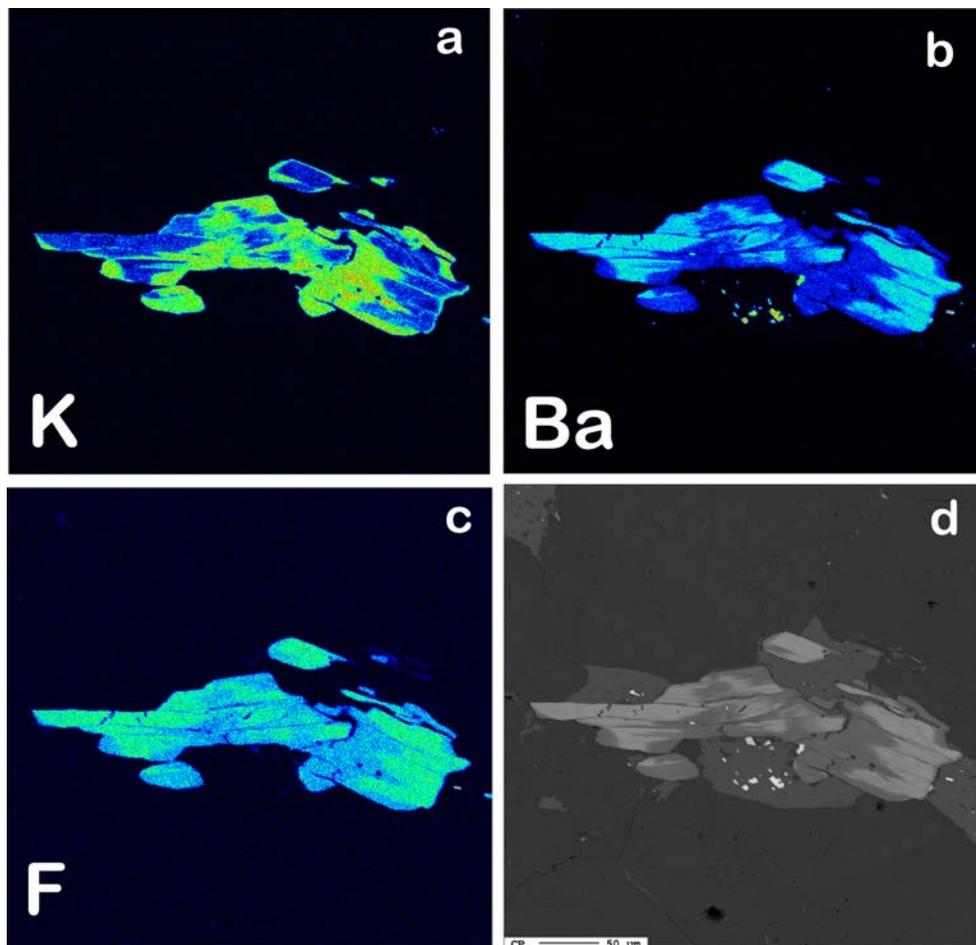


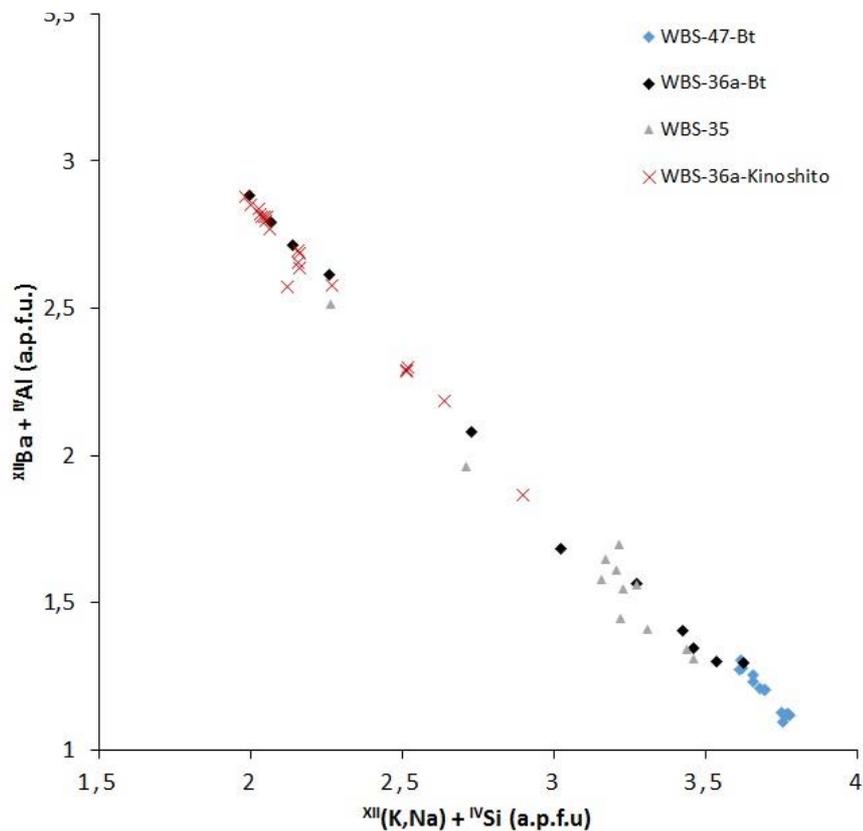
Abbildung 5
 Elementverteilungsbilder zur Darstellung der chemische Zonierung der Kinoshitalite aus der Probe WBS36a. Je heller die Farben, desto höher ist der Gehalt des jeweiligen Elements. (a) = K; (b) = Ba; (c) = F; (d) = BSE Bild.

Ein ähnlich F-reicher Kinoshitalit wurde in Bayan Obo in China entdeckt. Dieser F-Glimmer wird als Fluorokinoshitalit mit der Formel $(\text{BaMg}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}\text{F}_3)$ angegeben. Dieser Glimmer wurde ebenso in metamorph überprägten Karbonaten gefunden (MIYAWAKI et al. 2011).

Die chemische Zusammensetzung der Ba-hältigen Sprödglimmer kann mit der Formel $[\text{A M}_{2,3}[\text{T}_4\text{O}_2] \text{X}_2]$ angegeben werden. Die Mineralformeln wurden auf der Basis von 11 Sauerstoffen und der Annahme $\text{F} + \text{Cl} + \text{OH} = 2$ berechnet. Die A-Position befindet sich in der Zwischenschicht, ist 12-fach koordiniert und wird von Kationen, wie K, Na, Ca und Ba besetzt. Die M-Position wird von 6-fach koordinierten Kationen belegt, darunter fallen Mg, Al, Ti, Cr, Li, Mn und Fe. In den Tetraederschichten auf der T-Position befindet sich Si und Al. Für die Klassifikation bezüglich Echtglimmer oder Sprödglimmer werden die Glimmer anhand der A-Positionen aufgeteilt. Echtglimmer haben mehr als 50% einwertige Kationen (K, Na) in der A-Position.

Bei Sprödglimmern hingegen ist die A-Position mit mehr als die Hälfte von zweiwertigen Kationen (Ca, Ba) besetzt. Dioktaedrisch ist ein Glimmer, wenn die M-Position mit weniger als 2.5 Kationen besetzt ist, bei mehr als 2.5 wird er als trioktaedrisch bezeichnet (TISCHENDORF et al., 2001, 2007). Beginnt man bei der idealen Phlogopit-Zusammensetzung von $\text{KMg}_3\text{ASi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ gibt es bei den trioktaedrischen Glimmern eine Reihe von Austauschvektoren. Darunter fallen nach TRACY & BEARD (2003) die folgenden Vektoren:

1. „Wonesite“ = NaK_{-1}
2. „Clintonite“ = $\text{CaAlK}_{-1}\text{Si}_{-1}$
3. „Kinoshitalite“ = $\text{BaAlK}_{-1}\text{Si}_{-1}$
4. Al-Tschemak = $\text{AlAl}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})_{-1}\text{Si}_{-1}$
5. Ferri-Tschemak = $\text{Fe}^{3+}\text{Al}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})_{-1}\text{Si}_{-1}$
6. Ti-Tschemak = $\text{TiAl}_2(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})_{-1}\text{Si}_{-2}$
7. Fluor-mica = $\text{F}(\text{OH})_{-1}$
8. Chlor-mica = $\text{Cl}(\text{OH})_{-1}$



Die ersten drei Vektoren betreffen Substitutionen auf der A-Position und werden von TRACY & BEARD (2003) als „Glimmer“-Austauschvektoren bezeichnet. Der „Clinotonit“- und „Kinoshitalit“-Vektor stellt die Mischkristallreihe von Echt- zu Sprödglimmern da. Die nächsten drei Varianten der gekoppelten Tschermak-Austausche beziehen sich auf die T- und M-Position. Die letzten zwei Prozesse involvieren die OH-Position (TRACY & BEARD, 2003). BRIGATTI & POPPI (1993) schlagen für den Einbau von Ba im Phlogopit ebenfalls folgende Substitution vor: $BaAlK_{-1}Si_{-1}$. Ausgehend von dem Chemismus von Phlogopit-Annit benötigt der Austausch von K^+ zu Ba^{2+} in der A-Position einen Ladungsausgleich. Dafür eignet sich der Austausch eines dreiwertigen Al gegen ein Si in der T-Position. Als Resultat entsteht Kinoshitalit: $Ba(Mg)_3(Al_2Si_2)O_{10}(OH, F)_2$. Die Substitution kann graphisch in einem Diagramm, bei dem Ba gegen K geplottet wird, dargestellt werden (Abb. 6). Ein weiterer Austauschvektor wäre $BaFe^{3+}K_{-1}Si_{-1}$ (BRIGATTI & POPPI, 1993) dieser ist aber aufgrund der zu geringen Fe^{3+} -Gehalte vernachlässigbar.

In Abbildung 7 wird Ba gegen F geplottet. Es zeigt sich, dass mit steigendem F auch der Ba-Gehalt erhöht wird. Auch bei den Elementverteilungsbildern der Probe WBS36a in Abbildung 5 ist erkennbar dass F und Ba positiv miteinander korrelieren.

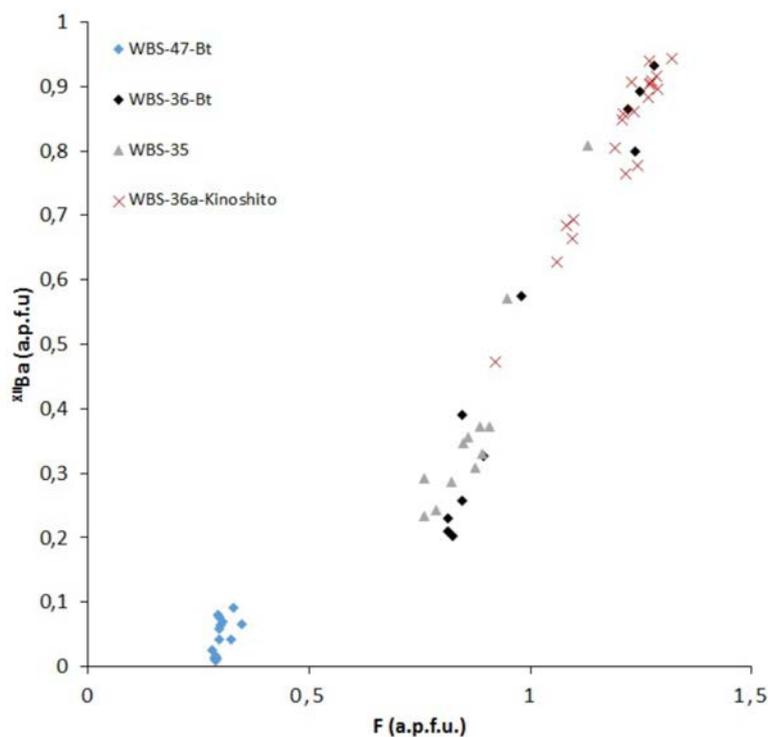


Abbildung 7
Diagramm von Ba gegen F für alle durchgeführten Analysen.

Enthält ein Glimmer drei Si (a.p.f.u.), so ist ein weiteres Al auf der T-Position. Zum Ladungsausgleich werden nur einwertige Kationen benötigt. Befinden sich zwei Si und Al auf der T-Position, so muss die A-Position in der Zwischenschicht mit zweiwertigen Kationen belegt werden. Bei 2.5 Si liegt somit die Grenze von Spröd- zu Echtglimmern (TISCHENDORF et al., 2001, 2007). Abbildung 8 stellt die kontinuierliche Mischkristallreihe von Spröd- zu Echtglimmer in den untersuchten Proben dar.

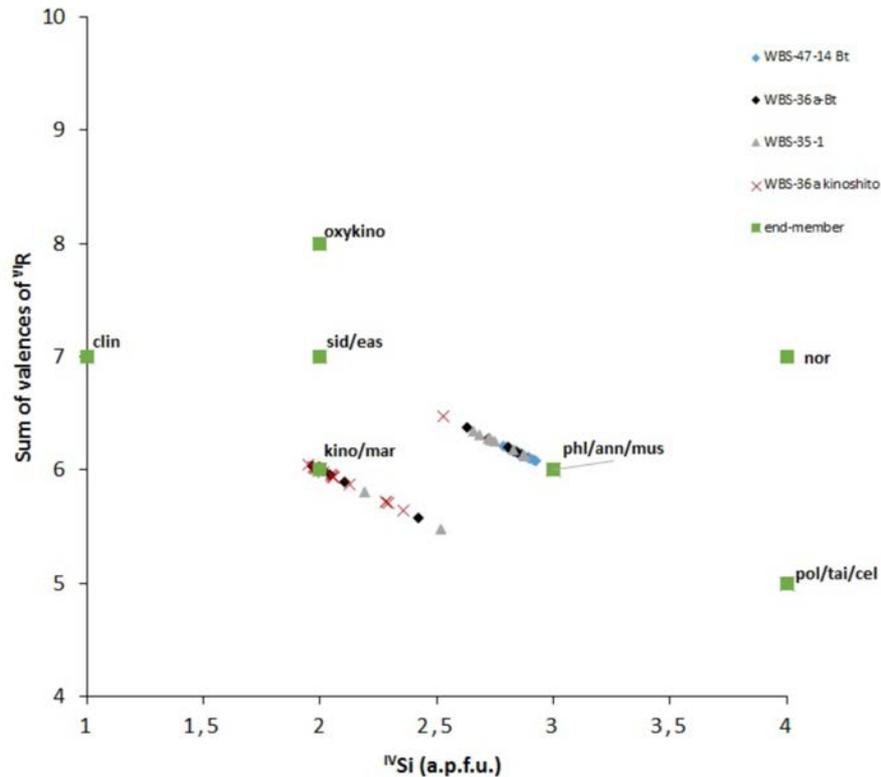


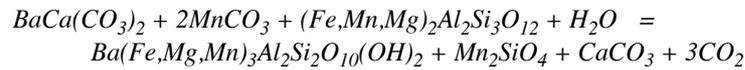
Abbildung 8

Diagramm der Summe der Ladungen von R gegen Si-Gehalt (a.p.f.u.), sowie die natürlichen Glimmerendglieder: Annit, Celadonit, Clintonit, Eastonit, Kinoshitalit, Margarit, Muscovit, Phlogopit, Polyolithionit, Siderophyllit, Tainiolit, Norrishit und Oxykinoshitalit. Für Echtglimmer wird die Summe der Ladungen aus $R = 9 - \text{Si}$, für Sprödglimmer aus $R = 8 - \text{Si}$, berechnet.

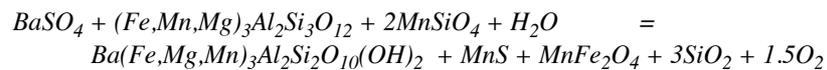
Diskussion

Entdeckt wurde Kinoshitalit von YOSHII et al. (1973) in Mn-reichen Gesteinen der Noda-Tamagawa Mine in Japan. Dort tritt das Mineral in Hausmannit-Tephroit Paragenesen auf. Dementsprechend hoch sind auch die MnO Gehalte dieser Proben. Das Mineral selber wurde bereits 1967 als synthetische Phase bei 600°C und 2 kbar von FRONDEL & ITO (1967) hergestellt. DASGUPTA et al. (1989) beschreiben als erste die kontinuierliche Substitution zwischen Phlogopit und Kinoshitalit.

Für die Petrogenese der Mn-reichen Kinoshitalite in einem Marmor aus Virginia vermuten TRACY & BEARD (2003), dass das Ba aus Ba-Karbonaten und Ba-Sulfaten stammt. Sie schlagen folgende Reaktion zwischen Ba- und Mn-Karbonaten und Granat vor:



Alternativ kann auch eine Mineralreaktion zwischen Baryt, Tephroit und Granat formuliert werden:



Interessant ist, dass die bisherigen Kinoshitalite aus Mn-hältigen Sedimenten stammen (GNOS & ARMBRUSTER, 2010, TRACY & BEARD, 2003, YOSHII et al., 1973). Im Fall der Kinoshitalite des Meran-Mauls Basements könnten ähnliche Reaktionen stattgefunden haben jedoch enthalten die Sprödglimmer kaum Mn. Das Mn müsste durch andere zweiwertige Kationen wie Fe oder Mg ersetzt werden. Als weitere Quelle für Ba kommen möglicherweise auch Baotit $[\text{Ba}_4(\text{Ti},\text{Nb})_8\text{Si}_4\text{O}_{28}\text{Cl}]$ oder Baricalcite $[\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2]$ infrage.

In Abbildung 6 liegt reliktscher Baotit direkt an einem Kinoshitalit. Zudem haben die Glimmer geringe Mengen an Ti eingebaut welches aus Baotit stammen könnte. Eine weitere Besonderheit der Kinoshitalite ist der hohe F-Gehalt. Ähnliche F-Gehalte wurden bisher nur in einem Vorkommen in Bayan Obo in China beschrieben MIYAWAKI et al. (2011). Das Endglied wird daher als Fluorokinoshitalite $(\text{BaMg}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}\text{F}_2)$ bezeichnet.

Aus den hier präsentierten Ergebnissen Arbeit geht auch eindeutig hervor, dass der Einbau von Ba und F positiv korrelieren und dass sich beide Elemente in einem triassischen, evaporitischen Horizont angereichert haben könnten. Anschließend wurde der Horizont mit den Karbonaten eoalpin grünschieferfaziell metamorph überprägt. Während der eoalpinen Metamorphose ist auch die Zonierung der Minerale möglicherweise durch Fluid-Schübe entstanden.

Literatur

- BARGOSSO G.M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MORELLI C., MORETTI A., POLI S., ZANCHETTA S. & ZANCHI A. (2010): Erläuterungen zur geologischen Karte von Italien im Maßstab 1:50.000, Blatt 013 Meran.
- BRIGATTI M.F. & POPPI, L. (1993): Crystal chemistry of Ba-rich trioctahedral micas-1M. –European Journal of Mineralogy, 5, 857-871.
- COSTANTINI, D. (2015): Die tektonische und metamorphe Entwicklung der Einheiten im Hangenden der Meran-Mauls Störung. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Innsbruck.
- DASGUPTA S., CHAKRABORTI S., SENGUPTA P., BHATTACHARYA P.K. & BANERJEE H. (1989): Compositional characteristics of kinoshitalite from the Sausar Group, India. – American Mineralogist, 74, 200-202.
- DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G. (1982): New radiometric data on the alpine thermal history in the Oetzal-Merano area (Eastern Alps). Memorie di scienze geologiche, 35, 319–325.
- FRONDEL, C. & ITO, J. (1967): Barium-rich phlogopite from Långban, Sweden. – Arkiv för Mineralogi och Geologi, 4, 445-447.

- GNOS, E. & ARMBRUSTER, T. (2000): Kinoshitalite, $\text{Ba}(\text{Mg})_3(\text{Al}_2\text{Si}_2)_{10}(\text{OH},\text{F})_2$, a brittle mica from a manganese deposit in Oman: paragenesis and crystal chemistry. – *American Mineralogist*, 85, 242-250.
- MIYAWAKI R., SHIMAZAKI H., SHIGEOKA M., YOKOYAMA K. & MATSUBARA S., YANG Z. (2011): Fluorokinoshitalite and Flurotetraferriphlogopite: New species of Fluoro-mica from Bayan Obo, Inner Mongolia, China. – *The Clay Science Society of Japan*, 15, 13–18.
- POMELLA, H., STIPP, M. & FÜGENSCHUH, B. (2012): Thermochronological record of thrusting and strike-slip faulting along the Giudicarie fault system (Alps, Northern Italy). – *Tectonophysics*, 579, 118-130.
- POMELLA, H., KLÖTZLI, U., SCHOLGER R. & STIPP M., FÜGENSCHUH B. (2011): The Northern Giudicarie and the Meran-Mauls fault (Alps, Northern Italy) in the light of new paleomagnetic and geochronological data from boudinaged Eo-/Oligocene tonalites. – *International Journal of Earth Sciences*, 100, 1827-1850.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 93–117. doi: 10.1007/s00015004-1113-x
- THÖNI, M. (1983): The thermal climax of early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. *Memorie di scienze geologiche*, 36, 211–238.
- TISCHENDORF, G., FÖRSTER, H.J. & GOTTESMANN, B. (2001): Tri- und dioktaedrische Glimmer: Ein komplexes System. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 29, 275-298.
- TISCHENDORF, G., FÖRSTER, H. J. & GOTTESMANN, B., RIEDER, M. (2007): True and brittle micas: composition and solid-solution series. – *Mineralogical Magazine*, 71:285-320.
- TRACY R.J. & BEARD J.S. (2003): Manganian kinoshitalite in Mn-rich marble and skarn from Virginia. – *American Mineralogist*, 88, 740-747.
- YOSHII, M., MAEDA, K., KATO, T., WATANABE, T., YUI, S., KATO, A. & NAGASHIMA, K. (1973): Kinoshitalite, a new mineral from the Noda-Tamagawamine, Iwate Prefecture. – *Geoscience Magazine*, 24, 181-190.

received: 20.06.2016

accepted: 28.06.2016