

**LI, BE UND B IN MINERALEN METAPELITISCHER GESTEINE:
FALLSTUDIEN AUF DER INSEL IKARIA, IM KÜNISCHEN GEBIRGE
UND DEN SCHWEIZER ALPEN**

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät

der

Ruprecht-Karls-Universität

Heidelberg

vorgelegt von

Diplom-Geographin Nicole Steppan

aus Bad Mergentheim

Heidelberg, September 2003

LI, BE UND B IN MINERALEN METAPELITISCHER GESTEINE:
FALLSTUDIEN AUF DER INSEL IKARIA, IM KÜNISCHEN GEBIRGE
UND DEN SCHWEIZER ALPEN

Gutachter: Prof. Dr. Angelika Kalt
Prof. Dr. Rainer Altherr

Tag der mündlichen Prüfung: 17.10.2003

**Nichts kann den Menschen mehr
stärken als das Vertrauen,
das man ihm entgegen bringt.**

Paul Claudel

KURZFASSUNG

Das Verhalten der drei leichten Elemente Li, Be und B während einer Metamorphose liefert wichtige Informationen über Fluid-Gesteins-Interaktionen. Alle drei Elemente werden über Schmelzen oder Fluide transportiert, wobei sie sich sehr inkompatibel und mobil gegenüber den Festphasen verhalten. Somit sind Li, Be und B geeignete Tracer, um den Stofftransport in unterschiedlichen geologischen Milieus zu charakterisieren. Ein Beispiel stellen Subduktionszonen dar, bei denen verschiedene Stoffbestände (u.a. Sedimente, ozeanische Lithosphäre, Mantel, Kontinentale Kruste) an einem Zyklus beteiligt sind.

Im Vordergrund dieser Arbeit steht die Erforschung des Li-Be-B-Inventares von kontinentalen Krustengesteinen. Hierfür wurden eine Reihe von krustalen Metapeliten und untergeordnet Kalksilikate/Amphibolite aus drei verschiedenen Regionen (Insel Ikaria, Ostägäis - Künisches Gebirge, BRD/Tschechische Republik - Campo Tencia, Schweiz) ausgewählt. Metapelite sind typische Krustengesteine, deren Minerale bei niedrigen- bis mittleren Metamorphosebedingungen potentiell relativ viel Li, Be und B einbauen können. Zudem handelt es sich bei der Mehrzahl der metapelitischen Phasen um OH-haltige Minerale, die den Austausch mit einer Fluidphase belegen. Die ausgesuchten Proben stammen aus drei unterschiedlichen Gebieten mit annähernd gleichen Bildungsbedingungen, um allgemeingültige Aussagen treffen zu können.

Alle Gesteine wurden detailliert petrographisch bearbeitet und es wurde eine umfangreiche Mikrosondenanalytik an den Mineralen durchgeführt, u.a. um eine Gleichgewichtseinstellung zwischen den Phasen zu überprüfen. Zudem wurden die Metamorphose-Bedingungen der Metapelite mit Hilfe von thermobarometrischen Berechnungen bestimmt, da die Verteilung der drei leichten Elemente temperaturabhängig sein könnte. Für die Temperatur-Berechnungen boten sich Granat-Biotit-Thermometer an, wobei die Formulierungen von Perchuck & Lavrent'eva (1983) und von Holdaway et al. (1997) verwendet wurden. Die Druck-Abschätzungen basieren auf dem GASP-Barometer von Koziol & Newton (1988). Hieraus resultieren für die Metapelite der Insel Ikaria folgende peakmetamorphe Bedingungen: Temperaturen von 520 - 620 °C (Perchuck & Lavrent'eva 1983) und Drücke von 5.5 - 10 kbar. Die Metapelite des Künischen Gebirges weisen errechnete Temperaturen von 512 - 603 °C (Perchuck & Lavrent'eva 1983) auf, bei abgeschätzten Maximaldrücken von ca. 4 kbar. Außerdem gleichen die Bildungsbedingungen der Metapelite aus Campo Tencia mit Temperaturen von 527 - 562 °C (Perchuck & Lavrent'eva 1983) und Drücken von 5.1 - 9.9 kbar denen der Insel Ikaria (s.o.). Insgesamt betrachtet liegen die Metapelite aller drei Probengebiete im Bereich der unteren Amphibolit-Fazies.

Das Interesse dieser Arbeit gilt der Speicherung, Verteilung und Mobilität von Li, Be, B in metapelitischen Mineralen der kontinentalen Kruste. Hierfür wurden die Li-, Be- und B-Gehalte in relevanten Phasen mittels Sekundärionen-Massenspektroskopie (SIMS) gemessen. Die wichtigsten metapelitischen Hauptträgerphasen sind Plagioklas, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, Staurolith, Alumosilikate und Turmalin. Untergeordnet wurden Li-Be-B-Konzentrationen in kalksilikatischen bzw.

amphibolitischen Mineralen, wie zum Beispiel Epidot oder Amphibol, bestimmt. Generell ist zu beobachten, dass das allgemeine Li-Be-B-Konzentrationsniveau der metapelitischen Phasen aller drei Probengebiete in etwa gleich ist, d.h. es gibt keine Region deren Phasen systematisch höhere oder niedrigere Li-, Be- und B-Gehalte aufweisen. Deshalb können quantitative Li-Be-B-Verteilungsreihen für die metapelitischen Minerale aufgestellt werden:

Li: St > Bt > Chl > Ms > Grt > Tur > And > Pl > Ky

Be: St > Pl > Ms > Bt > Tur > Chl > Ky > Grt > And

B: Tur > Ms > And > Chl > Bt > Pl > Grt > Ky > St

Diese systematischen Li-Be-B-Verteilungsreihen stimmen mit den Ergebnissen aus bisher publizierter Literatur gut überein und erweitern das vorhandene Wissen. Vorallem ist die Datenlage für das Element Be recht gering, was besonders auf den Stoffbestand der Metapelite zutrif.

Aufgrund der Tatsache, dass diese Verteilungsreihen für Li, Be und B in allen drei Probengebieten übereinstimmen, kann von einer Gleichgewichtsverteilung der drei mobilen Elemente zwischen den einzelnen Mineralen ausgegangen werden. Dies wiederum erlaubt die Berechnung von Verteilungskoeffizienten zwischen Mineralpaaren. Beispielsweise liegen die Li-Verteilungskoeffizienten zwischen Staurolith und Biotit in einem Bereich von 1.91 - 4.57 oder die Li-Verteilungskoeffizienten zwischen Biotit und Muskovit erreichen Werte von 2.64 - 13.73. Für das Element Be sind exemplarisch die Verteilungskoeffizienten zwischen Staurolith und Muskovit genannt 7.68 - 18.74, während für das Element B relativ gut definierte Verteilungskoeffizienten zwischen Chlorit und Plagioklas von 0.45 - 3.59 vorliegen. Des Weiteren ist zu beobachten, dass die Streuung der Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten innerhalb einer Region größer als zwischen den drei Probengebieten ausfällt, was wiederum eine Gemeinsamkeit darstellt. Generell kann gesagt werden, dass die Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten in der Regel in einem relativ engen Bereich liegen und bei höheren Absolutgehalten gut definiert sind. Eine größere Streubreite tritt lediglich bei niedrigen Li-Be-B-Absolutgehalten nahe den Nachweisgrenzen auf. In diesem Fall gibt es auch größere Standardabweichungen von den Mittelwerten (Fehler). Bezüglich der Literatur reihen sich die Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten dieser Arbeit gut in das bisher Bekannte ein. Allerdings, wie oben schon erwähnt, gibt es keinen umfassenden Datensatz für Metapelite, sodass es für die meisten Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten nur Vergleichsmöglichkeiten mit anderen Stoffsystemen gibt.

Zudem treten in zwei wichtigen metapelitischen Phasen, Turmalin und Granat, deutliche Li-Zonierungen auf. In der Regel werden die höchsten Li-Gehalte in den Granat-Kernen (< 96 ppm Li) erreicht und nehmen kontinuierlich zu den Granat-Rändern hin ab. In einigen Fällen kann eine erneute Li-Zunahme am äußersten Kornrand beobachtet werden. Ebenso zeigen die Turmaline eine Li-Abnahme vom Kern zum Rand. Oft nehmen die Li-Konzentrationen im Randbereich nochmals zu, überschreiten aber nur selten die Li-Gehalte im inneren Kernbereich der Turmalin-Körner. Bei diesen Li-Zonierungen im Granat und im Turmalin handelt es sich jeweils um eine Li-Wachstumszonierung.

Das Ergebnis einer annähernden Gleichgewichtseinstellung bezüglich der Verteilung der drei leichten Elemente zwischen den gesteinsbildenden Mineralen der Metapelite war nicht unbedingt zu erwarten, da Li, Be, B fluidmobile Elemente sind und die Proben aus verschiedenen geologischen Umgebungen stammen. In allen drei Probengebieten haben die Gesteine/Minerale während der Metamorphose mit Fluiden Kontakt gehabt, die im Prinzip vollkommen unterschiedlicher Herkunft sein können. Zudem treten in Ikaria und dem Künischen Gebirge Granit-Intrusionen in der unmittelbaren Umgebung der Metapelite auf, die potentielle Quellen für Fluide unterschiedlicher Zusammensetzungen sind. Die Konstanz der Verteilungsreihen und Verteilungskoeffizienten für die drei leichten Elemente zwischen den untersuchten Mineralphasen deutet darauf hin, dass metapelitische Fluide zumindest bezüglich Li, Be und B intern gepuffert sind. Daher ist zu vermuten, dass es sich nicht um Fluide handelt, die während der Metamorphose zugeführt wurden, sondern um interne Fluide, die seit Beginn der prograden Metamorphose in den Peliten enthalten waren, als Porenwässer oder als OH- und H₂O-Gruppen in niedriggradigen Phasen wie beispielsweise Tonmineralen.

ABSTRACT

The behaviour of mobile elements such as Li, Be and B during metamorphism gives important information on fluid-rock interaction. All three elements can be transported by melts or fluids in which they behave very incompatible and mobile. Therefore, Li, Be and B are sensitive tracers to characterize the material transport in different geological settings. A good example is the transport of elements in subduction zones with different rock types (e.g., sediments, oceanic lithosphere, mantle rocks, continental crust) are involved.

The main aim of this work is to investigate the crustal Li-Be-B contents of continental metamorphic rocks. Therefore, a large number of crustal metapelites next to some amphibolites and calc-silicates from three different regions (Ikaria Island, East Aegean Sea - Künisches Gebirge, Germany/Czech Republic - Campo Tencia, Switzerland) were chosen. Metapelites are typical crustal rocks with minerals that incorporate Li, Be and B in lower to medium grade metamorphic conditions. In addition, the majority of the metapelitic minerals are hydrous phases demonstrating element exchange with a fluid. The chosen samples come from three different locations with more or less the same metamorphic conditions.

All rocks were studied petrographically in detail and extensive electron microprobe analyses on the minerals were done to test equilibration between all phases. Furthermore, the metamorphic temperatures and pressures of all metapelites were calculated using thermobarometric calculations as the element partitioning of all three investigated low atomic mass elements could be temperature dependent. For temperature calculations garnet-biotite thermometers from Perchuck & Lavrent'eva (1983) and Holdaway et al. (1997) were chosen. Pressures were estimated by the GASP barometer from Koziol & Newton (1988). The metapelites of Ikaria Island show the following peak metamorphic conditions: Temperatures 520 - 620 °C (Perchuck & Lavrent'eva 1983) and pressures from 5.5 kbar to 10 kbar. The metapelites of the Künische Gebirge yield temperatures of 512 - 603 °C (Perchuck & Lavrent'eva 1983) by estimated maximum pressure of 4 kbar. Furthermore, the Campo Tencia metapelites with temperatures of 527 - 562 °C (Perchuck & Lavrent'eva 1983) and pressures of 5.1 - 9.9 kbar are similar to Ikaria Island rocks. In general, the metapelites of all three sample locations are within the lower amphibolite-facies.

One aim of this study is to constrain the incorporation, partitioning and mobility of the three light elements in metapelitic minerals of the continental crust. Therefore, the Li, Be and B contents of relevant phases were measured by secondary ion mass spectrometry (SIMS). The most important metapelitic phases are plagioclase, muscovite, biotite, chlorite, garnet, staurolite, aluminosilicates and tourmaline. Moreover, the Li-Be-B concentrations from calcic and amphibolitic minerals, for example epidote or amphibole, were measured. Generally speaking, the concentrations of Li, Be and B in metapelitic minerals from all three sample locations is more or less identical. Consequentially, a systematic relative distribution of Li, Be and B in metapelites was established:

Li: St > Bt > Chl > Ms > Grt > Tur > And > Pl > Ky

Be: St > Pl > Ms > Bt > Tur > Chl > Ky > Grt > And

B: Tur > Ms > And > Chl > Bt > Pl > Grt > Ky > St

This systematic Li, Be and B partitioning between metapelitic minerals confirms the results published in the literature previously, especially as data for the element Be is very scant.

On the basis that the Li, Be and B distribution between minerals is identical for all rocks of the three regions, equilibrium partitioning between several metapelitic minerals may be assumed. This makes it possible to calculate distribution coefficients between mineral pairs. For example, the distribution coefficients for Li between staurolite and biotite range from 1.91 - 4.57 or the distribution coefficients for Li between biotite and muscovite vary from 2.64 - 13.73. For the element Be distribution coefficients between staurolite and muscovite range from 7.68 - 18.74. A good example for the element B are the distribution coefficients between chlorite and biotite from 0.45 - 3.59. It can be observed, that the variation of Li-Be-B distribution coefficients within a region is larger than between the three sample locations; this is another similarity. In general, the Li-Be-B distribution coefficients are rather similar, especially at high absolute concentrations of the elements. A larger variety exist by lower Li-Be-B absolute concentrations nearby the detection limit. In this case, a higher standard deviation occurs. The present data agrees well with distribution coefficients in literature. Though, it exist no complete database for metapelites as mentioned above, so that the most Li-Be-B distribution coefficients can only compared with other rock systems.

In addition, in two important metapelitic mineral phases, garnet and tourmaline, a clear Li-zonation appears. Normally, the highest Li contents are in garnet-cores (< 96 ppm Li) with a continuous decrease to the rims. Sometimes, once again a Li increase at the outermost grain boundary can be observed. The same holds true for the tourmalines which show a core-to-rim decrease. Often, the Li contents increase a second time at the rims but do not exceed the Li contents at the inner core region of the tourmaline grains. This Li zonation in garnet and tourmaline was interpreted as a growth zoning pattern.

This result of a near-to-equilibrium partitioning of the three light elements between rock forming metapelitic minerals during metamorphism is a little surprising, because of the fact that Li, Be, B are fairly to strongly fluid-mobile and the samples come from different geological settings. In all three sample locations the rocks/minerals were in contact with fluids during metamorphism which can come from a different origin. Moreover, in Ikaria Island and the Künische Gebirge exist granitic intrusions nearby the metapelites which can be potential sources for fluids of a different composition. The constant systematic line up of the Li-Be-B contents and the distribution coefficients between the investigated mineral phases indicate that metapelitic fluids were internal buffered with regard to Li, Be and B. This in turn argues for a more or less closed-system equilibration with internal fluids instead of open-system exchange with external fluids of arbitrary compositions. Presumably, the internal hydrous fluids were included since the beginning of prograde metamorphism of the pelites.

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

1. Einführung	1
1.1. Li-, Be- und B-Kreislauf	1
1.2. Ziele der Arbeit	4
1.3. Methodik	5
1.3.1. Elektronenstrahl-Mikrosonde	5
1.3.2. Sekundärionen-Massenspektroskopie	7
1.3.3. Mineralformel-Berechnung	9
1.3.4. Thermobarometrie	12
2. Li, Be und B in metapelitischen Gesteinen der Insel Ikaria (Ostägäis)	16
2.1. Geologischer Kontext	16
2.1.1. Der ägäische Raum	16
2.1.2. Die Insel Ikaria	20
2.2. Probenauswahl und Probencharakteristik	21
2.3. Petrographie	22
2.3.1. Metapelite	22
2.3.2. Kalksilikate	27
2.3.3. Amphibolit	28
2.3.4. Quarzit	28
2.4. Mineralchemie	28
2.4.1. Plagioklas	28
2.4.2. Muskovit	31
2.4.3. Biotit	33
2.4.4. Chlorit	35
2.4.5. Granat	38
2.4.6. Staurolith	44
2.4.7. Disthen	46
2.4.8. Amphibol	46
2.4.9. Klinopyroxen	51
2.4.10. Epidot	51
2.4.11. Turmalin	54
2.5. P-T Bedingungen	60
2.5.1. Thermobarometrische Berechnungen	60
2.5.2. Mineralreaktionen und Stabilitätsfelder	62

3. Li, Be und B in metapelitischen Gesteinen des Künischen Gebirges (Böhmische Masse, Variszisches Orogen)	67
3.1. Geologischer Überblick	67
3.1.1. Die Böhmische Masse als Teil des variszischen Orogens	67
3.1.2. Das Künische Gebirge	69
3.2. Probenauswahl und Probencharakteristik	71
3.3. Petrographie	72
3.3.1. Metapelite	72
3.3.2. Amphibolit	76
3.3.3. Quarzit	76
3.4. Mineralchemie	77
3.4.1. Plagioklas	77
3.4.2. Muskovit	79
3.4.3. Biotit	81
3.4.4. Chlorit	83
3.4.5. Granat	85
3.4.6. Staurolith	90
3.4.7. Andalusit	92
3.4.8. Chloritoid	93
3.4.9. Amphibol	94
3.4.10. Turmalin	97
3.5. P-T Bedingungen	101
3.5.1. Thermometrische Berechnungen	101
3.5.2. Mineralreaktionen und Stabilitätsfelder	103
4. Li, Be und B in metapelitischen Gesteinen der Schweizer Alpen (Campo Tencia)	105
4.1. Geologischer Rahmen	105
4.1.1. Die Zentralalpen	105
4.1.2. Die Simano-Decke innerhalb des Lepontin-Gebietes	109
4.2. Probenauswahl und Probencharakteristik	110
4.3. Petrographie	111
4.3.1. Metapelite	111
4.3.2. Amphibolite	113
4.4. Mineralchemie	115
4.4.1. Plagioklas	115
4.4.2. Muskovit	116
4.4.3. Biotit	118
4.4.4. Chlorit	120

4.4.5.	Granat	122
4.4.6.	Staurolith	127
4.4.7.	Disthen	130
4.4.8.	Amphibol	130
4.4.9.	Epidot	133
4.4.10.	Turmalin	134
4.5.	P-T Bedingungen	137
4.5.1.	Thermobarometrische Berechnungen	137
4.5.2.	Mineralreaktionen und Stabilitätsfelder	140
5.	Das Li-, Be- und B-Inventar der untersuchten Minerale und Vergleich mit Literaturdaten	142
5.1.	Minerale der Metapelite	142
5.1.1.	Li-, Be- und B-Gehalte	142
5.1.2.	Verteilungskoeffizienten	148
5.1.3.	Verteilung von Li, Be und B auf die Gitterplätze	163
5.1.4.	Li-Zonierung in Granat und Turmalin	170
5.2.	Minerale der Amphibolite	173
5.2.1.	Li-, Be- und B-Gehalte	173
5.2.2.	Verteilungskoeffizienten	179
6.	Zusammenfassung	182
7.	Literaturverzeichnis	183
ANHANG		
A1:	Li-, Be- und B-Gehalte der untersuchten Minerale	A-1
	Tab. A1-1 Li-, Be- und B-Gehalte in Mineralen der Insel Ikaria	A-1
	Tab. A1-2 Li-, Be- und B-Gehalte in Mineralen des Künischen Gebirges	A-4
	Tab. A1-3 Li-, Be- und B-Gehalte in Mineralen von Campo Tencia	A-5
A2:	F- und-Cl-Konzentrationen der OH-haltigen Phasen	A-7
	Tab. A2-1: F- und-Cl-Konzentrationen in OH-haltigen Phasen der Insel Ikaria	A-7
	Tab. A2-2: F- und-Cl-Konzentrationen in OH-haltigen Phasen des Künischen Gebirges	A-8
	Tab. A2-3: F- und-Cl-Konzentrationen in OH-haltigen Phasen von Campo Tencia	A-8
A3:	H ₂ O-Gehalte der OH-haltigen Mineralen	A-9
	Tab. A3-1: H ₂ O-Gehalte der OH-haltigen Minerale der Insel Ikaria	A-9
	Tab. A3-2: H ₂ O-Gehalte der OH-haltigen Minerale des Künischen Gebirges	A-9
	Tab. A3-3: H ₂ O-Gehalte der OH-haltigen Minerale von Campo Tencia	A-9

A4: Auswahl repräsentativer Analysen (EMS und SIMS) der wichtigsten Minerale	A-10
Tab. A4-1 Plagioklas-Analysen aller Probenlokalitäten	A-10
Tab. A4-2 Muskovit-Analysen aller Probenlokalitäten	A-13
Tab. A4-3 Biotit-Analysen aller Probenlokalitäten	A-16
Tab. A4-4 Chlorit-Analysen aller Probenlokalitäten	A-19
Tab. A4-5 Granat-Analysen aller Probenlokalitäten	A-22
Tab. A4-6 Staurolith-Analysen aller Probenlokalitäten	A-24
Tab. A4-7 Alumosilikat-Analysen aller Probenlokalitäten	A-28
Tab. A4-8 Epidot-Analysen aller Probenlokalitäten	A-29
Tab. A4-9 Klinopyroxen-Analysen aller Probenlokalitäten	A-30
Tab. A4-10 Chloritoid-Analysen aller Probenlokalitäten	A-31
Tab. A4-11 Amphibol-Analysen aller Probenlokalitäten	A-32
Tab. A4-12 Turmalin-Analysen aller Probenlokalitäten	A-34

DANKSAGUNG

Eidesstattliche Erklärung

1. Einführung

1.1. Li-, Be- und B-Kreislauf

Die drei leichten Elemente Li, Be und B sind bedeutende Tracer zur Erforschung geodynamischer Prozesse in unterschiedlichen geologischen Milieus. So sind sie zum Beispiel ideal geeignet, um den Stoffaustausch an Subduktionszonen zu charakterisieren. In der Regel werden Li, Be und B über Schmelzen und Fluide transportiert, wobei sie sich sehr inkompatibel und mobil (vor allem bei höheren Temperaturen) gegenüber den Festphasen verhalten. Zudem erfahren zwei der drei Elemente, Li und B, bedeutende Isotopenfraktionierungen innerhalb eines solchen Stoffkreislaufes (u.a. Peacock & Hervig 1999). Das dritte Element Be besitzt ein kosmogenes Isotop (^{10}Be) mit dem kurzzyklische Stoffkreisläufe verfolgt werden können (u.a. Tera et al. 1986, Ryan & Langmuir 1988).

Eine wichtige Quelle und zugleich großes Reservoir für Li, Be und B stellt das Meerwasser dar. Es wird einerseits über direkten Eintrag, andererseits über hydrothermal alterierte, ozeanische Lithosphäre und marine Sedimente in die Subduktionszone eingebracht (Abb. 1-1) [z.B. Seyfried et al. 1984, Stoffin-Egli & Mackenzie 1988, Dostal et al. 1996]. In seichteren Bereichen der Subduktionszone sind Tonminerale (z.B. Illit, Smektit, Glaukonit) bedeutende Trägerphasen, aufgrund ihrer geringen P-T Stabilität. So können schon im Akkretionskeil oder Forearc Li-, Be- und B-haltige Fluide abgegeben werden (u.a. Peacock 1990, Bebout et al. 1999, Kerrick & Connolly 2001).

In tieferen Regionen der abtauchenden Lithosphäre existieren in Abhängigkeit vom Stoffbestand unterschiedliche Trägerphasen in Form von OH-haltigen Mineralen. So können in basischen Stoffbeständen Hochdruck-Mineralen wie Lawsonit, Omphazit, Granat oder Epidot enthalten sein, während in hydrierten ultrabasischen Stoffbeständen beispielsweise Serpentin vorhanden ist. Zudem sind Amphibol, Chlorit, Chloritoid und Hellglimmer (Phengit, Paragonit) zu nennen, die ebenfalls Li, Be und B in große Tiefen verfrachten können (z.B. Domanik et al. 1993). All diese beispielhaft genannten Phasen brechen mit zunehmender Tiefe durch gleitende Reaktionen zusammen, sodass Fluide bzw. superkritische H_2O -Schmelzphasen in den Mantelkeil über der subduzierten Platte freigesetzt werden (Abb. 1-1). Sie sind an mobilen Elementen wie Li, Be, B, As oder Pb angereichert (Bebout 1996). Das führt dazu, dass der abtauchende Slab sukzessive an mobilen Elementen verarmt (u.a. Moran et al. 1992, Bebout et al. 1993, Bebout 1996).

Die "normalen" Mantelphasen (Orthopyroxen, Klinopyroxen, Olivin, Granat, Spinell) bauen Li, Be und B nur in Spuren ein (u.a. Seitz & Woodland 2000, Woodland et al. 2001). Deshalb müssen im Mantelkeil weitere OH-haltige Phasen (z.B. Pargasit, Richterit, Phlogopit) sein, in denen die drei leichten Elemente gespeichert werden. Tritt nun in diesem angereicherten Mantelkeil partielle Schmelzbildung (geringer Aufschmelzgrad) auf, so führt das in der Regel zu einer Konzentration inkompatibler Elemente in den Schmelzen (Abb. 1-1). Deshalb zeigen oftmals junge, primitive, subduktionsbezogene Magmen (IAB = Island Arc Basalt) Li-, Be- und B-Anreicherungen, im Gegensatz zu frischen ozeanischen Basalten (MORB = Mid Ocean Ridge Basalt) [z.B. Ryan &

Langmuir 1988, Dostal et al. 1996, Brenan et al. 1998a, Brenan et al. 1998b]. Außerdem weisen primitive OIB-Magmen (OIB = Ocean Island Basalt) manchmal eine B-Abreicherung auf, die auf eine subduzierte, dehydrierte, ozeanische Kruste hindeutet (Brenan et al. 1998¹). Ob jedoch bei OIB-Schmelzen eine Li- oder B-Anreicherung erfolgt, hängt entscheidend von der Fluid-Temperatur bei einer hydrothermalen Alteration ab (Dostal et al. 1996).

Die kontinentale Kruste erfährt im Laufe eines Subduktionszyklus durch Schmelzen und Fluide eine Konzentrationserhöhung an mobilen Elementen. Diese ist jedoch schwer zu fassen, da insbesondere die Oberkruste relativ hohe Li-, Be- und B-Gehalte aufweist, die im Verlauf der Erdgeschichte erworben wurden (Tab. 1-1). Zudem ist die obere Kruste stofflich sehr heterogen (sedimentäre, magmatische, metamorphe Systeme) zusammengesetzt, sodass es eine Vielzahl von Paragenesen gibt. Metamorphe marine Sedimente (schwach- bis mittelgradig) spielen hier als Träger von Li, Be und B eine große Rolle. In Bezug auf mögliche Trägerphasen ist das wichtigste B-haltige Mineral ohne Zweifel Turmalin. Turmalin ist chemisch gesehen und von seinem Stabilitätsbereich eine sehr variable Phase, die authigen, magmatisch oder metamorph gebildet werden kann (Henry & Dutrow 1996). Li wird bevorzugt von Staurolith (z.B. Dutrow et al. 1986, Dutrow 1991, Hawthorne 1995) und Glimmer (u.a. Dutrow et al. 1986, Dahl et al. 1993, Yang & Rivers 2000) eingebaut, obwohl auch Turmalin Li inkorporieren kann. Eine recht häufig auftretende Phase in krustalen Gesteinen ist Plagioklas, der in Abhängigkeit von seiner chemischen Zusammensetzung Be einbaut (Grew 2002). Mit der Zunahme des Metamorphosegrades verarmen die Krustengesteine durch Dehydratisierung und Schmelzbildung an leichten Elementen. Dadurch enthält die Unterkruste sehr niedrige Li-, Be- und B-Gehalte (Tab. 1-1). Hingegen können auch inkompatible Elemente bei der Schmelzbildung in der Kruste mobilisiert und angereichert werden. So beispielsweise in granitoiden Systemen (I-Typ Granit, S-Typ Granit, Pegmatite, Aplite) mit typischen Li-, Be-, B-Trägerphasen wie Lepidolith, Topas, Beryll oder Turmalin. In diesem Zusammenhang ist zudem Cordierit zu nennen, der bei Anwesenheit die Be-Gehalte von granitischen Schmelzen aus metapelitischen Quellen (seichte Bereiche) kontrolliert (Evensen & London 2002).

Durch mechanische und chemische Verwitterung dieser Li-Be-B-reichen Oberkruste, gelangen die drei leichten Elemente in Form von Detritus (z.B. Tonminerale) in die Ozeane. Hier schließt sich nun wieder der Stoffkreislauf.

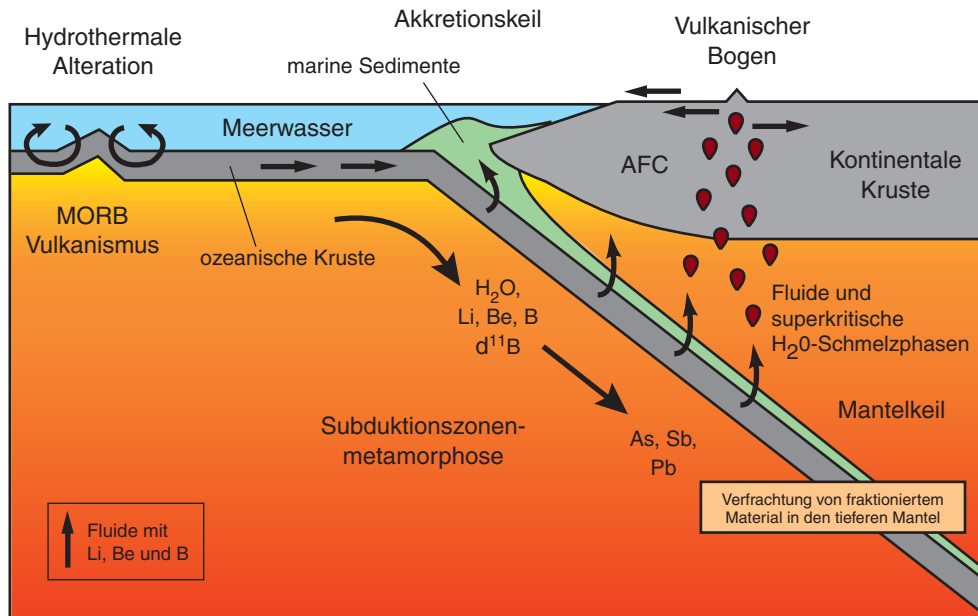


Abb. 1-1 Stoffkreislauf leichter Elemente (Li, Be, B) an Subduktionszonen (nach Bebout 1996)

Tab. 1-1 Übersicht der Li-, Be- und B-Gehalte in Mantel und Kruste

Geologisches Milieu	Li (ppm)	Literatur
Silikaterde	1.6	Mc Donough & Sun 1995
Kontinentale Kruste	11 - 13	Gao et al. 1997, Rudnick & Fountain 1995, Taylor & Mc Lennan 1995, Wedepohl 1995
Oberkruste	20 - 22	Gao et al. 1997, Taylor & Mc Lennan 1995, Wedepohl 1995
Mittlere Kruste	7 - 16	Gao et al. 1997, Rudnick & Fountain 1995
Unterkruste	6 - 13	Rudnick & Fountain 1995, Taylor & Mc Lennan 1995, Wedepohl 1995
primitiver Mantel	1.6	Mc Donough & Sun 1995

Geologisches Milieu	Be (ppm)	Literatur
Silikaterde	0.068	Mc Donough & Sun 1995
Kontinentale Kruste	1.5 - 2.4	Gao et al. 1997, Taylor & Mc Lennan 1995, Wedepohl 1995
Oberkruste	1.95 - 3	Gao et al. 1997, Taylor & Mc Lennan 1995, Wedepohl 1995
Mittlere Kruste	2.29	Gao et al. 1997
Unterkruste	0.63 - 1.7	Gao et al. 1997, Taylor & Mc Lennan 1995, Wedepohl 1995
primitiver Mantel	0.068	Mc Donough & Sun 1995

Geologisches Milieu	B (ppm)	Literatur
Silikaterde	0.3	Mc Donough & Sun 1995
Kontinentale Kruste	10 - 18	Gao et al. 1997, Taylor & Mc Lennan 1995, Wedepohl 1995
Oberkruste	15 - 28	Gao et al. 1997, Taylor & Mc Lennan 1995, Wedepohl 1995
Mittlere Kruste	17	Gao et al. 1997
Unterkruste	5 - 8.3	Gao et al. 1997, Taylor & Mc Lennan 1995, Wedepohl 1995
primitiver Mantel	0.3	Mc Donough & Sun 1995

1.2. Ziele der Arbeit

Die bisherige Darstellung (Kap. 1.1.) verdeutlicht, dass der Input von leichten mobilen Elementen wie Li, Be und B in Subduktionszonen hinreichend verstanden und quantifizierbar ist (u.a. Peacock & Hervig 1999). Hingegen ist der Output von Li, Be und B in die kontinentale Lithosphäre über der subduzierten Platte und die Umverteilung der Elemente in der Kruste nicht gut bekannt. Dieser Aspekt rückt deshalb immer mehr in das allgemeine Interesse. Es gibt grundsätzlich drei Möglichkeiten Li, Be und B in der kontinentalen Kruste anzureichern:

Subduktionsfluide aus dem Forearc-Bereich bzw. Akkretionskeil können direkt in die Kruste der hangenden Platte eindringen. Hier spielen sowohl Porenwässer als auch Minerale mit geringer P-T Stabilität (z.B. Zeolithe) eine große Rolle.

Zudem können die aus der subduzierten Platte freigesetzten Fluide (Li-, Be- und Be-reich) den lithosphärischen Mantelkeil der hangenden Platte infiltrieren. Subduktionsbezogene Magmen aus diesem lithosphärischen Mantel transportieren die angereicherte Signatur in die Kruste. Dort sind die Magmen oftmals Differentiations- und Assimilationsprozessen unterworfen.

Zuletzt können auch Li, Be und B direkt in die Kruste der kontinentalen Platte eingebracht werden, wenn Späne von subduzierter ozeanischer Kruste exhumiert werden, das heißt in die kontinentale Kruste eingeschuppt werden.

Um nun Mischungs- und Austauschprozesse innerhalb der kontinentalen Kruste zu erkennen, muss das Li-, Be- und B-Inventar der beteiligten Endglieder (Mantel, ozeanische Kruste, kontinentale Kruste) bekannt sein, was für die kontinentale Kruste nicht zutrifft. Es fehlen systematische Untersuchungen zur Speicherung, Verteilung und Mobilität der drei leichten Elemente in der Kruste. Die Arbeit leistet hierbei einen Beitrag, da Metapelite als typische Krustengesteine und bekannte Spurenelementträger untersucht wurden. Es wurden mehrere Probengebiete gewählt, um allgemeine Aussagen zur Li-, Be- und Verteilung treffen zu können. Insgesamt handelt es sich um drei Probenlokalitäten: die Insel Ikaria (Ostägäis), das Künische Gebirge (BRD, Tschechische Republik) und Campo Tencia (Schweiz). Alle drei Regionen haben eines gemeinsam, sie stehen im Zusammenhang mit konvergenten Plattensystemen und enthalten relativ frische krustale Gesteinssegmente. Den Hauptprobensatz dieser Arbeit bilden zahlreiche Gesteine der Insel Ikaria (Kap. 2.2.), unterstützt von Proben aus dem Künischen Gebirge (Kap. 3.2.) und Campo Tencia (Kap. 4.2.).

Für die Bearbeitung der Li-, Be- und B-Verteilung in diesen Gesteinen sind gute Kenntnisse über die Bildungsbedingungen erforderlich, da insbesondere die Temperatur großen Einfluß auf die Verteilung von Spurenelementen zwischen Mineralen haben kann (z.B. temperaturabhängiger Ni-Einbau in Granat; Griffin et al. 1996 oder Canil 1999). Im Vorfeld stand deshalb die Quantifizierung der P-T Bedingungen aller Metapelite durch den Einsatz von Geothermobarometern. In bisher publizierten Arbeiten wurde der Metamorphosegrad der Metapelite und Kalksilikate der Insel Ikaria nur anhand der Paragenesen abgeschätzt (Barrow-Typ, untere Amphibolitfazies) [Altherr et al. 1982]. Für die Metapelite aus dem Künischen Gebirge gab es bereits P-T Daten (Kaliwoda et al. 2001), die allerdings

anhand der Gesteine dieser Arbeit überprüft bzw. bestätigt wurden. Bei den Metapeliten von Campo Tencia, die aus der Simano-Decke stammen, wurden ebenfalls Geothermobarometer angewendet. Bezüglich der Simano-Decke gibt P-T Berechnungen und P-T Abschätzungen (Rütti 2001).

Das nächste Ziel war es, die Konzentrationen der drei mobilen Elemente in potentiellen Trägerphasen zu ermitteln. Typische metapelitische Hauptminerale sind beispielsweise Staurolith, Biotit, Muskovit, Granat, Turmalin, Plagioklas oder Al_2SiO_5 -Modifikationen. Mit Hilfe dieser Daten können Aussagen dazu gemacht werden, ob das allgemeine Konzentrationsniveau (Gesamtgesteinsgehalte) für die drei Spurenelemente in den drei Regionen unterschiedlich ist. Gleichzeitig kann mit Hilfe der Konzentrationen von Li, Be, B und den Hauptelementen überprüft werden, welche Austauschvektoren beim Einbau der drei leichten Elemente in die verschiedenen Mineralstrukturen wirksam sind. Der wichtigste Punkt ist jedoch, dass sich mit den Li-, Be- und B-Konzentrationen qualitative Verteilungsreihen für alle drei Elemente zwischen den gesteinsbildenden Mineralen aufstellen lassen. Diese geben Auskunft darüber, ob für die drei leichten Elemente, die relativ fluidmobil sind, im allgemeinen bei geodynamischen Prozessen eine Gleichgewichtseinstellung zwischen den Mineralphasen erreicht wird. Sollte das der Fall sein, können Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten für mehrere Mineralpaare berechnet werden. Neben den dominierenden metapelitischen Gesteinen treten an allen drei Probenlokalitäten untergeordnet Metabasite und Kalksilikate auf, die in beschränktem Maße ebenfalls untersucht wurden. Somit werden die oben erwähnten Betrachtungen auch noch für weitere Minerale wie beispielsweise Amphibol und Epidot in anderen Stoffbeständen angestellt.

1.3. Methodik

1.3.1. Elektronenstrahl-Mikrosonde

Die Mikrosondenanalytik wurde ausschließlich am Mineralogischen Institut Heidelberg durchgeführt, wo eine Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) vom Typ SX 51 (Baujahr 1993) der Firma Cameca zur Verfügung steht. Zur allgemeinen Funktionsweise dieses Gerätes geben die Arbeiten von Reed 1993 oder Pavicevic & Amthauer 2000 ausführlich Auskunft. Im Folgenden werden kurz die Geräteeigenschaften beschrieben. Die EMS ist mit fünf Kristallspektrometern für wellenlängendispersive Messungen ausgestattet, die verschiedene Analysatorkristalle (TAP: Thallium-Phtalat-Säure; LIF: Lithium-Fluorid; PET: Penta-Erythritol; PC0: W-Si-Verbindung) enthalten. Zudem ermöglicht ein Pentafet-Detektor (SiLi-Halbleiterdetektor der Firma Oxford Instruments) energiedispersive Analysen (EDS). Für alle quantitativen Mineralanalysen wurden jedoch ausschließlich die Kristallspektrometer benutzt. Hierbei lag die Beschleunigungsspannung bei 15 kV und der Strahlstrom bei 20 nA. Weitere Informationen zu den gemessenen Elementen, den benutzten Analysatorkristallen, Zählzeiten, Nachweisgrenzen und Standardmaterialien sind aus Tab. 1-2 ersichtlich. Die Background-Zählzeiten

sind in der Regel halb so lang wie die Peak-Zählzeiten, mit der Ausnahme des Elementes Fluor (Background- und Peak-Zählzeit gleich).

Tab. 1-2 Messbedingungen und Nachweisgrenzen der EMS

Element	Standard	Kristall	Peak-Zählzeit (in sek.)	Nachweisgrenze (Oxide der Elemente in Gew.%)
Na	Albit	TAP	10	0.049
Mg	Periklas	TAP	10 - 20	0.074
Al	Korund	TAP	10	0.045
Si	Wollastonit	TAP	10	0.039
Ca	Wollastonit	PET	10	0.043
K	Orthoklas	PET	10	0.031
Ti	Rutil	PET	10 - 20	0.064
Cr	Eskolait	PET	10 - 20	0.071
Fe	Hämatit	LIF	10	0.121
Mn	Rhodonit	LIF	10	0.078
Zn	Gahnit	LIF	30	0.100
F	Topas	PC0	40	0.200
Cl	Skapolith	PC0	30	0.100

Außerdem muss erwähnt werden, dass bei der Analyse von Fluor ($K\alpha$) Interferenzen mit Eisen ($L\alpha$) und Mangan ($L\alpha$) auftreten. Deshalb muss der gemessene F-Gehalt mit folgender Formel korrigiert werden:

$$F = F^* - (-0.00005588 \times FeO^2 + 0.00889 \times FeO - 0.0044) + MnO \times 0.015$$

$$\text{Es gilt: } F^* = F_2O \times 0.703694$$

Für die Kalibrierung der EMS stehen oxidische und silikatische Standardmaterialien der Firma Cameca (Paris) und des Smithsonian Institute (USA) zur Verfügung (s. Tab. 1-1). Außerdem werden die notwendigen Matrixkorrekturen mit dem "PAP"-Algorithmus von Pouchou & Pichoir (z.B. Pouchou & Pichoir 1986, 1988) berechnet. Die Proben liegen in Form von dünnen ($30 \mu\text{m}$), runden (ca. 2.5 cm), polierten und mit Kohlenstoff bedampften Dünnschliffen vor.

1.3.2. Sekundärionen-Massenspektrometrie

Die leichten Elemente Li, Be, B und H wurden mit Hilfe des Sekundärionen-Massenspektrometers (SIMS) des Mineralogischen Institutes Heidelberg bestimmt. Hierbei handelt es sich um eine Ionensonde der Firma Cameca vom Typ IMS 3f. Das allgemeine Funktionsprinzip und die Messbedingungen der SIMS werden im Folgenden kurz erläutert (Abb. 1-2). Das Gerät arbeitet mit einem Primärionenstrahl bestehend aus Sauerstoffionen ($^{16}\text{O}^+$), die mit einer Energie von 10 keV beschleunigt und auf die Probe geschossen werden. Der Strahlstrom beträgt hierbei 5 - 10 nA. Elektrostatische Linsen ermöglichen die Fokussierung des Primärionenstrahles auf die Probenoberfläche. Es entsteht ein Brennfleck mit einem Durchmesser von 25 - 35 μm und einer Eindringtiefe von mehreren Atomlagen, der dem analysierten Bereich entspricht. Um bei diesem Vorgang eine Aufladung der Probe zu vermeiden, wurde die Probenoberfläche zuvor vergoldet (Goldschicht ca. 60 nm). Die Primärionen schlagen aus der Probe einzelne Atome, Moleküle und auch verschiedene Elementkomplexe heraus. Diese Sekundärionen werden mit einer Spannung von 4.5 kV beschleunigt und durchlaufen anschließend einen elektrostatischen Energiefilter plus ein magnetisches Sektorfeld (Massenseparation). Zur Energiefilterung wurde mit einem Offset von 75 ± 20 eV gemessen, aufgrund von Matrixeffekten und molekularen Interferenzen (u.a. Ottolini et al. 1993, Ottolini et al. 2002). Die Massenauflösung ($M/\Delta M$) betrug zwischen 850 und 1220. Der so gefilterte Sekundärionenstrahl wird anschließend mit einem Sekundärelektronen-Vervielfacher (SEV) detektiert. Die hohe Empfindlichkeit dieses SEV trägt dazu bei, dass mit der SIMS geringe Absolutkonzentrationen von Spurenelementen messbar sind.

Des Weiteren lassen sich diese gemessenen Sekundärelektronen-Intensitäten (z.B. der Isotope ^7Li , ^9Be und ^{11}B) in reale Konzentrationen (ppm) umrechnen. Hierfür sind Vergleichsmessungen eines zusätzlichen Elementes nötig. Es wurde ^{30}Si gewählt, da die Si-Gehalte aus zuvor ermittelten EMS-Analysen bekannt sind. Die Umrechnung basiert auf folgender Formel:

$$C_A = \frac{I_{S(A)} \cdot i_{S(R)} \cdot u_{S(A)} \cdot 1 \cdot C_R}{I_{S(R)} \cdot i_{S(A)} \cdot u_{S(R)} \cdot EF}$$

Erläuterung:

C_A : Konzentration (ppm)

$I_{S(A)}$: Sekundärionen-Intensität des analytischen Ions (cps)

$I_{S(R)}$: Sekundärionen-Intensität des Referenz-Ions ^{30}Si (cps)

$i_{S(A)}$: Relative Häufigkeit des analytischen Isotopes

$i_{S(R)}$: Relative Häufigkeit des Referenz-Isotopes

$u_{S(A)}$: Atomgewicht analytisches Element

$u_{S(R)}$: Atomgewicht Referenz-Element ^{30}Si

EF: Empfindlichkeitsfaktor

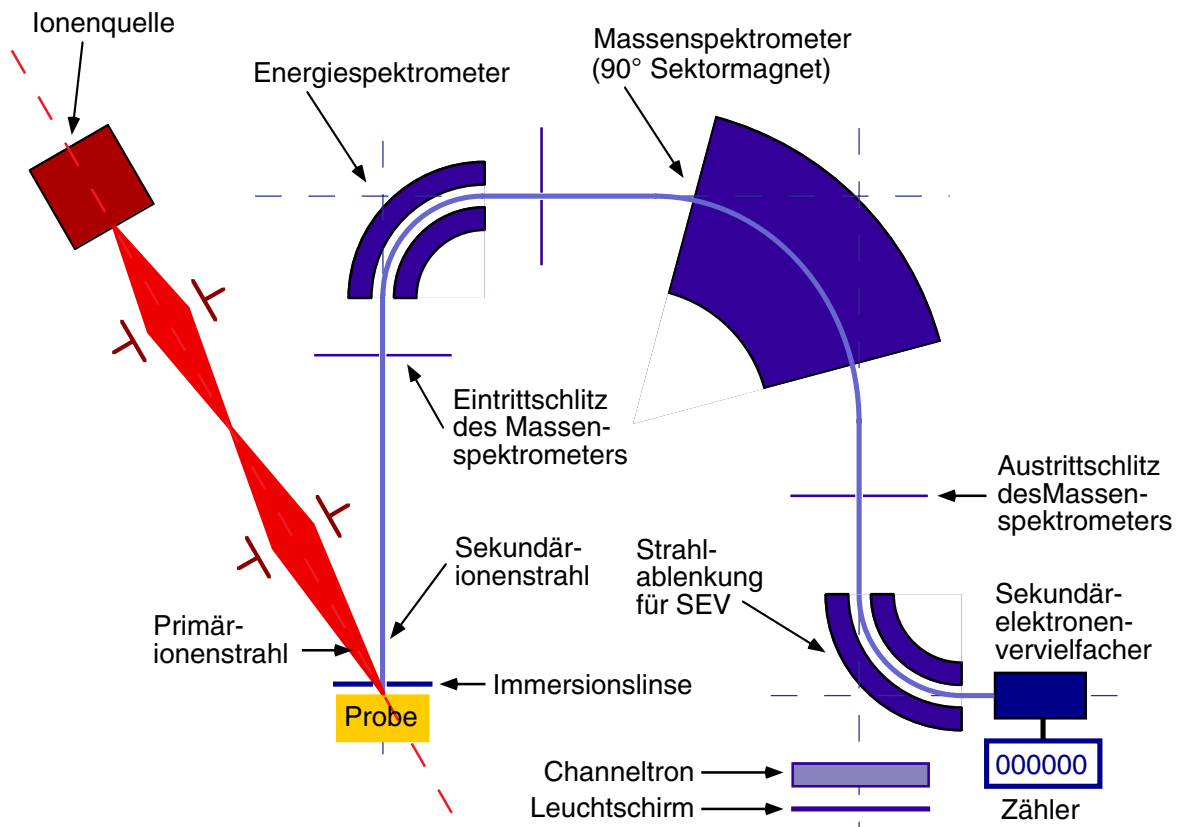


Abb. 1-2 Schematischer Aufbau eines Sekundärionen-Massenspektrometers

Zudem werden die Messbedingungen kurz erläutert. Die Messzeiten für einen Punkt lagen in der Regel bei folgenden Werten: 100 s für ${}^7\text{Li}$, 300 s für ${}^9\text{Be}$, 300 s für ${}^{11}\text{B}$, 100 s für ${}^{30}\text{Si}$. Bezüglich der Nachweisgrenzen können für ${}^7\text{Li}$ und ${}^9\text{Be}$ 0.01 ppm angegeben werden, während B bei 0.03 ppm liegt. Jedoch muss erwähnt werden, dass bei geringen B-Gehalten unter 1 ppm Kontamination auftritt und solch niedrige Konzentrationen größere Meßfehler beinhalten. Außerdem zeigen vereinzelt Schichtsilikate (z.B. Biotit oder Chlorit) B-Kontamination auch bei höheren Gehalten. Dies äußert sich in einer kontinuierlichen Abnahme der B-Intensitäten im Verlauf einer Messung. Um diesen Effekt generell möglichst gering zu halten bzw. auszuschließen wurden alle Proben 25 Minuten in einem Ultraschallbad mit einfach destilliertem Wasser behandelt. Zur Kalibrierung der SIMS wurde der Glasstandard SRM-610 (NIST) verwendet (vgl. Pearce et al. 1997), während für die B-Messung in Turmalin Standards von Dyar et al. (1998) zur Verfügung standen. Zusätzlich zu den drei leichten Elementen wurden im Turmalin die Wassergehalte durch H^+ -Messungen bestimmt. Für diese Messungen mussten besondere Maßnahmen getroffen werden, da H_2O -Kontamination im Prinzip an jeder Oberfläche und in jedem Raum zu erwarten ist. Mit Hilfe einer Kältefalle (Flüssigstickstoff) in Nähe der Probe wird vorhandenes Wasser gebunden bzw. gefroren. Zudem werden angelagerte Wassermoleküle auf der Probenoberfläche durch den Beschuss des Primärionenstrahles entfernt, was im Zentrum des Sauerstoffionenstrahles effektiver als im Randbereich verläuft. Aus diesem Grunde werden nur $10\ \mu\text{m}$ im Zentrum des Brennflecks zur Analyse genutzt, während der restliche

Strahl (\varnothing ca. 20 μm) mit einer Feldblende ausgeblendet wird. Der Primärstrom betrug hierbei 20 nA, die Nachweisgrenze liegt für H^+ bei etwa 0.1 % (keine reine Nachweisgrenze, sondern durch Kontamination bedingt) bei einer Messzeit von 20 s.

An dieser Stelle wird ebenfalls darauf hingewiesen, dass die Reproduzierbarkeit der Messdaten bei 1 - 5 % liegt und weitere Ungenauigkeiten (ca. 10 %) auf Matrixeffekte zurückzuführen sind (Dyar et al. 2001). Alle Proben lagen in Form von runden, polierten und goldbeschichteten Dünnschliffen vor.

1.3.3. Mineralformel-Berechnung

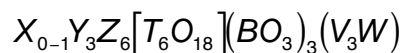
Für die meisten Minerale wurden die Formeln mit dem Programm "Formelcalc" von Hans-Peter Meyer (Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg) berechnet. Zudem wurde bei den Staurolithen das Programm "MinCalc5" (Hans-Peter Meyer & Lorenz Niederberger) verwendet. Die wichtigsten Parameter sind Tab. 1-3 zu entnehmen. Für alle in dieser Tabelle aufgeführten Minerale wurde bei der Berechnung eine konstante Sauerstoff-Anzahl in der Formel angenommen. Nur für Minerale, bei denen eine $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Berechnung gemacht wurde, musste auf eine konstante Kationenzahl normiert werden (Magnetit: 3 Kationen, Ilmenit: 2 Kationen). Ilmenit wurde situationsbezogen entweder mit der ersten oder der zweiten Variante berechnet.

Tab. 1-3 Übersicht der wichtigsten Parameter zur Berechnung der Mineralformeln

Mineral	Anzahl der Sauerstoffe	Anzahl der OH-Gruppen	$\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Kalkulation
Plagioklas	8	0	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{3+}$
Granat	12	0	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$
Alumosilikat	5	0	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{3+}$
Klinopyroxen	6	0	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$
Chlorit	7	4	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$
Muskovit	11	2	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$
Biotit	11	2	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$
Epidot	12.5	1	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{3+}$
Chloritoid	12	4	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$
Staurolith	23	2	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$
Rutil	2	0	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$
Ilmenit	3	0	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$
Ilmenit	3	0	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$
Hämatit	3	0	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{3+}$
Magnetit	4	0	$\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$

Die Mineralformeln der Amphibole wurden mit einem Programm von Bernd Schulte (früher Universität Tübingen) berechnet, das von Stefan Hepp (Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg) modifiziert wurde. Die Formelberechnung basiert auf der Amphibol-Nomenklatur nach Leake et al. (1997).

Für die Turmalinformeln stand das Programm "TurboTur" von Stefan Provatke (Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg) zur Verfügung, dessen Berechnungsgrundlage 31 Anionen bilden. Die allgemeine Formel für Turmalin lautet:



In Bezug auf die oben genannte Turmalin-Formel wurde folgendes Platzverteilungsmodell gewählt (nach Hawthorne & Henry 1999):

- Tetraederplatz: mit Si besetzt, falls Leerstellen vorhanden sind mit Al aufgefüllt
- Z-Position: mit Al besetzt, falls zu wenig Al vorhanden mit Mg ergänzt
- Y-Platz: Mg, Fe, Ti, Cr, Zn, Mn, Li, Be
- X-Position: Na, Ca, K (Leerstellen möglich!)
- V-Platz: OH
- W-Position: F und Cl, gegebenenfalls mit OH auffüllen ($OH_{W\text{-Position}} = OH_{\text{gesamt}} - 3$)
- Falls immer noch Leerstellen vorhanden sind: Annahme als Sauerstoff

An dieser Stelle muss erwähnt werden, dass Bor auch im Überschuss vorliegen kann und dann auf dem Tetraederplatz sitzt (u.a. Schreyer et al. 2000, Marler et al. 2002, Schreyer et al. 2002). Weil B-Überschuss in der Regel nur in Al-reichen, olenitischen Turmalinen (die hier nicht vorliegen) auftritt, wurde diese Variante bei dem Platzverteilungsmodell nicht berücksichtigt. Es kommen daher vereinzelt B-Gehalte vor, die geringfügig höher als 3 Kationen pro Formeleinheit (K.p.F.) sind (vgl. Tab. 1-4). Außerdem wurde alles Fe als Fe^{2+} berechnet. Dies hat zur Folge, dass in einigen Turmalinen mit höheren Fe-Gehalten die Oxidsummen auch unter Berücksichtigung von Wasser, Fluor und Chlor deutlich unter 100 % liegen und die Y-Positionen erhöhte Werte (> 3 K.p.F.) aufweisen (Tab. 1-4). Als weitere Fehlerquelle ist zu berücksichtigen, dass wegen der unterschiedlichen Größe der analysierten Flächen auf die zahlreichen EMS-Analysen viel weniger SIMS-Punkte kommen. Hinzu kommt, dass die mit EMS bestimmten Si-Gehalte, die als Normierungsgrößen für die mit der SIMS gemessenen B-Intensitäten dienen, aufgrund von Matrixeffekten (z.T. nur bedingt geeignete Standardmaterialien) ungenau sein können. Erhöhte Si-Werte (> 6 K.p.F.), wie sie in dieser Arbeit und in der Literatur zu finden sind (z.B. Dyar et al. 1998) können nur durch einzelne oder mehrere dieser Fehlerquellen erklärt werden. In der Tabelle 1-4 sind exemplarisch vier Turmalin-Analysen aufgelistet, die teilweise die oben beschriebenen Merkmale aufweisen. Die erste Turmalin-Analyse (I105-3tur3-7) dient als "fehlerfreies Muster", während bei der

zweiten Analyse (LR92tur2-13) trotz einer guten EMS-Oxidsumme erhöhte Werte der Y-Position und etwas niedrige B-Gehalte auftreten. Hierfür könnten Matrixeffekte verantwortlich sein. Bei der nächsten Analyse (LR7tur1-2) wird anhand der sehr niedrigen EMS-Oxidsumme plus einer erhöhten Y-Position-Summe das $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Problem sichtbar. Die vierte Turmalin-Analyse (LR11tur1-3) enthält einen relativ hohen Fe-Oxid-Wert plus eine niedrige EMS-Oxidsumme, so dass eine erhöhte Y-Position-Summe resultiert. Zudem liegt der Si-Gehalt knapp über 6 K.p.F. und die B-Konzentration ist deutlich zu hoch (> 3 K.p.F.). Da der Tetraederplatz voll mit Si besetzt ist, kann kein überschüssiges Bor auf diesem Platz sitzen. Bei dieser Turmalin-Analyse tritt eine Kombination der oben beschriebenen Effekte auf.

Tab. 1-4 Ausgewählte Turmalin-Analysen (Fortsetzung siehe nächste Seite)

Analyse	I105-3tur3-7	LR92tur2-13	LR7tur1-21	LR11tur1-3
SiO ₂	35.57	35.92	34.01	35.00
TiO ₂	0.59	0.31	0.95	0.65
Al ₂ O ₃	31.80	32.51	29.77	28.68
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.06	0.06
FeO	7.08	9.03	10.75	11.98
MnO	0.06	0.02	0.00	0.02
MgO	7.56	6.29	5.63	5.34
CaO	1.58	0.29	0.29	0.39
Na ₂ O	1.66	2.24	2.48	2.58
K ₂ O	0.02	0.03	0.04	0.03
B ₂ O ₃	10.37	10.25	9.94	10.35
Li ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00
BeO	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.02	0.01
H ₂ O	3.52	3.09	2.83	2.75
F	0.25	0.14	0.23	0.15
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01
Summe	100.09	100.13	97.00	97.99

Analyse	I105-3tur3-7	LR92tur2-13	LR7tur1-21	LR11tur1-3
Si	5.87	5.98	5.93	6.07
Ti	0.07	0.04	0.13	0.09
Al	6.19	6.38	6.12	5.86
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe	0.98	1.26	1.57	1.74
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	1.86	1.56	1.46	1.38
Ca	0.28	0.05	0.05	0.07
Na	0.53	0.72	0.84	0.87
K	0.00	0.01	0.01	0.01
B	2.96	2.94	2.99	3.10
Li	0.00	0.00	0.00	0.00
Be	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	3.88	3.43	3.29	3.18
F	0.13	0.07	0.12	0.08
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	18.75	18.94	19.10	19.18
Summe Kat. o. X-Platz	17.93	18.16	18.20	18.23

Tab. 1-4 Ausgewählte Turmalin-Analysen (Fortsetzung)

Platzverteilungsmodell (31 ANIONEN)				
	I105-3tur3-7	LR92tur2-13	LR7tur1-21	LR11tur1-3
T-Platz				
Si	5.87	5.98	5.93	6.07
Al	0.13	0.02	0.07	0.00
Summe	6.00	6.00	6.00	6.07
Z-Platz				
Al	6.00	6.00	6.00	5.86
Mg	0.00	0.00	0.00	0.14
Summe	6.00	6.00	6.00	6.00
Y-Platz				
Al	0.06	0.35	0.04	0.00
Mg	1.86	1.56	1.46	1.24
Ti	0.07	0.04	0.13	0.09
Fe	0.98	1.26	1.57	1.74
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00
Li	0.00	0.00	0.00	0.00
Be	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01
Summe	2.98	3.21	3.21	3.07
X-Platz				
Na	0.53	0.72	0.84	0.87
Ca	0.28	0.05	0.05	0.07
K	0.00	0.01	0.01	0.01
Summe	0.82	0.78	0.90	0.95
(BO ₃) _x	2.96	2.94	2.99	3.10
(OH) _x	3.88	3.43	3.29	3.18
(F)	0.13	0.07	0.12	0.08
(Cl)	0.00	0.00	0.00	0.00

1.3.4. Thermobarometrie

Die Bestimmung von Temperaturen (T) und Drücken (P) ausgewählter Metapelit-Proben stellt eine Möglichkeit dar, um mehr Informationen über die Bildungsbedingungen dieser Gesteine zu bekommen. Die P-T-Berechnungen basieren auf der chemischen Zusammensetzung der vorhandenen Phasen. Die beiden folgenden allgemeinen Gleichungen bringen eine P-T-Abhängigkeit zum Ausdruck:

$$\left[\frac{\partial \ln K}{\partial P} \right]_T = \frac{-\Delta V}{RT} \quad \text{und} \quad \left[\frac{\partial \ln K}{\partial T} \right]_P = \frac{\Delta H_{ref}}{RT}$$

K: Gleichgewichtskonstante

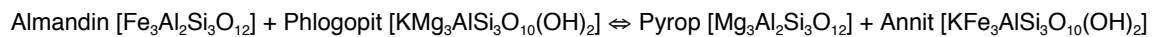
ΔV : Volumenänderung

R: allgemeine Gaskonstante

ΔH_{ref} : Enthalpieänderung bei Standardbedingungen (298 K, 1 bar)

Jede Reaktion, die als Thermometer dienen soll, muss ein möglichst großes ΔH_{ref} und ein geringes ΔV besitzen (hohe Temperatur- und geringe Druck-Abhängigkeit). Hingegen sollte eine Reaktion, die als Barometer genutzt wird, ein geringes ΔH_{ref} und ein großes ΔV (hohe Druck- und geringe Temperatur-Abhängigkeit) aufweisen.

So gibt es für Metasedimente eine Reihe von Granat-Biotit-Thermometern (z.B. Ferry & Spear 1978, Pigage & Greenwood 1982, Bhattacharya et al. 1992, Kleemann & Reinhard 1994). Unter diesen Formulierungen wurden diejenigen von Perchuk & Lavrent'eva (1983) und Holdaway et al. (1997) für diese Arbeit ausgesucht, weil die Anwendung beider Thermometer an Gesteinssystemen erfolgte, die den Metapeliten aller drei Probenlokalitäten sehr ähnlich sind. Das Prinzip basiert auf dem Mg-Fe-Austausch zwischen Granat und Biotit, unter der Annahme von Gleichgewicht. Es liegt hierbei folgende Reaktion zugrunde:



Die Formulierung von Perchuk & Lavrent'eva (1983) beruht auf zahlreichen Experimenten, die bei Temperaturen von 575 - 950 °C und bei Drücken von 5 - 7 kbar durchgeführt wurden. Als Startmaterialien für diese Experimente dienten in einem Temperaturbereich von 600 - 650°C amorphes SiO_2 mit einem Gemisch aus Mg-, Fe- und Al-Oxalat, während bei Temperaturen über 650 °C natürliche Minerale, gemischt mit $\text{NH}_4\text{Cl} + \text{Fe} + \text{Säure } (\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4 \times 2\text{H}_2\text{O})$, genommen wurden. Außerdem legen Perchuk & Lavrent'eva (1983) bei Temperaturen über 600 °C eine ideale Mischbarkeit von Mg und zugrunde. Die resultierende Gleichung zur Temperatur-Berechnung lautet:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{7843.7 + \Delta V(P - 6000)}{1.987 \ln K_D + 5.699} - 273$$

Erläuterung:

$$K_D: \text{Verteilungskoeffizient} \Rightarrow K_D = \left(\frac{X_{Mg}}{X_{Fe}} \right)_{Bt} : \left(\frac{X_{Mg}}{X_{Fe}} \right)_{Grt}$$

ΔV : Volumenänderung in cal/bar

P: Druck (bar)

Bei dieser Formel können Änderungen im Volumen abgeschätzt werden. Zum Beispiel liegen bei $K_D = 1$ und $P = 1$ bar folgende Bedingungen vor:

$$T = 792 \text{ } ^{\circ}\text{C} \text{ für } \Delta V = -0.0577 \text{ cal} \times \text{bar}^{-1}$$

$$T = 766.3 \text{ } ^{\circ}\text{C} \text{ für } \Delta V = -0.0246 \text{ cal} \times \text{bar}^{-1}$$

Dieser Unterschied in ΔV nimmt mit zunehmendem Druck ab bzw. geht gegen Null bei einem gewählten Druck von 6000 bar. Des Weiteren wurden mit dieser Formulierung Temperaturabschätzungen an Metapeliten der Hankay Formation (Russland) durchgeführt.

Im Gegensatz dazu stellt die Formulierung von Holdaway et al. (1997) eine Weiterentwicklung der Thermometer von Ferry & Spear (1978), Perchuk & Lavrent'eva (1983) und Kleemann & Reinhard (1994) dar. Es wurde eine nichtideale Mischbarkeit für Granat und Biotit zugrunde gelegt. Neben den Mg-Fe-Werten in beiden Phasen fließen zudem die Mn-Ca-Konzentrationen in Granat und die Ti-Al^{VI}-Gehalte in Biotit mit in die Temperatur-Berechnungen ein. Außerdem wird Fe³⁺ berücksichtigt (Fe³⁺-Abschätzung in Biotit: $\emptyset 11.6\% \pm 3.3\%$). Nach Holdaway et al. (1997) ergibt sich folgende Gleichung zur Temperatur-Berechnung:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{4192 + 0.311 \times P + G + B}{10.35 - 3R \ln K_D} - 273$$

Erläuterung:

$$K_D: \text{Verteilungskoeffizient} \Rightarrow K_D = \left(\frac{X_{Mg}}{X_{Fe}} \right)_{Grt} : \left(\frac{X_{Mg}}{X_{Fe}} \right)_{Bt}$$

R: allgemeine Gaskonstante $\Rightarrow R = 8.31441 \text{ J/molK}$

$$\text{Granat: } G = 2X_{Mg}X_{Fe} \left(W_{FeMg}^{Grt} - W_{MgFe}^{Grt} \right) + X_{Fe}^2 \times W_{MgFe}^{Grt} - X_{Mg}^2 \times W_{FeMg}^{Grt}$$

$$\text{Biotit: } B = W_{MgFe}^{Bt} \left(X_{Fe} - X_{Mg} \right)$$

W: Margules- bzw. Wechselwirkungsparameter

P: Druck (bar)

Zum Testen des Thermometers standen natürliche Gesteinsproben zur Verfügung: 98 Metapelite aus Maine (Bildungsbedingungen: 550 - 650 °C, 3 - 4.5 kbar) und Granulite aus Ontario. Während die Temperatur-Berechnungen der mittelgradigen Metamorphite recht genau waren, traten bei den Temperatur-Abschätzungen der höhergradigen Metapelite etwas größere Abweichungen auf.

Zur Druck-Berechnung für pelitische Gesteinszusammensetzungen bietet sich das GASP(Granat-Alumosilikat-Quarz-Plagioklas)-Barometer von Koziol & Newton (1988) an. Diese Formulierung ist für mittel- bis hochgradige Metamorphite geeignet und basiert auf folgender Net-Transfer-Reaktion:



Als Ausgangsmaterialien für die Experimente standen natürlicher Disthen (aus Connecticut), natürlicher Quarz (aus Maryland), synthetischer Grossular und synthetischer Anorthit zur Verfügung.

Die Versuchsbedingungen lagen zwischen 900 - 1250 °C und 19 - 28 kbar. Es resultiert folgende Gleichung (univariante Kurve) zur Druck-Berechnung:

$$P(\text{kbar}) = 22.80 \times T - 1093$$

T: Temperatur (°C)

Diese Gleichung von Koziol & Newton (1988) entstand durch zusätzliche Experimente und basiert auf den Untersuchungen von Ghent (1976). Einen Überblick zur Historie des GASP-Barometers bietet Holdaway 2001.

In Bezug auf dieses GASP-Barometer weist Todd (1998) darauf hin, dass bei geringen Ca-Gehalten in Granat und/oder Plagioklas größere Druckungenauigkeiten auftreten können. Sind die Grossular- und Anorthit-Molenbrüche relativ groß, so ist der Unterschied in der Druck-Bestimmung gering (< 0.5 kbar), während bei kleinen Molenbrüchen (< 0.10 bzw. < 0.30) die Ungenauigkeiten in der Druck-Berechnung recht groß sein können (> 3 kbar). Folgende Richtlinie gilt: ist das Produkt aus Grossular- und Anorthit-Molenbruch kleiner als 0.05, dann sind alle grossular- und anorthitführenden Gleichgewichte in Metapeliten mit großer Vorsicht zu behandeln. Dieser Sachverhalt wurde von Todd (1998) an 42 natürlichen Metapelit-Proben aus den Schweizer Zentralalpen, die in einem P-T-Bereich von 4.5 - 7.0 kbar und 500 - 675 °C liegen, überprüft und bestätigt.

2. Li, Be und B in metapelitischen Gesteinen der Insel Ikaria (Ostägäis)

2.1. Geologischer Kontext

2.1.1. Der ägäische Raum

Das ägäische Meer und seine Inseln sind ein Teil des hellenidischen Orogens, das sich seit der Wende Perm-Trias entwickelte (Robertson et al. 1996). Die heutige Ägäis stellt eine späte extensionale Struktur dar, einen Backarc-Bereich, der erst ab dem späten Oligozän entstand (Dehnungsrate ca. 4 cm pro Jahr in Nord-Süd Richtung) [Jolivet & Patriat 1999; Jolivet et al. 1999]. Die *Helleniden* resultieren aus einer komplexen Kollision von eurasischer mit afrikanischer Lithosphäre. Dieser Prozess erstreckte sich über mehrere Subduktions-, Akkretions- bzw. Extensionszyklen und endete in einem Kollisionsorogen mit vorherrschenden Vergenzen nach Südwest und Süd. Die Helleniden setzen sich aus sechs unterschiedlichen tektonischen Einheiten zusammen (Abb. 2-1):

Der *Interne Kristallingürtel* besteht aus dem Rhodope-Kristallin, dem Serbomazedonischen Massiv und dem Zirkumrhodope-Gürtel. Diese drei Komplexe entstanden im Oberjura bis Alttertiär durch multiple Akkretion und werden in der Regel dem Mikrokontinent Rhodopien zugeordnet (Burg et al. 1996; Liati & Seidel 1996; Liati & Gebauer 1999). Rhodopien kollidierte durch nordwärts gerichtete Subduktion mit Moesien, einem kontinentalen Block der am nördlichen Rand der Tethys lag.

Weiter im Südwesten schließen sich die *Vardar-Zone* mit assoziierten Ophiolithen und im Südosten die *Izmir-Ankara-Zone* an. Beide Zonen werden als ehemalige ozeanische Bereiche (Tethys) interpretiert, die zwischen Oberkreide und Alttertiär durch nord(ost)wärts gerichtete Subduktion unter den Internen Kristallingürtel geschlossen wurden (Robertson & Dixon 1984; Jacobshagen 1994; Robertson et al. 1996). Tektonisch stellt die Vardar-Zone eine Sutur zwischen Rhodopien im Nordosten und dem Pelagonikum (s.u.) im Südwesten dar.

Es folgen im Süden und Südwesten die *Zentralhellenischen Decken*, die pelagonische Serien und Einheiten des *Medianen Kristallingürtels* enthalten. Sie stellen Relikte eines ehemals kontinentalen Bereiches, dem sogenannten *Pelagonikum*, dar. Dieses Pelagonikum repräsentiert einen passiven Kontinentalrand, auf den im Oberjura Ophiolithe des Vadar-Ozeans obduziert wurden (Spray et al. 1984; Koepke et al. 1985). Der Mediane Kristallingürtel erstreckt sich als Bogen von Thessalien über Attika, die Kykladen bis nach Anatolien. Er enthält sowohl den *Attisch-Kykladischen Kristallinkomplex* als auch das *Menderes-Kristallin*. Das Basement des Menderes-Kristallins erfuhr vor der hellenidischen Orogenese lediglich eine spät-panafrikanische Prägung (Hetzl et al. 1998). Im Gegensatz dazu wurde der Attisch-Kykladische Kristallinkomplex auch durch die variszische Orogenese geprägt. Deshalb ist eine Parallelisierung beider Kristallinkomplexe umstritten.

Im Zuge der nord(ost)wärts gerichteten Subduktion des Vadar- und des Izmir-Ankara-Ozeans verlagerte sich das Pelagonikum ebenfalls nach Norden und kollidierte mit den zuvor akkretionierten Zonen. Dabei

wurden die nördlichen Bereiche des Medianen Kristallingürtels unter die südlichen des Internen Kristallingürtels subduziert (Altherr et al. 1979; Robertson & Dixon 1984; Schermer et al. 1990; Bröcker & Enders 1999). Als Folge kam es zur Verlagerung der Subduktionszone nach Süden, sodass Teile der Adriatischen Mikroplatte (Westhellenische Decken, Präapulisches Vorland) mit in die Kollisionszone einbezogen wurden (spätes Oligozän bis frühes Miozän) [Bassias & Triboulet 1994]. Gleichzeitig setzte vor 25 - 20 Ma im weiter nördlich gelegenen Kollisionsgürtel, in der Region der heutigen Zentral-Ägäis, Extension ein. Diese lässt sich durch die Verlagerung der Subduktionszone nach Süden (roll back) und die Escape-Bewegung der Türkei nach Osten erklären (Jolivet & Patriat 1999). Die rezente, nach Nordosten gerichtete Subduktionszone verläuft südlich von Kreta, wo sie geomorphologisch durch mehrere Grabensegmente indiziert wird. Dazu gehört ein pliozän-rezenter Vulkanbogen, der sich von Aegina im Nordwesten über Milos, Santorin nach Kos erstreckt.

Im Südwesten folgt die *Pindos-Decke*, die als eine Suture zwischen den Zentralhellenischen Decken im Norden bzw. Nordosten und den *Externen Decken* im Süden bzw. Südwesten gedeutet wird. Diese Zone wird hauptsächlich von pelagischen Hornsteinen, Radiolariten und Plattenkalken (Mittlere Trias bis Obere Kreide) aufgebaut, über denen jüngerer Flysch (Paläozän bis Eozän) und Molasse (Oligozän bis Miozän) lagert (Aubouin 1965; Jacobshagen 1986; Doutsos et al. 1994). Die Externen Decken setzen sich aus fünf Einheiten (Plattenkalk-Serie, Tripali-Einheit, Phyllit-Quarzit-Serie, Gavrovo-Tripolitza-Zone, Ionische Zone) zusammen und entsprechen in etwa den *Westhellenischen Decken* (Jacobshagen 1986).

Im Westen kommt die *Präapulische Zone* zu den bisher genannten tektonischen Einheiten hinzu. Sie ist auf den Ionischen Inseln aufgeschlossen und wird als Vorland des hellenidischen Orogens angesehen.

Das Attisch-Kykladische Kristallin der Zentral-Ägäis, als Teil des Medianen Kristallingürtels, liegt im heutigen Extensionsbereich des Backarc-Beckens. Tektonisch lassen sich zwei Gesteinsgruppen ausweisen (Abb. 2-2). Die liegenden *unteren Einheiten* werden von zwei tertiären Metamorphose-Ereignissen geprägt: eine paläozän-eozäne Hochdruck-Niedertemperatur-(HP-LT-)Metamorphose (M1: 40 - 42 Ma, ^{40}Ar - ^{39}Ar -/K-Ar-/Rb-Sr-Datierungen an Phengiten) [Altherr et al. 1979, 1982; Schliestedt et al. 1987; Wijbrans et al. 1990; Bröcker & Enders 1999] und eine darauf folgende oligozän-miozäne grünschiefer- bis amphibolithfazielle (MT-MP-) Metamorphose (M2: 21 - 25 Ma, K-Ar-/Rb-Sr-Datierungen an Glimmern) [Altherr et al. 1979, 1982; Schliestedt et al. 1987]. Diese jüngere Metamorphose überprägte sowohl Gesteine der älteren HP-LT-Metamorphose als auch Einheiten, die zuvor keinen Subduktions-Prozess durchliefen (z.B. Insel Ikaria, s. Abb. 2-2). Die hangenden *oberen Einheiten* erfuhren keine tertiäre Metamorphose und trennten sich durch Abschiebungen und Detachments von den unteren Einheiten ab (frühes Miozän bis rezent). Sie setzen sich aus oberjurassisch obduzierten Ophiolithen, nicht-metamorphen Sediment-Einheiten (Perm, Trias, Jura, Alttertiär), oberkretazischem Hochtemperatur-Kristallin und Granitoiden zusammen. Im Laufe des Miozäns (15 - 8 Ma) intrudierten granitoide I-Typ-Magmen (metalumisch) und S-Typ-Magmen (peralumisch) in die Kruste (Altherr et al. 1982, 1988; Faure et al. 1991).

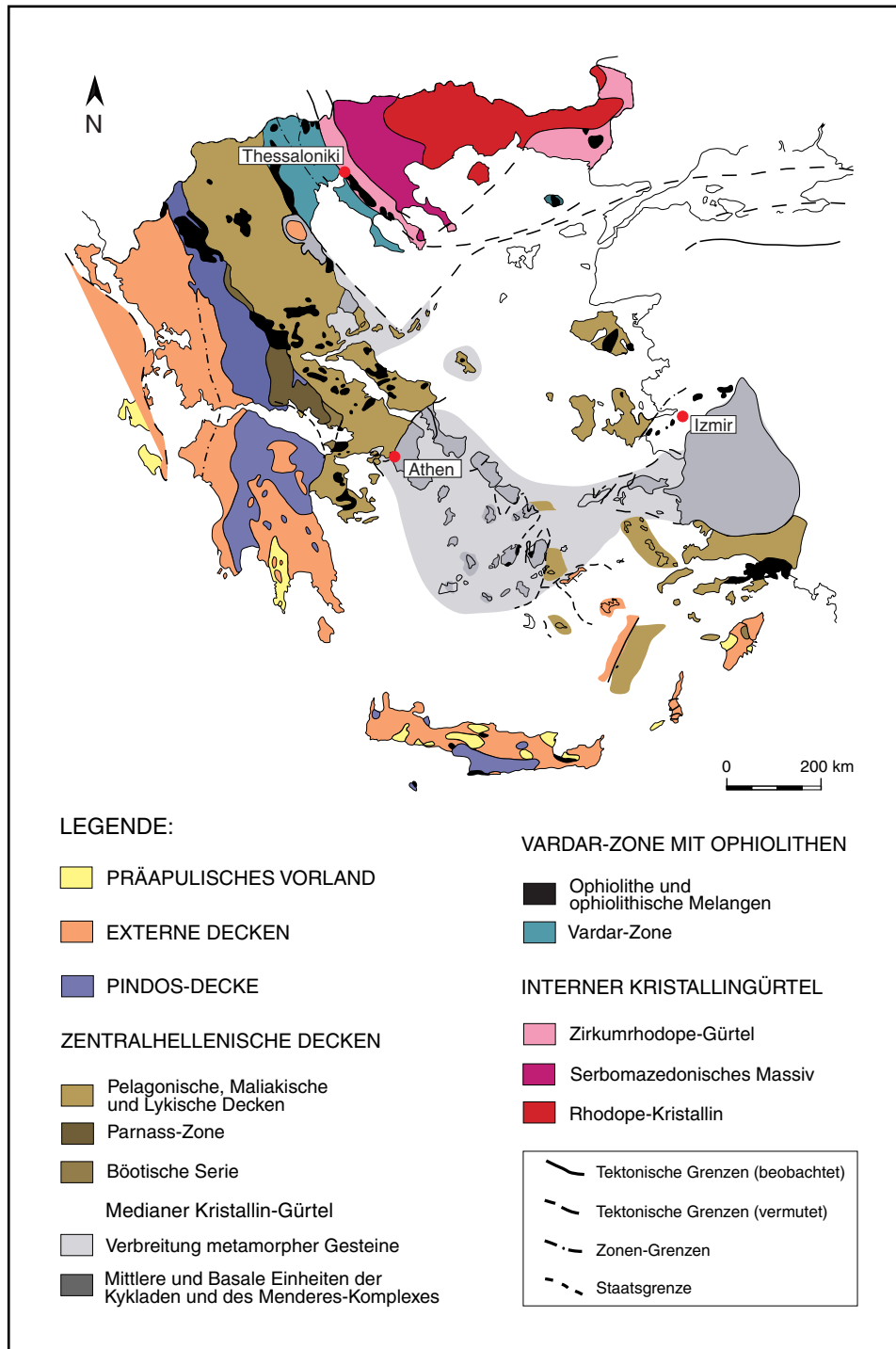


Abb. 2-1 Tektonische Übersichtskarte von Griechenland (modifiziert nach Jacobshagen 1986)

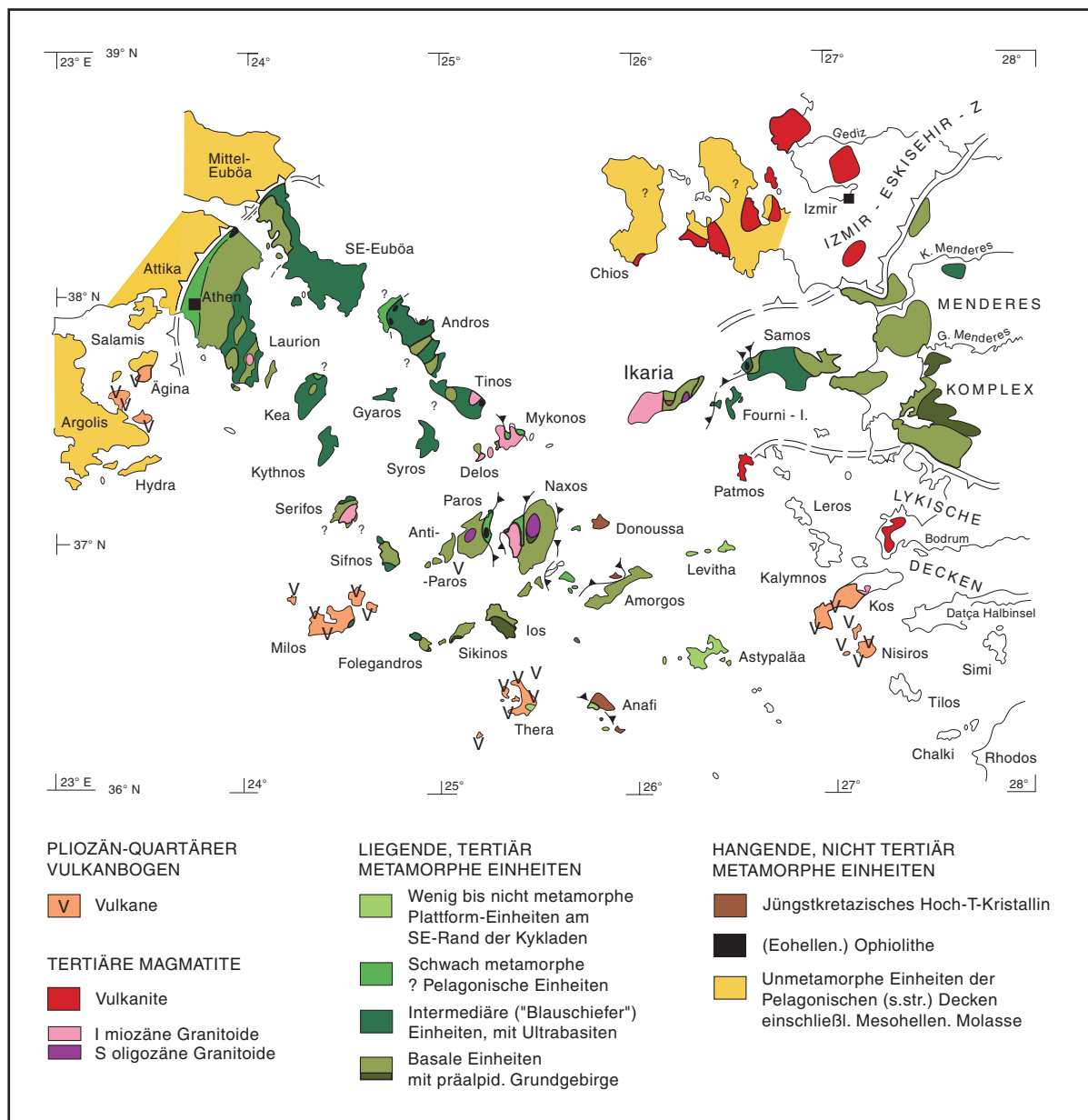


Abb. 2-2 Die wichtigsten Einheiten des Medianen Kristallingürtels in der Zentralägäis (nach Jacobshagen 1986)

2.1.2. Die Insel Ikaria

Die *Insel Ikaria* in der Ostägäis weist Gesteinsserien auf, die den unteren Einheiten des Attisch-Kykladischen Kristallins zuzuordnen sind. Alle Metamorphite der Insel waren ausschließlich der oligozän-miozänen MT-MP-Metamorphose (M2) ausgesetzt und haben kein eozänes HP-LT-Ereignis (M1) erlebt. Ikaria kann in drei tektonische Einheiten untergliedert werden (Abb. 2-3) [Kténas & Marinos 1969; Papanikolaou 1978]:

Den Mittel- und Nordteil der Insel nimmt die basale *Ikaria-Einheit* ein. Sie setzt sich aus einer Abfolge von Marmoren, metapelitischen Schiefen bzw. Gneisen, Amphiboliten, Kalksilikatfelsen und Quarziten zusammen. Die Paragenesen der Metapelite weisen auf eine Barrow-Typ-Metamorphose der unteren Amphibolitfazies hin. Der Höhepunkt dieser Metamorphose wurde vor ungefähr 25 Ma (K-Ar-Datierungen an Hornblenden) erreicht (Altherr et al. 1982; Schliestedt et al. 1987). Kurz danach (Minimalalter: 22.71 ± 0.16 Ma, K-Ar-Datierungen an Hornblenden) [Altherr et al. 1982] intrudierte der im Westteil von Ikaria aufgeschlossene leukokrate, teilweise stark mylonitisierte Biotitgranit (I-Typ) [Altherr et al. 1988; Faure et al. 1991]. Ein zweiter, kleinerer und jüngerer (18.1 ± 2.2 Ma, Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierung) [Altherr et al. 1982] Zweiglimmergranit (S-Typ) tritt im Südosten der Insel zu Tage. Die *Ikaria-Einheit* wurde von Gesteinen der *Messaria-Einheit* überschoben. Zu ihnen zählen sowohl Marmore, graphitreiche Kalkschiefer und Phyllite als auch kalkige Grünschiefer. Im Zentrum der Insel folgt eine etwa 1.5 km² große Klippe, die sogenannte *Kefala-Einheit*. Sie besteht aus obertriassischen Marmoren mit Amphibolit-Lagen, in denen intrusiv ein Diorit steckt. Diese Klippe (84.4 ± 2.4 Ma, K-Ar-Datierungen an Hornblenden) lässt sich mit oberkretazischem Hochtemperatur-Kristallin korrelieren (Altherr et al. 1994). An der Südostküste von Ikaria schließt sich an die *Messaria-Einheit* ein schmaler Streifen mit Kalkbrekzien und Konglomeraten (Pliozän) an.

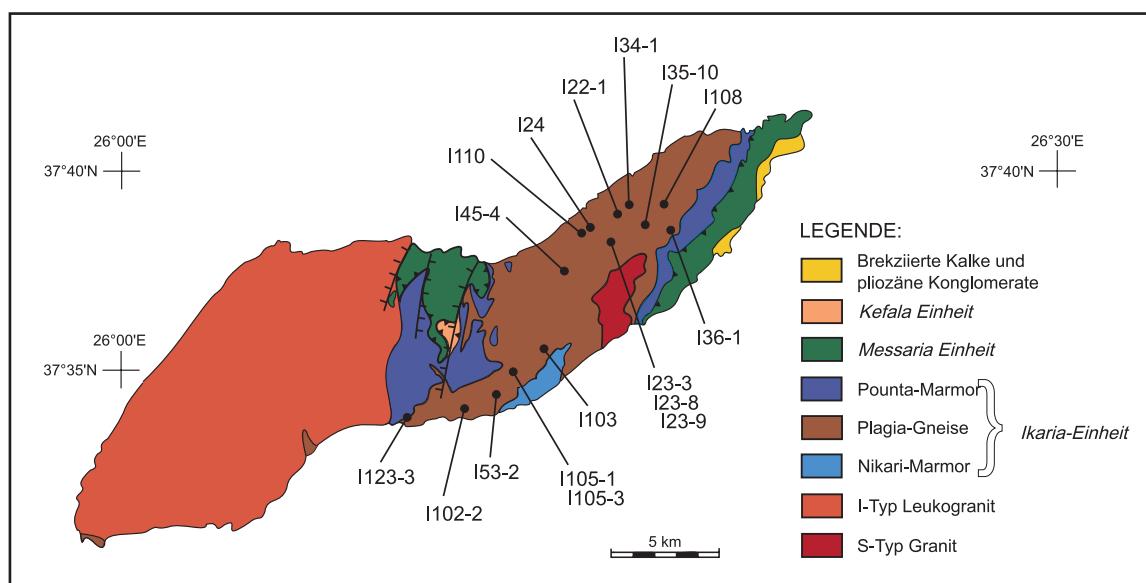


Abb. 2-3 Geologische Übersichtskarte von Ikaria mit Probenlokalitäten (modifiziert nach Papanikolaou 1978)

2.2. Probenauswahl und Probencharakteristik

Von der Insel Ikaria wurden 17 Proben genommen, die ohne Ausnahme der basalen Ikaria-Einheit angehören. Die Probenlokalitäten decken den nördlichen und den südlichen Aufschlussbereich ab (Abb. 2-3). Bei den 17 ausgesuchten Gesteinen handelt es sich schwerpunktmäßig um Metapelite (13 Proben), des Weiteren um Kalksilikate (2 Proben), eine Amphibolit- und eine Quarzit-Probe (Tab. 2-1).

Die metapelitischen Proben unterscheiden sich sowohl strukturell als auch im Mineralbestand nur geringfügig voneinander (Tab. 2-1). In der Regel liegen diese Metapelite als Schiefer vor, nur vereinzelt treten schiefrige Gneise oder Gneise auf. Bei den grauen feinkörnigen Gesteinen stellen Glimmer die Foliationsbildner dar. Helle Muskovit-Strähnen und dunkle Biotit-Plättchen in der feinkörnigen Matrix ummanteln größere, weiße, schwach deformierte Plagioklas-Knollen. Dadurch erscheinen bei einzelnen Proben die Schieferungsflächen leicht uneben. Zudem können in einigen Handstücken dünne Turmalin-Stengel auf den Foliationsflächen und kleine schwarze Granat-Körner beobachtet werden. Der größte Teil der Metapelite ist diskret foliiert ausgebildet und zeigt einen Wechsel von quarz- und/oder plagioklasreichen Lagen zu glimmerreichen Partien. Durch ein paar Schiefer ziehen sich konkordant verlaufende, dünne Risse mit rostbraunen Ablagerungen (sekundär). Ebenso sind manchmal feine schwarze Graphit-Einlagerungen vorhanden, die zu dunkelgrauen Gesteinsfarben führen.

Die eine Kalksilikat-Probe (I22-1) liegt als kompaktes, feinkörniges, graugrünes Gestein vor, das zum Teil lagige Partien aufweist. Foliationsparallel hierzu verlaufen einzelne Quarz-Lagen, deren gelängte Körner etwas grober kristallisiert sind als im restlichen Gestein. Die Probe wird zudem von Rissen zerteilt, die senkrecht zu den Quarz-Lagen verlaufen. Die zweite Probe (I23-3) besteht aus einer ca. 5 mm breiten Kalksilikat-Lage, die zwischen einem Marmor und einem metapelitischem Schiefer liegt. Das Band ist feinkörnig ausgebildet und baut sich hauptsächlich aus gelbgrünem Epidot und flaschengrünem Amphibol auf.

Der Amphibolit lässt sich als feinkörniges, grünliches, foliiertes Gestein (Amphibol, Epidot) mit anthrazitfarbenen Flecken (Biotit) beschreiben. Das Handstück zeigt deutlich Mineraleinregelungen mit Biotit auf den Foliationsflächen. Zusätzlich gibt es mehrere mm-breite, helle und dunkle, konkordant verlaufene Bänder, die entweder Quarz-Lagen oder Biotit-reiche Streifen repräsentieren. Die Probe ist relativ gleichmäßig von etwas groberen, weißen Plagioklasen übersät. Diese sind meist als gelängte boudinartige Blasten ausgebildet und nur in wenigen Fällen sind rechteckige, scheinbar undeformierte Kornformen vorhanden.

Der unreine feinkörnige Quarzit stellt ein kompaktes Gestein dar, das deutliche Farbwechsel im cm-Bereich von cremeweiß bis mittelgrau aufweist. Die verschiedenfarbigen Partien sind zudem durch eine schwach ausgebildete Schieferung (Glimmer auf Foliationsflächen) gekennzeichnet. Vereinzelt durchziehen dunkelgraue, sehr dünne (mm-Breite) Bändchen (Biotit und Turmalin) das Gestein und dünnen aus. Am Handstück lassen sich gut Quarz, Muskovit, Biotit und Turmalin unterscheiden.

Tab. 2-1 Übersicht der Proben von Ikaria

Proben-Nr.	Gestein	Ausbildung	Mineralbestand*
I22-1	Kalksilikat	Gneis	Qtz, Pl, Grt, Tur, Ep, Cpx, Amph, Spn, Hem
I23-3	Kalksilikat	geschiefert	Qtz, Carb, Chl, Ep, Amph, Spn, Hem
I23-8	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Ep, Grt, St, Tur, Ky, Ap, Zrn/Mnz, Ilm
I23-9	Quarzit	geschiefert	Qtz, Ms, Bt, Chl, Ep, Tur, Ap, Rt, Hem
I24	Metapelit/Quarzit	Gneis	Qtz, Pl, Ms, Bt, Tur, Zrn/Mnz, Rt, Hem
I34-1	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, St, Tur, Zrn/Mnz, Ilm, Hem
I35-10	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, St, Tur, Ilm, Hem, Gr
I36-1	Metapelit	schiefriger Gneis	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Ep, Grt, Tur, Ap, Zrn/Mnz, Hem
I45-4	Metapelit	schiefriger Gneis	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, St, Ky, Zrn/Mnz, Ilm
I53-2	Amphibolit	geschiefert	Qtz, Pl, Bt, Ep, Amph, Spn, Hem
I102-2	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, Zrn/Mnz, Ilm, Gr
I103	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, St, Tur, Ky, Zrn/Mnz, Rt, Ilm, Hem, Gr
I105-1	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, St, Tur, Zrn/Mnz, Rt?, Ilm, Hem, Gr
I105-3	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, St, Tur, Zrn/Mnz, Ilm, Hem, Gr
I108	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, St, Tur, Ap, Zrn/Mnz, Ilm, Gr?
I110	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, Ap, Zrn/Mnz, Ilm
I123-3	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, St, Tur, Zrn/Mnz, Ilm, Hem

*Abkürzungen der Mineralnamen nach Kretz 1983

2.3. Petrographie

2.3.1. Metapelite

Disthen-Granat-Staurolith-Glimmerschiefer:

Nach dem Dünnschliffbefund baut sich die Probe I23-8 hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Chlorit, Epidot, Granat, Staurolith, Disthen, Turmalin und Ilmenit auf (Tab. 2-1). Charakteristisch sind große, gelängte, poikilitische Plagioklas-Blasten, um die sich eingeregelter Glimmer, Ilmenit und Staurolith anordnen. In der Matrix, d.h. meistens in den Plagioklas-Knollen, liegen kleine xenomorphe Granat-Körner (\varnothing ca. 150 μ m), die nur vereinzelt hypidiomorph ausgebildet sind. Des Weiteren fallen relativ große Staurolithe (\varnothing ca. 500 μ m) auf, die durch ihre buchtigen Korngrenzen gepaart mit vielen siebartigen Einschlüssen (Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot, Granat) [Tab. 2-2] "zerfressen" wirken (Abb. 2-4). Ebenso große, grüne, eingeregelter Biotit-Leisten durchziehen den Schiefer. In einzelnen Fällen hat sich randlich sekundärer Chlorit gebildet, der ebenfalls im Kontakt zu Staurolith auftritt. Gelängte foliationsparallele Ilmenite kommen recht häufig vor und verteilen sich gleichmäßig über das Gestein. Außerdem befinden sich kleine blaugrüne Turmalin-Körner (\varnothing ca. 60 - 80 μ m) in der Grundmasse. Sie zeigen teilweise eine Farbzonierung mit dunkleren Kernen und helleren Rändern. Dieser Metapelit I23-8

unterscheidet sich von den restlichen Gesteinen, mit Ausnahme der Probe I36-1, durch das Auftreten von grünen Biotiten.

Tab. 2-2 Mineralparagenesen in den Metapeliten von Ikaria

Probe	Einschlüsse in Blasten		Syn-Foliation	Retrograd
	P0 - P1		P1	P2
I22-1			Qtz, Pl, Grt, Tur, Ep, Cpx, Amph, Spn, Hem	
I23-3			Qtz, Carb, Chl, Ep, Amph, Spn, Hem	
I23-8	P1	Grt: Qtz, Bt, Ilm	Qtz, Pl, Ms, Bt, Ep, Grt, St, Tur, Ky, Ap, Zrn/Mnz, Ilm	Chl
	P0-P1	St: Qtz, Bt, Chl, Ep, Grt		
I23-9			Qtz, Ms, Bt, Ep, Tur, Ap, Rt, Hem	Chl
I24		Tur: Ms, Ep?	Qtz, Pl, Ms, Bt, Tur, Zrn/Mnz, Rt, Hem	
I34-1	P1	Grt: Qtz	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, St, Tur, Zrn/Mnz, Ilm, Hem	
I35-10	P1	Grt: Qtz, Ms	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, St, Tur, Ilm, Hem, Gr	Chl
I36-1			Qtz, Pl, Ms, Bt, Ep, Grt, Tur, Ap, Zrn/Mnz, Hem	Chl
I45-4	P0	Grt: Qtz, Pl (Ads), Ms, Fe-Chl, Ilm, Hem	Qtz, Pl (Ab), Ms, Bt, Grt, St, Ky, Zrn/Mnz, Ilm	
I53-2			Qtz, Pl, Bt, Ep, Amph, Spn, Hem	
I102-2	P1	Grt: Qtz, Pl, Ms, Bt, Ilm	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, Zrn/Mnz, Ilm, Gr	Chl?
I103	P1	Grt: Qtz, Ms, Bt, Gr	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, St, Tur, Ky, Zrn/Mnz, Rt, Ilm, Hem, Gr	
I105-1	P1	Grt: Qtz, Bt, Chl, Ilm	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, St, Tur, Zrn/Mnz, Rt?, Ilm, Hem, Gr	Chl
I105-3	P1	Grt: Qtz, Bt, Ilm	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, St, Tur, Zrn/Mnz, Ilm, Hem, Gr	
I108	P1	Grt: Qtz, Pl, Ms, Ilm	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, St, Tur, Ap, Zrn/Mnz, Ilm, Gr?	
I110	P1	Grt: Qtz, Ms, Bt, Chl, Ap	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, Ap, Zrn/Mnz, Ilm	
I123-3	P0-P1	Grt: Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Tur, Ap, Rt, Ilm	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, St, Tur, Zrn/Mnz, Ilm, Hem	Chl
	P1	St:Tur		

Abkürzungen: P: Paragenese; 0: nur als Einschluss in Blasten; 1: Matrixmineral, gleichzeitig mit der Foliation gebildet, z.T. auch als Einschluss in Blasten; 2: später als die Foliation gebildet

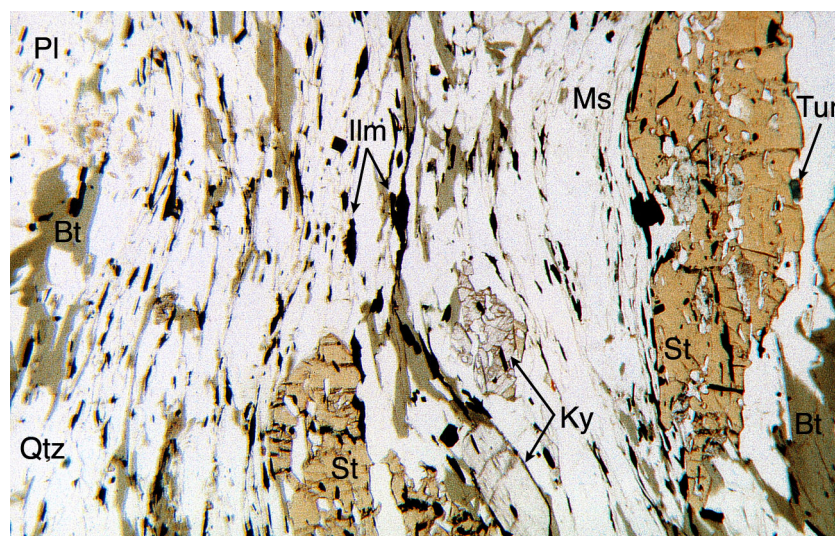


Abb. 2-4 Dünnschliff-Foto der Metapelit-Probe I23-8 (Erläuterungen siehe Text)

Turmalin-Glimmergneis:

Die Probe I24 setzt sich aus einem partienweise schwach foliierten Metapelit-Gneis zusammen, der an ein weißes, mehrere cm breites, quarzitisches Band grenzt. Außerdem durchziehen mehrere Quarz-Lagen dieses überwiegend gleichkörnige Gestein. Im Dünnschliff lassen sich folgende Phasen unterscheiden: Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Turmalin, Zirkon oder Monazit, Rutil und Hämatit. Kennzeichnend für den Gneis sind braune Biotit-Plättchen, relativ wenig Opakphase und größere Turmaline (Kopfschnitte im \varnothing ca. 250 μm). Diese reihen sich am Quarzit-Kontakt auf und zeigen stark schwankende Farbzonierungen. An blaugüne Kerne schließen sich gelbbraune Zonen an, die wiederum von olivgrünen Rändern umgeben sind. In einigen Fällen ist ein heller, sehr dünner (wenige μm breiter) Saum zwischen Mitte und Rand geschaltet. Diese Probe wurde aufgrund des einfachen Mineralbestandes und der größeren Turmalin-Körner ausgewählt.

Epidot-Granat-Glimmergneis:

Im Dünnschliff der Probe I36-1 wird deutlich, dass ein sehr feinkörniger und teilweise schwach geschieferter Metapelit-Gneis vorliegt. Das Gestein wird von grobkristallinen Quarz-Körnern bzw. Quarz-Lagen durchbrochen und erscheint relativ quarzreich. Die wichtigsten Minerale neben Quarz sind Plagioklas, Epidot, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, Turmalin und Hämatit (Tab. 2-1). In der Matrix finden sich kleine, idiomorphe bis xenomorphe Granate (\varnothing bis max. 200 μm) und ebenso kleine Turmalin-Körner (\varnothing ca. 100 μm). Die blaugrünen Turmaline wechseln zum Teil ihre Farbe von helleren Tönen im Kern zu dunkleren am Rand. Zusätzlich treten grüne Biotit-Plättchen (Ti-reich) auf.

Granat-Glimmerschiefer:

Bei der folgenden Gruppe handelt es sich um mehrere Schiefer (Probe I34-1, I45-4, I102-2, I108, I110), deren Mineralbestand etwas variiert (Tab. 2-1). Der Dünnschliffbefund zeigt, dass alle Proben braune Biotite enthalten, die größere, poikilitische, boudinartige Plagioklase umgeben. Auffallend sind die Granat-Körner in allen fünf Gesteinen. Mit den großen Granaten (\varnothing 360 μm - 1 mm) koexistieren kleine Körner (\varnothing ca. 100 μm), die meist in den Plagioklas-Knollen liegen (Abb. 2-5). Charakteristisch für die großen Granat-Blasten sind ihre xenomorphe Ausbildung, gebuchtete Korngrenzen und zahllose Einschlüsse, die regellos über die einzelnen Körner verteilt sind. Die kleinen Granate führen wenig Einschlüsse und besitzen in der Regel xenomorphe Korngrenzen (Abb. 2-6), die vereinzelt idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet sind. Aus Tab. 2-2 sind die Einschluss-Phasen ersichtlich, deren chemische Zusammensetzung den Matrix-Mineralen entspricht. Eine Ausnahme stellen die kernnahen Granat-Einschlüsse (Quarz, Plagioklas, Muskovit, Fe-Chlorit) der Probe I45-4 dar. Labradorit im Granat steht Albit in der Grundmasse gegenüber, während Fe-Chlorit ausschließlich im Granat zu finden ist. Des Weiteren sind bei den Metapeliten I102-2 und I108 feine schwarze Graphit-Einlagerungen erwähnenswert (Abb. 2-6). Der letztgenannte Schiefer unterscheidet sich von den restlichen Proben dadurch, dass das Gestein nicht so frisch und etwas stärker foliiert vorliegt.

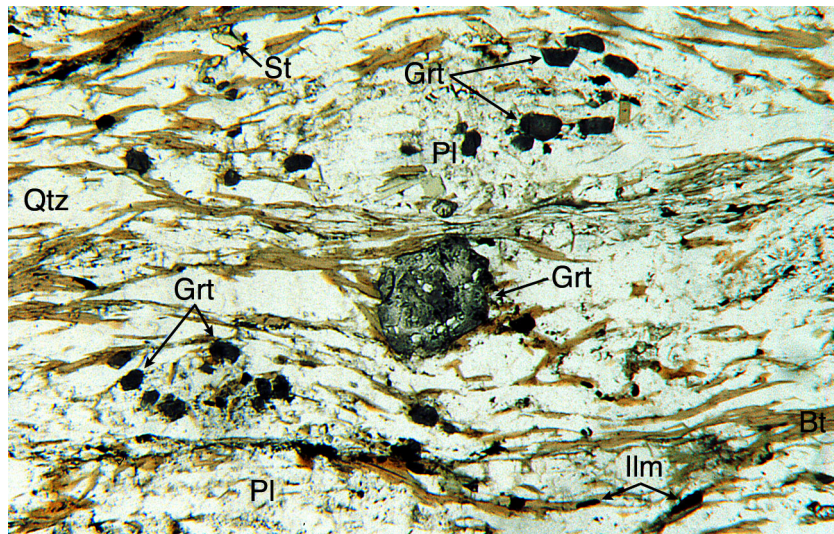


Abb. 2-5 Dünnschliff-Foto der Metapelit-Probe I108 (Erläuterungen siehe Text)

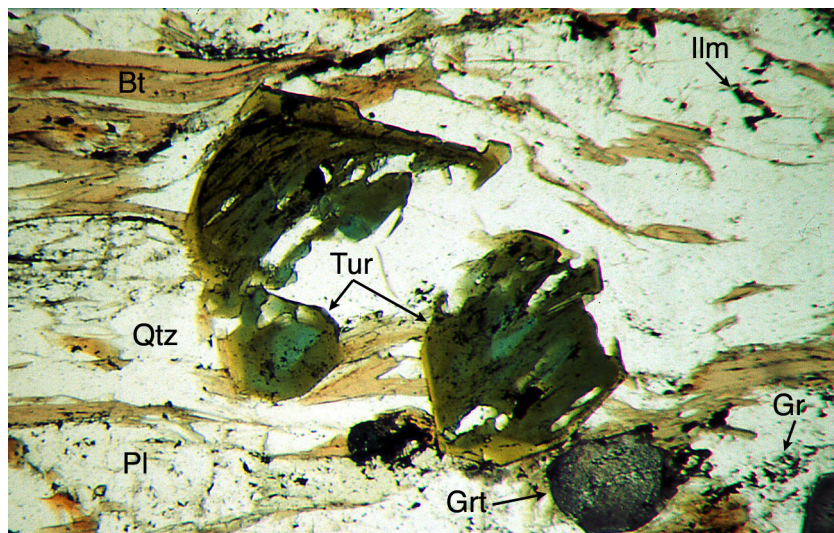


Abb. 2-6 Dünnschliff-Foto der Metapelit-Probe I108 (Erläuterungen siehe Text)

Granat-Staurolith-Glimmerschiefer:

Eine weitere Gruppe von gleichartigen Metapeliten bilden die Proben I35-10, I103, I105-1 und I105-3. Der Dünnschliffbefund untermauert die Gemeinsamkeiten der Gesteine. Charakteristisch sind feine, schwarze, zum Teil eingeregelter Graphit-Plättchen (Abb. 2-7). Hinzu kommen rostbraune sekundäre Ablagerungen (Hämatit?), die an dünne foliationsparallele Risse gebunden sind. Der Mineralbestand ist in Tab. 2-1 aufgelistet. Der Schiefer I103 enthält kleine Granate (\varnothing ca. 150 - 300 μm), die hypidiomorphe bis xenomorphe Kornformen aufweisen und von Einschlüssen (Tab. 2-2) durchlöchert werden. Teilweise treten in diesen Granaten feine Graphit-Bändchen auf. Ihre Orientierung verläuft sowohl in einem spitzen Winkel zur Schieferung als auch foliationsparallel. Im ersten Fall könnte eine Rotation der Granat-Körner während der Deformation vorliegen. Es spricht alles für ein syndeformatives Wachstum der Granat-Blasten. Die Granate der Probe I105-1 sind größer ausgebildet (\varnothing ca. 1 mm) und werden ebenfalls von

zahllosen Einschlüssen (Quarz, Biotit, Chlorit, Ilmenit) durchbrochen, während einige Körner nur noch skelettartig vorhanden sind. Für das Gestein I35-10 sind die kleineren rissigen Granat-Blasten (\varnothing ca. 200 - 400 μm) und der relativ häufig auftretende Graphit kennzeichnend. Bei dem Metapelit I105-3 fallen die recht großen Turmalin-Stengel (\varnothing ca. 500 μm - 1 mm) auf, die parallel der Schieferung verlaufen. Ab und an können blaugrüne Kerne von olivfarbenen Rändern unterschieden werden.

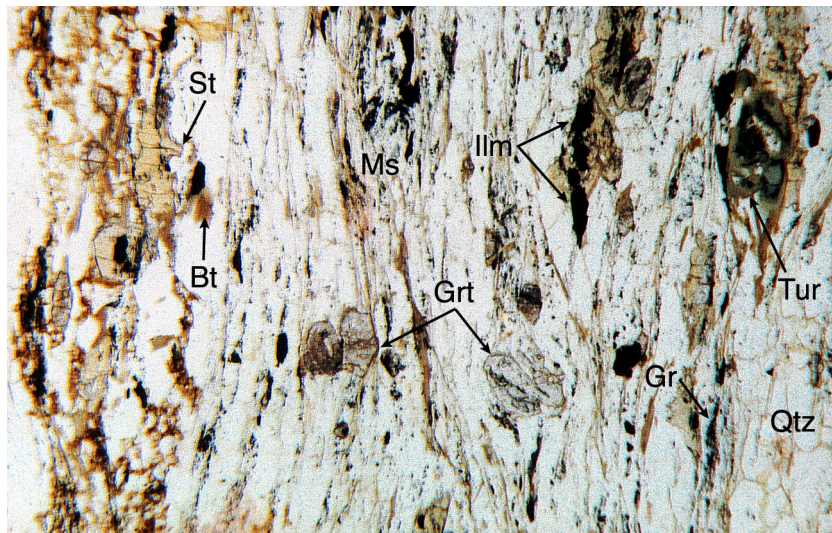


Abb. 2-7 Dünnschliff-Foto der Metapelit-Probe I103 (Erläuterungen siehe Text)

Granat-Staurolith-Glimmerschiefer:

Gesondert beschrieben wird der Schiefer I123-3, der sich im Wesentlichen aus Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, Staurolith, Turmalin und Ilmenit aufbaut (Tab. 2-1). Im Dünnschliff dominieren zahlreiche, ovale, xenomorphe, große Granat-Blasten (\varnothing im cm-Bereich), die in einer feinkörnigen Grundmasse liegen und ein porphyrisches Gefüge entstehen lassen. Die Granat-Körner sind mit Rissen und Einschlüssen (Quarz, Plagioklas, Apatit, Muskovit, Biotit, Chlorit, Turmalin, Rutil, Ilmenit) [Tab. 2-2] übersät. Dicke schwarze Ilmenit-Stengel im Granat verlaufen senkrecht zur Matrix-Foliation. Außerdem sind gut identifizierbare Turmalin-Einschlüsse vorhanden, die sowohl im Granat als auch im Staurolith auftreten. Diese Einschluss-Verhältnisse gibt es ausnahmslos in der Probe I123-3 der Insel Ikaria. Bei den Turmalinen handelt es sich höchst wahrscheinlich um metamorph gebildete Minerale. In allen Proben sind die Turmalin-Stengel foliationsparallel angeordnet, sie sind vereinzelt im Granat bzw. Staurolith (Abb. 2-8) eingeschlossen und es existieren keine Hinweise auf ererbte detritische Kerne.

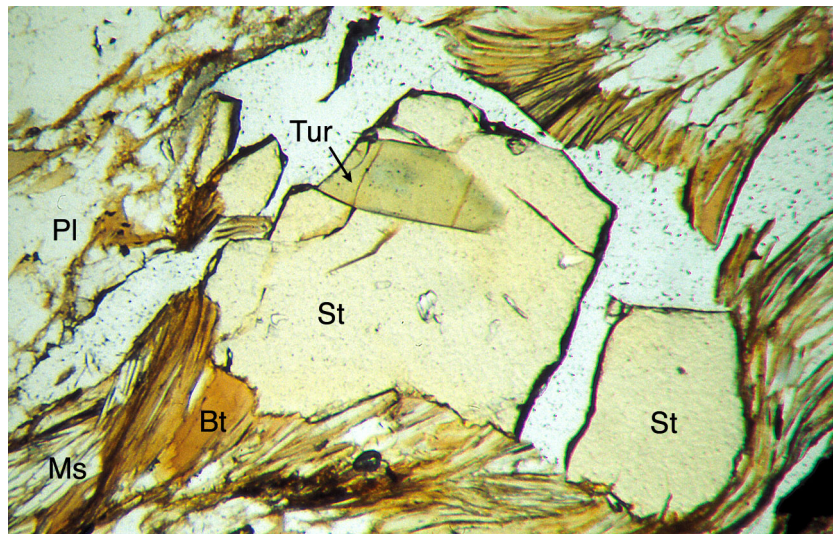


Abb. 2-8 Dünnschliff-Foto der Metapelit-Probe I123-3 (Erläuterungen siehe Text)

2.3.2. Kalksilikate

Nach dem Dünnschliffbefund setzt sich die Kalksilikat-Probe I22-1 aus Quarz, Plagioklas, Epidot, Klinopyroxen, Amphibol, Granat, Turmalin, Titanit und Hämatit zusammen (Tab. 2-1). Auffallend sind die einige 100 μm großen Klinopyroxene, die von wenigen dicken Rissen und zahllosen Haarrissen durchzogen werden. Weitere relativ groß gewachsene Minerale sind gelbgrüne Epidote und blaugrüne Amphibole. Kleine Granate (\varnothing ca. 100 μm), die über das ganze Gestein verstreut sind, liegen meist als xenomorphe Körner vor. Vereinzelt sind sie idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet und besitzen um den Kern einen Kranz aus Einschlüssen (submikroskopisch nicht identifizierbar). Bei den Hämatiten treten amöboide Kornformen auf, während die Titanite Einfachzwillinge und idiomorphe "Briefkuvert-Formen" aufweisen. Blaue Turmaline sind sehr rar und zeigen keine Farbzonierungen im Hellfeld.

Im Dünnschliff der zweiten Kalksilikat-Probe I23-3 wird ersichtlich, dass sich zwischen Kalksilikat-Band und metapelitischen Schiefer ein zusätzlicher, schmaler, quarz-turmalinreicher Saum schiebt. Der dünne, feinkörnige Kalksilikat-Streifen enthält folgenden Mineralbestand: Quarz, Karbonat, Chlorit, Epidot, Amphibol, Titanit und Hämatit (Tab. 2-1). Epidot, Amphibol und Titanit liegen schwach eingeregelt vor. Zudem sind die Titanite meist als kleine Körner ausgebildet, nur am Kontakt zum Marmor treten größere idiomorphe Minerale ("Briefkuvert-Formen") auf.

2.3.3. Amphibolit

Im Dünnschliff der Probe I53-2 wurde folgender Mineralbestand ermittelt: Quarz, Plagioklas, Biotit, Epidot, Amphibol, Titanit und Hämatit (Tab. 2-1). Neben den feinkörnigen Matrix-Mineralen (alle Phasen) treten sowohl größere Plagioklas-Knollen als auch größere Biotit-Leisten und Amphibol-Körner auf. Die kleinen Plagioklase in der Grundmasse liegen einschlussfrei vor, während die größeren deformierten Plagioklas-Blasten eine Siebstruktur mit vielen Einschlüssen enthalten. Innerhalb des Schliffes wechseln biotitreiche Partien mit amphibolreichen Lagen ab, deren eingeregelt braune Biotite bzw. grüne Amphibole die Foliation definieren. Ebenfalls reihen sich Titanite schnurartig aneinander. Zwischengeschaltete dünne Quarz-Lagen verlaufen parallel dieser Foliation.

2.3.4. Quarzit

Nach dem Dünnschliffbefund der Probe I23-9 treten Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit, Epidot, Turmalin, Apatit, Rutil und Hämatit als koexistierende Phasen auf (Tab. 2-1). Die schwach ausgebildete Foliation ist anhand gelängter Quarz-Körner mit zwischenliegenden Muskovit-Strähnen zu erkennen. Ebenfalls ordnen sich olivgrüne Biotit-Leisten, grünblaue Turmalin-Stengel, gelbgrüne Epidot-Körner und rotschwarze Hämatite parallel zueinander an. In den helleren Partien des Quarzites überwiegen Muskovite, während in den dunkleren Bereichen Biotit vorherrscht. Alle anderen Minerale sind relativ gleichmäßig über das Gestein verteilt. Turmalin besitzt eine starke Farbzonierung im Hellfeld: gelbbraune Kerne, grünblaue Ränder und einen ausgeprägten Pleochroismus nach rosafarben. Teilweise liegen die Hämatite amöboid ausgeprägt vor. Sehr selten sind kleine Stellen mit Chlorit zu beobachten, der entweder von Quarz isoliert oder im Kontakt zu Biotit auftritt.

2.4. Mineralchemie

2.4.1. Plagioklas

Alle Metapelite von Icaria führen Plagioklas, dessen chemische Zusammensetzung von Albit bis Andesin (An 0.33 - 47.40 Mol%) reicht (Abb. 2-9). Die angegebene Variationsbreite ist durch die unterschiedliche Gesamtgesteinszusammensetzung der Proben bedingt. Innerhalb der einzelnen Proben beträgt die Standardabweichung vom Mittelwert der An-Gehalte der Plagioklase in der Regel weniger als 3.35 Mol% (entspricht 1σ : 1.02 - 13.04 %). Plagioklas-Einschlüsse in Granat haben jeweils die gleichen An-Gehalte wie die Matrix-Plagioklase derselben Probe. Eine Ausnahme stellt der Metapelit I45-4 dar mit zwei verschiedenen Plagioklas-Zusammensetzungen innerhalb einer Probe. Es handelt sich um eine Albit-Gruppe (An 0.33 - 0.69 Mol%) und eine Oligoklas-Gruppe (An 11.18 - 13.24 Mol%). Beide Gruppen sind

räumlich-texturell voneinander getrennt und liegen scheinbar willkürlich im Gestein verteilt vor. Außerdem stehen diesen Matrix-Plagioklasen der Probe I45-4 Labradorit-Einschlüsse ($An \approx 49.61 \text{ Mol\%}$) in bestimmten Granatkernen gegenüber (s. Kap. 2.4.5). Die einzelnen Plagioklas-Körner aller Metapelite sind homogen ausgebildet und zeigen sowohl in den Haupt- als auch in den Spurenelementen (Li, Be, B) keine Zonierungen. Die Gehalte der Spurenelemente (Minimum-Maximum-Werte von Einzelmesspunkten aller Metapelit-Proben) liegen für Li bei 0 - 13.9 ppm, für Be bei 0 - 14.9 ppm und für B bei 0.1 - 5.8 ppm (Tab. A1-1). Die unterschiedlichen Li-, Be- und B-Gehalte der Plagioklase sind im Wesentlichen eine Funktion der Gesamtgesteinszusammensetzung. Die Schwankungen innerhalb der einzelnen Proben sind meist gering (Tab. A1-1).

Von den beiden Kalksilikaten enthält nur Probe I22-1 Plagioklas ($An 61.28 - 86.56 \text{ Mol\%}$) [Abb. 2-9], dessen chemische Zusammensetzung partienweise diffus variiert. Zum Teil weisen kleine Körner und Kornränder Bytownit-Zusammensetzungen mit erhöhten Ca-Gehalten (bis zu 86.17 Mol\% An) auf, während der An-Gehalt der meisten Plagioklase ($\emptyset An: 75 \text{ Mol\%}$) geringer ist. Ebenso treten Bereiche mit vergleichsweise niedrigen Ca-Gehalten ($An 61.28 - 68.17 \text{ Mol\%}$) auf, die Labradoriten entsprechen. Bei diesen An-Schwankungen handelt es sich nicht um einheitliche Kern-Rand-Zonierungen der Plagioklase, sondern um unsystematisch ausgebildete Ca-Variationen. Die Spurenelemente in den Plagioklasen dieser Kalksilikat-Probe liegen bei folgenden Konzentrationen: Li 3.1 - 27.0 ppm, Be 11.2 - 26.7 ppm und B 8.1 - 39.2 ppm.

Der Plagioklas der Amphibolit-Probe (I53-2) zeigt eine einheitliche Oligoklas-Zusammensetzung ($An 23.36 - 25.57 \text{ Mol\%}$). Aufgrund der Feinkörnigkeit des Gesteins konnten keine Li-, Be- und B-Gehalte für Plagioklas ermittelt werden.

Die Be-Gehalte der Plagioklase aller Proben zeigen folgende systematische Interproben-Korrelationen: mit steigendem An-Gehalt im Plagioklas korreliert Be positiv, d.h. bei einer Ca-Al-Zunahme nimmt ebenfalls die Be-Konzentration zu (Abb. 2-10a+b). Innerhalb der einzelnen Proben ist dieser Zusammenhang meist undeutlich oder gar nicht vorhanden (Abb. 2-10a+b). Des Weiteren zeigen die Li-, Be- und B-Gehalte der Plagioklase keine Korrelationen mit weiteren chemischen Parametern, auch nicht mit solchen, die auf eine beginnende Serizitisierung (z.B. K- oder Fe^{3+} -Gehalt) schließen lassen.

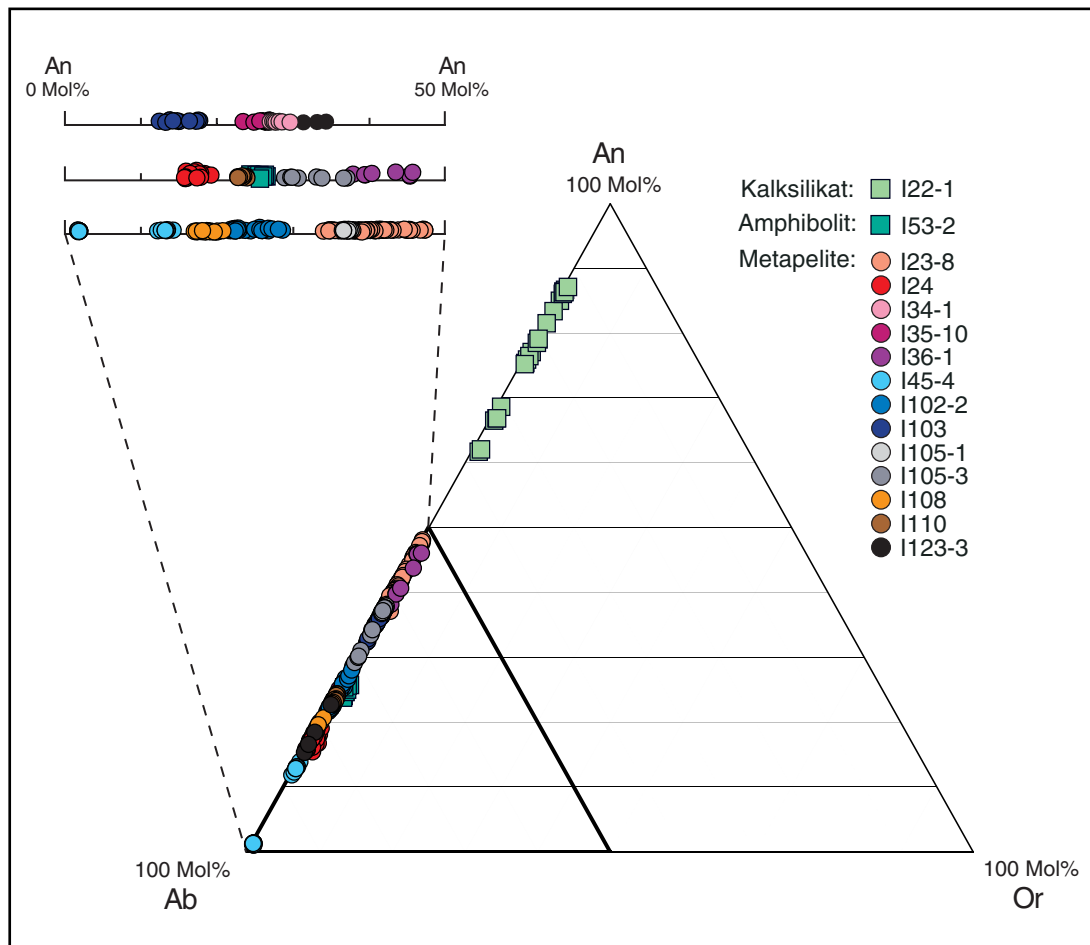


Abb. 2-9 Übersicht der chemischen Zusammensetzung der Matrix-Plagioklase in Kalksilikat-, Amphibolit- und Metapelite-Proben der Insel Icaria.

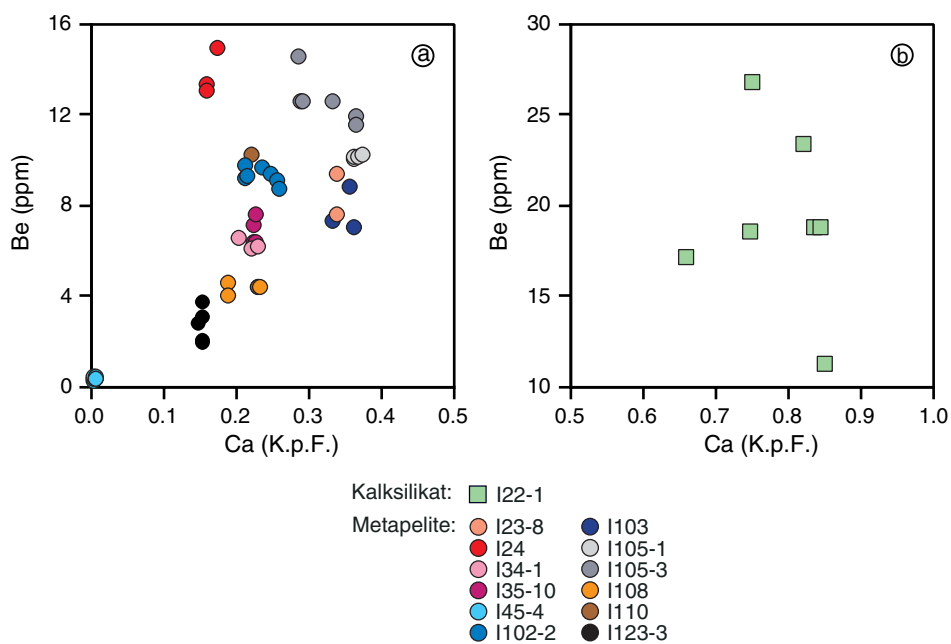


Abb. 2-10 a) Variation des Spurenelementes Be (Messfehler 0.04 - 9.2 %) mit dem Hauptelement Ca in Plagioklasen aus zwölf Metapelite-Proben von Icaria; **b)** Variation des Spurenelementes Be (Messfehler 0.7 - 2.1 %) mit dem Hauptelement Ca im Plagioklas der Kalksilikat-Probe I22-1.

2.4.2. Muskovit

Die Muskovite der metapelitischen Gesteine zeigen keine chemischen Zonierungen. Allerdings sind unsystematische Schwankungen der Paragonit (Pg)-Komponente und Variationen in der Besetzung der Oktaederplätze zwischen und innerhalb der Proben zu beobachten. Die relativ große Schwankungsbreite der Paragonit-Komponente in den Muskoviten reicht von 3.39 - 27.34 Mol% und beruht auf dem unterschiedlichen Gesamtgesteinschemismus der Proben. Innerhalb der einzelnen Metapelite ist diese Variationsspanne weitaus geringer. Die Standardabweichungen von den Pg-Mittelwerten betragen 0.60 - 4.32 Mol% (entspricht 1σ : 7.02 - 28.19 %). Des Weiteren gibt es eine negative Korrelation von Al^{VI} mit $Mg + Fe$ (Abb. 2-11a), eine negative Korrelation von Pg mit $Mg + Fe$ (Abb. 2-11b) und damit eine positive Korrelation von Pg mit Al^{VI} . Die X_{Mg} -Werte aller metapelitischen Muskovite schwanken zwischen 0.29 und 0.75. Sie variieren hauptsächlich zwischen und weniger innerhalb der Proben, was die Standardabweichungen der X_{Mg} -Mittelwerte von 0.02 - 0.13 (entspricht 1σ : 5.46 - 30.33 %) für die einzelnen Metapelite verdeutlichen. Außerdem fällt auf, dass bei zwei Gesteinen (I23-8, I24) die Muskovit-Zusammensetzungen innerhalb der jeweiligen Probe etwas größere Variationen aufweisen (Abb. 2-11a+b). Vorhandene Muskovit-Einschlüsse in Granat besitzen die gleiche chemische Zusammensetzung wie die oben beschriebenen Matrix-Muskovite der jeweiligen Probe. Eine Ausnahme stellt der Metapelite I45-4 dar, dessen kernnahe Muskovit-Einschlüsse eine etwas höhere Pg-Komponente (Muskovit-Einschlüsse in Grt: 23.37 - 26.45 Mol% Pg; Matrix-Muskovite: 16.36 - 21.80 Mol% Pg) und etwas niedrigere X_{Mg} -Werte (Muskovit-Einschlüsse in Grt: 0.32 - 0.39 X_{Mg} ; Matrix-Muskovite: 0.49 - 0.63 X_{Mg}) als die Matrix-Muskovite zeigen. Die gemessenen Cl- und F-Werte der Muskovite liegen mit 0 - 0.03 Gew.% bzw. 0 - 0.25 Gew.% in der Regel unter bzw. knapp über der Nachweisgrenze (Tab. A2-1). Die Konzentrationen der Spurenelemente reichen für Li von 3.5 ppm bis 66.7 ppm, für Be von 0 ppm bis 6.0 ppm und für B von 3.0 ppm bis 81.1 ppm (Tab. A1-1). Bei diesen Spurenelementen treten ebenfalls keine Zonierungserscheinungen auf und auch die Intraproben-Variation ist verhältnismäßig gering (Tab. A1-1).

Der Quarzit I23-9 enthält ebenfalls Muskovit, dessen Pg-Komponente von 2.51 bis 2.89 Mol% reicht und dessen X_{Mg} -Werte zwischen 0.54 und 0.56 schwanken. Diese quarzitischen Muskovite haben genau wie die metapelitischen Muskovite kein Cl (0 - 0.01 Gew.%) und weisen vergleichbare F-Werte (0.15 - 0.22 Gew.%) auf. Die Li-Gehalte der Quarzit-Muskovite liegen bei 62.0 - 75.0 ppm, die Be-Konzentrationen bei 3.6 - 4.8 ppm und die B-Werte bei 48.8 - 65.6 ppm (Tab. A1-1). Alle drei Spurenelemente zeigen damit deutlich höhere Gehalte als in den Muskoviten der Metapelite.

Im Allgemeinen können zwischen den Spurenelement- und Hauptelement-Gehalten der Muskovite folgende Zusammenhänge beobachtet werden: Li korreliert positiv mit $Mg + Fe$ bzw. negativ mit Al^{VI} (Abb. 2-11c) und zudem zeigt Li eine negative Korrelation mit $Na + K$ (Abb. 2-11d). Diese systematischen Zusammenhänge in den Muskoviten treten hauptsächlich zwischen den einzelnen Gesteinen, teilweise aber auch innerhalb einer Probe (z.B. I35-10, I45-4), auf (Abb. 2-11 c+d). Außerdem gibt es keine

weiteren Korrelationen (z.B. Analysensummen-Abnahme oder K-Gehalt-Abnahme), die auf sekundäre Prozesse hinweisen.

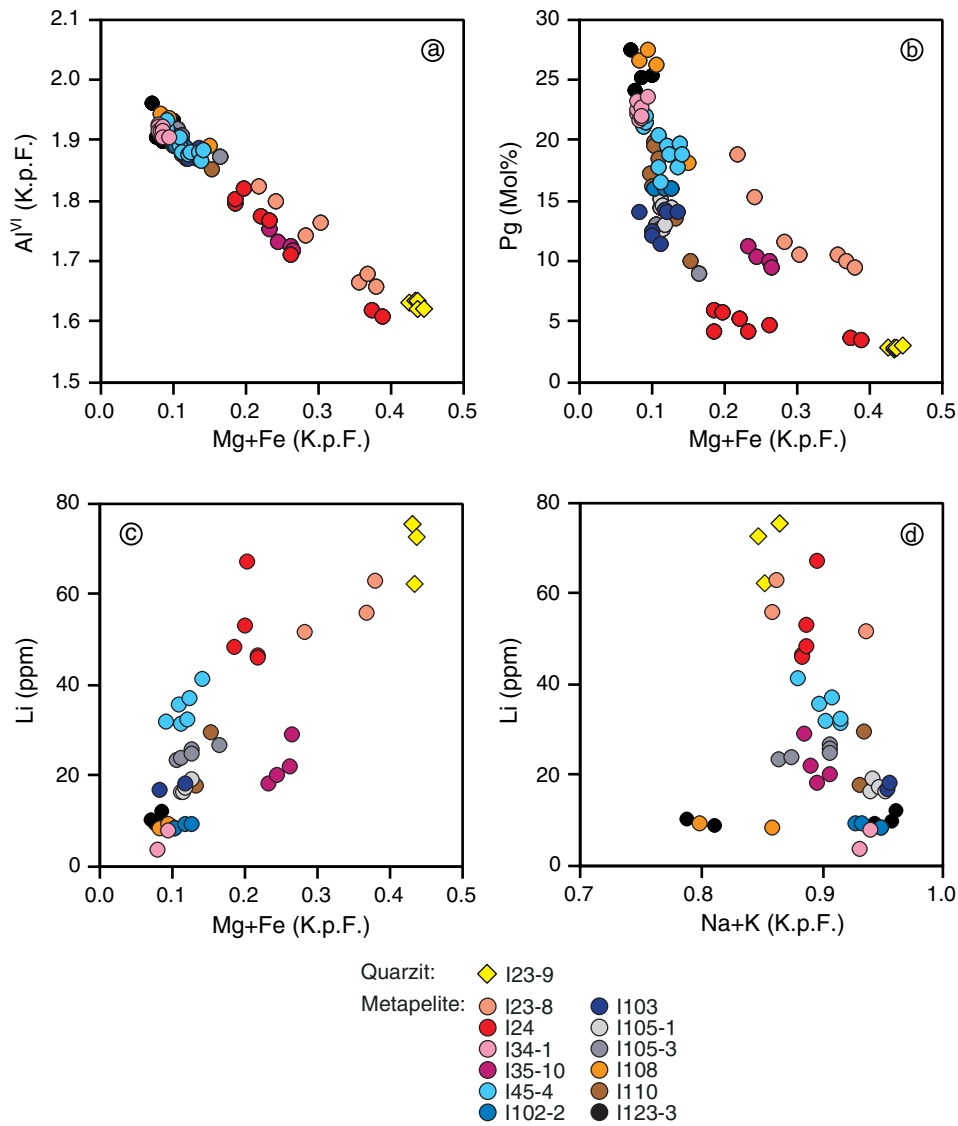


Abb. 2-11 Chemische Zusammensetzung der Muskowite in Metapeliten der Insel Ikaria **a)** Austausch auf den Oktaederplätzen: negative Korrelation von Al mit Mg + Fe; **b)** negative Korrelation der Paragonit-Komponente mit Mg + Fe; **c)** Variation des Spurenelementes Li (Messfehler 0.3 - 5.4 %) mit Mg + Fe; **d)** Variation des Spurenelementes Li (Messfehler 0.3 - 5.4 %) mit Na + K.

2.4.3. Biotit

In allen Metapeliten ist Biotit vorhanden, der keine chemischen Zonierungen der Haupt- oder Spurenelemente zeigt. Die X_{Mg} -Werte der Biotite schwanken insgesamt zwischen 0.33 und 0.59, bedingt durch den unterschiedlichen Gesamtgesteinschemismus der Metapelite, während die Intraproben-Varianz der X_{Mg} -Werte relativ gering ist. Die Standardabweichungen von den X_{Mg} -Mittelwerten der Proben reichen von 0.01 bis 0.02 (entspricht 1σ : 1.33 - 6.21 %). Bei diesen Biotiten ist festzustellen, dass sich die Ti-Gehalte in einem Bereich von 0.01 bis 0.19 Kationen pro Formeleinheit (K.p.F.) erstrecken (Abb. 2-12) und unabhängig von der Farbe (braun oder grün) sind. Der braune Biotit aus Probe I24 (Ti 0.16 - 0.19 K.p.F.) und der grüne Biotit aus Probe I36-1 (Ti 0.10 - 0.18 K.p.F.) weisen die höchsten Ti-Gehalte auf (Abb. 2-12). Des Weiteren gibt es bei den Hauptelementen zwei negative Korrelationen im Biotit: die (K+Na)-Gehalte sinken mit zunehmender Oktaederplatz-Besetzung (Abb. 2-13a) und innerhalb der Oktaederplätze tauschen Al und Mg + Fe aus (Abb. 2-13b). Zudem tritt in einigen Metapeliten Biotit als Einschlussphase in Granat und Staurolith auf. Sämtliche Biotit-Einschlüsse sind entsprechend den Matrix-Biotiten der jeweiligen Probe zusammengesetzt. Außerdem können die Cl-Gehalte der Biotite (0 - 0.05 Gew.%) vernachlässigt werden, während die F-Konzentrationen (0.08 - 0.48 Gew.%) im Vergleich zu den Muskoviten deutlich höher liegen (Tab. A2-1). Im Folgenden sind die Spurenelement-Gehalte für Biotit aller Proben aufgelistet (Minimum-Maximum-Werte von Einzelmesspunkten): Li 47.9 - 336 ppm, Be 0.3 - 1.3 ppm, B 0.2 - 17.4 ppm. Die teilweise großen Konzentrationsspannen können auf die unterschiedliche Gesamtgesteinszusammensetzung der Proben zurückgeführt werden. In der Regel sind die Intrakorn- und Intraproben-Variationen relativ gering (Tab. A1-1); es handelt sich hierbei um unsystematische Spurenelement-Schwankungen.

Der Quarzit (I23-9) enthält ebenfalls homogen zusammengesetzte Biotit-Plättchen mit X_{Mg} -Werten von 0.62 bis 0.65. Die Ti-Gehalte bewegen sich zwischen 0.09 und 0.13 K.p.F. Auch in diesem Gestein ist im Biotit kein Cl (0 - 0.02 Gew.%) vorhanden, im Gegensatz zu F (0.61 - 0.66 Gew.%). Der F-Gehalt dieser Biotite ist sowohl im Vergleich zu den metapelitischen Biotiten als auch zu den quarzitischen Muskoviten am höchsten. Die Li-Konzentration liegt bei 216 - 242 ppm, Be bei 1.7 - 2.1 ppm und B bei 1.9 - 6.3 ppm (Tab. A1-1).

Der Biotit der Amphibolit-Probe (I53-2) weist X_{Mg} -Werte von 0.55 bis 0.58 auf und einen Ti-Gehalt von 0.09 - 0.12 K.p.F.. Innerhalb des Gesteines sind die einzelnen Biotit-Leisten recht einheitlich zusammengesetzt. Auch in dieser Probe ist kein Cl (0 - 0.05 Gew.%) im Biotit vorhanden und der F-Gehalt schwankt zwischen 0.08 und 0.48 Gew.%. Aufgrund der Feinkörnigkeit des Gesteines konnten keine Li-, Be- und B-Werte für Biotit ermittelt werden.

Im Allgemeinen kann bei den Biotiten eine positive Interproben-Korrelation des Spurenelementes Li mit dem Hauptelement F beobachtet werden (Abb. 2-13c). Alle Proben, deren F-Werte über der

Nachweisgrenze liegen, zeigen den Zusammenhang. Jedoch folgen zwei Metapelite (I23-8, I45-5) nicht diesem Trend und ihre Biotite heben sich durch weitaus höhere Li-Gehalte mit größeren Interproben-Variationen von allen anderen ab (Abb. 2-13c). Zusätzliche systematische Korrelationen, die beispielsweise eine Chloritisierung der Biotite anzeigen könnten (Abnahme des K-Gehaltes mit der Analysensumme), sind nicht vorhanden.

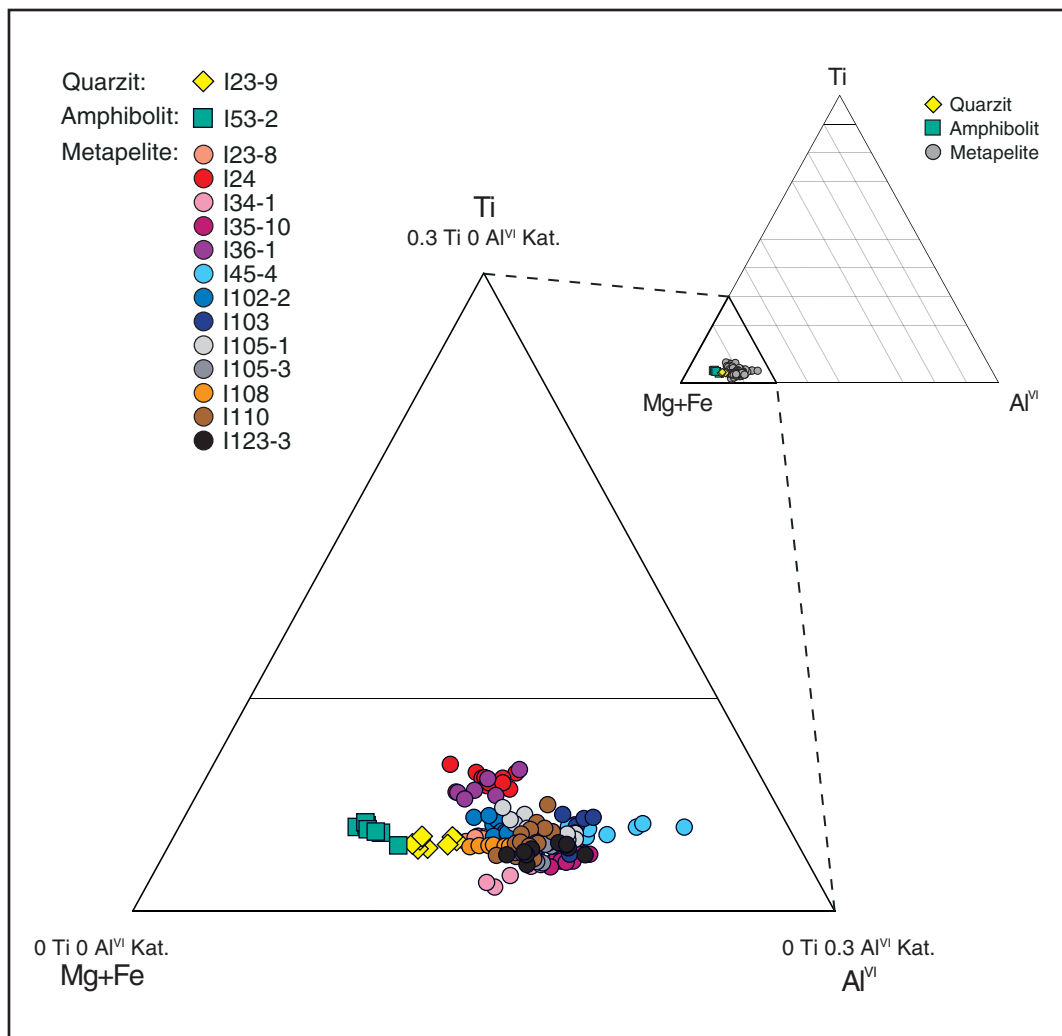


Abb. 2-12 Chemische Zusammensetzung der Matrix-Biotite in den Gesteinen der Insel Icaria (Konzentrationen normiert auf 1 Kation).

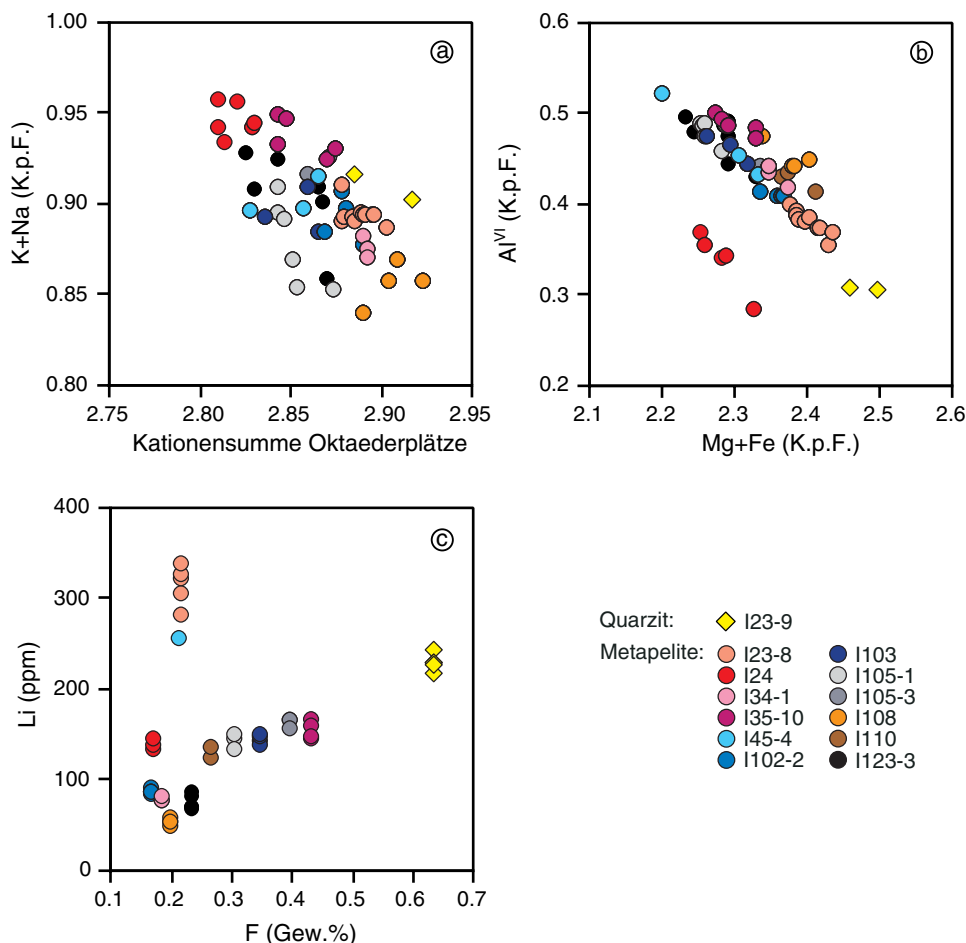


Abb. 2-13 Zusammensetzung der Biotite in Metapeliten und Quarziten der Insel Ikaria **a)** Negative Korrelation der (K+Na)-Gehalte mit der Kationensumme auf den Oktaederplätzen; **b)** negative Korrelation von Al mit Mg + Fe auf den Oktaederplätzen; **c)** Variation des Spurenelementes Li (Messfehler 0.02 - 3.3 %) mit F (oberhalb der F-Nachweisgrenze), wobei die zwei Metapelite-Proben I23-8 und I45-4 durch etwas höhere Li-Gehalte im Biotit abweichen.

2.4.4. Chlorit

Die einzelnen Chlorite in den Metapeliten von Ikaria sind normalerweise homogen (Haupt- und Spurenelemente) ausgebildet. In der Regel haben sie Al^{IV}-Gehalte von 0.55 - 0.73 K.p.F., Al^{VI}-Gehalte von 0.68 - 0.77 K.p.F. und ihre X_{Mg}-Werte erstrecken sich über einen Bereich von 0.48 - 0.61 X_{Mg}. Auffallend sind die beiden Proben I35-10 und I36-1, deren Chlorite höhere Fe-Gehalte (I35-10: 0.39 - 0.41 X_{Mg} bzw. I36-1: 0.17 - 0.23 X_{Mg}) aufweisen (Abb. 2-14). Diese Schwankungen in der Chlorit-Zusammensetzung lassen sich mit unterschiedlichen Mg-Fe-Gehalten in den Gesamtgesteinen erklären. Bei den meisten Metapelite-Proben wird anhand der Standardabweichungen von den X_{Mg}-Mittelwerten von 0.003 - 0.020 (entspricht 1σ: 0.54 - 2.93 %) ersichtlich, dass die Chlorit-Plättchen innerhalb einer Probe einheitlich zusammengesetzt sind. Nur die Chlorite der Probe I36-1 weisen etwas größere Schwankungen auf (1σ_{X_{Mg}}: 10 %). Abgesehen von diesen Matrix-Chloriten gibt es auch Chlorit-

Einschlüsse, die hauptsächlich in Granat zu beobachten sind. Die Chlorit-Einschlüsse liegen ausschließlich innerhalb der Granat-Ränder und weisen in etwa die Chemie der Matrix-Chlorite auf.

Im Gegensatz dazu sind in der Metapelit-Probe I45-4 kernnahe, eisenreichere Chlorit-Einschlüsse vorhanden. Sie enthalten 0.51 - 0.52 K.p.F. Al^{IV}, 0.84 - 0.85 K.p.F. Al^{VI} und 0.34 - 0.35 X_{Mg}. Des Weiteren wurden Cl-Gehalte von 0 - 0.03 Gew.% und F-Werte von 0 - 0.06 Gew.% ermittelt (Tab. A2-1). Die Li-Gehalte in den Chloriten bewegen sich zwischen 30.3 ppm und 250 ppm, Be reicht von 0.1 ppm bis 0.9 ppm und B von 0.2 ppm bis 6.8 ppm. Die Chlorite liegen bezüglich der Spurenelemente unzoniert vor, allerdings treten in den einzelnen Plättchen unsystematische Schwankungen der Li-Konzentration auf. Dies belegen die Li-Standardabweichungen von den Mittelwerten der Proben, die zwischen 4.1 ppm und 31.8 ppm (entspricht 1σ: 3.1 - 23.0 %) schwanken (Tab. A1-1).

Der Chlorit im Kalksilikat (I23-3) weist auf den Oktaederplätzen Al-Gehalte von 0.58 - 0.62 K.p.F. und X_{Mg}-Werte von 0.58 - 0.61 auf. Die geringe Standardabweichung vom X_{Mg}-Mittelwert der Probe mit 0.01 (entspricht 1σ: 1.39 %) zeigt, dass es keine großen Variationen in der Zusammensetzung der Chlorite gibt (Abb. 2-14). Das gemessene Cl (0 - 0.02 Gew.%) liegt unterhalb der Nachweisgrenze, im Gegensatz zu dem F-Gehalt (0.19 - 0.25 Gew.%), der in deutlich höherer Konzentration als in den metapelitischen Chloriten vorkommt. Des Weiteren geben die aufgelisteten Li-, Be- und B-Gehalte einen Überblick über die Minimum-Maximum-Werte der Spurenelemente: Li 106 - 128 ppm, Be 0.9 - 1.2 ppm und B 0.9 - 2.0 ppm.

Im Hinblick auf Austauschprozesse der Spuren- mit den Hauptelementen kann bei fünf Metapeliten eine negative Interproben-Korrelation von Li mit Al (Abb. 2-15a) oder Mg bzw. ein umgekehrter Zusammenhang von Li mit Si beobachtet werden. Zwei weitere Metapelit-Proben (I23-8, I35-10) mit etwas höheren Li-Gehalten folgen nicht diesem Trend (Abb. 2-15a). Ebenso fällt die Kalksilikat-Probe (I23-3) aus dem Interproben-Schema heraus, allerdings ist die negative Korrelation von Li mit Al innerhalb der Probe andeutungsweise vorhanden (Abb. 2-15a). Des Weiteren tritt bei Be eine positive Interproben-Korrelation mit Si auf (Abb. 2-15b), die zudem bei zwei Gesteinen (I23-3, I35-10) deutlich als Intraproben-Korrelation ausgebildet ist (Abb. 2-15b).

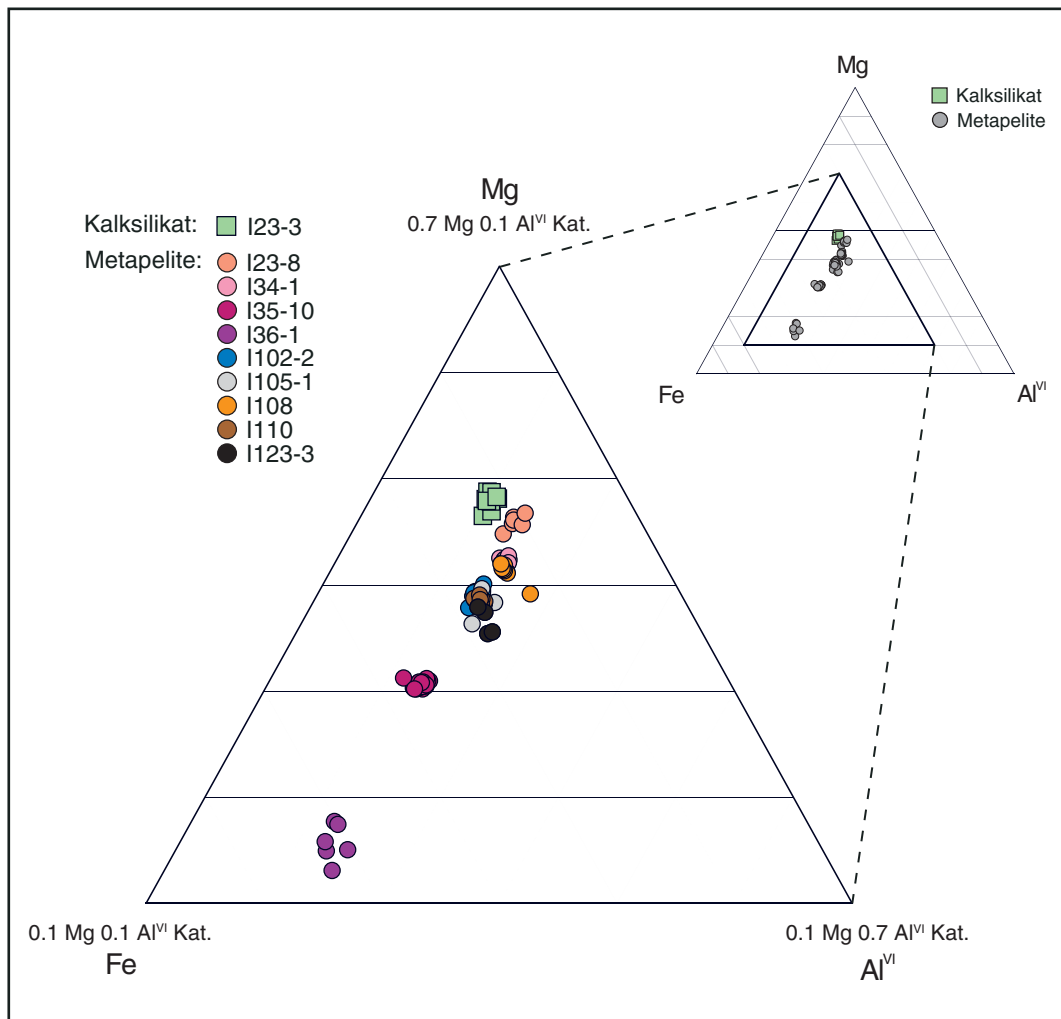


Abb. 2-14 Chemische Zusammensetzung der Matrix-Chlorite in den metapelitischen und kalksilikatischen Gesteinen der Insel Icaria (Konzentrationen normiert auf 1 Kation).

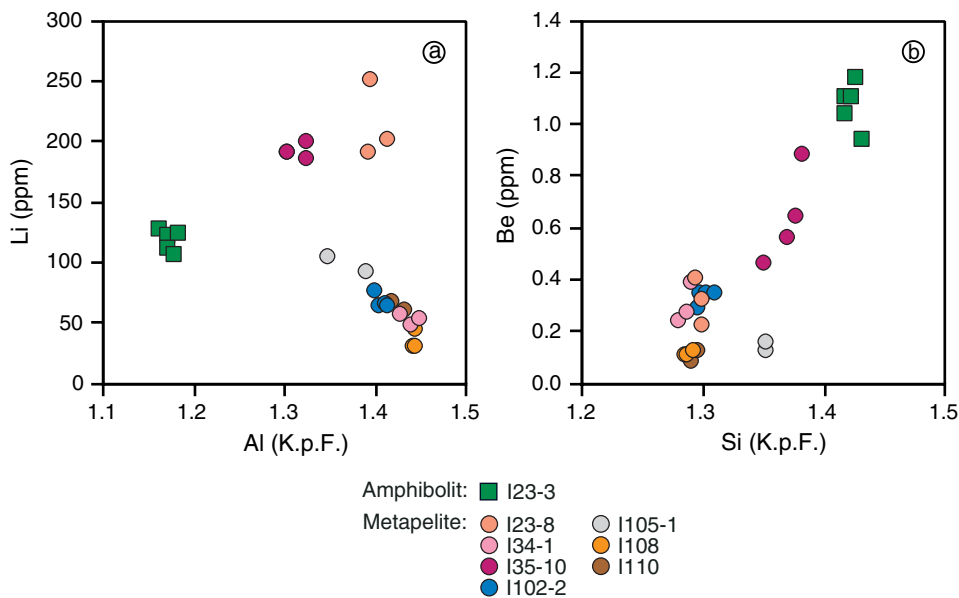


Abb. 2-15 a) Variation des Spurenelementes Li (Messfehler 0.2 - 2.2 %) mit dem Hauptelement Al in den chloritführenden Proben der Insel Icaria; **b)** Variation des Spurenelementes Be (Messfehler 3.1 - 26.1 %) mit dem Hauptelement Si.

2.4.5. Granat

Fast alle metapelitischen Proben von Ikaria enthalten Granat. Bei diesen Granaten handelt es sich um Almandin-Pyrop-Grossular-Spessartin-Mischkristalle, bei denen die Fe-Komponente überwiegt (Variationen in Form von Minimum-Maximum-Werten: Alm 45.11 - 78.31 Mol%, Grs 2.10 - 33.43 Mol%, Sps 0.69 - 32.56 Mol%, Prp 2.81 - 14.28 Mol%) [Abb. 2-16]. Bei den meisten Körnern schwankt die chemische Zusammensetzung der Hauptelemente Mg, Fe, Ca und Mn vom Kern zum Rand. Nur die sehr kleinen Granate ($\varnothing < 120 \mu\text{m}$) zeigen flache Profile mit homogenen Konzentrationen. Mehrere Profile über die größeren Blasten machen komplexe Zonierungen mit relativ einheitlichen Mustern für das jeweilige Element sichtbar (Abb. 2-17, 2-18, 2-19). So zeichnet Mn eine Glockenform nach mit den höchsten Gehalten im Kern, einer kontinuierlichen Abnahme nach außen und einem erneuten leichten Mn-Anstieg am äußersten Rand der Körner. Hingegen folgt Mg einem schüsselförmigen Verlauf mit geringeren Gehalten im Kern und einer ständigen Konzentrationszunahme bis zum Rand der Blasten. In einzelnen Fällen treten Zacken im Kern der Mg-Profile auf (Abb. 2-17, 2-18), die nicht auf Risse oder Einschlüsse zurückzuführen sind. Mit diesem Mg-Muster korreliert positiv die Fe-Verteilung in den Granaten. In der Regel ist die Fe-Zonierung deutlicher ausgebildet (z.B. in den Kern-Bereichen) und liegt bei höheren Absolutgehalten (s.o., bedingt durch Fe-Reichtum der Gesteine). Außerdem treten Konzentrationsschwankungen im Ca-Gehalt auf, die oft zu einer unruhigen Zonierung führen. Es können in den Profilen Wellen, Zacken oder auch eine schwache Ca-Abnahme zum Rand beobachtet werden. Überwiegend treten erhöhte Ca-Gehalte in den Granat-Kernen der Metapelite auf. Bezüglich Mg und Fe korreliert Ca negativ.

Die Li-Gehalte aller metapelitischen Granate variieren insgesamt zwischen 3.2 ppm und 59.1 ppm. Diese Schwankungsbreite ist hauptsächlich auf die verschiedenen Gesamtgesteinschemismen der Proben zurückzuführen, obgleich eine deutliche Li-Intrakorn-Zonierung für etwas größere Konzentrationsspannen in den einzelnen Körnern bzw. den jeweiligen Proben verantwortlich ist (Tab. A1-1, Abb. 2-17, 2-18, 2-19). Innerhalb der Granate sind die Li-Konzentrationen im Kern etwas höher als am Rand (Abb. 2-17, 2-18, 2-19). Dies trifft auch für einzelne Messpunkte kleinerer Granate zu, bei denen keine Profilmessungen möglich waren. Im Gegensatz dazu sind bei Be (0 - 0.2 ppm) und B (0.1 - 6.4 ppm) keine erkennbaren chemischen Zonierungen in Granat vorhanden.

Eine Besonderheit stellt die Metapelit-Probe I45-4 dar. Ihre Granate enthalten neben den oben beschriebenen Zonierungsmustern einen Ca-armen (0.07 - 0.19 K.p.F.) Kern, der durch einen sprunghaften Konzentrationsanstieg gekennzeichnet ist (Abb. 2-17). Auch bei den Mg- und Fe-Profilen paust sich dieser Bereich mit schwach erhöhten Werten durch. Die Li-Konzentrationen im Zentrum ($20 \text{ ppm} < \text{Li} < 25 \text{ ppm}$) sind im Vergleich zur unmittelbaren Umgebung signifikant niedriger. Das Ca-Mapping (Abb. 2-17) verdeutlicht, dass ein scharf abgegrenzter Kern vorliegt. Ein Teil des Kerns ist zudem abgebrochen (zwei sehr kleine Granat-Bruchstücke). Es handelt sich höchst wahrscheinlich um einen ererbten Granatkern. Diese Vermutung einer älteren Granat-Generation untermauern kernnahe

Einschlüsse (Labradorit, Fe-Chlorit), die in dieser chemischen Zusammensetzung nicht in der Matrix auftreten (s. Kap. 2.4.1., 2.4.4.).

Das Kalksilikat I22-1 enthält ebenfalls kleine Granate ($\varnothing < 120 \mu\text{m}$), die sich als Mischkristalle aus Almandin-, Pyrop-, Grossular- und Spessartin-Komponente (Grs 34.59 - 53.42 Mol%, Alm 33.54 - 49.01 Mol%, Sps 10.39 - 15.38 Mol%, Prp 2.18 - 3.91 Mol%) zusammensetzen (Abb. 2-16). Die Körner zeigen meist einheitliche Element-Konzentrationen und weisen nur vereinzelt deutliche Zonierungsmuster auf (z.B. leicht erhöhte Mn-Gehalte im Kernbereich). Im Gegensatz zu den Metapeliten haben die Granat-Kerne des Kalksilikates geringere Ca-Werte bzw. höhere Fe-Gehalte als die Ränder. Die Mg-Verteilung in den Granaten zeichnet in etwa die Zonierung von Fe nach. Die ermittelten Spurenelement-Konzentrationen liegen für Li bei 10.7 - 13.6 ppm, für Be bei 0 - 0.2 ppm und für B bei 1.0 - 2.9 ppm. Eine Aussage zu möglichen Spurenelement-Zonierungen kann nicht gemacht werden, da die Granat-Körner im Kalksilikat für Profilmessungen zu klein sind.

Die oben beschriebenen Granate der Insel Ikaria weisen im Allgemeinen keine Korrelationen der Hauptelemente mit den drei Spurenelementen auf. Die metapelitischen Granat-Zonierungsmuster (glockenförmige Mn-Zonierung, die annähernd von Li nachgezeichnet wird) suggerieren auf den ersten Blick einen positiven Zusammenhang zwischen Mn und Li, der sich allerdings nicht als systematische Korrelation bestätigen lässt.

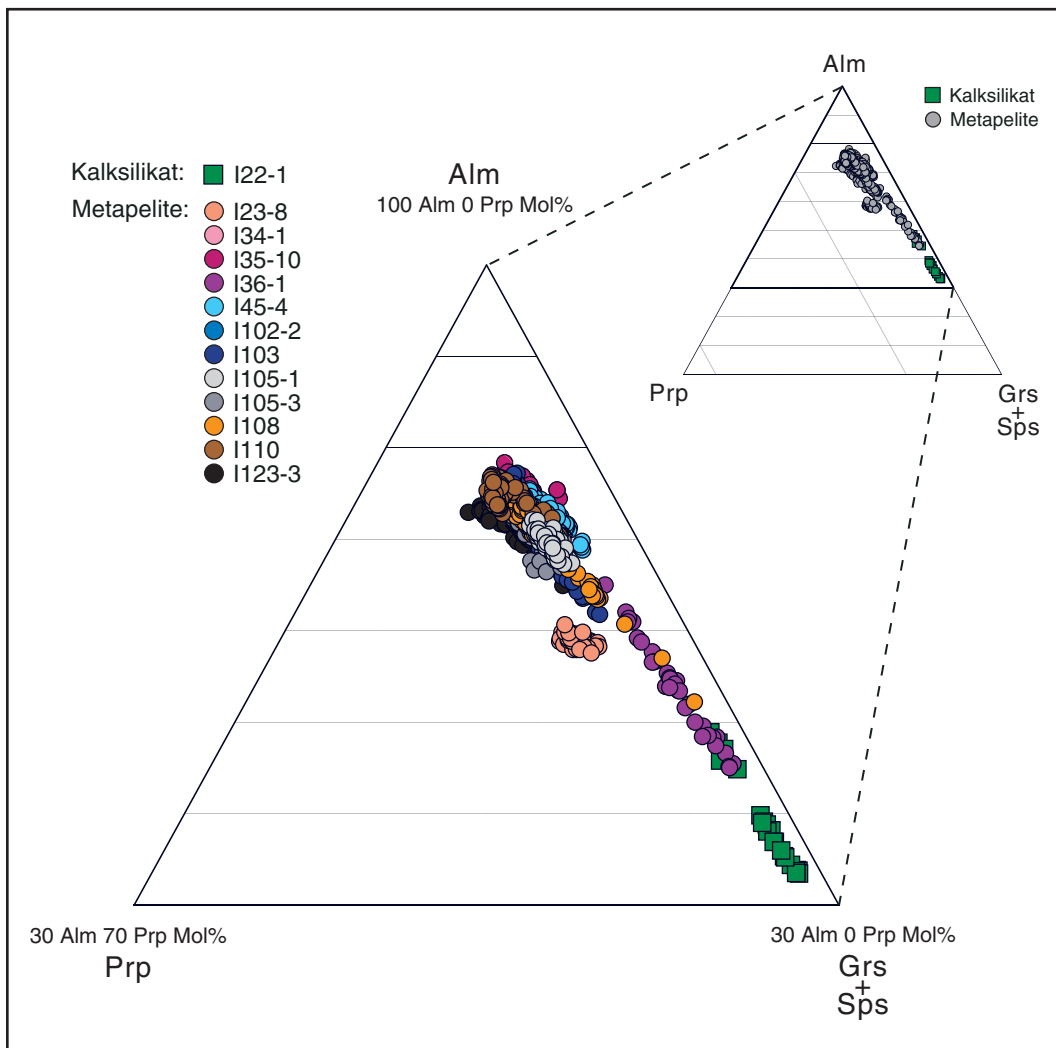


Abb. 2-16 Chemische Zusammensetzung der Granate in den Gesteinen der Insel Ikaria. Die zum Teil deutlichen Intraproben-Variationen beruhen hauptsächlich auf Intrakorn-Zonierungen (s. Abb. 2-17, 2-18, 2-19).

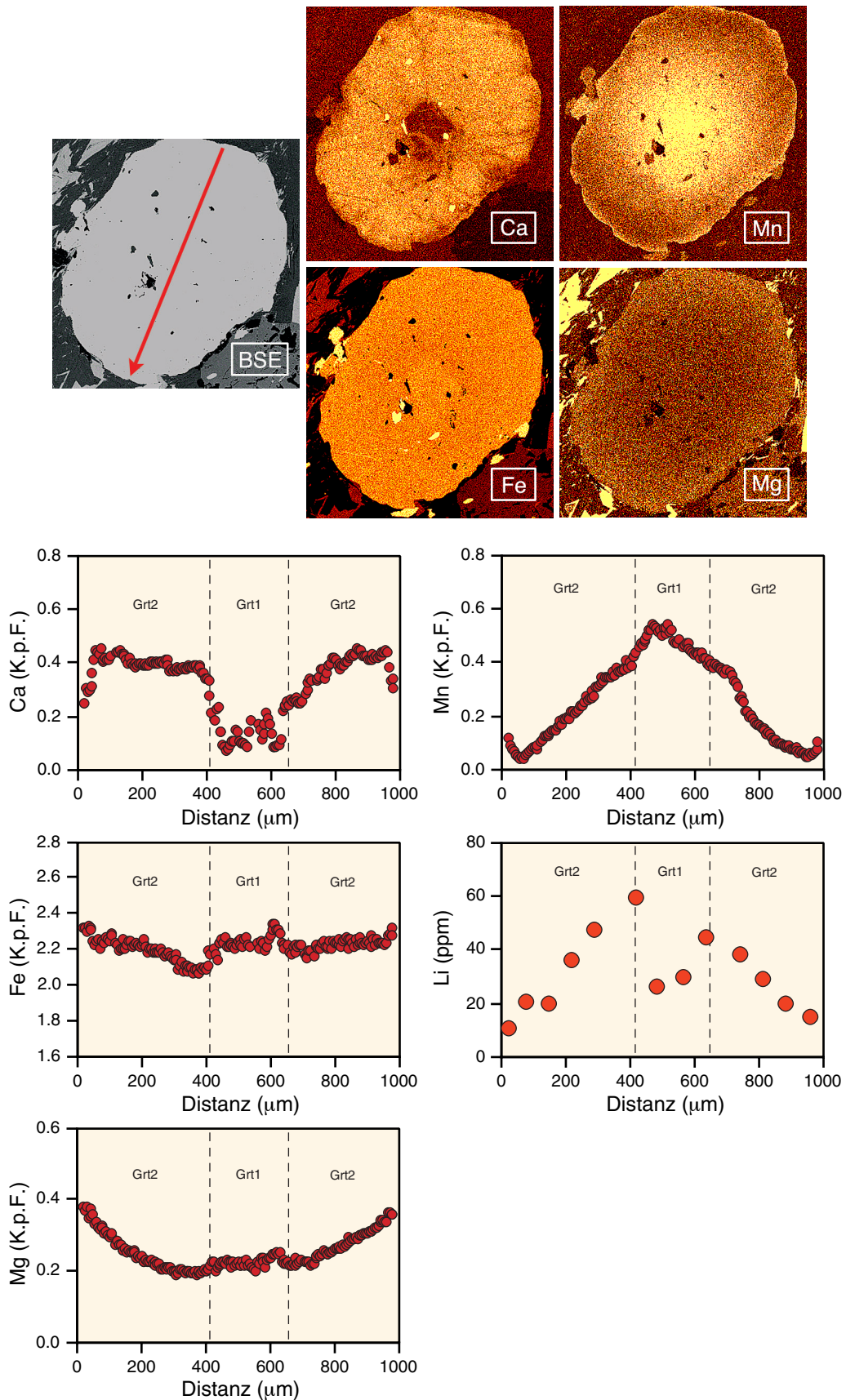


Abb. 2-17 Der obere Teil der Abbildung zeigt ein Granat-Mapping (Metapelit-Probe I45-4) für die Hauptelemente Ca, Mn, Fe, Mg mit einem BSE (back scattered electron)-Bild. Der untere Teil der Abbildung stellt das zugehörige Granat-Profil dar, einschließlich des Spurenelementes Li (Messfehler 0.02 - 2.3 %) [Erläuterungen s. Kap. 2.4.5.].

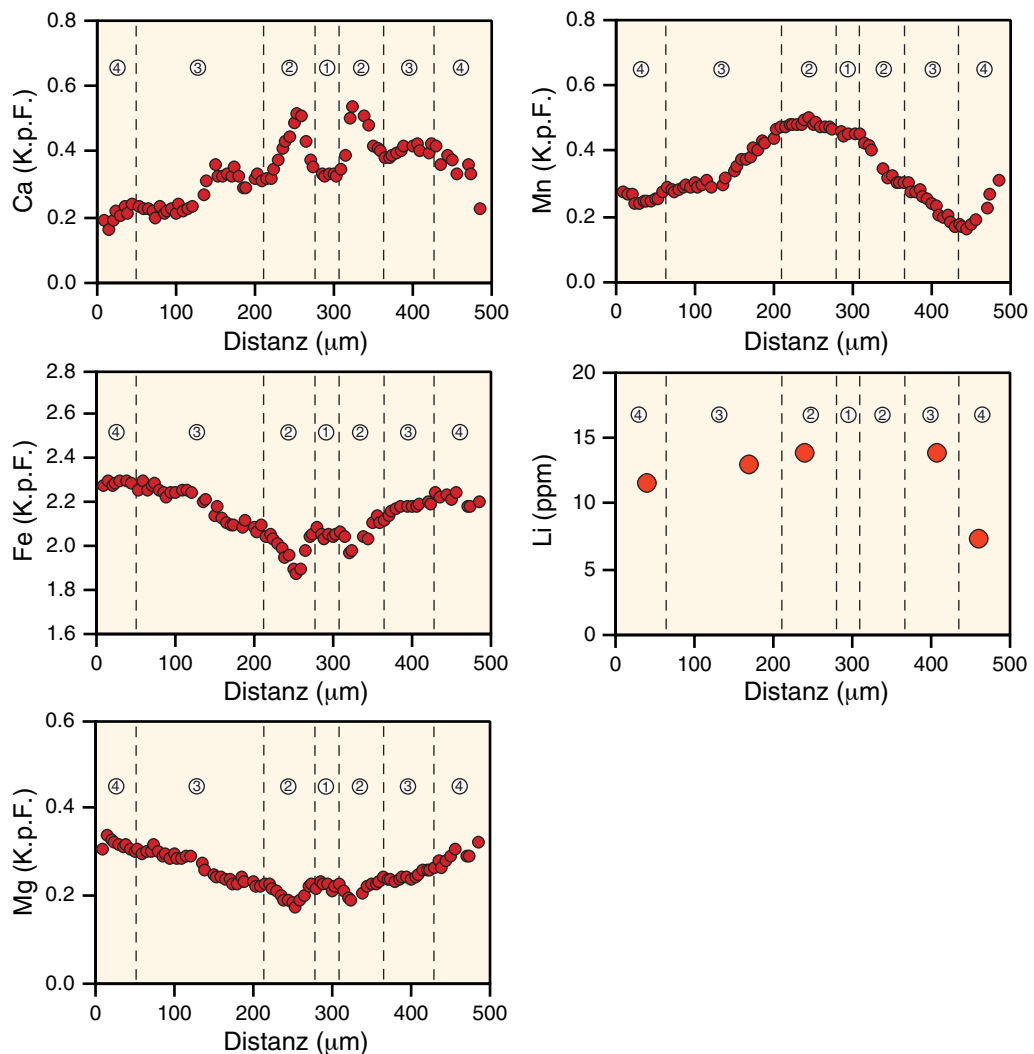
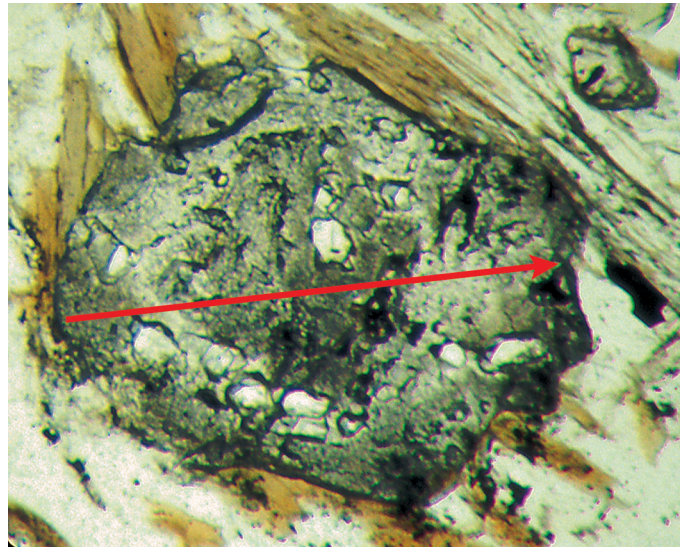


Abb. 2-18 Granat-Profil (Metapelit-Probe I108) mit den Hauptelementen Ca, Fe, Mg, Mn und dem Spurenelement Li (Messfehler 0.2 - 3.0 %). Aufgrund der einzelnen Zonierungsmuster kann ein "innerer Kernbereich" (1) von einem "äußeren Kernbereich" (2) und ein "innerer Rand" (3) von einem "äußeren Rand" (4) unterschieden werden. Der obere Teil der Abbildung zeigt eine Dünnschliffaufnahme des entsprechenden Granatkorns mit Lage des Profiles.

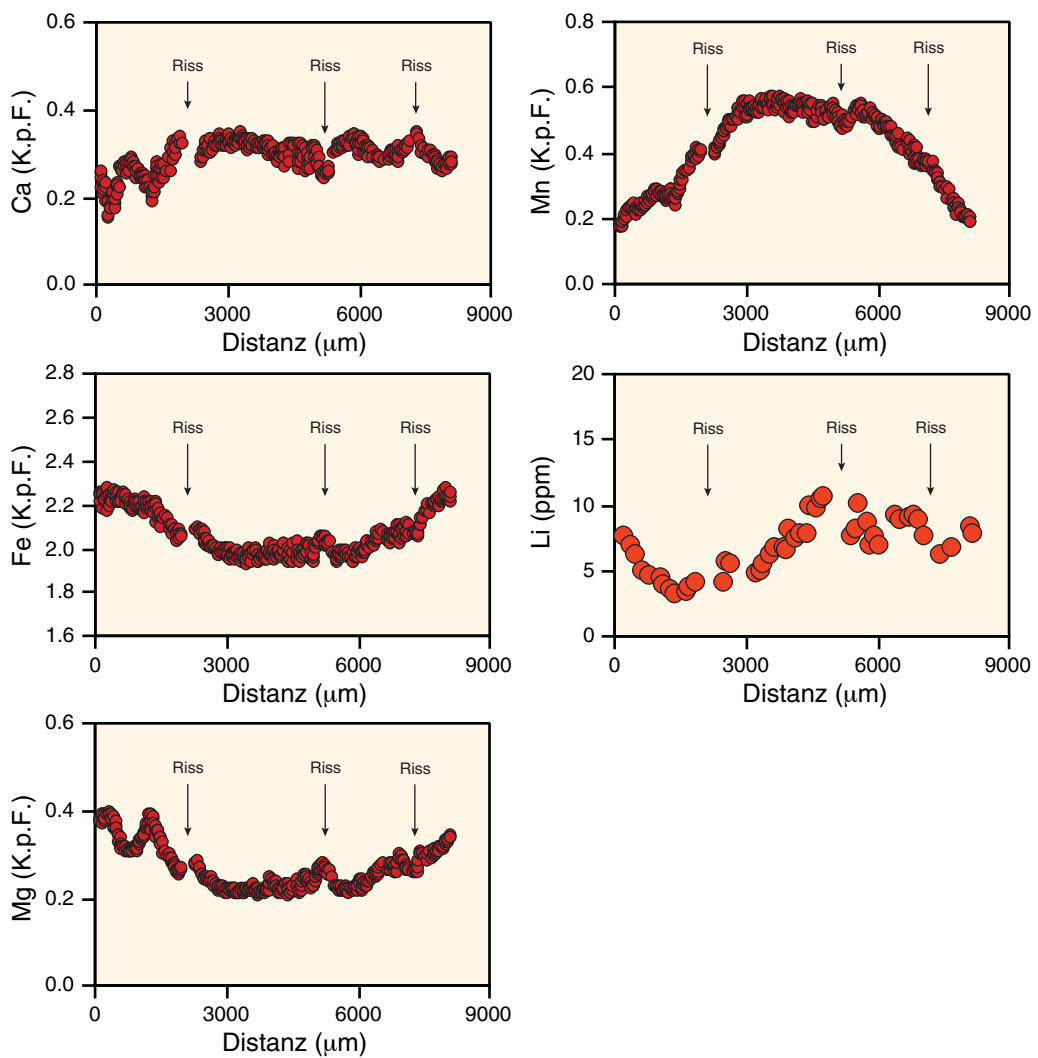
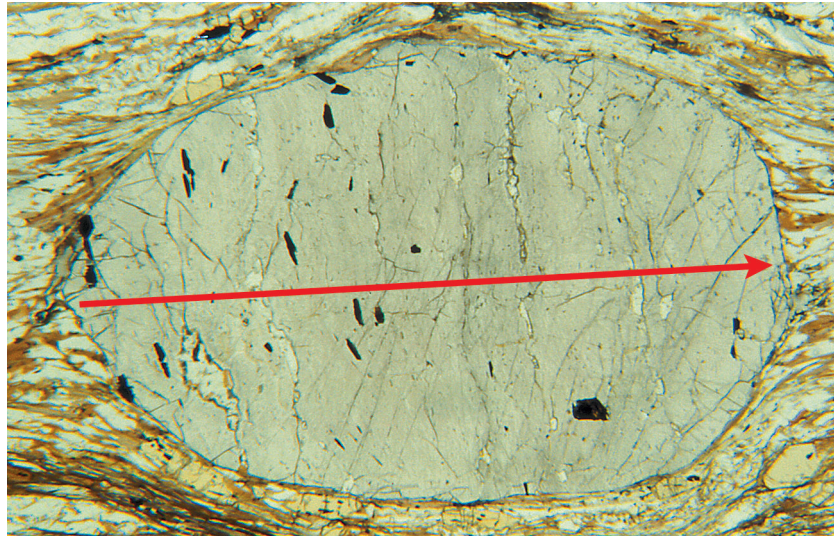


Abb. 2-19 Granat-Profil (Metapelit-Probe I123-3) mit den Hauptelementen Ca, Fe, Mg, Mn und dem Spurenelement Li (Messfehler 0.2 - 7.0 %). Der obere Teil der Abbildung zeigt eine Dünnschliffaufnahme des entsprechenden Granatkorns mit Lage des Profiles.

2.4.6. Staurolith

Die Mehrzahl der Staurolithe in den Metapeliten von Icaria zeigt keine chemischen Zonierungen bezüglich der Haupt- und Spurenelemente. Die X_{Mg} -Werte aller Proben erstrecken sich über einen Bereich von 0.10 - 0.26, bedingt durch die variierenden Gesamtgesteinszusammensetzungen (Abb. 2-20). Innerhalb der einzelnen Proben sind die Schwankungen gering, was die Standardabweichungen von den X_{Mg} -Mittelwerten der Proben mit 0.01 (entspricht 1σ : 2.97 - 11.16 %) verdeutlichen (Tab. A4-6). Neben Mg (0.17 - 0.55 K.p.F.) und Fe (1.27 - 1.70 K.p.F.) sind die Oktaederplätze noch mit Mn (0.01 - 0.09 K.p.F.) und Zn (0 - 0.12 K.p.F.) besetzt. Die höchsten Zn-Gehalte im Staurolith weisen die Metapelite I34-1 (0.07 - 0.10 K.p.F.) und I105-3 (0.09 - 0.12 K.p.F.) auf. Zudem sind die Ti-Konzentrationen auf den Oktaederplätzen der Staurolithe mit 0.05 - 0.09 K.p.F. recht gering. Diese Hauptelemente liegen innerhalb einer Probe in relativ einheitlichen Konzentrationen vor. Des Weiteren gibt es eine negative Korrelation zwischen Mg und Al (Abb. 2-21a). In den Metapeliten von Icaria tritt Staurolith ohne Ausnahme in der Matrix auf und ist nicht als Einschlussphase vorhanden. Außerdem wurde kein Cl (0 - 0.03 Gew.%) und kein F (0 - 0.07 Gew.%) oberhalb der Nachweisgrenzen in den Staurolithen festgestellt (Tab. A2-1).

In Bezug auf die Spurenelemente erreicht Li im Staurolith mit 191 - 739 ppm die höchsten Werte, auch im Vergleich zu allen anderen untersuchten metapelitischen Phasen. Es ist teilweise zu beobachten, dass die Li-Gehalte in den Proben etwas größere Konzentrationsspannen aufweisen (Standardabweichungen von den Mittelwerten aller Proben: 9.3 - 55.3 ppm oder 1.3 - 13.2 %). Diese Intraproben-Variation beruht auf Li-Intrakorn-Variationen. Hierbei handelt es sich um eine unsystematische Li-Verteilung in den einzelnen Staurolith-Stengeln. Des Weiteren wird Be in der Größenordnung von 10.5 - 39.6 ppm eingebaut, während B bei geringeren Gehalten von 0.1 - 1.4 ppm liegt (Tab. A1-1). Die Schwankungen von beiden Spurenelementen im Staurolith lassen sich auf die verschiedene Gesamtgesteinschemie der Metapelite zurückführen und es sind keine Zonierungserscheinungen hierfür verantwortlich.

Im Hinblick auf Korrelationen der Haupt- und Spurenelemente kann gesagt werden, dass ein deutlich positiver Zusammenhang zwischen Zn und Be existiert (Abb. 2-21b). Sonst können keine weiteren Korrelationen beobachtet werden.

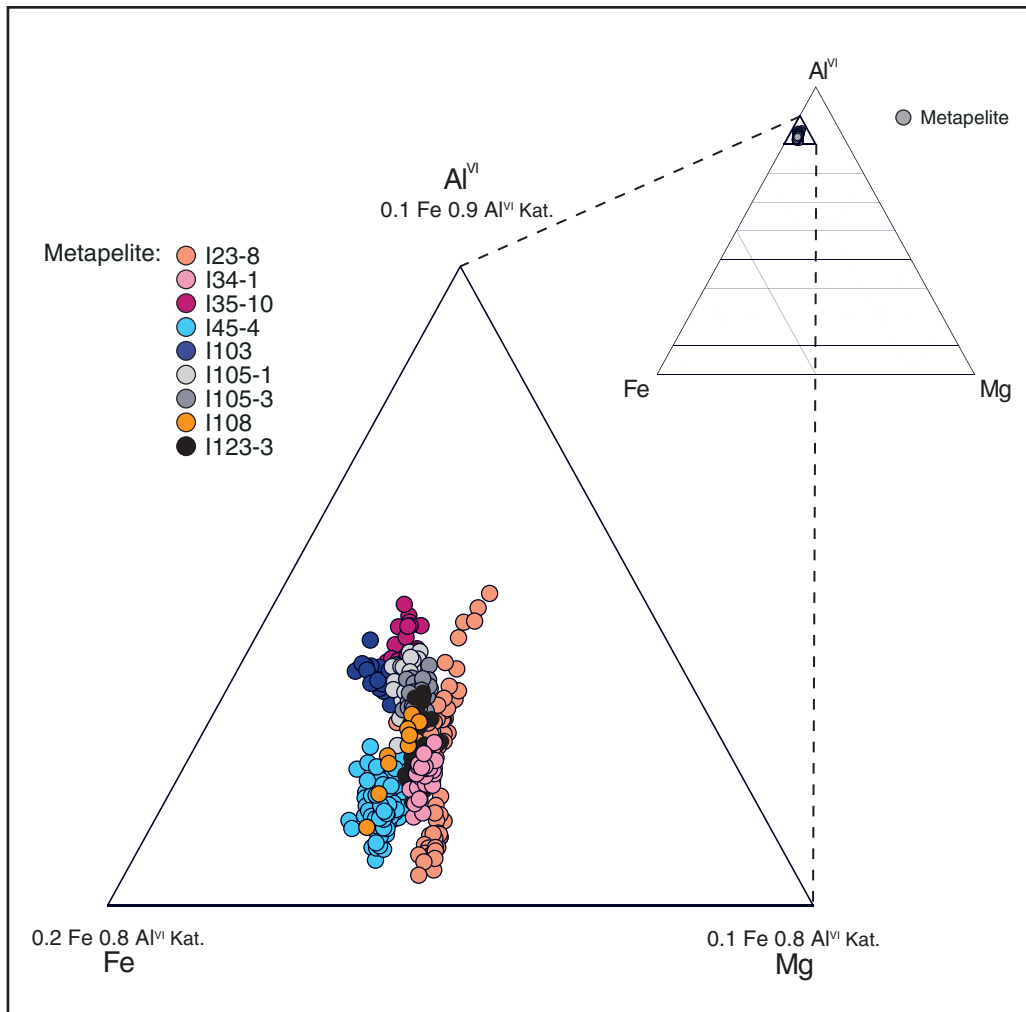


Abb. 2-20 Chemische Zusammensetzung der Matrix-Staurolithe in den Metapeliten der Insel Icaria.

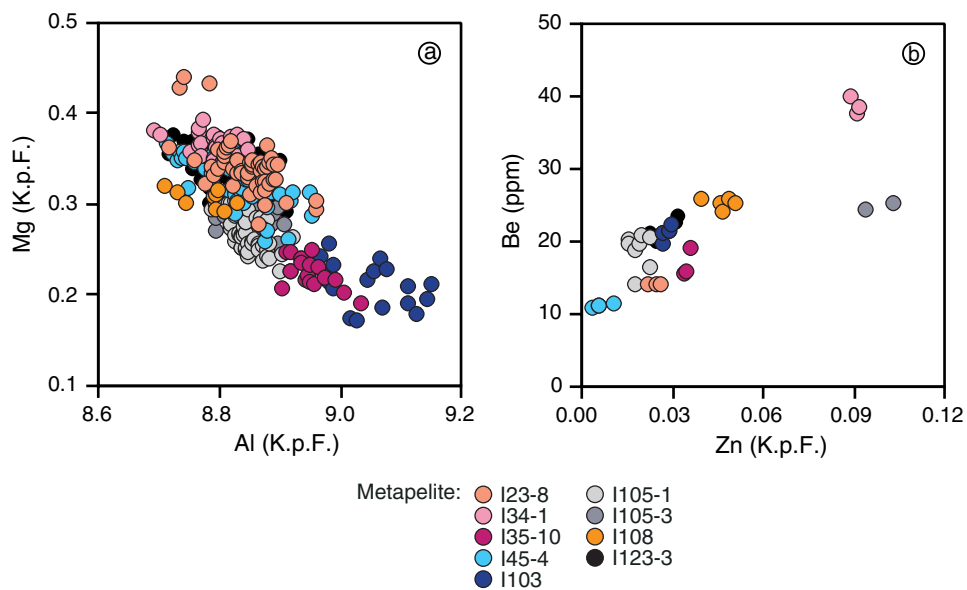


Abb. 2-21 a) Negative Korrelation der Hauptelemente Mg und Al in den Staurolithen der Insel Icaria; b) Variation der Spurenelemente Be (Messfehler 0.1 - 3.5 %) und Zn in den Staurolithen von Icaria.

2.4.7. Disthen

Vier Metapelit-Proben (I23-8, I45-4, I35-10, I103) enthalten Disthen, der in Form von kleinen Leisten auftritt, meist einschchlussfrei vorliegt und chemisch homogen ist. Bei den Proben I35-10, I45-4 und I103 ist der Tetraederplatz vollständig mit Si besetzt (0.997 - 1.014 K.p.F.), ebenso die beiden Oktaederpositionen mit Al (1.975 - 1.999 K.p.F.). Weitere Elemente, wie beispielsweise Fe^{3+} (0.001 - 0.007 K.p.F.), Ti (0 - 0.001 K.p.F.) oder Cr (0 - 0.002 K.p.F.) kommen nur in geringsten Konzentrationen vor. Bei der Probe I23-8 liegt Si ebenfalls bei 0.998 - 1.007 K.p.F. und Al bei 1.963 - 1.976 K.p.F.. Durch den etwas niedrigeren Al-Gehalt wurde etwas mehr Fe^{3+} (0.015 - 0.026 K.p.F.) in die Struktur eingebaut, während Ti und Cr (jeweils 0 - 0.001 K.p.F.) nur in unbedeutenden Konzentrationen vorhanden sind. Zudem sei erwähnt, dass Disthen ausschließlich in der Matrix und nicht als Einschlussphase zu finden ist. Außerdem weisen die Disthene kaum Spuren von Li (0 - 2.9 ppm), Be (0 - 0.3 ppm) und B (0.2 - 1.2 ppm) auf (Tab. A1-1). Die Schwankung der Spurenelement-Gehalte der Disthene in den einzelnen Proben ist geringer als die oben genannten Intervalle, d.h. die Einzelkörner der Proben weisen einheitliche Li-, Be- und B-Werte auf. Somit lassen sich die relativ geringen Interproben-Variationen auf den Gesamtgesteinschemismus zurückführen. Des Weiteren gibt es keine Korrelationen der Haupt- mit den Spurenelementen.

2.4.8. Amphibol

Die Amphibole der Kalksilikat-Probe I22-1 entsprechen in ihrer chemischen Zusammensetzung Ferropargasiten (Abb. 2-22), die annähernd homogen ausgebildet sind und keine ausgeprägten Zonierungen der Hauptelemente zeigen. Ihre X_{Mg} -Werte liegen zwischen 0.38 und 0.49. Interessant ist der relativ hohe F-Gehalt in diesen Ferropargasiten, der zwischen 0.32 - 0.62 Gew.% schwankt, während die Cl-Werte mit 0 - 0.09 Gew.% unterhalb der Nachweisgrenze liegen. Im Folgenden sind die Spurenelement-Konzentrationen aufgelistet: Li 24.8 - 39.8 ppm, Be 12.9 - 18.9 ppm, B 15.3 - 22.1 ppm (Tab. A1-1). Die Schwankungen der drei leichten Elemente in diesem Kalksilikat kommen hauptsächlich durch Intrakorn-Zonierungen zustande. Bei den einzelnen Ferropargasiten steigen sowohl die Li-Gehalte als auch die Be-Werte von den Kernen zu den Rändern leicht an, während sich das B-Muster gegenläufig hierzu verhält.

Bei den Amphibolen des zweiten Kalksilikates (I23-3) handelt es sich um Aktinolithe (Abb. 2-22). Die chemische Zusammensetzung der kleinen Körner ($\varnothing < 150 \mu\text{m}$) ist einigermaßen einheitlich mit X_{Mg} -Werten von 0.73 - 0.74. Die F-Gehalte (0 - 0.41 Gew.%) dieser Aktinolithe sind etwas niedriger als bei den Ferropargasiten, während Cl (0 - 0.01 Gew.%) nicht eingebaut wird. Des Weiteren bewegen sich die Spurenelemente in einem Bereich von 0.9 - 0.96 ppm Li, 9.1 - 11.5 ppm Be und 5.9 - 6.95 ppm B. Ob die Li-Be-B-Variationen in dieser Probe auf möglichen Intrakorn-Zonierungen beruht, kann aufgrund der Feinkörnigkeit des Gesteins nicht nachgeprüft werden.

Die Amphibolit-Probe I53-2 enthält deutlich zonierte Amphibole, deren Kerne aus Aktinolith und deren Ränder aus Magnesiohornblende bestehen (Abb. 2-22, 2-23). Die X_{Mg} -Werte variieren zwischen 0.60 und 0.77, die F-Konzentrationen liegen bei 0.07 - 0.17 Gew.% und die Cl-Gehalte sind mit 0 - 0.02 Gew.% vernachlässigbar. In Bezug auf die Spurenelement-Gehalte wurden für Li 1.0 - 30.4 ppm, für Be 0.1 - 1.8 ppm und für B 3.3 - 4.6 ppm ermittelt. Die relativ große Variationsbreite von Li resultiert aus einer Zonierung mit geringeren Li-Gehalten im Kern und einem sprunghaftem Anstieg mit folgendem Konzentrationsabfall in Richtung Rand (Abb. 2-23). Das Zonierungsmuster von Be enthält einen konkaven Kernbereich mit geringen Konzentrationsunterschieden und deutlichem Be-Anstieg zu den Rändern. Hingegen nehmen die B-Gehalte vom Kern zum Rand unterschiedlich stark zu (Abb. 2-23). Diese drei beschriebenen Spurenelement-Muster sind jeweils asymmetrisch ausgebildet.

Die Amphibole sind in allen drei oben genannten Gesteinen der Insel Ikaria meist einschlussfrei vorhanden. Allerdings werden sie des Öfteren von dünnen Rissen durchzogen. Des Weiteren suggerieren die einzelnen Zonierungsmuster der drei Spurenelemente mögliche Zusammenhänge mit den Hauptelementen. Es kann jedoch nur eine einzige positive Interproben-Korrelation zwischen Be und F nachgewiesen werden (Abb. 2-24). Innerhalb der drei Proben ist dieser Zusammenhang jedoch nicht vorhanden (Abb. 2-24).

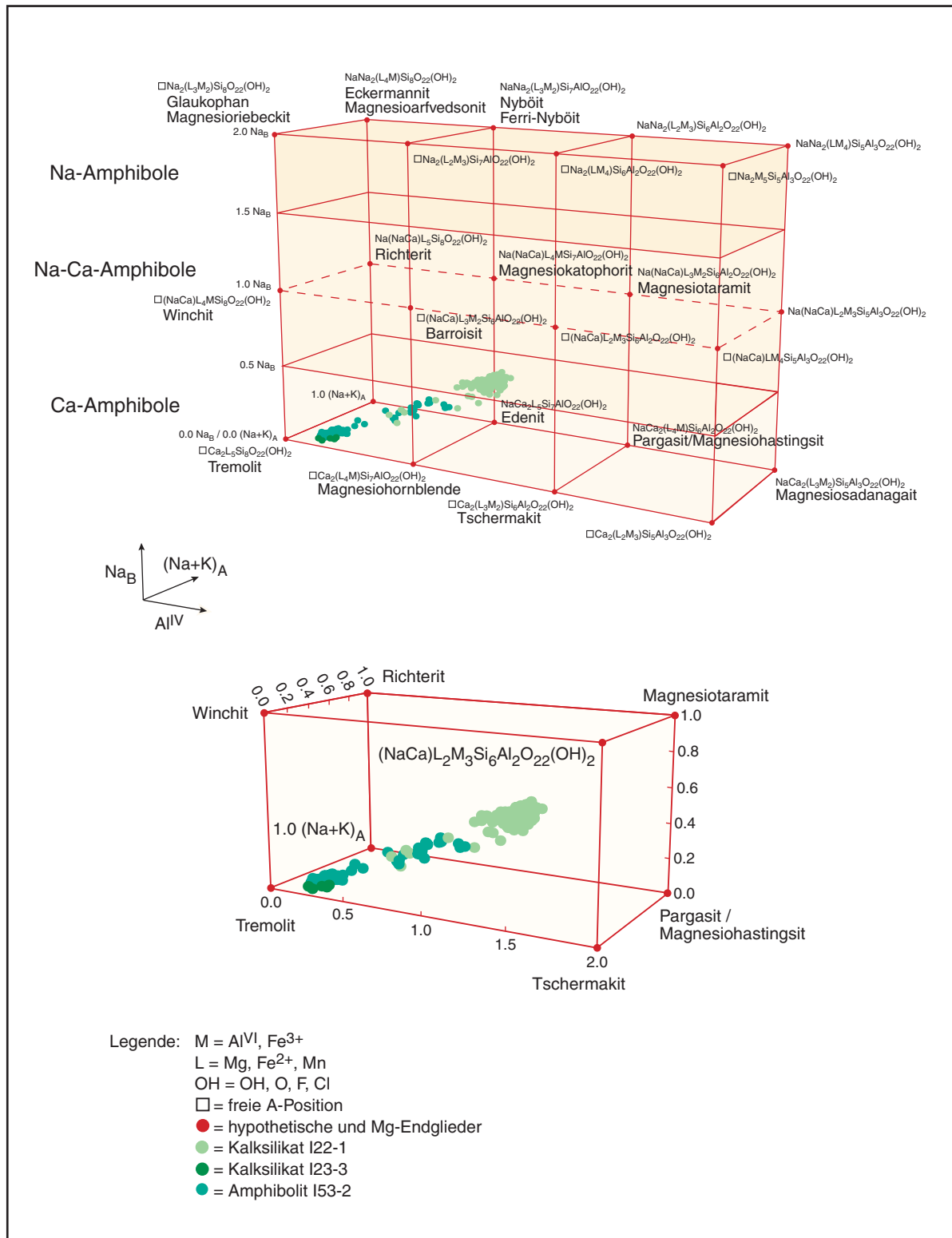


Abb. 2-22 Übersicht der chemischen Zusammensetzung aller Amphibole (Kalksilikate und Amphibolit) der Insel Ikaria. Die etwas größere Variation der Amphibolit-Probe (I53-2) beruht auf deutlichen Intrakorn-Zonierungen.

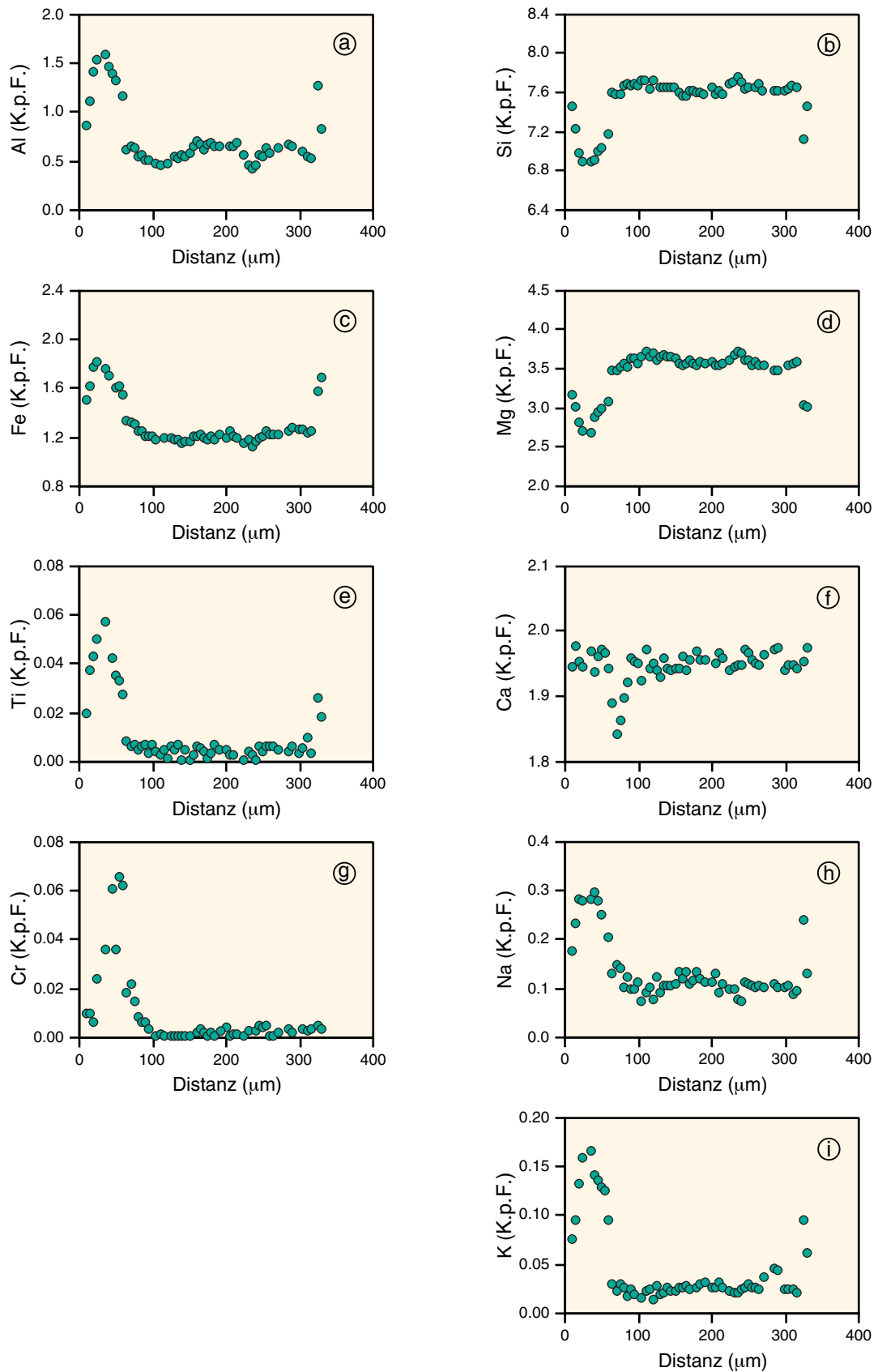


Abb. 2-23 Amphibol-Profil (Probe I53-2) mit Zonierungsmustern ausgewählter Haupt- und Spurenelemente (Messfehler: Li 0.1 - 1.6 %, Be 1.6 - 14.0 %, B 4.7 - 7.9 %). Fortsetzung siehe nächste Seite.

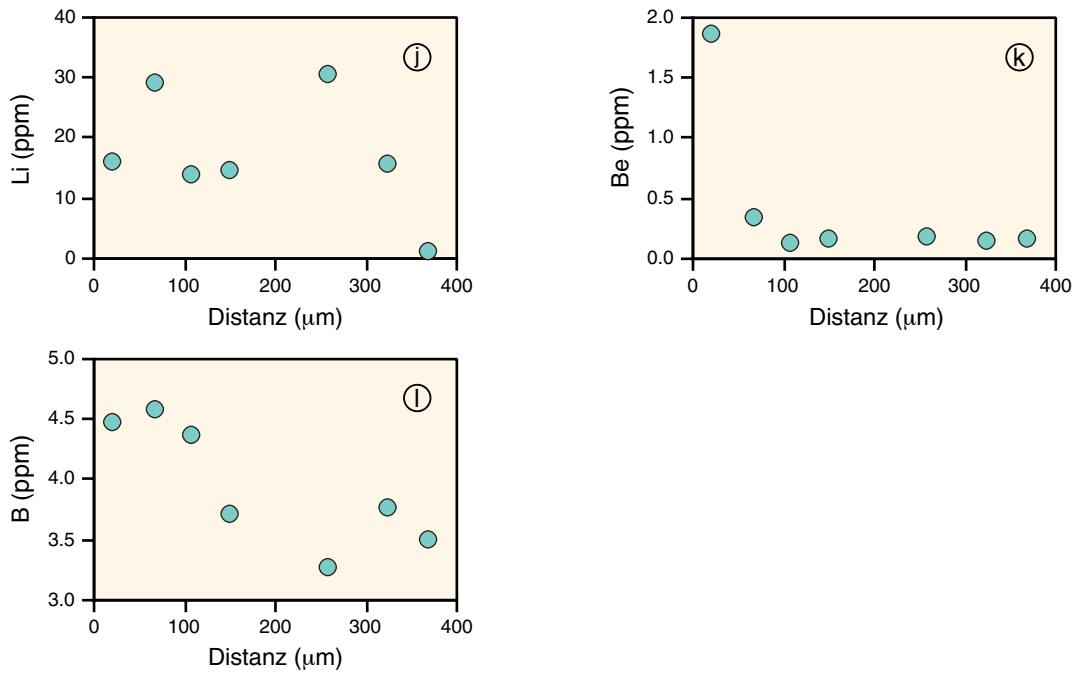


Abb. 2-23 Fortsetzung Amphibol-Profil (Probe I53-2) mit Zonierungsmustern ausgewählter Haupt- und Spurenelemente.

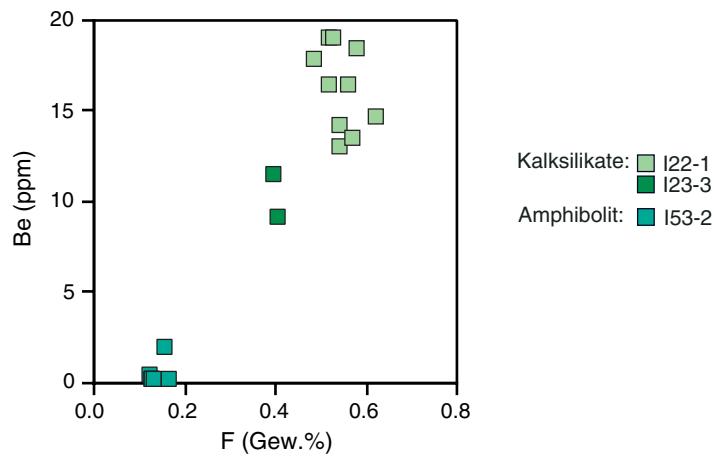


Abb. 2-24 Variation der Spurenelemente Be (Messfehler 1.6 - 14.0 %) und F in Amphibolen der Insel Icaria.

2.4.9. Klinopyroxen

Das Kalksilikat I22-1 enthält als einzige Probe Klinopyroxen. Hierbei handelt es sich um Diopsid-Hedenbergit-Mischkristalle mit untergeordneter Johannsenit-Komponente. Die Klinopyroxen-Körner sind bezüglich ihrer Hauptelemente nur schwach zoniert ausgebildet. Fe und Mn verhalten sich gegenläufig zu Mg und bilden folgendes Zonierungsmuster: leicht erhöhte Fe-Mn-Gehalte im Kern der Klinopyroxen-Körner mit geringer Abnahme nach außen und erneutem Anstieg zum Rand hin. Diese Konzentrationsunterschiede sind in der Regel bei allen Körnern schwach ausgeprägt und lassen die X_{Mg} -Werte von 0.52 - 0.60 schwanken. Ebenso treten in den Klinopyroxenen Variationen der drei Spurenelemente auf. Die Absolutgehalte liegen für Li bei 34.2 - 59.3 ppm, während Be Werte von 15.1 - 26.4 ppm und B Konzentrationen von 6.4 - 17.2 ppm erreichen. Diese Schwankungsbreiten lassen sich auf Intrakorn-Zonierungen zurückführen, die bei allen Körnern auftreten. Allerdings sind keine einheitlichen Li-Be-B-Zonierungsmuster in den einzelnen Klinopyroxen-Körnern ersichtlich. Aufgrund der recht kleinen Klinopyroxen-Körner sind keine genaueren Aussagen möglich. Zudem können in dieser Kalksilikat-Probe keine konkreten Korrelationen von Haupt- mit Spurenelementen ermittelt werden (kleine Körner und fehlende Vergleichsmöglichkeiten mit weiteren Proben).

2.4.10. Epidot

Zwei Metapelit-Proben von Icaria führen Epidot, der in Form von kleinen Körnern auftritt. Diese sind relativ einheitlich zusammengesetzt. Neben den wichtigsten Kationen im Epidot (Si: 2.99 - 3.02 K.p.F., Al: 2.22 - 2.35 K.p.F., Ca: 1.92 - 2.00 K.p.F., Fe^{3+} : 0.62 - 0.78 K.p.F.) wurde noch Mn mit 0.01 - 0.03 K.p.F. eingebaut, während Mg und Ti keine Rolle spielen. Die ermittelten F-Gehalte (0 - 0.04 Gew.%) und Cl-Werte (0 - 0.001 Gew.%) liegen unter der Nachweisgrenze. An beiden Proben konnten aufgrund der Feinkörnigkeit der Gesteine keine Spurenelemente im Epidot gemessen werden.

Eine weitere epidotführende Probe ist der Quarzit I23-9. Die chemische Zusammensetzung der kleinen Körner und Stengel entspricht den metapelitischen Epidoten, abgesehen von den etwas geringeren Mn-Werten mit 0 - 0.01 K.p.F.. Ebenso sind niedrigste F-Gehalte (0.01 - 0.07 Gew.%) und Cl-Werte (0 - 0.003 Gew.%) vorhanden. Zudem liegen die Spurenelement-Konzentrationen für alle drei leichten Elemente in unteren Bereichen: Li 0.4 - 0.6 ppm, Be 0.3 - 0.5 ppm und B 1.1 - 3.3 ppm.

Des Weiteren enthalten beide Kalksilikate Epidot. Die Körner der Probe I23-3 weisen in etwa die Zusammensetzung der oben beschriebenen Epidote auf. Das gilt auch für die F- und Cl-Werte (F: 0.02 - 0.05 Gew.%, Cl: 0 - 0.01 Gew.%). Die Spurenelemente liegen bei folgenden Gehalten: Li 0 - 0.1 ppm, Be 3.7 - 3.9 ppm, B 1.2 - 1.4 ppm. Abweichend hiervon sind die Epidote der Kalksilikat-Probe I22-1. Etwas erhöhte Al-Gehalte (Al: 2.50 - 2.60 K.p.F.) stehen etwas niedrigeren Fe-Konzentrationen (Fe^{3+} : 0.35 - 0.45 K.p.F.) gegenüber und zudem sind schwach erhöhte Mg- und Ti-Werte (Mg: 0.004 - 0.04 K.p.F., Ti: 0.01 - 0.02 K.p.F.) zu beobachten. Im Gegensatz zu den oben genannten Epidoten sind die Körner in

dieser Kalksilikat-Probe nicht homogen ausgebildet. Es treten geringe Konzentrationsunterschiede der Hauptelemente (Al, Fe, Mg, Ti) auf, die allerdings kein einheitliches Zonierungsmuster erkennen lassen. Außerdem entsprechen die F- und Cl-Gehalte (F: 0.04 - 0.08 Gew.%, Cl: 0 - 0.02 Gew.%) den bisher aufgeführten Konzentrationen. Die Schwankungen der Absolutgehalte von Li (0.1 - 0.9 ppm), Be (1.6 - 2.8 ppm) und B (2.8 - 5.5 ppm) entstehen durch Intrakorn-Zonierungen der drei Spurenelemente. Be und B zeigen identische Verteilungsmuster: Be- und B-Abnahme vom Rand zum Kern der Epidot-Körner. Hingegen ist bei Li die Zonierung nicht eindeutig. Tendenziell steigen die Li-Gehalte vom Rand zum Kern an und würden somit invers zu Be und B verlaufen.

Zuletzt sei die Amphibolit-Probe (I53-2) genannt, deren Epidot-Körner chemisch inhomogen (Haupt- und Spurenelemente) aufgebaut sind. Die Variationen der Hauptelemente Al, Fe³⁺, Ca kommen durch Zonierungen der Einzelkörner zustande (Abb. 2-25). Die F- und Cl-Werte (F: 0 - 0.04 Gew.%, Cl: 0 - 0.004 Gew.%) liegen im Rahmen der Gehalte der oben aufgeführten Proben. Außerdem konnten folgende Spurenelement-Konzentrationen ermittelt werden: Li 1.3 - 1.6 ppm, Be 0.03 - 0.06 ppm und B 1.8 - 2.3 ppm. Auch bei diesen drei leichten Elementen treten Intrakorn-Zonierungen auf. Es ist deutlich sichtbar, dass die Be- und B-Gehalte vom Rand zum Kern der Epidote sinken, während die Li-Werte umgekehrt verlaufen (Li-Zunahme vom Rand zum Kern) [Abb. 2-25]. Diese Ergebnisse sind vergleichbar mit den Zonierungsmustern des Kalksilikates I22-1 (s.o.).

Ein Vergleich der Epidote in den verschiedenen Gesteinen zeigt, dass die F- und Cl-Gehalte immer sehr niedrig (deutlich unterhalb der Nachweisgrenze) liegen. In Bezug auf die drei leichten Spurenelemente weisen amphibolitische Epidote die höchsten Li-Werte (s.o.) auf, während kalksilikatische Epidote mit Abstand die höchsten Be-Gehalte (s.o.) zeigen und sich die B-Konzentrationen aller Proben über einen gemeinsamen Bereich (1.1 - 5.5 ppm) erstrecken. Des Weiteren können keine eindeutigen, systematischen Zusammenhänge zwischen den Haupt- und den Spurenelementen im Epidot beobachtet werden.

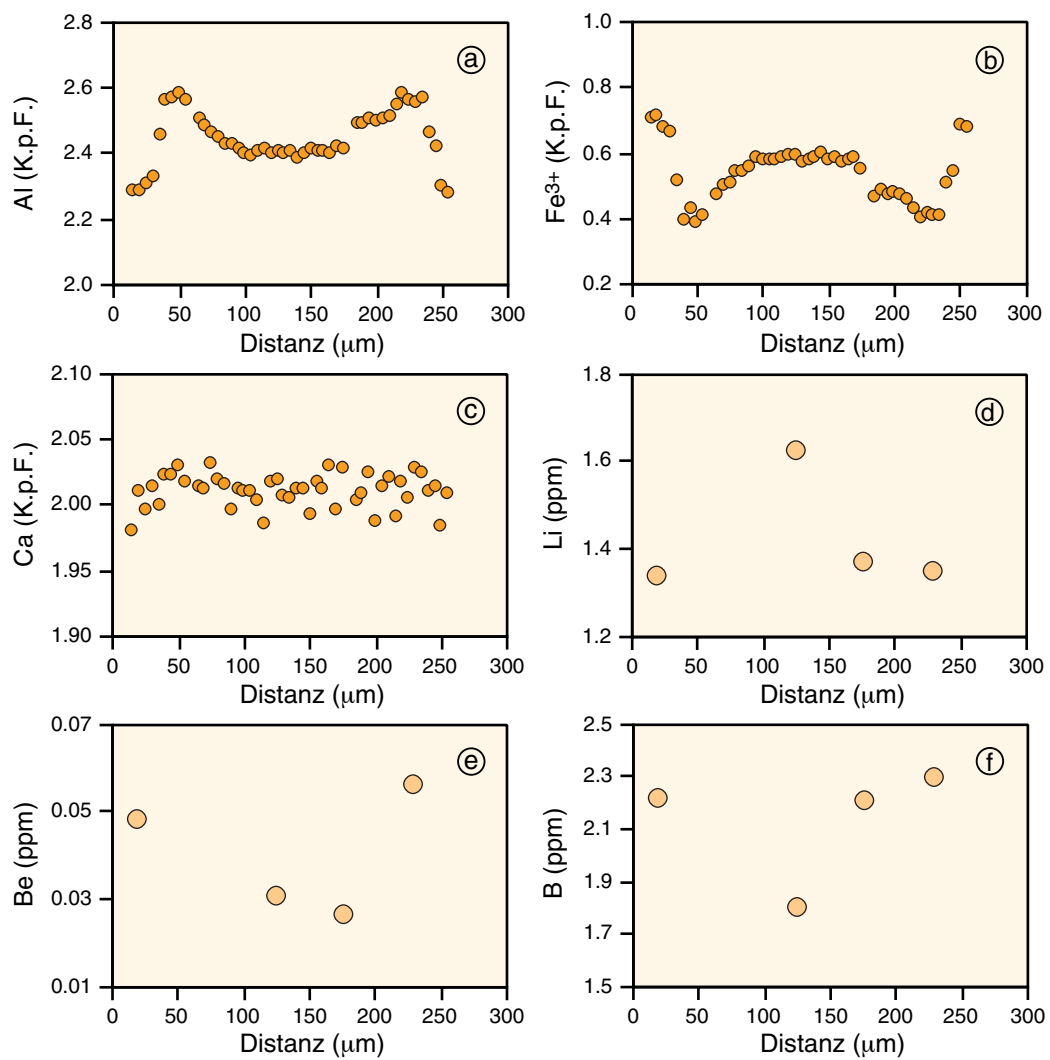


Abb. 2-25 Profil durch ein Epidotkorn (Probe I53-2) für ausgewählte Hauptelemente und für die Spurenelemente Li, Be und B. Die Messfehler der drei leichten Spurenelemente nehmen folgende Werte an: Li 2.0 - 4.5 %, Be 3.0 - 16.9 %, B 8.9 - 13.6 %.

2.4.11. Turmalin

Fast alle metapelitischen Proben der Insel Icaria führen kleine Turmaline, die der Alkali-Gruppe nach Hawthorne & Henry (1999) zuzuordnen sind (Na 0.45 - 0.98 K.p.F., Ca 0.02 - 0.28 K.p.F., K 0 - 0.27 K.p.F.). Es handelt sich um Schörl-Dravit-Mischkristalle mit untergeordneter Olenit-Komponente, bei denen die Mg-Komponente (Mg 1.47 - 2.33 K.p.F.) im Vergleich zur Fe-Komponente (Fe 0.55 - 1.54 K.p.F.) überwiegt (Abb. 2-26). Des Weiteren reichen die Si-Werte von 5.76 - 6.12 K.p.F., die Al-Gehalte von 5.73 - 6.65 K.p.F. und die B-Konzentrationen von 2.84 - 3.12 K.p.F. Diese Turmalin-Körner liegen sowohl in den Haupt- als auch in den Spurenelementen zonierte vor, und ihre chemische Variabilität spiegelt sich in unterschiedlichen Farbtönen wieder: etwas breitere Bereiche wechseln mit sehr dünnen Säumen ab, die selbst fein oszillierenden Zonarbau haben. Wo vorhanden, zeigen Turmalin-Kopfschnitte deutlich blaugüne Kerne mit olivgrünen Rändern, während einzelne größere Turmalin-Stengel blaugüne bis hell-olivfarbene Kernbereiche aufweisen, die von olivgrünen bis gelbbraunen Zonen (Kern-Rand-Übergang) umgeben sind.

Die Al-Mg-Fe-Variationen geben den Austausch der Y-Platz-Besetzung der Turmaline wieder und sind nicht zwangsläufig an eine Farbzone gebunden. Zudem sei erwähnt, dass eine negative Korrelation der Hauptelemente (Ca+Mg+Al) mit (Na+Fe+Ti) besteht (Elementaustausch der X-Y-Positionen in Turmalin) [Abb. 2-27].

Trotz teilweise komplexer Farbzonierungen ist folgende Systematik in der Elementverteilung erkennbar: blaue Farben, die häufig in den kernnahen Zonen auftreten, sind in der Regel durch niedrige Ca- und Ti-Werte, gekoppelt mit hohen Si- und Na-Werten gekennzeichnet. Grünliche Farben, oft typisch für Randpartien, zeigen hohe Ca- und Ti-Werte, gekoppelt mit niedrigen Si- und Na-Werten. Manche Längsschnitte weichen von diesem Muster ab, eventuell aufgrund von Schnitteffekten (Abb. 2-28a-h). Für alle anderen Elemente konnte kein systematischer Zusammenhang mit der Farbe gefunden werden. Zum Beispiel kann für die vorhandenen Al-, Mg- und Fe-Zonierungen kein einheitlicher Trend festgestellt werden, d.h. sowohl niedrige als auch hohe Al-Mg-Fe-Gehalte sind in den Turmalin-Kernen zu beobachten. Die oszillierend gebauten Randbereiche der Turmaline sind durch sprunghafte Änderungen der Hauptelement-Konzentrationen gekennzeichnet.

Neben den bisher genannten Hauptelement-Variationen sind Schwankungen in den B-Gehalten zu erkennen. Hierbei handelt es sich in der Regel um analytische Effekte (EMS, SIMS) und nicht um eine natürlich ausgebildete B-Zonierung (Abb. 2-28k). Die ermittelten F-Gehalte in den Turmalinen erreichen Werte von 0.05 - 0.25 K.p.F., wobei die relativ große Konzentrationsspanne auf F-Intrakorn-Zonierungen zurückzuführen ist (Abb. 2-28h). Hingegen liegen die gemessenen Cl-Werte in der Regel unterhalb der Nachweisgrenze (0 - 0.04 Gew.%). Die Absolutgehalte der zwei Spurenelemente Li und Be in den metapelitischen Turmalinen schwanken insgesamt von 1.1 - 54.5 ppm für Li und von 0.1 - 2.9 ppm für Be. Bei beiden Elementen geht diese Variationsspanne auf Intrakorn-Zonierungen zurück. Auffallend ist, dass die Li-Konzentrationen in den Turmalin-Kernen immer etwas höher sind und zu

den Rändern hin abnehmen (Abb. 2-28i). Vereinzelt zeigen Turmalin-Körner am äußersten Rand wiederum eine Li-Zunahme (Abb. 2-28i). Ebenfalls sind Be-Zonierungen deutlich ausgebildet (Abb. 2-28j), deren Muster jedoch nicht einheitlich und typisch für eine jeweilige Farbzone sind. Keines der Spurenelemente kann mit einer bestimmten Farbe korreliert werden.

Die Quarzit-Probe (I23-9) führt ebenfalls Turmalin, der in etwa die gleiche Zusammensetzung der metapelitischen Turmaline aufweist (Na 0.49 - 0.89 K.p.F., Ca 0.01 - 0.30 K.p.F., K 0 - 0.02 K.p.F., Mg 1.37 - 2.22 K.p.F., Fe 0.74 - 1.65 K.p.F., Al 5.82 - 6.28 K.p.F., Si 5.75 - 6.03 K.p.F., B 2.89 - 2.97 K.p.F., F 0.05 - 0.25 K.p.F.) [Abb. 2-26]. Die teilweise großen Konzentrationsschwankungen der Hauptelemente kommen durch Intrakorn-Variationen zustande. Etwas größere, zonierte Turmalin-Kopfschnitte (\varnothing ca. 250 μm) zeigen Si-Na-ärmere bzw. Ca-Ti-reichere Kerne (gelbbraun) und entgegengesetzt verlaufende Ränder (blaugrün) [Abb. 2-29a-h]. Zwischen beiden Bereichen ist ein schmaler Saum (blau) geschaltet, der gut in den Mg-Fe-Zonierungsmustern sichtbar wird und auch durch niedrige Ca-Ti-Gehalte bzw. höhere Si-Na-Konzentrationen gekennzeichnet ist (Abb. 2-29a-h). Der Aufbau dieser quarzitischen Turmaline (gelbbraune Kerne, blaufarbene Ränder) ist somit genau umgekehrt zu dem der metapelitischen Turmalin-Körner (blaugüne Kerne, olivfarbene Ränder). Hingegen fehlt bei kleineren quarzitischen Turmalinen (\varnothing ca. 100 μm) der innere gelbbraune Kernbereich der größeren Turmalin-Körner. Ein weiterer Unterschied stellt die K-Zonierung (K-Abnahme zum Kornrand) dar, die trotz geringer K-Konzentrationen immer sichtbar ist. Ein Blick auf die Spurenelement-Gehalte mit 6.6 - 46.0 ppm Li und 0.1 - 0.64 ppm Be zeigt, dass beide Elemente zoniert vorliegen (Abb. 2-29i-j).

Ein Turmalin-Stengel (\varnothing ca. 180 μm , royalblau) wurde in der Kalksilikat-Probe I22-1 gefunden. Die chemische Zusammensetzung der Hauptelemente entspricht den oben beschriebenen Turmalinen, mit Ausnahme leicht erhöhter Ca- und F-Werte (Na 0.40 - 0.56 K.p.F., Ca 0.38 - 0.52 K.p.F., K 0 - 0.02 K.p.F., Mg 1.76 - 2.07 K.p.F., Fe 1.17 - 1.45 K.p.F., Al 5.56 - 5.81 K.p.F., Si 5.88 - 5.99 K.p.F., B 2.96 - 3.06 K.p.F., F 0.27 - 0.49 K.p.F.). Das Turmalin-Korn weist nicht nur Variationen in den Hauptelementen sondern auch in den Spurenelementen auf. Die Li-Gehalte reichen von 63.9 - 87.6 ppm und Be von 0.6 - 0.9 ppm. Bei allen Elementen ist kein eindeutiges Zonierungsmuster ersichtlich und weitere Vergleichsmöglichkeiten fehlen. Im Gegensatz zu den quarzitischen und metapelitischen Turmalinen liegt der Li-Gehalt des kalksilikatischen Turmalines etwas höher (s.o.).

Zudem sei erwähnt, dass die Wassergehalte der gemessenen Turmaline von Icaria in der Regel zwischen 3.14 - 3.66 Gew.% liegen (Tab. A3-1). Etwas geringere H_2O -Werte (2.83 - 3.15 Gew.%) weisen die Turmaline der Metapelit-Probe I108 auf. Des Weiteren kann keine Aussage zu möglichen Zonierungserscheinungen gemacht werden, da bei einer 10%tigen H^+ -Messungsgenauigkeit an der Ionensonde die Auflösung nicht ausreicht. Im Hinblick auf mögliche Austauschprozesse der Hauptelemente mit den Spurenelementen in den Turmalinen von Icaria kann gesagt werden, dass im Allgemeinen keine Korrelationen auftreten.

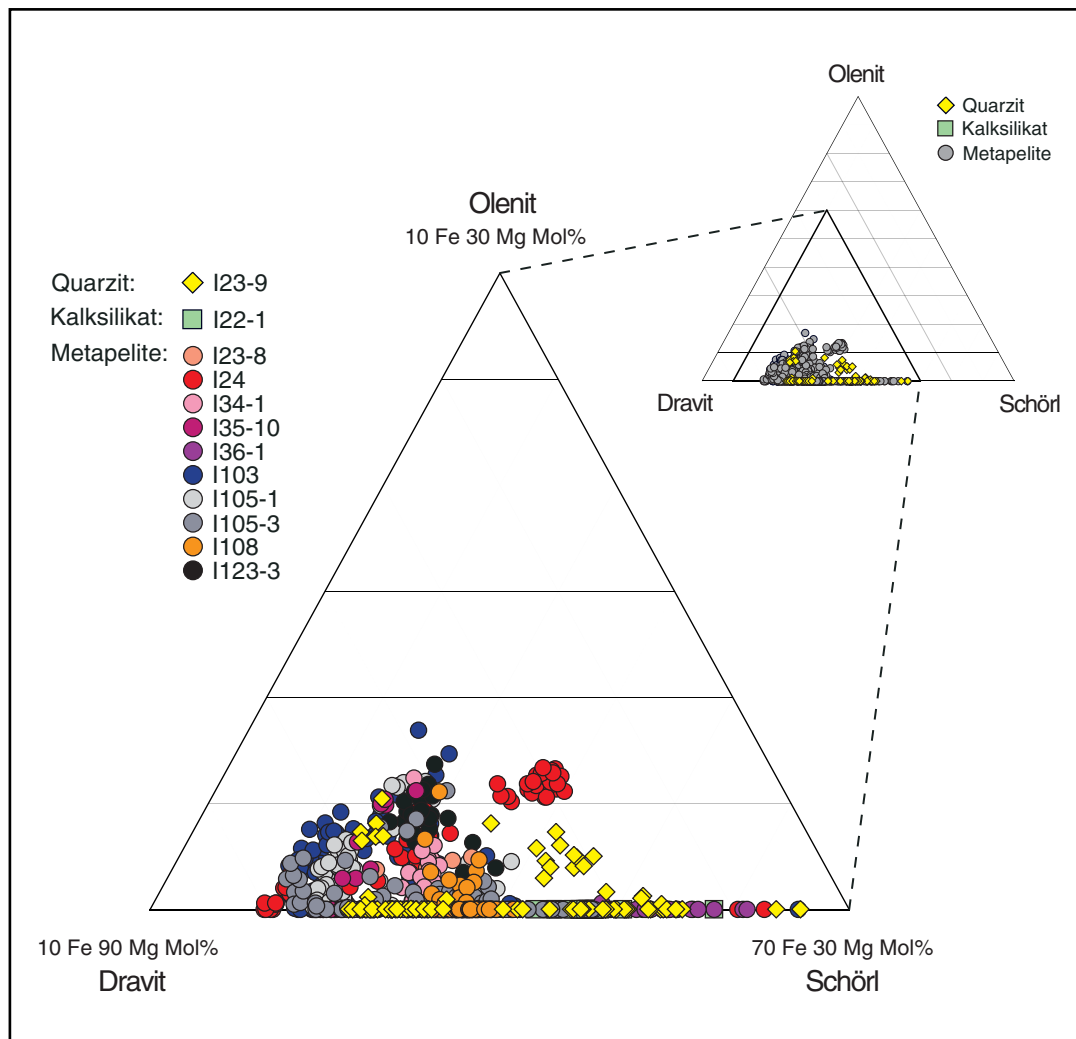


Abb. 2-26 Übersicht der Turmalin-Zusammensetzungen aller Proben der Insel Icaria. Die teilweise deutlichen Intraproben-Variationen der Turmaline beruhen immer auf Intrakorn-Zonierungen der Hauptelemente.

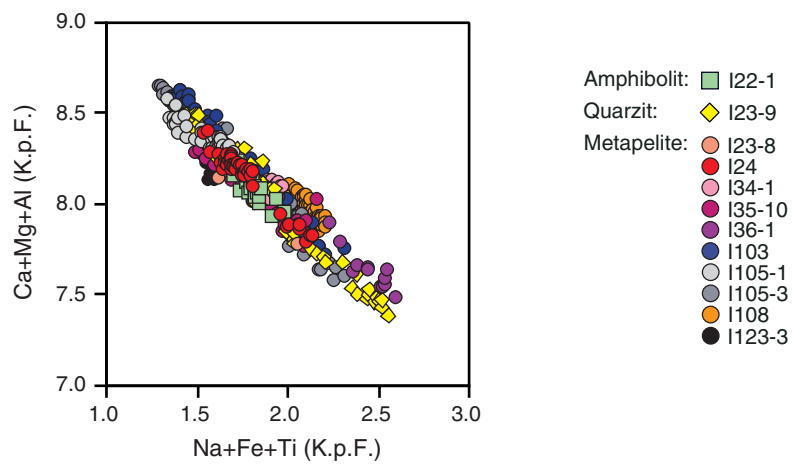


Abb. 2-27 Negative Korrelation von Ca+Mg+Al mit Na+Fe+Ti in den Turmalinen der Insel Icaria.

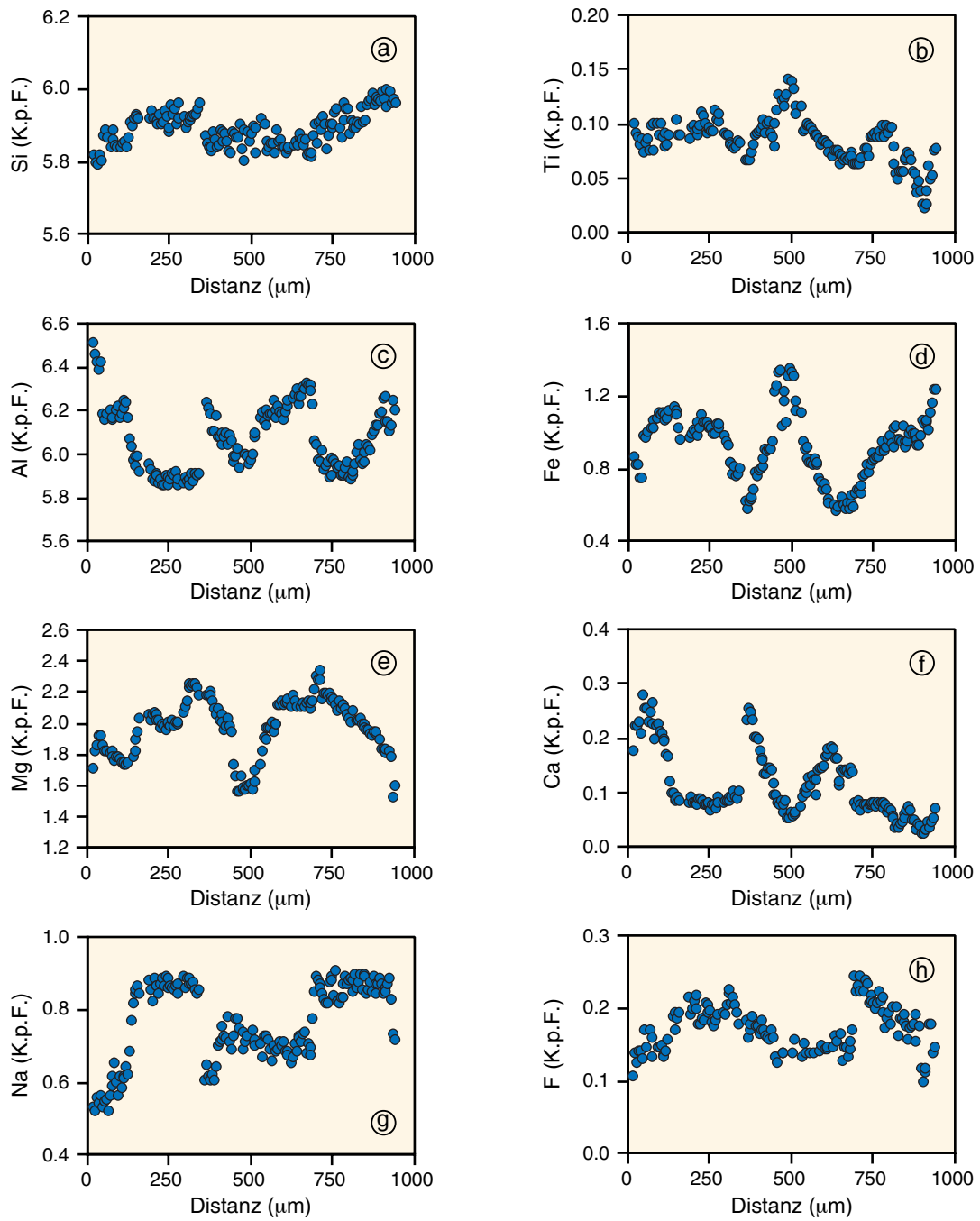


Abb. 2-28 Turmalin-Profil (Metapelit I105-3) mit den Zonierungsmustern der wichtigsten Hauptelemente. Erläuterungen siehe Kapitel 2.4.11. (Fortsetzung nächste Seite).

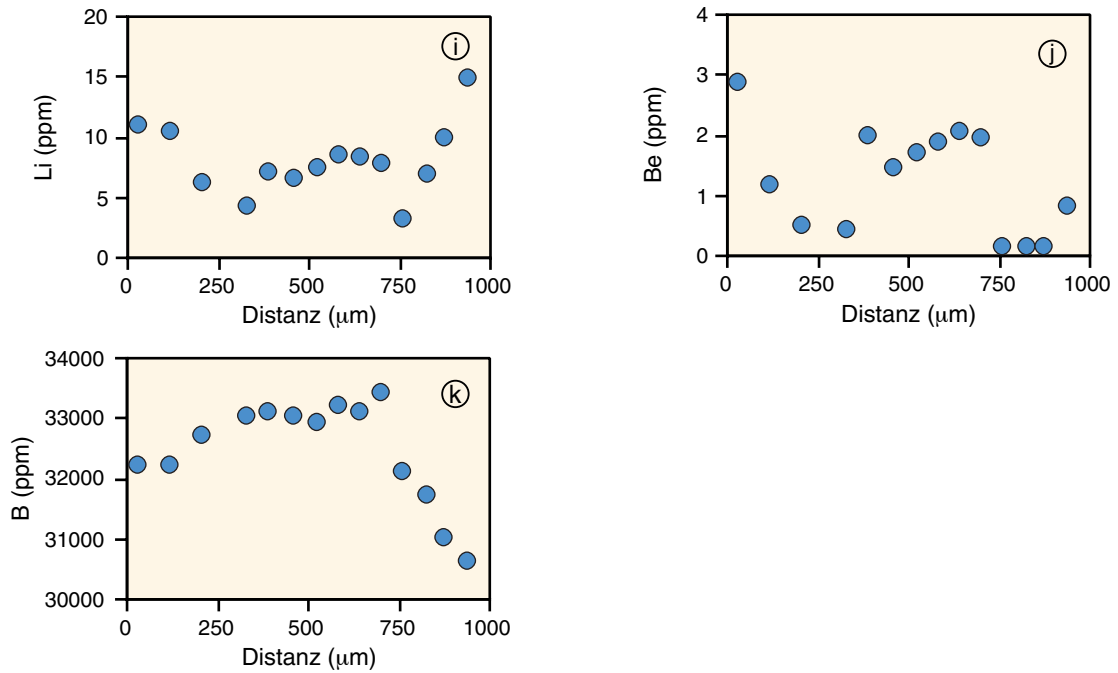


Abb. 2-28 Fortsetzung Turmalin-Profil (Metapelit I105-3) mit den Zonierungsmustern der drei leichten Spurenelemente Li (Messfehler 0.6 - 7.0 %), Be (Messfehler 1.5 - 36.8 %) und B (Messfehler 0.05 - 1.0 %). Erläuterungen siehe Kapitel 2.4.11..

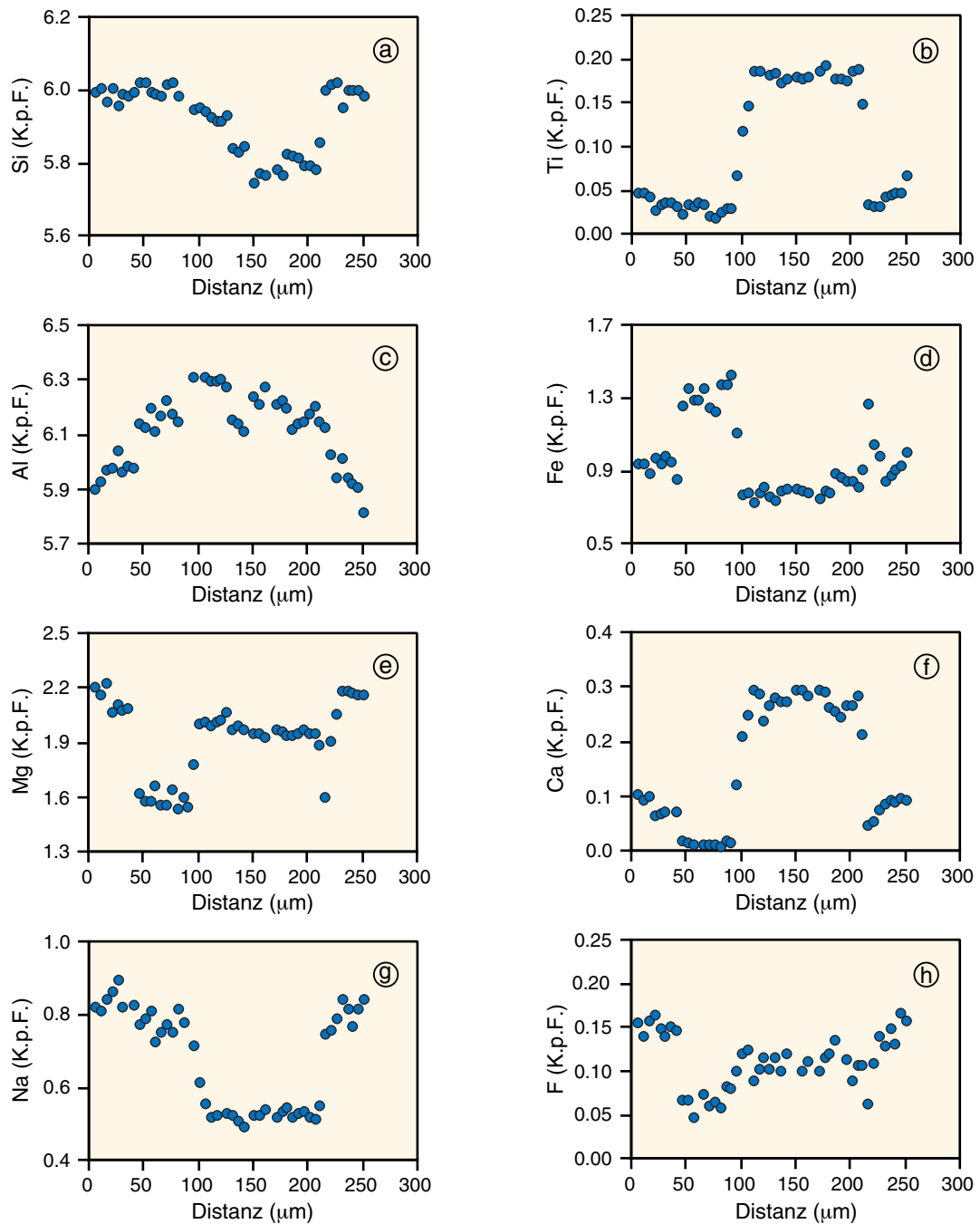


Abb. 2-29 Turmalin-Profil der Quarzit-Probe I23-9 mit Zonierungsmustern ausgewählter Hauptelemente. Erläuterungen siehe Kap. 2.4.11.. Zugehörige Zonierungsmuster der Spurenelemente Li, Be und B siehe nächste Seite.

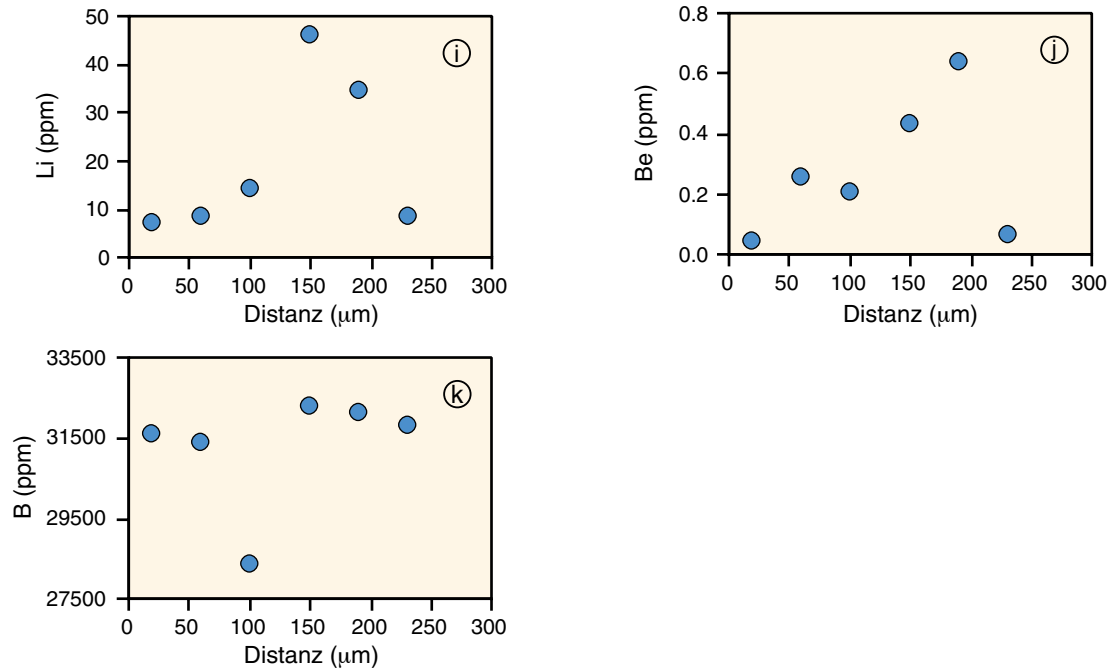


Abb. 2-29 Fortsetzung Turmalin-Profil der Quarzit-Probe I23-9 mit den Zonierungsmustern der drei leichten Spurenelemente Li (Messfehler 0.7 - 4.0 %), Be (Messfehler 6.1 - 45.4 %) und B (Messfehler 0.01 - 0.5 %). Nähere Erläuterungen siehe Kapitel 2.4.11..

2.5. P-T Bedingungen

Es stehen verschiedene Informationsquellen zur Verfügung, um die Metamorphose-Bedingungen der Metapelite von Ikaria zu bestimmen, vor allem thermometrische und barometrische P-T Abschätzungen. Auch chemische Zonierungen einzelner Minerale können Aufschluss über die Bildungsbedingungen der Gesteine geben. Anhand von Einschlussphasen (Relikte) ist es möglich, Mineralreaktionen zu rekonstruieren. Außerdem kann der Stabilitätsbereich der Gesteine durch eine charakteristische Paragenese und fazieskritische Minerale eingegrenzt werden (petrogenetische Netze). Im Folgenden werden thermobarometrische Berechnungen und Stabilitätsfelder der wichtigsten Minerale vorgestellt.

2.5.1. Thermobarometrische Berechnungen

Für die Temperatur-Berechnungen der Metapelite bieten sich Granat-Biotit-Thermometer an, da in fast allen Ikaria-Proben beide Phasen koexistieren. Es wurden die beiden Formulierungen von Perchuk & Lavrent'eva (1983) und von Holdaway et al. (1997) verwendet (vgl. Kap. 1.3.2.). Bei den Temperatur-Abschätzungen wurden sowohl EMS-Analysen der Kernbereiche von Granat und Biotit als auch der Randbereiche beider Phasen miteinander verrechnet. Diese Vorgehensweise wurde aufgrund eines deutlichen Wachstumszonarbaus im Granat gewählt (Kap. 2.4.5.). Hingegen sind die Biotite relativ homogen ausgebildet (Kap. 2.4.3.), da sie sich schneller als der Granat an sich ändernde P-T

Bedingungen anpassen. In der Regel wurden sich berührende Granat-Biotit-Paare für die Berechnungen verwendet. In einigen Fällen mussten jedoch Biotite und Granate genommen werden, die nicht im Kontakt zueinander lagen. Dennoch treten keine gravierenden Temperatur-Abweichungen auf, da die Biotite unabhängig von ihrer textuellen Position im Gestein überall die gleiche chemische Zusammensetzung aufweisen.

Den Temperaturhöhepunkt während der Metamorphose spiegelt der Mg-Fe-Austausch zwischen innerem Granat-Rand und Biotit wieder. Die Temperaturberechnungen zwischen Biotit-Rand und innerem Granat-Rand erfolgten unter Annahme von Gleichgewicht zwischen beiden Phasen. Im Gegensatz dazu kann nicht davon ausgegangen werden, dass die Granat-Kerne mit den "jetzigen" Biotiten im Gleichgewicht standen. Dennoch wurden Kern-Temperaturen berechnet, um einen Anhaltspunkt zu erhalten. Bei den Abschätzungen wurden immer Drücke von 6 kbar und 16 kbar angenommen, bei einzelnen Proben zudem 10 kbar. Die errechneten Kern- und Rand-Temperaturen sind Tabelle 2-3 und Tabelle 2-4 zu entnehmen. Es wird ersichtlich, dass die errechneten Temperaturen beider Formulierungen jeweils relativ einheitlich in einem Bereich der unteren Amphibolit-Fazies liegen. Die Ergebnisse nach Holdaway et al. (1997) sind teilweise um 30 - 50 °C höher. Außerdem fällt auf, dass bei der Hälfte der Metapelite die Kern-Temperaturen niedriger als die Rand-Temperaturen liegen, während die restlichen Proben eine umgekehrte Temperatur-Verteilungen zeigen. Im ersten Fall geben die Temperaturen eine prograde Entwicklung der Gesteine wieder. Dies unterstreicht auch die glockenförmige Mn-Zonierung im Granat (Kap. 2.4.5.). Der Verteilungskoeffizient für Mn in Metapeliten ist immer zugunsten von Granat und bei niedrigen Temperaturen am höchsten. Im zweiten Fall muss darauf hingewiesen werden, dass bei fast allen granatführenden Proben eine retrograde Überprägung vorhanden ist. Ist dieser Effekt relativ ausgeprägt, so können höhere Rand-Temperaturen als Kern-Temperaturen zustande kommen. Fließen außerdem die 2σ -Fehler in die Betrachtung mit ein, dann liegen bei den meisten Proben die Kern- und Rand-Temperaturen so eng beieinander, dass sie nicht mehr auflösbar sind (Tab. 2-3, 2-4).

Die Druck-Abschätzungen wurden mit dem GASP-Barometer (Kozioł & Newton 1988) [Kap. 1.3.2.] bei angenommenen Temperaturen von 600 °C und 1000 °C durchgeführt. Für die Berechnungen kamen insgesamt vier disthenführende Metapelite-Proben in Frage. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2-5 aufgelistet. Die abgeschätzten Druck-Bereiche liegen relativ eng beieinander und es können in der Regel etwas höhere Kern-Drücke von etwas niedrigeren Rand-Drücken ($T = \text{konst.}$) unterschieden werden. Allerdings müssen auch hier wie bei den Temperaturen die 2σ -Fehler berücksichtigt werden (Tab. 2-5).

In der Probe I45-4 gibt es ererbte Granatkerne (sehr niedrige Ca-Gehalte) und kernnahe Labradorit-Einschlüsse außerhalb der Granat-Relikte. Zudem koexistieren in der Matrix Albite mit Oligoklasen (Kap. 2.4.1., Kap. 2.4.5.). Es wurden Drücke mit allen drei Plagioklas-Zusammensetzungen berechnet (Tab. 2-5), die allerdings nicht alle repräsentativ sind. Die mit der Labradorit-Zusammensetzung

ermittelten Kern-Drücke zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Kern-Drücken der anderen drei Proben. Dabei wurde eine Granat-Zusammensetzung des äußeren Kernes verwendet und nicht der ererbten Granat-Kerne. Dies ist wichtig, da aus den P-T-Bedingungen detritischer Kerne nicht unbedingt auf die P-T Entwicklung des Metapelits geschlossen werden kann. Zudem ist zu berücksichtigen, dass bei einem Metamorphosegrad der unteren Amphibolit-Fazies normalerweise keine (fast) reinen Albite stabil sind. Somit stellen die Albite höchst wahrscheinlich Relikte eines prograden Stadiums dar. Deshalb sind die Druck-Berechnungen als unrealistisch einzuschätzen, was die recht großen Drücke unterstreichen (Tab. 2-5). Mit Hilfe der Oligoklase können nun Rand-Drücke ermittelt werden, die in etwa reale Druck-Bedingungen widerspiegeln sollten. Die Rand-Drücke der Probe I45-4 liegen immer über den Kern-Drücken und sind zudem deutlich höher als bei den anderen Metapeliten (Tab. 2-5). Die ebenfalls mit der Oligoklas-Zusammensetzung errechneten Kern-Drücke sind mit Vorsicht zu behandeln (s.o.), unterscheiden sich aber nicht gravierend von den ermittelten Kern-Drücken der Labradorit-Einschlüsse.

Für drei Metapelite-Proben wurden die Equilibrierungsbedingungen graphisch ermittelt. In Abb. 2-30 wurden exemplarisch die nach Perchuk & Lavrent'eva (1983) errechneten Temperaturen (V_2) benutzt. Aus der Graphik ist erkennbar, dass die Schnittbereiche recht gut beieinander liegen (Temperaturen: 520 - 620 °C, Drücke: 5.5 - 10 kbar).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Metapelite der Insel Ikaria eine prograde Entwicklung, eine Equilibrierung und eine kurze retrograde Überprägung innerhalb der unteren Amphibolit-Fazies erfahren haben.

2.5.2. Mineralreaktionen und Stabilitätsfelder

Die Metapelite der Insel Ikaria weisen eine bestimmte Paragenese auf, durch die eine Eingrenzung der Metamorphose-Bedingungen möglich ist. Die Stabilitätsbereiche der einzelnen Phasen können Auskunft über Minimal-Maximal-Drücke und/oder -Temperaturen geben. In Abbildung 2-31 sind die wichtigsten Phasengrenzen bzw. Mineralreaktionen dargestellt. So liefert beispielsweise im KFASH-System die Fe-Staurolith-in-Reaktion eine Minimal-Temperatur, ebenso wie eine mögliche granatbildende Reaktion im gleichen System. Die Stabilitätsbereiche beider Minerale beginnen in etwa bei 450 °C (KFASH-System). Hingegen repräsentiert die Muskovit+Quarz-out-Reaktion (KFASH-System) eine Maximal-Temperatur. Zudem ergeben sich Minimal-Drücke aus der Disthen-in-Reaktion. In der Abbildung 2-x2 sind zwei Systeme (KFASH, KFMASH) dargestellt, die nur einen Anhaltspunkt der Equilibrierungsbedingungen geben können. Es handelt sich hierbei um sehr vereinfachte Systeme, die in der Natur weitaus komplexer sind (z.B. Ca-Mn-Gehalte im Granat oder Zn-Konzentrationen in Staurolith sind nicht berücksichtigt). Außerdem fehlen bei den meisten metapelitischen Proben von Ikaria aussagekräftige Einschlussphasen, anhand derer ein P-T Pfad rekonstruiert werden könnte. Die einzige Probe mit Fe-Chlorit- und Labradorit-Einschlüssen in Granat ist der Metapelite I45-4.

Tab. 2-3 Berechnete Granat-Biotit Temperaturen (Perchuk & Lavrent'eva 1983) für die Metapelite von Ikaria

Probe Ikaria	P (kbar)	Kern-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)	Rand-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)
I23-8	6 ⁻³	576	16	556	24
	10 ⁺¹	551	16	531	24
	10 ⁺²	566	16	545	24
	16 ⁺¹	514	16	495	24
	16 ⁺²	550	16	530	24
I34-1	6 ⁻³	568	14	550	16
	16 ⁺¹	507	14	490	16
	16 ⁺²	542	14	524	16
I35-10	6 ⁻³	574	22	567	40
	10 ⁺¹	549	20	543	40
	10 ⁺²	563	20	557	40
	16 ⁺¹	511	20	506	38
	16 ⁺²	547	22	541	40
I36-1	6 ⁻³	534	36	562	12
	16 ⁺¹	475	34	501	12
	16 ⁺²	509	34	536	12
I45-4	6 ⁻³	494	20	566	22
	16 ⁺¹	438	18	504	20
	16 ⁺²	470	20	540	22
I102-2	6 ⁻³	545	26	505	18
	10 ⁺¹	521	26	482	18
	10 ⁺²	535	26	495	18
	16 ⁺¹	484	28	448	18
	16 ⁺²	520	26	481	18
I103	6 ⁻³	571	24	540	24
	10 ⁺¹	546	24	516	24
	10 ⁺²	560	24	529	24
	16 ⁺¹	509	22	480	22
	16 ⁺²	544	24	514	24
I105-1	6 ⁻³	531	10	548	12
	16 ⁺¹	471	10	488	10
	16 ⁺²	505	10	522	10
I105-3	6 ⁻³	566	24	553	20
	10 ⁺¹	540	28	529	18
	10 ⁺²	556	24	543	18
	16 ⁺¹	500	30	525	92
	16 ⁺²	536	32	561	96
I108	6 ⁻³	494	16	541	40
	16 ⁺¹	437	14	481	38
	16 ⁺²	469	14	515	40
I110	6 ⁻³	584	16	553	30
	16 ⁺¹	521	16	492	28
	16 ⁺²	557	16	527	28
I123-3	6 ⁻³	459	10	558	36
	16 ⁺¹	438	10	506	20
	16 ⁺²	470	10	542	22

⁺¹ $V_1 = -0.0577$ cal/bar⁺² $V_2 = -0.0246$ cal/bar⁺³ $V_1 + V_2 \rightarrow 0$

Tab. 2-4 Berechnete Granat-Biotit-Temperaturen (Holdaway et al. 1997) für die Metapelite von Icaria.

Probe Icaria	P (kbar)	Kern-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)	Rand-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)
I23-8	6	544	32	506	60
	10	563	36	529	62
	16	600	38	563	62
I34-1	6	565	24	541	36
	16	630	38	594	40
I35-10	6	607	34	610	108
	10	629	34	631	108
	16	661	40	663	110
I36-1	6	550	70	605	26
	16	596	72	654	26
I45-4	6	466	24	576	46
	16	513	26	633	48
I102-2	6	547	58	480	26
	10	522	156	499	28
	16	599	60	527	30
I103	6	602	52	547	44
	10	624	54	568	44
	16	657	54	599	46
I105-1	6	507	40	552	20
	16	557	40	604	22
I105-3	6	582	56	556	40
	10	604	56	577	42
	16	627	96	610	42
I108	6	447	80	522	98
	16	494	80	575	102
I110	6	614	42	576	60
	16	673	46	627	62
I123-3	6	433	24	554	60
	16	480	26	610	64

Tab. 2-5 Berechnete Drücke der disthenführenden Metapelite-Proben von Icaria (GASP-Barometer)

Probe Icaria	T (°C)	Kern-Druck (bar)	Fehler (2σ)	Rand-Druck (bar)	Fehler (2σ)
I23-8	600	7931	1366	7760	546
	1000	16519	2178	16303	882
I35-10	600	9900	482	9064	990
	1000	19657	760	18372	1554
I45-4	600 ^{*1}	10435 ^{*1}	1173 ^{*1}	12088v	1073 ^{*1}
	1000 ^{*1}	20333 ^{*1}	1777 ^{*1}	22720 ^{*1}	1696 ^{*1}
	600 ^{*2}	23764 ^{*2}	6980 ^{*2}	24765 ^{*2}	2288 ^{*2}
	1000 ^{*2}	39487 ^{*2}	10642 ^{*2}	40857 ^{*2}	3422 ^{*2}
	600 ^{*3}	7752 ^{*3}	146 ^{*3}		
	1000 ^{*3}	16003 ^{*3}	377 ^{*3}		
I103	600	8727	1618	7817	392
	1000	17773	2428	16408	620

^{*1} Matrix-Oligoklase^{*2} Matrix-Albite^{*3} kernnahe Labradorit-Einschlüsse in Granat

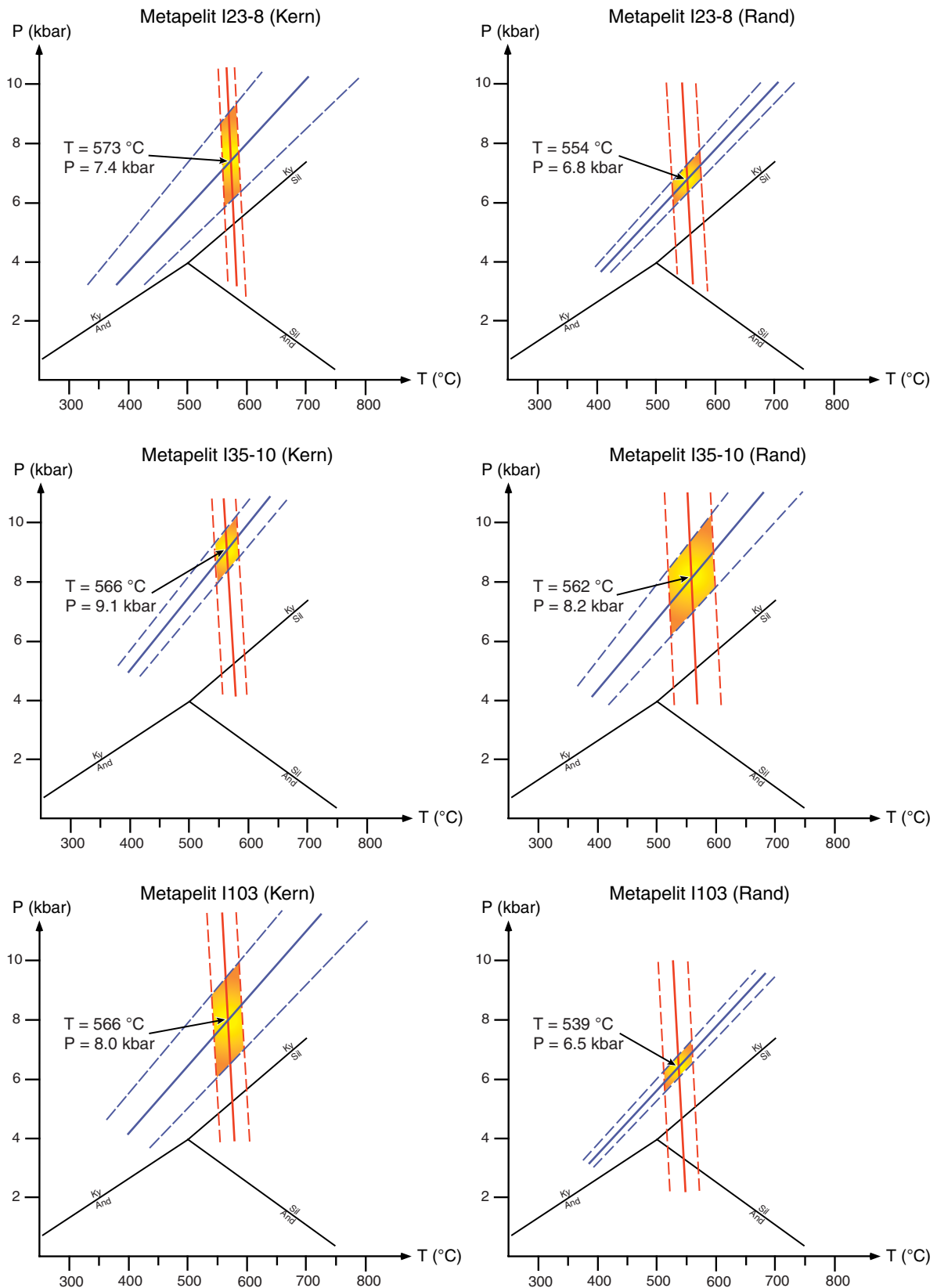


Abb. 2-30 Equilibrierungsbedingungen von drei Metapelit-Proben der Insel Ikaria. Dargestellt sind die Schnittfelder der errechneten Temperaturen (vertikale Linien, Perchuk & Lavrent'eva 1983) [$V_2 = -0.0246$ cal/bar] und Drücke (Linien mit positiver Steigung, GASP-Barometer, Koziol & Newton 1988). Die durchgezogenen Linien geben Mittelwerte an, die gestrichelten Linien die 2σ -Abweichungen.

3. Li, Be und B in metapelitischen Gesteinen des Künischen Gebirges (Böhmische Masse, Variszisches Orogen)

3.1. Geologischer Überblick

3.1.1. Die Böhmische Masse als Teil des variszischen Orogens

Die *Böhmische Masse* zählt zu den variszisch geprägten Gesteinskomplexen in Mitteleuropa (Abb. 3-1), die Zeugnisse einer früheren Orogenese (spätes Ordovizium bis Permokarbon) darstellen. Die geodynamische Entwicklung der *Varisziden* ist recht kompliziert, da sie durch die Driftgeschichte mehrerer Kontinente und Mikrokontinente gesteuert wurde. Im Wesentlichen handelte es sich um die Kollision eines Südkontinentes *Gondwana* mit einem Nordkontinent *Laurasia* und zwischenliegenden Terranes (*Avalonia* und *Armorica*) [Tait et al. 1997]. Das Resultat im ausgehenden Karbon war der Großkontinent *Pangäa* mit einem komplexen Gebirgszug, der sich vom östlichen Nordamerika über Nordafrika, die Iberische Halbinsel und weite Teile Europas bis in den Kaukasus erstreckte (Franke 1989). Heute treten die Reste dieses Orogens als isolierte und stark erodierte Kristallinmassive aus einer mesozoisch-känozoischen Sedimentbedeckung hervor. Diese reliktsch aufgeschlossenen Gesteinskomplexe Mitteleuropas können in drei Zonen unterteilt werden (von Nordwest nach Südost): *Renoherzynikum*, *Saxothuringikum* und *Moldanubikum* (Abb. 3-1) [Kossmat 1927]. Die Gliederung basiert auf lithologisch-tektonischen Gesichtspunkten, den auftretenden Metamorphosegraden und Anteilen orogener Granitplutone. Darüber hinaus lässt sich das Renoherzynikum dem Mikrokontinent Avalonia zuordnen, während die größten Teile des Saxothuringikums und Moldanubikums dem Terrane Armorica entsprechen. Eine solche Zuordnung kann durch die Kombination paläomagnetischer Daten und geochronologischer Altersstrukturen getroffen werden (Franke 1989; Matte et al. 1990; Tait et al. 1997).

Die Böhmische Masse ist ein kompliziert aufgebautes Kristallinmassiv, das sich über Teile Deutschlands, Polens, der Tschechischen Republik und Österreichs erstreckt. Der Komplex setzt sich aus saxothuringischen und moldanubischen Gesteinsserien zusammen. Letztere bestehen hauptsächlich aus Hochtemperatur-Niederdruck-(HT-LP-)Metamorphiten und Granitoiden. Das Moldanubikum der Böhmischen Masse teilt sich wiederum in *Teplá-Barrandium* im Norden bzw. Westen und *Moldanubikum sensu stricto* (s.str.) im Süden bzw. Osten auf (Abb. 3-2) [Tollmann 1982; Matte et al. 1990]. Beide Einheiten enthalten neben den typischen hochgradigen Gesteinen und Plutonen auch niedrig- bis mittelgradige Metasedimente. Als Zonengrenzen fungieren zwei duktile Scherzonen (spätvariszisch), die NE-SW-streichende *Zentralböhmische Scherzone* und die NW-SE-verlaufende *Westböhmische Scherzone* (Zulauf 1994). Für das Teplá-Barrandium sind neben den Metasedimenten und Metavulkaniten auch nicht-metamorphe Sedimentserien (Kambrium bis Devon) charakteristisch. Im Süden, an der Grenze zum Moldanubikum s.str., treten zudem nicht-metamorphe Gabbros und Amphibolite (*Gabbro-Amphibolit-Masse von Neukirchen-Kdyne*) auf (O' Brien &

Carswell 1993; Zulauf 1994). Die metamorphen Gesteine weisen eine Zunahme des Metamorphosegrades vom inneren Kern (prehnit-pumpellyit- bis grünschieferfaziell) des Teplá-Barrandiums zu den peripheren Bereichen im Nordwesten (u.a. Disthen in Metasedimenten) auf (O' Brien & Carswell 1993; Dallmeyer & Urban 1998). Ihre Metamorphosealter wurden als cadomisch (Kambrium bis Proterozoikum) [Franke 1989; Dallmeyer & Urban 1998] und teilweise auch frühvariszisch (Devon) [Dallmeyer & Urban 1998] bestimmt. Im Gegensatz dazu stehen die höher temperierten Gneise, Migmatite und Intrusiva des Moldanubikum s.str. mit rein karbonischen Metamorphosealtern (Kröner et al. 1988; Matte et al. 1990). Das Moldanubikum s.str. wird nochmals unterteilt in die liegende *Drosendorf-Einheit* und die hangende *Gföhl-Einheit* (Abb. 3-2) [Tollmann 1982]. In der Gföhl-Einheit, die in Form von tektonischen Klippen auftritt, herrschten die höchsten Druck-Temperatur-Bedingungen (Matte et al. 1990). Zeugnisse für ein Hochdruck-Hochtemperatur-(HP-LT-)Ereignis liefern zahlreiche Granulite mit assoziierten Eklogiten, Pyroxeniten und Granat-(Spinell-)Peridotiten (O' Brien & Carswell 1993; Medaris et al. 1995, 1998).

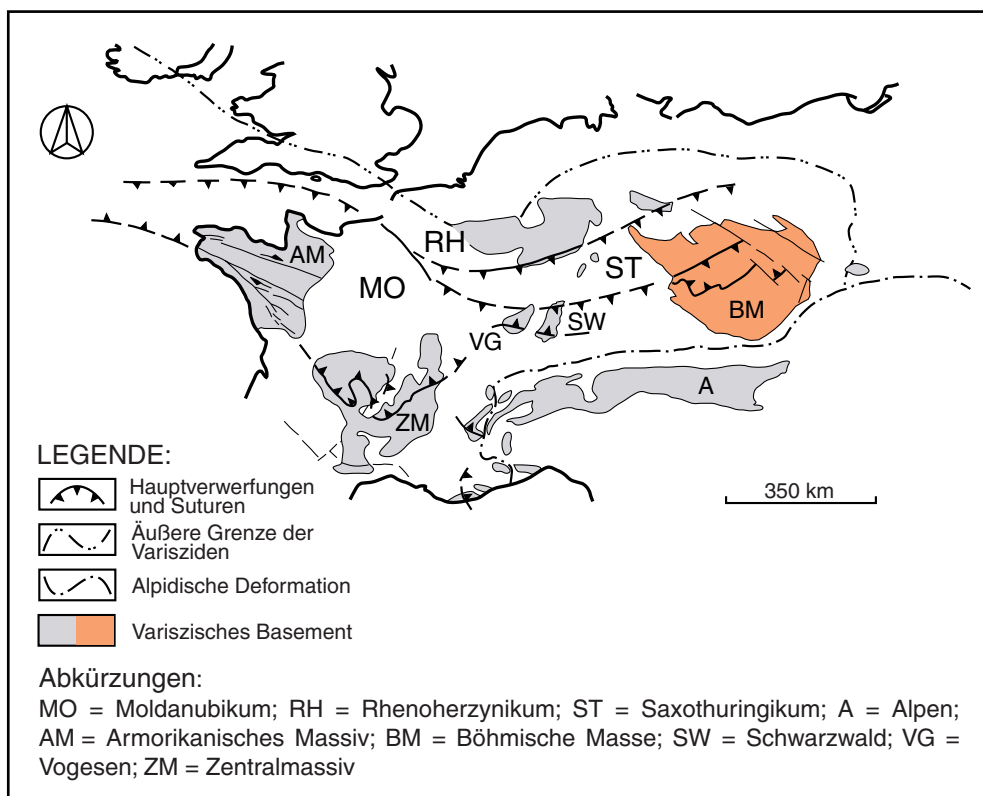


Abb. 3-1 Übersicht der variszischen Gesteinskomplexe in Mitteleuropa (modifiziert nach Franke 1989)

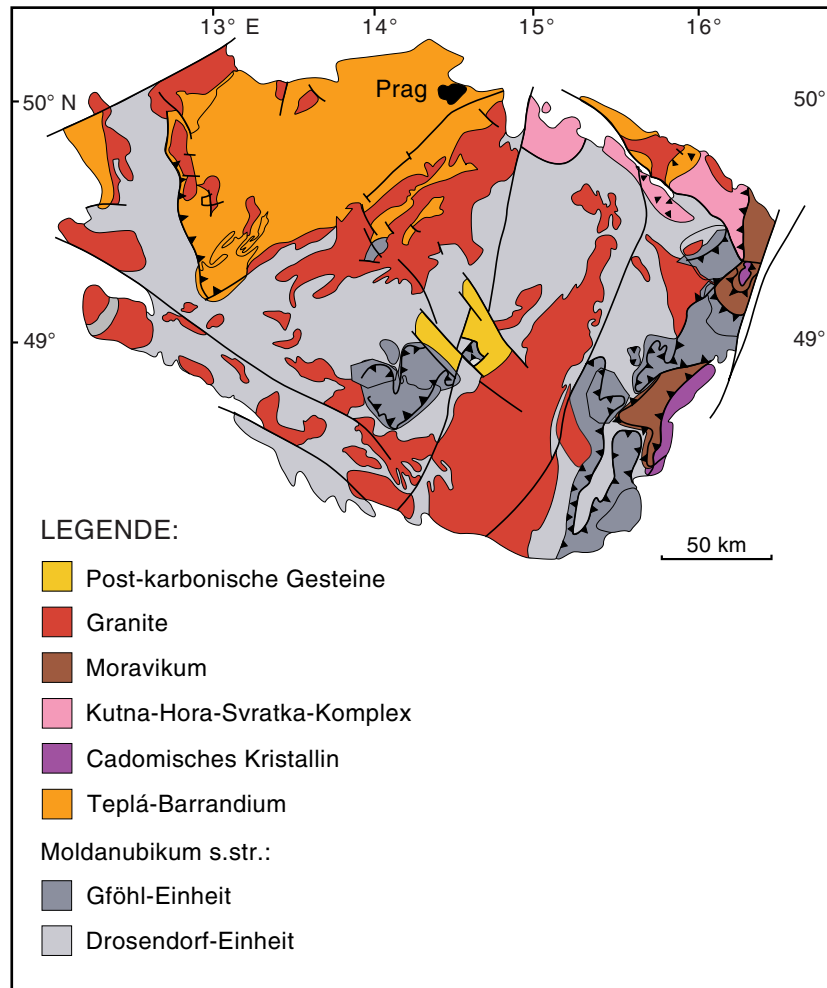


Abb. 3-2 Geologische Übersichtskarte der Böhmisches Masse (modifiziert nach Medaris et al. 1995)

3.1.2. Das Künische Gebirge

Das *Künische Gebirge* gehört zum Moldanubikum s.str. der Böhmisches Masse und besitzt deutsche und tschechische Anteile (Abb. 3-3). Es handelt sich um ein Areal mit überwiegend niedrig- bis mittelgradigen Metamorphiten (Schiefer und Gneise), deren Mineralbestand sowohl von den Druck-Temperatur-Bedingungen als auch vom unterschiedlichen Eduktgesteinschemismus abhängt. Neben Metapeliten, Metapsammiten und Metagrauwacken treten Einschaltungen von Quarziten, Marmoren, Amphiboliten und Kalksilikaten auf (Blümel & Schreyer 1974; Pitra 1996). Im Süden werden die Gesteine des Künischen Gebirges von HT-LP-Metamorphiten (Gneise und Migmatite) begrenzt (Kalt et al. 1999, 2000a), während im Norden höhergradige Einheiten der Zentralböhmisches Scherzone die Grenze zum Teplá-Barrandium markieren.

Auf der deutschen Seite des Künischen Gebirges wurde eine ungestörte Abfolge von vier metamorphen Zonen festgestellt (Blümel & Schreyer 1974, 1976). Basierend auf Indexmineralen ergaben sich von Norden nach Süden folgende Mineralisograden: Andalusit-Muskovit-Isograde, Sillimanit-Muskovit-Isograde, Sillimanit-Kalifeldspat-Isograde, Cordierit-Kalifeldspat-Isograde. Daraus läßt sich eine Zunahme der Druck-Temperatur-Bedingungen ableiten, von ca. 500 °C (Minimal-

Temperatur) für grünschieferfazielle Gesteine an der Grenze zum Teplá-Barrandium im Norden bis zu 650 - 700 °C für Anatexite im südlich angrenzenden Bayerischen Wald (Abb. 3-3) [Blümel & Schreyer 1974, 1976]. Dieser Beobachtung stehen eine Reihe neuerer Untersuchungen gegenüber, die zu abweichenden Ergebnissen führen. Druck-Temperatur-Daten für cordieritführende Migmatite des Bayerischen Waldes weisen auf höhere Metamorphosebedingungen für die Cordierit-(Granat-) Kalifeldspat-Zone des südlichen Moldanubikum s.str. hin (Kalt et al. 1999, 2000a). Druck-Temperatur-Abschätzungen an diesen Gesteinen ergaben für den Höhepunkt der Metamorphose 0.5 - 0.7 GPa und 800 - 850 °C (Kalt et al. 1999). Desweiteren gibt es Anzeichen für eine tektonische Grenze zwischen den niedrig- bis mittelgradigen Metasedimenten des Künischen Gebirges und den höhergradigen Gneisen und Migmatiten des Bayerischen Waldes (Konrad et al. 1999). Forschungen auf der tschechischen Seite des Künischen Gebirges deuten ebenfalls auf eine tektonische Grenze zwischen hochtemperierten Migmatiten und niedriggradigeren Gneisen bzw. Glimmerschiefern hin (Abb. 3-3) [Pitra 1999]. Zudem unterscheidet Babúrek (1991, 1995) im tschechischen Teil des Künischen Gebirges drei lithologische Segmente mit verschiedenen Druck-Temperatur-Pfaden. Das nördliche Segment unterlag einem Hochdruck-Stadium (450 °C, 1.0 GPa), während der südöstliche Teil progressive barrowfazielle Bedingungen (500 - 590 °C, 0.55 - 0.65 GPa) zeigt und das südwestliche Segment eine Überprägung unter niedrigen Drücken (500 - 525 °C, 1 - 2 GPa) aufweist. Diese Ergebnisse sprechen gegen eine kontinuierliche metamorphe Entwicklung der Metapelite auf tschechischer Seite.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass ein weitaus komplexerer Aufbau des Künischen Gebirges vorliegen muss als in der Vergangenheit beschrieben wurde und dass eine ungestörte metamorphe Zonenabfolge unwahrscheinlich ist.

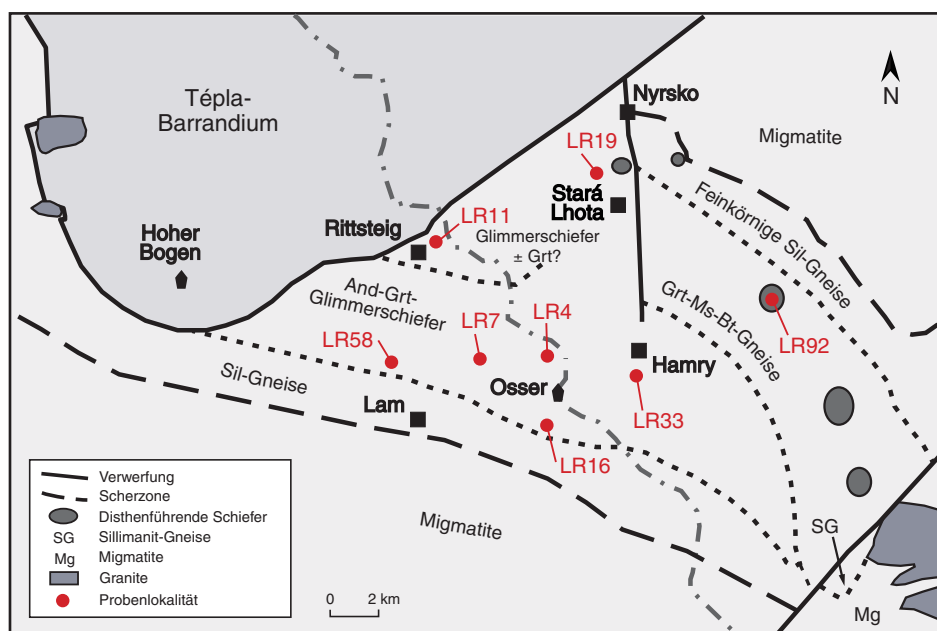


Abb. 3-3 Kartenausschnitt des Grenzbereiches Teplá-Barrandium zu Moldanubikum s.str. mit Probenlokalitäten (modifiziert nach Kaliwoda et al. 2001)

3.2. Probenauswahl und Probencharakteristik

Aus dem Künischen Gebirge stammen 8 Proben, deren Lokalitäten sich relativ gleichmäßig über dieses Areal verteilen. Die Gesteine gehören ausschließlich dem Moldanubikum s.str. an (Abb. 3-3). Den Hauptteil der Proben stellen Metapelite (6 Proben), die von einer Amphibolit- und einer Quarzit-Probe ergänzt werden.

Bei den Metapeliten handelt es sich um massige, graue, mittelkörnige Schiefer mit variierendem Mineralbestand (Tab. 3-1). Charakteristisch ist ihre deutlich ausgebildete Foliation mit schwach verfalteten (mm- bis cm-Bereich) Schieferungsflächen. Silbrige Muskovit-Strähnen und braungraue Biotit-Plättchen definieren die Foliation. Die Glimmer ziehen sich um große Quarz- bzw. Plagioklas-Körner und umhüllen schwarzrote Granat- und/oder Andalusit-Blasten. Zusätzlich wechseln hellweiße grobkörnige Quarz-(Plagioklas-)Lagen mit fein- bis mittelkörnigen, glimmerreichen Partien ab. Zum Teil verlieren sich die gewellten Foliationsflächen im Gestein, so dass die Schieferung weder scharflinig-durchgehend noch diskret ausgebildet ist. Solche Partien lassen einen unruhigen Eindruck entstehen. Des Weiteren sind für die meisten Metapelite große Granat-Blasten (\emptyset mm bis cm) kennzeichnend, die in Abhängigkeit der Probe entweder in glimmerdominierten Bereichen oder in quarzreichen Partien stecken. Dadurch existiert eine Art porphyrisches Gefüge. Auf den Foliationsflächen finden sich vereinzelt kleine, schwarze, stengelige Minerale (Turmalin und Staurolith), die relativ gleichmäßig in den jeweiligen Gesteinen verteilt sind.

Die massige, grüngraue, feinkörnige Amphibolit-Probe liegt ebenfalls schwach foliiert vor. Zudem ist das Gestein durch einen Wechsel von feinkörnigen mit groberen Partien lagig ausgebildet. Diese Bereiche werden hauptsächlich von Amphibol aufgebaut. Dazwischen sind dünne, weiße, konkordant verlaufende Quarz-Plagioklas-Lagen eingeschaltet. Außerdem fallen braune diskordante Risse in der Probe auf, die auf Verwitterungsflächen schließen lassen.

Der ausgewählte Quarzit ist ein weißliches mittelkörniges Gestein mit diffusen grün-braun-grauen Farbübergängen. Partienweise tritt eine schwache Mineraleinregelung auf, die durch Glimmer hervorgerufen wird.

Tab. 3-1 Übersicht der Proben aus dem Künischen Gebirge

Proben-Nr.	Gestein	Ausbildung	Mineralbestand*
LR4	Quarzit	geschiefert	Qtz, Ms, Bt, Chl, Cld, Grt, Ap, Zrn/Mnz, Ilm
LR7	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Tur, And, Ap, Ilm, Hem
LR11	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, Tur, Zrn/Mnz, Rt, Ilm, Mag
LR16	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, Tur, St, And, Ilm, Mag
LR19	Amphibolit	geschiefert	Qtz, Pl, Serizit, Chl, Amph, Ap, Spn, Ilm, Hem
LR33	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, Tur, Ilm
LR58	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, Tur, St, And, Ilm
LR92	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, Tur, St, Ap, Ilm, Hem, Gr

*Abkürzungen der Mineralnamen nach Kretz 1983

3.3. Petrographie

3.3.1. Metapelite

Andalusit-Glimmerschiefer:

Nach dem Dünnschliffbefund setzt sich die Probe LR7 hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Chlorit, Turmalin, Andalusit, Ilmenit und Hämatit zusammen (Tab. 3-1). Es besteht eine Wechselfolge aus quarzreichen Partien und glimmerreichen Lagen, die von großen poikilitischen Andalusit-Leisten (\varnothing mehrere mm) unterbrochen wird. Die Andalusit-Einschlüsse sind der Tab. 3-2 zu entnehmen. Zusätzlich durchziehen grobkörnige konkordante Quarz-Lagen den Schiefer. Vereinzelt Turmalin-Körner (Kopfschnitte mit \varnothing ca. 500 μ m) sind ebenfalls vorhanden, die teilweise zoniert mit blaugrünen Kernen und olivgrünen Rädern auftreten (Abb. 3-4). Des Weiteren sind eingeregelt, der Foliation folgende Ilmenit-Stengel und braune Biotit-Leisten vorhanden. Dieser Andalusit-Glimmerschiefer ist bezüglich des Mineralbestandes recht einfach zusammengesetzt und weist keine unterschiedlichen Mineralgenerationen auf.

Tab. 3-2 Mineralparagenesen in den Metapeliten des Künischen Gebirges

Probe	Einschlüsse in Blasten		Syn-Foliation	Retrograd
		P0 - P1	P1	P2
LR4			Qtz, Ms, Bt, Cld, Grt, Ap, Zrn/Mnz, Ilm	Chl
LR7	P0-P1	And: Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Tur, Ilm, Hem	Qtz, Pl, Ms, Bt, Tur, And, Ap, Ilm, Hem	Chl
LR11	P0	Grt: Qtz, Ep, Ilm, Mag	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl?, Grt, Tur, Zrn/Mnz, Rt, Ilm, Mag	Chl
LR16	P0-P1	Grt: Qtz, Bt, Chl, Tur, Ilm	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, Tur, St, And, Ilm, Mag	Chl
	P0-P1	And: Qtz, Pl?, Ms, Bt, Chl, Tur in St, Ilm		
LR19			Qtz, Pl, Amph, Ap, Spn, Ilm, Hem	Chl, Serizit
LR33	P0	Grt: Qtz, Ms, Ms in Ilm, Ilm, Fe-Chl, Fe-Cld, Apt	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, Tur, Ilm	Fe-Mg-Chl
LR58	P0-P1	Grt: Qtz, Ms, Bt, Chl, Chl in St, St, Tur, Ilm, Mag	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, Tur, St, And, Ilm	Chl
	P0-P1	And: Qtz, Ms?, Bt, Chl, St, Ilm		
LR92	P0	Grt: Qtz, Pl, Ms, Bt, Fe-Chl, Ilm	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, Tur, St, Ap, Ilm, Hem, Gr	

Abkürzungen: P: Paragenese; 0: nur als Einschluss in Blasten; 1: Matrixmineral, gleichzeitig mit der Foliation gebildet, z.T. auch als Einschluss in Blasten; 2: später als die Foliation gebildet

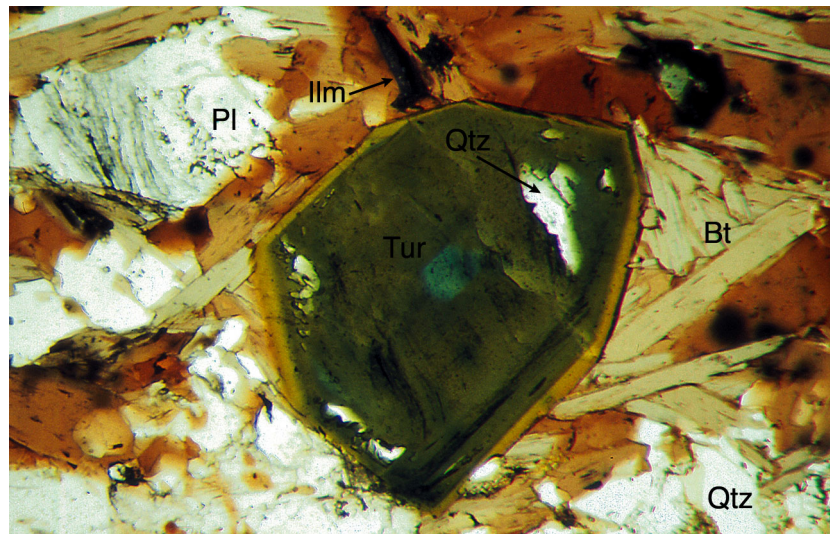


Abb. 3-4 Dünnschliff-Foto der Metapelit-Probe LR7 (Erläuterungen siehe Text)

Granat-Glimmerschiefer:

Im Dünnschliff lassen sich die wichtigsten Minerale der Probe LR11 bestimmen: Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, Turmalin, Ilmenit und Magnetit (Tab. 3.1). Die Granate bilden große Blasten innerhalb einer feinkörnigen glimmerreichen Matrix, so dass ein porphyrisches Gefüge entsteht (Abb. 3-5). Diese hypidiomorphen bis xenomorphen Granate (\varnothing ca. 1 mm) besitzen eckig-kantige Kornformen und werden von vielen regellosen Rissen und Einschlüssen (Quarz, Epidot, Ilmenit, Magnetit) durchzogen. Epidot kommt nur als Einschluss-Mineral vor und ist nicht in der Grundmasse präsent (Tab. 3-2). Auffallend sind die grünen Chlorit-Bahnen (primär?) im Gestein. Des Weiteren treten olivgrüne Biotite auf. Schwarze Ilmenit-Stengel und Magnetit-Körner verteilen sich in der Probe. Sehr selten treten Ilmenit-Stengel auf, die eine titanreiche (Rutil) und eine eisenreiche (Magnetit) Phase entmischt haben (lokales Phänomen). Zudem sind kleine Turmaline (\varnothing 50 - 80 μ m) in der Matrix verstreut, deren Farbzonierungen (Kern blaugrün, Rand olivgrün) nur schwer zu erkennen sind.

Der glimmerreiche Metapelit LR33 ähnelt sowohl strukturell als auch im Mineralbestand der Probe LR11. Die wesentlichen Phasen sind Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit (braun), Chlorit, Granat, Turmalin und Ilmenit (Tab. 3-1). Kennzeichnend sind große, hypidiomorphe bis xenomorphe Granate (\varnothing 2 - 4 mm), die Ilmenit-Stengel als Einschlüsse enthalten (Abb. 3-6). Diese Ilmenite zeichnen die Foliation der Matrix nach und stellen mit den meist oval-gelängten Granat-Blasten ein Indiz für syndeformatives Wachstum dar. Außerdem wurden die Granate zu einem späteren Zeitpunkt segmentartig zerbrochen. Als Einschluss-Phasen sind neben Ilmenit noch Quarz, Muskovit, Chlorit, Chloritoid und Apatit zu nennen. Interessant ist, dass Chloritoid nur in Granat eingeschlossen ist und nicht in der Grundmasse zu finden ist (Tab. 3-2). Des Weiteren gibt es einzelne idiomorphe, leicht rotierte Granate. Um diese Körner liegen randlich feine Quarz-, Plagioklas- und Glimmer-Rekristallisationen. Zudem treten in der Grundmasse einzelne Turmalin-Stengel mit Längen bis zu 400 μ m auf (Abb. 3-7).

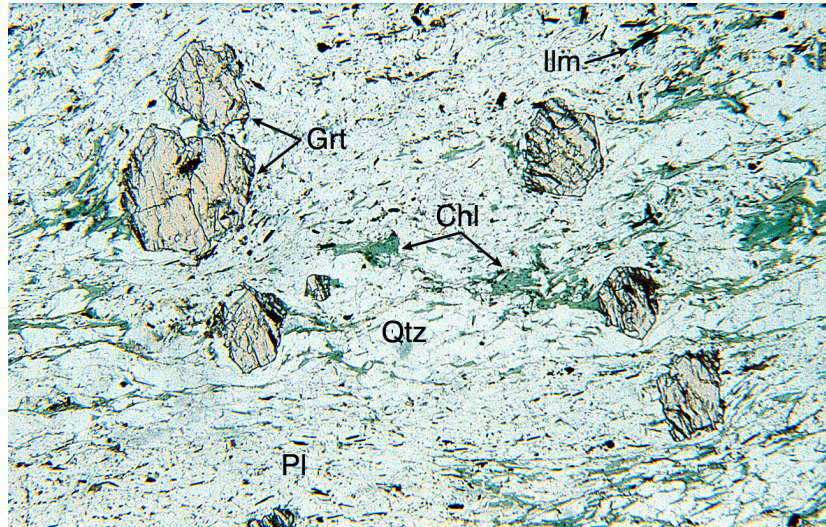


Abb. 3-5 Dünnschliff-Foto der Metapelit-Probe LR11 (Erläuterungen siehe Text)

Andalusit- Granat-Staurolith-Glimmerschiefer:

Der Dünnschliffbefund zeigt für die Probe LR16 folgenden Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, Turmalin, Staurolith, Andalusit, Ilmenit und Magnetit (Tab. 3-1). Charakteristisch für diesen Schiefer sind große, xenomorphe, teilweise abnorme Granat-Blasten (\varnothing 3 - 4 mm), die mit großen einschlussreichen Andalusiten koexistieren. In beiden Mineralen sind kleine grüne Turmalin-Körner (\varnothing 50 - 80 μ m) eingeschlossen, die außerdem recht zahlreich in der Matrix auftreten. Des Weiteren kommen Quarz, Biotit, Chlorit und Ilmenit als Einschluss-Phasen in Granat hinzu (Tab. 3-2). Die dünnen eingeregelteten Ilmenit-Stengel zeichnen teilweise im Granat die Foliation der Matrix nach (Hinweis auf syndeformatives Granat-Wachstum) [Abb. 3-6]. Zudem fallen dunkelgrüne Biotit-Leisten auf.

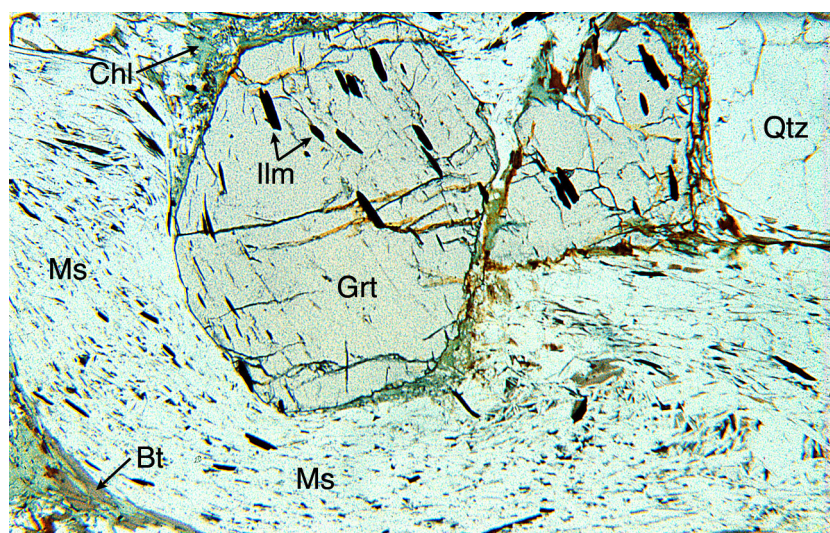


Abb. 3-6 Dünnschliff-Foto der Metapelit-Probe LR33 (Erläuterungen siehe Text)

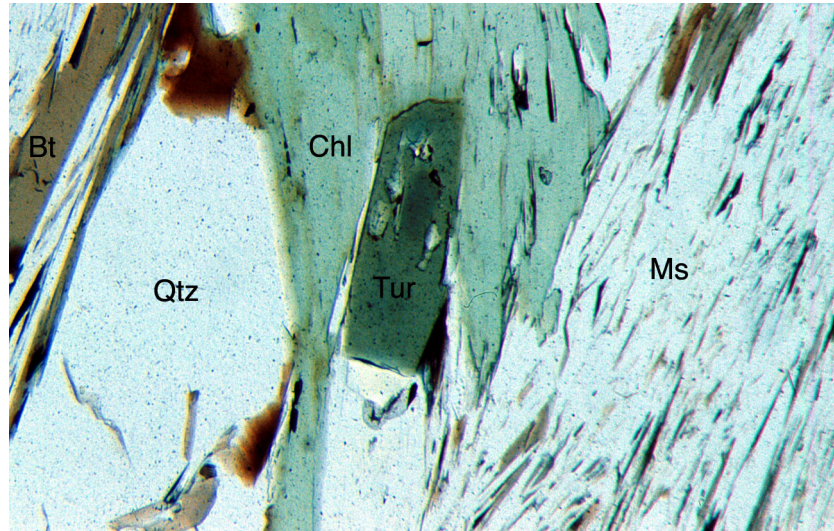


Abb. 3-7 Dünnschliff-Foto der Metapelit-Probe LR33 (Erläuterungen siehe Text)

Der Schiefer LR58 weist den gleichen Mineralbestand wie die Probe LR16 auf (Tab. 3-1). Große Granate (\varnothing ca. 1 - 2 mm) liegen häufig in den glimmerdominierten Partien. Die meist xenomorphen, ovalen Granat-Blasten enthalten einzelne Risse und zahlreiche Einschlüsse (Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit, Turmalin, Staurolith, Ilmenit) [Tab. 3-2]. Oft sind die eingeschlossenen Minerale unsortiert, regellos und gleichmäßig in den Granaten verteilt. Nur vereinzelt sind in Granat-Kernen feine nadelige Kränze zu beobachten (submikroskopisch nicht auflösbar, Glimmer?). Des Weiteren treten gut ausgebildete Ilmenit-Stengel auf, deren Kernbereiche Entmischungsstrukturen aufweisen (Abb. 3-7). Es kann eine titanreiche (Rutil) von einer eisenreichen (Magnetit?) Phase unterschieden werden. Solche Entmischungen treten sowohl in den Matrix-Ilmeniten als auch in den von Granat eingeschlossenen Körnern auf.

Granat-Staurolith-Glimmerschiefer:

Im Dünnschliff der Probe LR92 lassen sich folgende Phasen unterscheiden: Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Granat, Turmalin, Staurolith, Ilmenit, Hämatit und Graphit (Tab. 3-1). In den sehr glimmerreichen Lagen der Matrix und in Staurolithen gibt es Graphit-Einlagerungen. Bei einzelnen Turmalinen mit Zonarbau (blaugrüne Kerne, olivfarbene Säume) fällt auf, dass Graphit-Plättchen über die Korngrenzen hinweg laufen (Schnitteffekt?). Die großen, meist xenomorphen Granat-Körner (\varnothing ca. 2 - 3 mm) weisen zahllose Risse mit gelbbraunen Ablagerungen (Hämatit?) auf. Als Einschluss-Phasen in Granat sind Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Chlorit und Ilmenit vorhanden (Tab. 3-2). Die Ilmenit-Stengel innerhalb der Granate und auch in der Grundmasse sind foliationsparallel ausgerichtet. Zusätzlich kommen noch braune (Ti-reiche) Biotite hinzu.

3.3.2. Amphibolit

Der Dünnschliff LR19 bestätigt die Beobachtungen am Handstück. Der Amphibolit setzt sich aus den Mineralen Quarz, Plagioklas, Serizit, Chlorit, Amphibol, Apatit, Ilmenit, Hämatit und Titanit zusammen (Tab. 3-1). Das Gestein enthält sowohl in den feinkörnigen als auch in den etwas grobkörniger ausgebildeten Partien Amphibole (\varnothing im mm-Bereich). Konkordant zwischengelagert wechseln sich intakte Quarz-Plagioklas-Lagen mit angewitterten, serizitisierten feldspatreichen Bahnen ab. Zusätzlich laufen diskordante Risse mit sekundären Ablagerungen (Hämatit?) quer durch das Gestein. Die relativ kleinen Hämatit-Körner (\varnothing ca. $60 \mu\text{m}$) der Grundmasse sind in der Regel zoniert. Ilmenit und Titanit sind gleichmäßig über das Gestein verteilt, teilweise foliationsparallel eingeregelt und nur vereinzelt im Kontakt zueinander vorhanden (Titanit umrandet Ilmenit). Des Weiteren kommt grüner feinkörniger Chlorit-Fils in diesem Amphibolit vor.

3.3.3. Quarzit

Der Dünnschliff der Quarzit-Probe LR4 zeigt neben Quarz noch Muskovit, Biotit, Chlorit, Granat, Chloritoid, Zirkon oder Monazit, Apatit und Ilmenit. Die Anordnung der Quarz-Körner lässt ein Mosaikgefüge entstehen, das partienweise von eingeregeltten Glimmer-Blättchen unterbrochen wird. Zusätzlich kommen ausgerichtete Chloritoid-Stengel (pastellblau) hinzu. Der somit schwach foliierte Quarzit weist zudem skelettförmig ausgebildete Granate (\varnothing 1 - 2 mm) auf, die sich über das gesamte Gestein verteilen (Abb. 3-8). Als Glimmer sind helle Muskovit-Strähnen und olivgrüne Biotit-Leisten vertreten, letztere oftmals in sekundären Chlorit (mittelgrün) umgewandelt. Innerhalb dieser Mineral-Aggregate treten dünne Ilmenit-Nadeln (μm -Bereich) auf, die sich vereinzelt der Foliation anpassen.

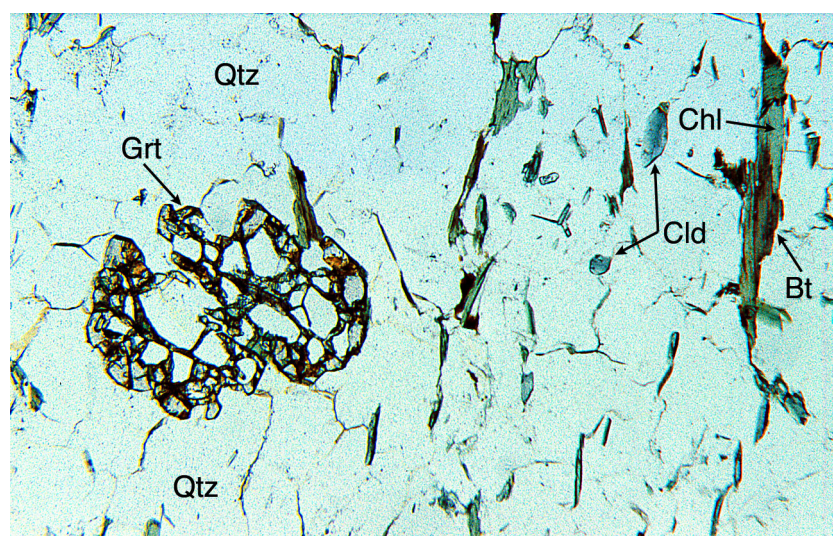


Abb. 3-8 Dünnschliff-Foto der Quarzit-Probe LR4 (Erläuterungen siehe Text)

3.4. Mineralchemie

3.4.1. Plagioklas

Alle sechs Metapelite aus dem Künischen Gebirge enthalten Plagioklas. Die chemische Zusammensetzung dieser Feldspäte reicht von Albit bis Oligoklas (An 3.50 - 25.54 Mol%), wobei die angegebene Variationsspanne durch den unterschiedlichen Gesamtgesteinschemismus der Proben hervorgerufen wird (Abb. 3-9). Meistens liegt die Standardabweichung vom Mittelwert der An-Gehalte in den Plagioklasen zwischen 0.78 Mol% und 1.50 Mol% (entspricht 1σ : 7.50 - 17.30 %). Die einzelnen Plagioklas-Körner dieser Metapelite sind bzgl. der Hauptelemente homogen ausgebildet. Im Gegensatz dazu weisen zwei Metapelit-Proben (LR7, LR11) eine etwas höhere Standardabweichung vom Mittelwert der An-Gehalte ($29.37\% < 1\sigma < 61.24\%$) auf. Bei der Probe LR7 handelt es sich um unsystematische Schwankungen der An-Komponente, die sowohl innerhalb als auch zwischen den Körnern auftreten. Des Weiteren zeigen die großen Plagioklas-Blasten der Probe LR11 Zonierungen mit geringeren An-Konzentrationen im Kern (\emptyset An: 4.70 Mol%) und weitaus höheren am Rand (\emptyset An: 14 Mol%). Abgesehen von diesen Matrix-Plagioklasen konnte in einem Metapelit (LR92) Plagioklas als Einschlussphase in Granat beobachtet werden. Die chemische Zusammensetzung dieser Plagioklas-Einschlüsse entspricht in etwa den Körnern in der Matrix. Im Hinblick auf die Spurenelement-Chemie kann festgestellt werden, dass die Li-Werte von 0 - 0.1 ppm, Be von 0 - 7.7 ppm und B von 0.4 - 3.2 ppm reichen (Tab. A1-2). Diese unterschiedlichen Li-Be-B-Konzentrationen der Plagioklase sind im Wesentlichen eine Funktion der Gesamtgesteinszusammensetzung und Schwankungen innerhalb der einzelnen Proben fallen relativ gering aus (Tab. A1-2). Außerdem sind keine systematischen Spurenelement-Zonierungen ersichtlich.

Die Amphibolit-Probe (LR19) führt ebenfalls Plagioklas (An 27.29 - 41.39 Mol%), dessen Körner in den Hauptelementen deutlich zioniert vorliegen. Die Kernbereiche der Plagioklase weisen eine Oligoklas-Zusammensetzung (\emptyset An: 28.82 Mol%) auf, während die Kornränder mit höheren An-Gehalten (\emptyset An: 39.88 Mol%) der Andesin-Gruppe zuzuordnen sind (Abb. 3-9). Die Spurenelement-Konzentrationen in diesen Plagioklasen sind im Folgenden aufgelistet: Li 0 - 0.01 ppm, Be 1.5 - 1.7 ppm und B 2.4 - 3.2 ppm. Eine Aussage über vielleicht vorhandene Li-Be-B-Zonierungen ist aufgrund der recht kleinen Plagioklas-Körner nicht möglich.

In Bezug auf den Austausch von Haupt- mit Spurenelementen kann beobachtet werden, dass in den oben beschriebenen Plagioklasen eine positive Korrelation von Be mit Al bzw. eine negative von Be mit Na auftritt (Abb. 3-10a+b). Hierbei handelt es sich sowohl um eine Interproben- als auch Intraproben-Korrelation. Auffallend ist, dass bei diesen Plagioklasen zwei Trends mit unterschiedlich hohen Be-Konzentrationen ausgebildet sind (Abb. 3-10a+b). Ebenfalls besteht ein positiver Zusammenhang zwischen B und Al bzw. ein negativer zwischen B und Na (Abb. 3-10c+d). Auch in diesem Fall sind die Korrelationen zwischen den Proben und innerhalb eines Gesteins zu sehen. Ein

Vergleich der plagioklasführenden Proben aus dem Künischen Gebirge und der Insel Icaria zeigt, dass diese B-Korrelationen nur in den Plagioklasen des Künischen Gebirges vorhanden sind. Mineralchemisch gibt es keine Anzeichen für beginnende Serizitisierungserscheinungen in den Plagioklas-Körnern des Künischen Gebirges.

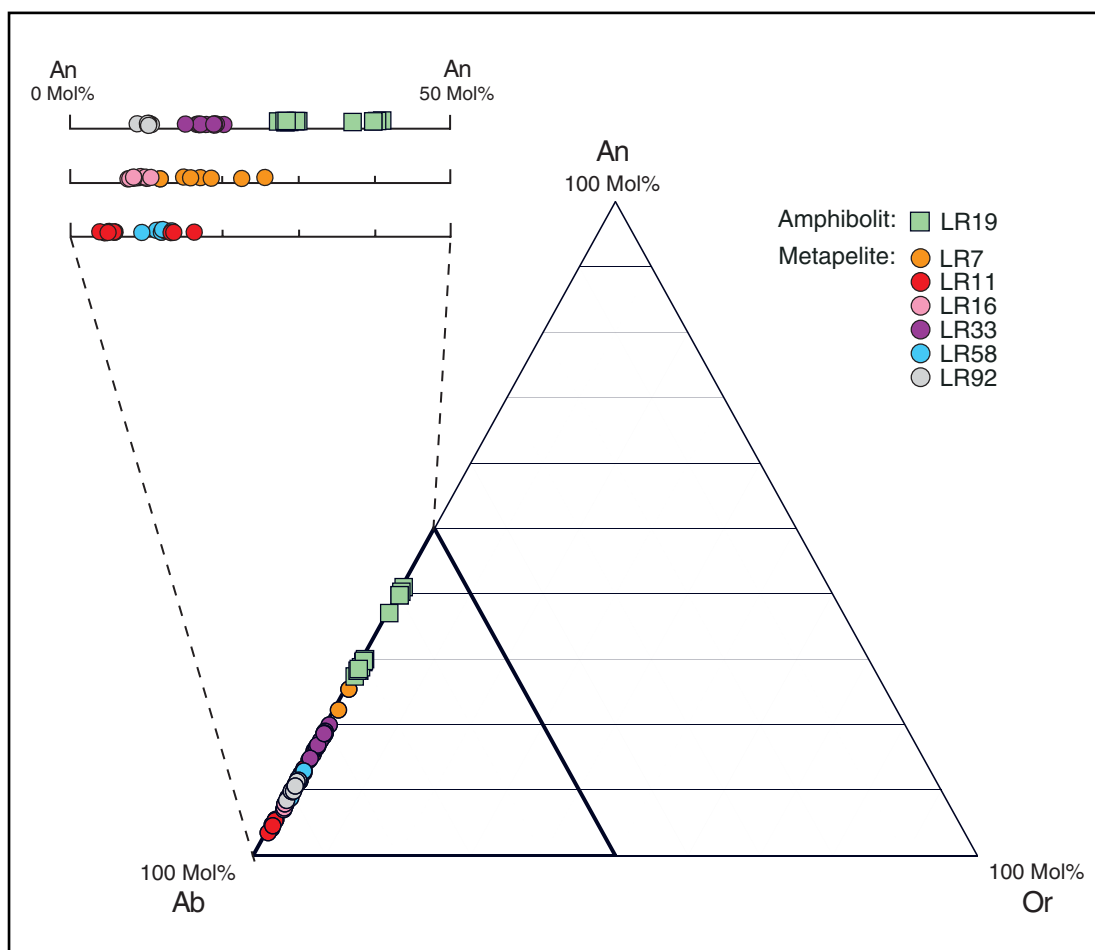


Abb. 3-9 Chemische Zusammensetzung der Matrix-Plagioklase in den Gesteinen des Künischen Gebirges.

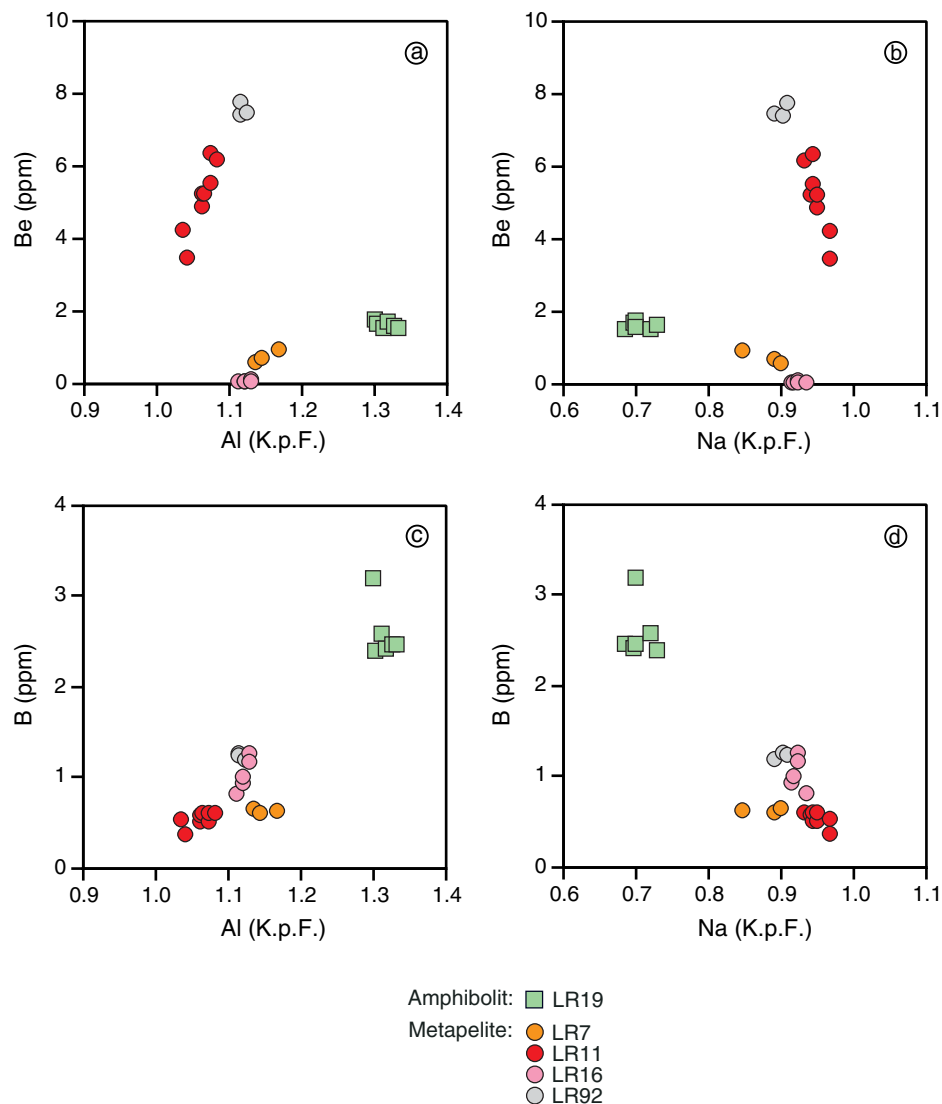


Abb. 3-10 a) Variation des Spurenelementes Be (Messfehler 1.5 - 9.4 %, Probe LR16: 54.0 - 90.8 %) mit dem Hauptelement Al in den Plagioklasen des Künisches Gebirges; **b)** Variation des Spurenelementes Be mit dem Hauptelement Na; **c)** Variation des Spurenelementes B (Messfehler 6.8 - 36.1 %) mit dem Hauptelement Al; **d)** Variation des Spurenelementes B mit dem Hauptelement Na.

3.4.2. Muskovit

In der Regel sind die metapelitischen Muskovite homogen (Haupt- und Spurenelemente) ausgebildet. Ihre Paragonit-Komponente liegt zwischen 12.34 Mol% und 28.45 Mol%. Diese Variationsbreite lässt sich auf die unterschiedliche Gesamtgesteinszusammensetzung der Proben zurückführen. Bei den meisten Metapeliten schwankt die Paragonit-Komponente innerhalb der jeweiligen Probe nur geringfügig, was die Standardabweichungen von den Mittelwerten mit 0.56 - 1.70 Mol% Pg (entspricht 1σ : 3.57 - 10.80 %) verdeutlichen. Eine Ausnahme stellt die Metapelit-Probe LR33 dar, mit einer etwas größeren Variationsspanne (1σ : 16.25 %) [Abb. 3-11a]. In Bezug auf die Besetzung der Oktaederplätze in den Muskoviten wird deutlich, dass eine negative Korrelation von Al^{VI} mit $Mg + Fe$ (Abb. 3-11b) besteht. Zusätzliche Korrelationen, wie zum Beispiel Pg mit $Mg + Fe$ oder Pg mit Al^{VI} ,

treten bei den Muskoviten im Künischen Gebirge nicht auf. Allerdings kann innerhalb einzelner Proben ein positiver Zusammenhang von Pg mit Al^{VI} beobachtet werden (Abb. 3-11a). Außerdem sind die X_{Mg} -Werte mit 0.21 - 0.60 zu nennen, deren Schwankungen innerhalb einer Probe geringer als das zuvor genannte Intervall sind (Standardabweichung der X_{Mg} -Mittelwerte: 0.02 - 0.06; entspricht 1σ : 3.29 - 15.93 %).

Außerdem kommt Muskovit als randliche Einschlussphase in Granat vor. In der Regel entspricht die Zusammensetzung dieser Muskovit-Einschlüsse der Chemie der Matrix-Muskovite. Zwei Ausnahmen stellen die Proben LR33 (Muskovit-Einschluss: 4.87 Mol% Pg und 0.65 X_{Mg} ; Matrix-Muskovite: $\bar{\emptyset}$ 22.41 Mol% Pg und $\bar{\emptyset}$ 0.47 X_{Mg}) und LR92 (Muskovit-Einschluss: 9.54 Mol% Pg und 0.44 X_{Mg} ; Matrix-Muskovite: $\bar{\emptyset}$ 18.28 Mol% Pg und $\bar{\emptyset}$ 0.53 X_{Mg}) dar. Des Weiteren wurden an den Muskoviten folgende Cl- und F-Konzentrationen ermittelt: Cl 0 - 0.04 Gew.% und F 0.03 - 0.20 Gew.% (Tab. A2-2). Die Spurenelement-Gehalte erreichen für Li Werte von 8.1 - 44.5 ppm, für Be Werte von 0.2 - 8.7 ppm und für B Werte von 18.0 - 52.9 ppm (Tab. A1-2). Bei diesen relativ großen Konzentrationsspannen für Li, Be, B handelt es sich um Interproben-Variationen, während die Intraproben-Schwankungen meist gering sind (Tab. A1-2).

Ebenso führt die Quarzit-Probe (LR4) Muskovit. Charakteristisch für die chemische Zusammensetzung dieser Muskovite ist eine Pg-Komponente von 12.34 - 14.56 Mol% und X_{Mg} -Werte von 0.27 - 0.38. Der Cl-Gehalt ist mit 0 - 0.01 Gew.% nicht relevant und die F-Konzentration liegen mit 0.11 - 0.18 Gew.% im Bereich der metapelitischen Muskovite (s.o.). Im Folgenden sind die Spurenelemente in den quarzitischen Muskoviten kurz aufgelistet: Li 12.3 - 15.9 ppm, Be 6.0 - 7.4 ppm, B 41.5 - 51.5 ppm. Diese Konzentrationen liegen ebenfalls im Rahmen der metapelitischen Muskovite aus dem Künischen Gebirge, während die quarzitischen Muskovite der Insel Ikaria deutlich höhere Li-Gehalte aufweisen (vgl. Kap. 2.4.2).

Bei den Muskoviten des Künischen Gebirges existieren keine eindeutigen Korrelationen der Spurenelemente Li, Be und B mit den Hauptelementen. Ebenso sind keine Hinweise (z.B. positiver Zusammenhang des K-Gehaltes mit den Analysensummen) auf sekundäre Prozesse vorhanden.

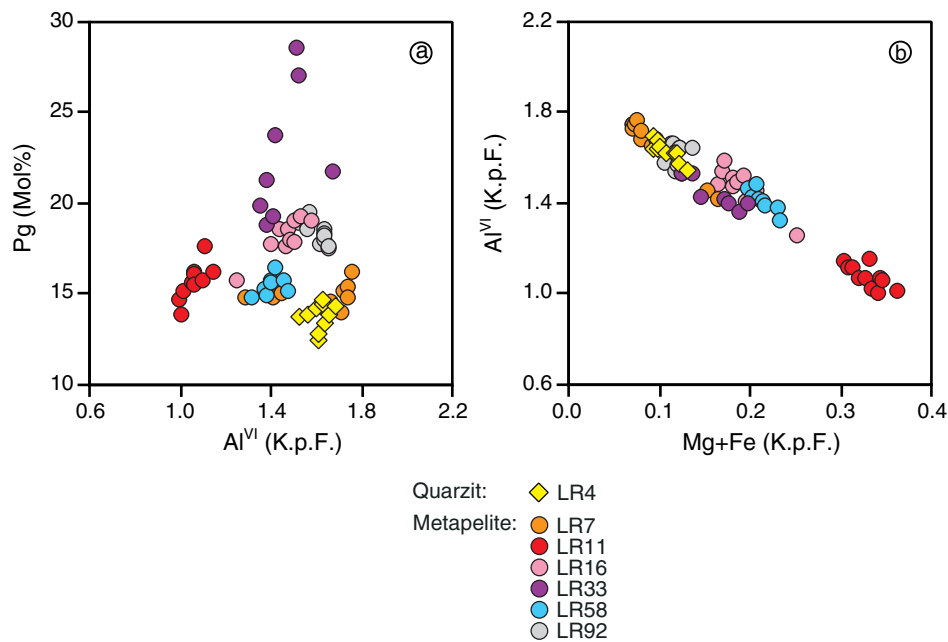


Abb. 3-11 a) Variation der Pg-Komponente mit Al^{VI} in den Muskowiten des Künisches Gebirges; **b)** Negative Korrelation der Al^{VI} - und (Mg+Fe)-Gehalte der Muskowite des Künisches Gebirges.

3.4.3. Biotit

Alle Biotite in den Metapeliten liegen bzgl. ihrer chemischen Zusammensetzung homogen vor (Haupt- und Spurenelemente). Die X_{Mg} -Werte der Biotite variieren insgesamt zwischen 0.36 und 0.48, was sich auf die unterschiedliche Gesamtgesteinschemie der Metapelite zurückführen lässt. Hingegen ist die Intraproben-Varianz der X_{Mg} -Werte weitaus geringer (Standardabweichungen von den X_{Mg} -Mittelwerten: 0.004 - 0.01; entspricht 1σ : 0.90 - 3.63 %). Die Ti-Gehalte der hauptsächlich braunen Biotite liegen mit 0.08 - 0.13 K.p.F. recht eng beieinander (Abb. 3-12). Ein Blick auf den Austausch innerhalb der Hauptelemente zeigt, dass im Biotit zwei negative Korrelationen auftreten: die (K+Na)-Gehalte sinken mit zunehmender Oktaederplatz-Besetzung (Abb. 3-13a) und entsprechend tauscht Al mit Mg + Fe auf den Oktaederplätzen aus (Abb. 3-13b).

Außerdem sollen die Biotit-Einschlüsse in Granat genannt werden, die ausnahmslos im Randbereich der Granat-Körner auftreten und eine ähnliche chemische Zusammensetzung wie die Matrix-Biotite aufweisen. Des Weiteren können die gemessenen Cl-Gehalte (0 - 0.03 Gew.%) vernachlässigt werden, im Gegensatz zu den F-Konzentrationen (0.21 - 0.74 Gew.%). Diese F-Werte der metapelitischen Biotite des Künisches Gebirges liegen im Vergleich zu den metapelitischen Biotiten der Insel Ikaria etwas höher (vgl. Kap. 2.4.3.). Im Folgenden sind die Spurenelement-Gehalte für Biotit aufgelistet (Minimal-Maximal-Werte von Einzelmesspunkten aller Proben): Li 118.4 - 447.2 ppm, Be 0.3 - 2.6 ppm und B 0.3 - 24.0 ppm. Die zum Teil große Schwankungsbreite der Spurenelemente beruht auf der verschiedenen Gesamtgesteinszusammensetzung der Metapelite, während die Intraproben-Variationen relativ gering sind (Tab. A1-2). Das bedeutet, dass die Spurenelement-

Gehalte innerhalb einer Probe meist einheitlich sind und nur vereinzelt etwas größere, unsystematische Schwankungen (z.B. LR16) erkennbar sind.

In der Quarzit-Probe (LR4) ist ebenfalls homogen zusammengesetzter Biotit vorhanden, dessen X_{Mg} -Werte zwischen 0.24 und 0.28 variieren. Somit sind diese quarzitischen Biotite etwas eisenreicher als die Biotite in den Metapeliten (s.o.). Der Ti-Gehalt im Biotit erreicht Werte von 0.08 - 0.12 K.p.F, die Cl-Konzentration liegt bei 0 - 0.01 Gew.% und der F-Gehalt bei 0.47 - 0.54 Gew.%. Die drei leichten Spurenelemente sind in folgenden Mengen im Biotit vorhanden: Li 173.9 - 203.1 ppm, Be 2.2 - 2.5 ppm und B 0.4 - 1.6 ppm.

Alle Biotite des Künischen Gebirges zeigen keine systematischen Zusammenhänge in Bezug auf den Austausch der Hauptelemente mit den Spurenelementen. Zudem sind keine Anzeichen für eine beginnende Chloritisierung (z.B. Abnahme des K-Gehaltes mit der Analysensumme) zu beobachten.

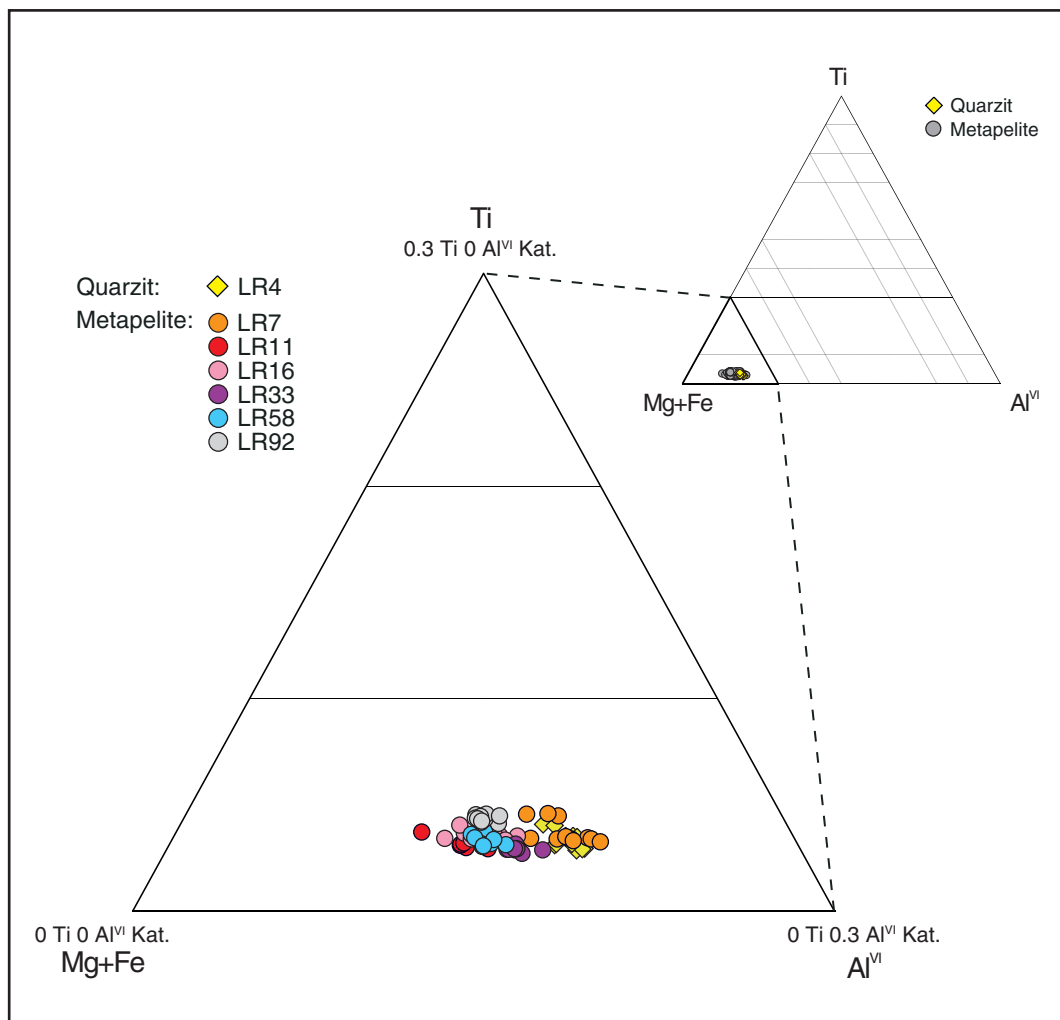


Abb. 3-12 Chemische Zusammensetzung der Matrix-Biotite in den Gesteinen des Künischen Gebirges (Konzentrationen normiert auf 1 Kation).

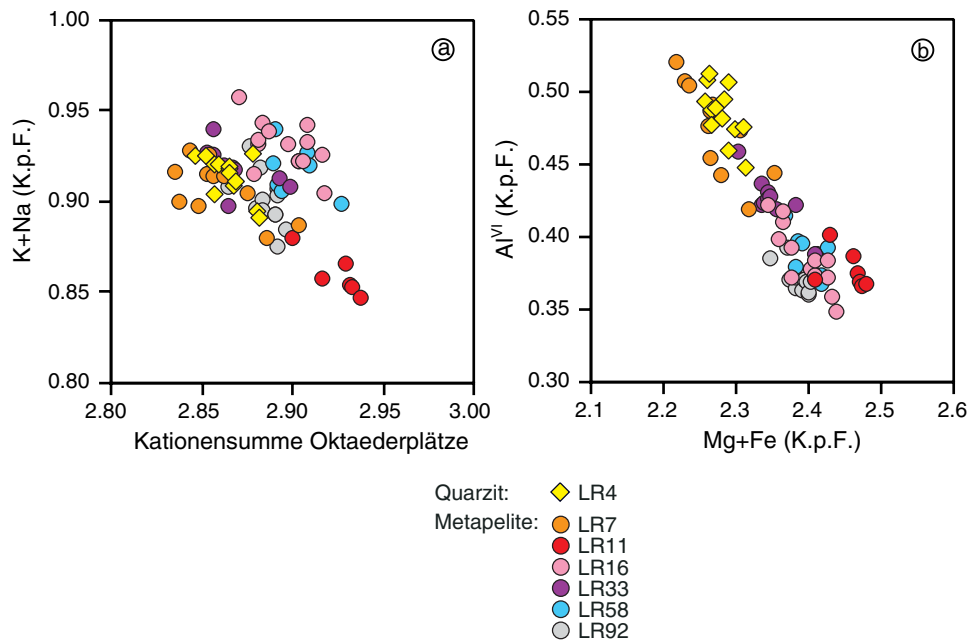


Abb. 3-13 a) Variation der (K+Na)-Gehalte mit der Oktaederplatz-Besetzung (Kationensumme auf den Oktaederplätzen) in den Biotiten der Gesteine des Künischen Gebirges; **b)** Negative Korrelation der von Al und Mg + Fe auf den Oktaederplätzen.

3.4.4. Chlorit

Die Chlorite in den Metapeliten des Künischen Gebirges sind in der Regel homogen (Haupt- und Spurenelemente) ausgebildet. Bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung weisen sie Al^{IV} -Gehalte von 0.68 - 0.74 K.p.F. und Al^{VI} -Gehalte von 0.66 - 0.77 K.p.F. auf. Die X_{Mg} -Werte der Chlorite erstrecken sich über einen Bereich von 0.39 - 0.53 X_{Mg} und liegen relativ eng beieinander, nur der Chlorit aus Probe LR7 ist etwas eisenreicher als die anderen (Abb. 3-14). Diese Schwankungen in der Chlorit-Zusammensetzung lassen sich mit unterschiedlichen Mg-Fe-Gehalten der Gesamtgesteine erklären, während die Intraproben-Variationen gering sind ($1\sigma X_{Mg}$: 1.52 - 1.94 %). Abgesehen von diesen Matrix-Chloriten können Chlorit-Einschlüsse in Granat beobachtet werden. Dabei zeichnen sich kernnahe Chlorit-Einschlüsse durch einen deutlich höheren Fe- und Mn-Reichtum (X_{Mg} : 0 - 0.35; Mn: 0.01 - 0.18 K.p.F.) aus, im Gegensatz zu niedrigeren Mn-Konzentrationen der entsprechenden Matrix-Chlorite (Mn: 0.01 - 0.03 K.p.F.). Die Mn-Gehalte in den Chlorit-Einschlüssen spiegeln die Mn-Zonierung in Granat wieder (höhere Mn-Werte in den Granat-Kernen; vgl. Kap. 3.4.5). Zudem wurden Cl-Werte (0 - 0.03 Gew.%) und F-Gehalte (0 - 0.06 Gew.%) gemessen (Tab. A2-2), die vergleichbar den Konzentrationen der metapelitischen Chlorite der Insel Icaria (unter der Nachweisgrenze) sind. Des Weiteren bewegen sich die Spurenelement-Gehalte in den Chloriten für Li von 72.5 - 213.2 ppm, für Be von 0.1 - 1.2 ppm und für B von 0.5 - 56.4 ppm. Die relativ große Schwankungsbreite der Spurenelement-Konzentrationen (hauptsächlich Li und B) beruht auf dem unterschiedlichen Gesamtgesteinschemismus der Metapelite. Hingegen sind die Intraproben-Variationen in den einzelnen Proben weitaus geringer als die oben aufgelisteten Werte (Tab. A1-2). So liegen

beispielsweise die Li-Standardabweichungen von den Mittelwerten aller Proben zwischen 5.7 ppm und 14.9 ppm (entspricht 1σ : 4.6 - 17.2 %).

Der Quarzit (LR7) führt ebenfalls Chlorit, dessen Oktaederplätze Al-Mengen von 0.72 - 0.77 K.p.F. und X_{Mg} -Werte von 0.26 - 0.29 enthalten. Im Vergleich zu den gesamten Proben aus dem Künischen Gebirge ist der Eisenreichtum dieser quarzitischen Chlorite am Größten (Abb. 3-14). Außerdem kann Cl (0 - 0.01 Gew.%) und F (0 Gew.%) vernachlässigt werden, im Gegensatz zu den Spurenelementkonzentrationen. Die Li-Gehalte reichen von 100 - 110.4 ppm, die Be-Konzentrationen von 0.35 - 0.42 ppm und B liegt bei Werten von 2.4 - 6.62 ppm.

Ebenso ist Chlorit in der Amphibolit-Probe (LR19) vorhanden mit einem Al^{IV} -Gehalt von 0.61 - 0.65 K.p.F., einem Al^{VI} -Gehalt von 0.62 - 0.68 K.p.F. und einem X_{Mg} -Wert von 0.49 - 0.52. Die Standardabweichung vom X_{Mg} -Mittelwert von 0.01 (entspricht 1σ : 2.08 %) zeigt, dass innerhalb der Probe keine großen Schwankungen in der Chlorit-Zusammensetzung auftreten (Abb. 3-14). Zudem liegen keine nennenswerten Cl-F-Konzentrationen (Cl: 0 - 0.01 Gew.%; F: 0 - 0.01 Gew.%) vor. Im Folgenden sind die Li-, Be- und B-Gehalte in diesen Chloriten aufgelistet: Li 28.6 - 30.9 ppm, Be 0.04 - 0.07 ppm, B 0.3 - 1.5 ppm.

Im Allgemeinen bestehen keine Korrelationen zwischen den Haupt- und den Spurenelementen in den Chloriten des Künischen Gebirges. Diese Beobachtung bei den Chloriten entspricht den Verhältnissen bei den Glimmern (s.o.).

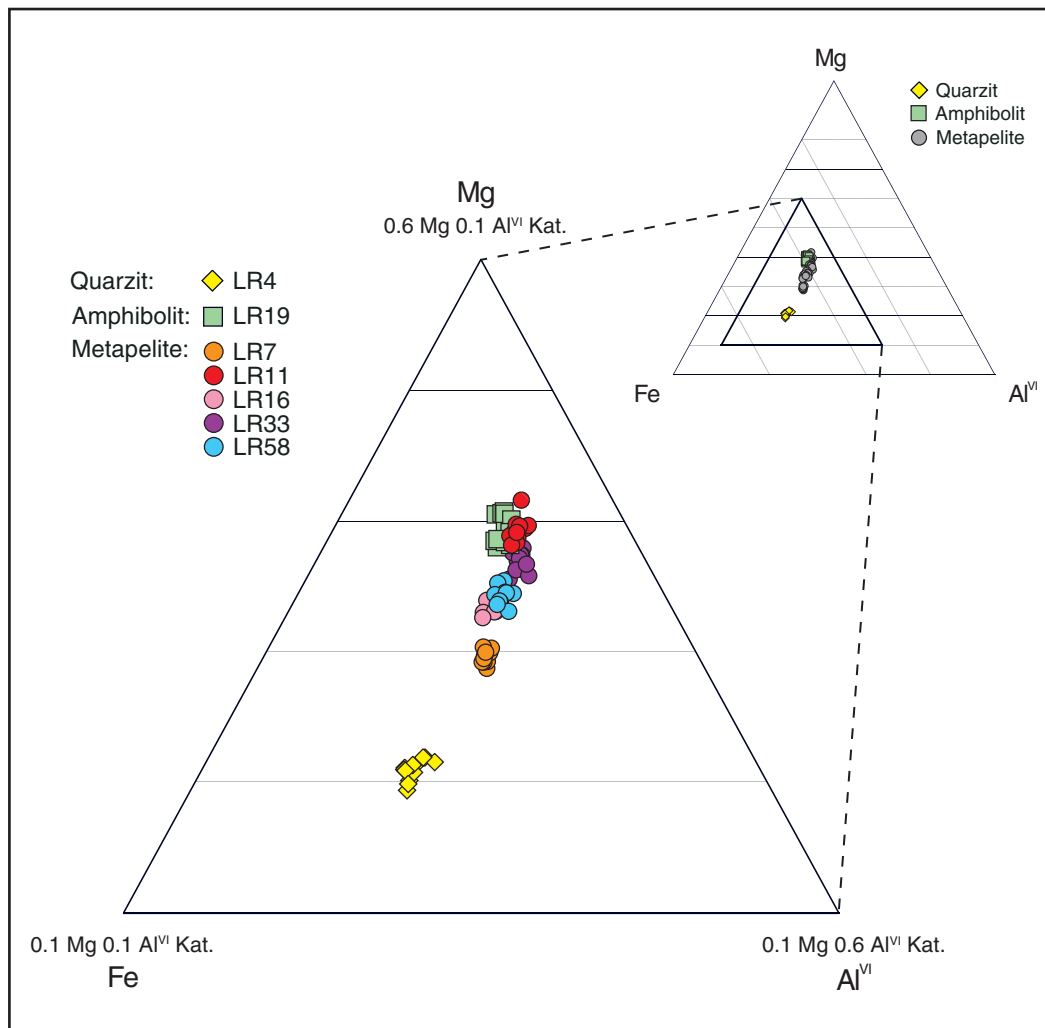


Abb. 3-14 Chemische Zusammensetzung der Matrix-Chlorite in den verschiedenen Gesteinen (Metapelite, Quarzite, Amphibolite) des Künisches Gebirges (Konzentrationen normiert auf 1 Kation).

3.4.5. Granat

Fünf Metapelite-Proben aus dem Künisches Gebirge enthalten Granate, bei denen es sich um eisenreiche Mischkristalle aus Almandin-Pyrop-Grossular-Spessartin-Komponente handelt (Variationen in Form von Minimum-Maximum-Werten: Alm 43.50 - 82.34 Mol%, Sps 0.14 - 36.67 Mol%, Grs 1.55 - 21.73 Mol%, Prp 1.22 - 14.14 Mol%) [Abb. 3-15]. Die chemische Zusammensetzung der Hauptelemente Mg, Fe, Ca und Mn schwankt innerhalb der einzelnen Granat-Körner erheblich. Mehrere Profile über die mm-großen Blasen zeigen, dass deutliche Zonierungen mit einheitlichen Mustern für das jeweilige Element vorhanden sind (Abb. 3-16, 3-17). In allen Granaten zeichnet Mn eine Glockenform nach mit hohen Gehalten im Kern, einer kontinuierlichen Abnahme nach außen und einem erneuten deutlichen Mn-Anstieg am Rand. Bei einigen Körnern steigen die Mn-Gehalte am äußersten Rand ungefähr bis auf die Kern-Konzentrationen an (Abb. 3-17). Im Vergleich hierzu folgt sowohl das Mg-Muster als auch die Fe-Zonierung einem schüsselförmigen Verlauf. Dieser kehrt sich jedoch am Granat-Rand um und die Mg-Fe-Gehalte nehmen ab (Abb. 3-16, 3-17). In der Regel sind bei Fe die Konzentrationsunterschiede in den Blasen weitaus größer als bei Mg. Beide Elemente

korrelieren somit negativ mit Mn. Hingegen korreliert Ca positiv mit Mn und nimmt mal mehr oder weniger stark vom Kern zum Rand der Granate ab (Abb. 3-16, 3-17).

Die mm-großen, einschlussreichen und rissigen Granate der Probe LR16 weichen von den oben beschriebenen Profilen ab. Die Mn-Zonierung ist in diesen Körnern etwas komplexer ausgebildet. Das Mn-Muster enthält mehrere Zacken oder Wellen, die sich unregelmäßig bezüglich ihrer Anzahl und Anordnung in den Blasten verteilen. Diese häufigen Konzentrationsschwankungen treten invers auch bei den Fe- und Ca-Zonierungsmustern auf, sodass eine negative Korrelation von Fe und Ca mit Mn besteht. Dagegen ist das Mg-Muster frei von solchen bizarren Formen und eine Zonierung (s.o.) nur äußerst schwach erkennbar.

Außerdem sind im Künischen Gebirge die Granat-Einschlüsse interessant. Die Granate der Probe LR11 enthalten neben Quarz, Ilmenit, Magnetit und Chlorit noch Epidot. Diese Epidote liegen im Kern-Rand-Übergangsbereich der Blasten und sind ohne Ausnahme als Einschlussphase (nicht als Matrix-Mineral) vorhanden. Relativ einfach sind die Einschlussverhältnisse der Probe LR16 (Quarz, Biotit, Chlorit, Turmalin, Ilmenit) und der Probe LR92 (Quarz, Plagioklas, Muskovit, Chlorit, Ilmenit) [s. Kap. 3.4.1. bis 3.4.4.]. Anders sehen die Granat-Einschlüsse im Metapelit LR33 aus mit Quarz, Muskovit, Chlorit, Apatit, Ilmenit und Chloritoid. Die Chloritoiden beschränken sich auf Einschlüsse in Granat und treten nicht in der Matrix auf (vgl. Kap. 3.4.8.). Eine weitere Variante bieten die Granat-Einschlüsse der Metapelit-Probe LR58 (Quarz, Biotit, Chlorit, Staurolith, Turmalin, Ilmenit). Hier sind Staurolith und Turmalin vertreten, sowohl als Einschlussphase (vgl. Kap. 3.4.6., 3.4.10.) als auch in der Matrix. In allen Granaten aus dem Künischen Gebirge sind Ilmenit-Stengel eingeschlossen. Ihr Mn-Gehalt zeichnet das Mn-Zonierungsmuster der Granate nach, d.h. bei kernnaher Lage steigt die Mn-Konzentration in den Ilmenit-Einschlüssen. Vergleichbares konnte bei den Chlorit-Einschlüssen (s. Kap. 3.4.4.) beobachtet werden.

Die Li-Gehalte in den Granaten variieren insgesamt zwischen 4.9 ppm und 95.6 ppm. Diese große Schwankungsbreite geht weniger auf den Gesamtgesteinschemismus der Proben als vielmehr auf eine ausgeprägte Li-Intrakorn-Zonierung aller Granat-Blasten zurück. Bei den untersuchten Körnern liegen die Li-Konzentrationen im Kernbereich immer deutlich höher als an den Rändern (Abb. 3-16, 3-17). Generell kann festgestellt werden, dass die metapelitischen Granat-Körner der Probe LR58 mit bis zu 95.6 ppm Li die höchsten Li-Absolutgehalte aller untersuchten Granate aufweisen. Des Weiteren ist bei Be (0 - 0.4 ppm) keine Zonierung in Granat erkennbar, während bei B (0.1 - 1.7 ppm) durchaus Variationen auftreten. Zwei Granat-Körner aus verschiedenen Proben (LR11, LR33) zeigen in etwa gleiche Zonierungsmuster: B-Maximum im Kernbereich mit schwacher Abnahme nach außen, gefolgt von erneuter B-Zunahme am Rand (Abb. 3-16). Die B-Gehalte bewegen sich in beiden Granaten zwischen 0.3 ppm und 0.6 ppm. Ein weiterer Granat-Blast der Probe LR58 weist ein anderes B-Muster auf: relativ ebener Kernbereich, der von zwei Spitzen am Profil-Rand unterbrochen wird. Festzuhalten bleibt, dass sich die B-Variationen über einen geringen Konzentrationsbereich erstrecken, nicht so deutlich ausgebildet sind wie bei dem Spurenelement Li und nur bei einzelnen Körnern zu beobachten sind.

Zudem gibt es im Quarzit (LR4) skelettartige Granate, ebenfalls Mischkristalle aus Almandin-Pyrop-Grossular-Spessartin-Komponente (Alm 82.85 - 89.88 Mol%, Sps 3.94 - 7.22 Mol%, Grs 1.36 - 5.91 Mol%, Prp 4.03 - 4.99 Mol%). Ihre chemische Zusammensetzung ist relativ einheitlich, abgesehen von einem Bereich mit etwas höherem Mn-Ca-Gehalt bzw. entsprechend geringerer Mg-Fe-Konzentration (Abb. 3-15). Der quarzitische Granat ist im Vergleich zu den metapelitischen Granaten am Fe-reichsten (Abb. 3-15). Die ermittelten Spurenelement-Konzentrationen liegen für Li bei 17.3 - 41.6 ppm, für Be bei 0 - 0.01 ppm und für B bei 0.3 - 0.6 ppm. Eine Aussage über mögliche Zonierungen der Spurenelemente kann aufgrund der skelettförmigen Ausbildung der Granate nicht getroffen werden.

Die Granate aus dem Künischen Gebirge weisen, ebenso wie die Granate der Insel Ikaria, keine Korrelationen der Hauptelemente mit den drei Spurenelementen auf. Bezüglich der bisher beschriebenen Minerale in den Gesteinen des Künischen Gebirges fällt auf, dass mit Ausnahme von Plagioklas keine andere Phase einen systematischen Zusammenhang von Li, Be, B mit einem Hauptelement zeigt.

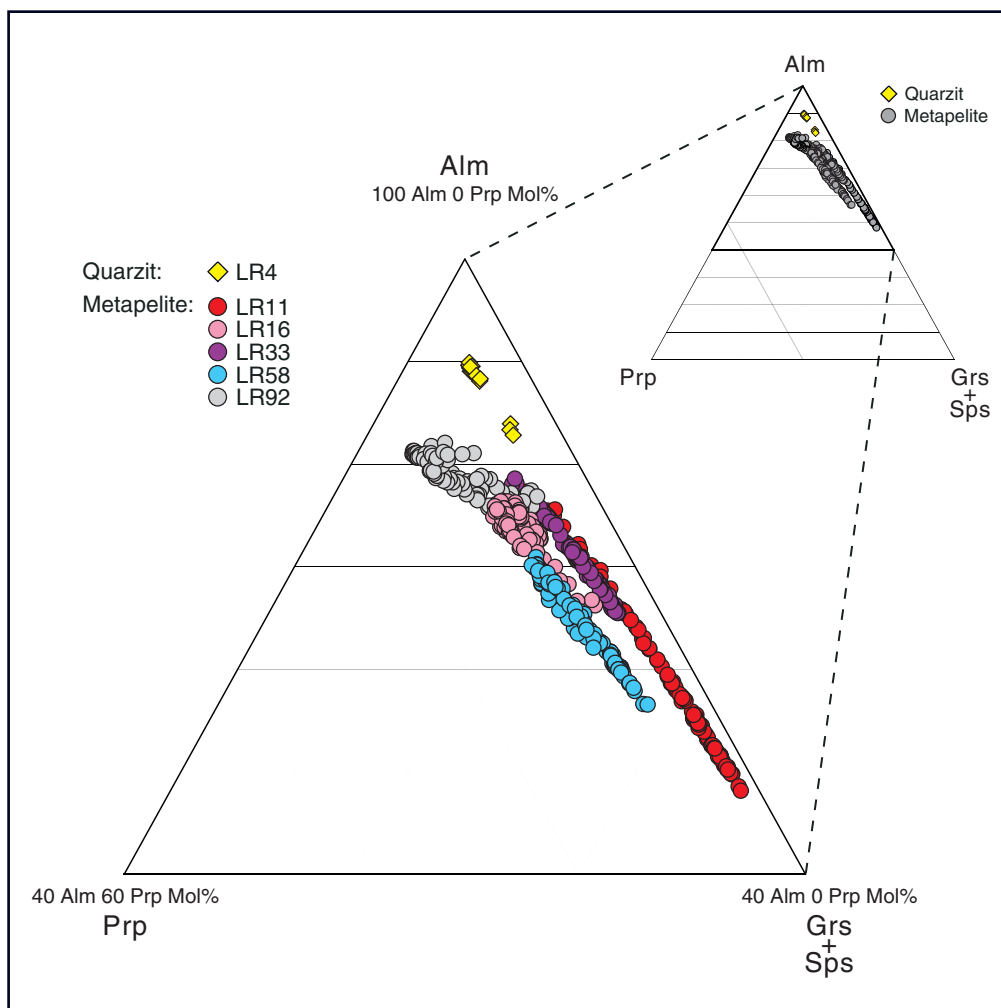


Abb. 3-15 Chemographie der Granate in den Gesteinen des Künisches Gebirges. Die deutlichen Intraproben-Variationen der metapelitischen Granate beruhen hauptsächlich auf Intrakorn-Zonierungen der Hauptelemente Mg, Fe, Ca und Mn.

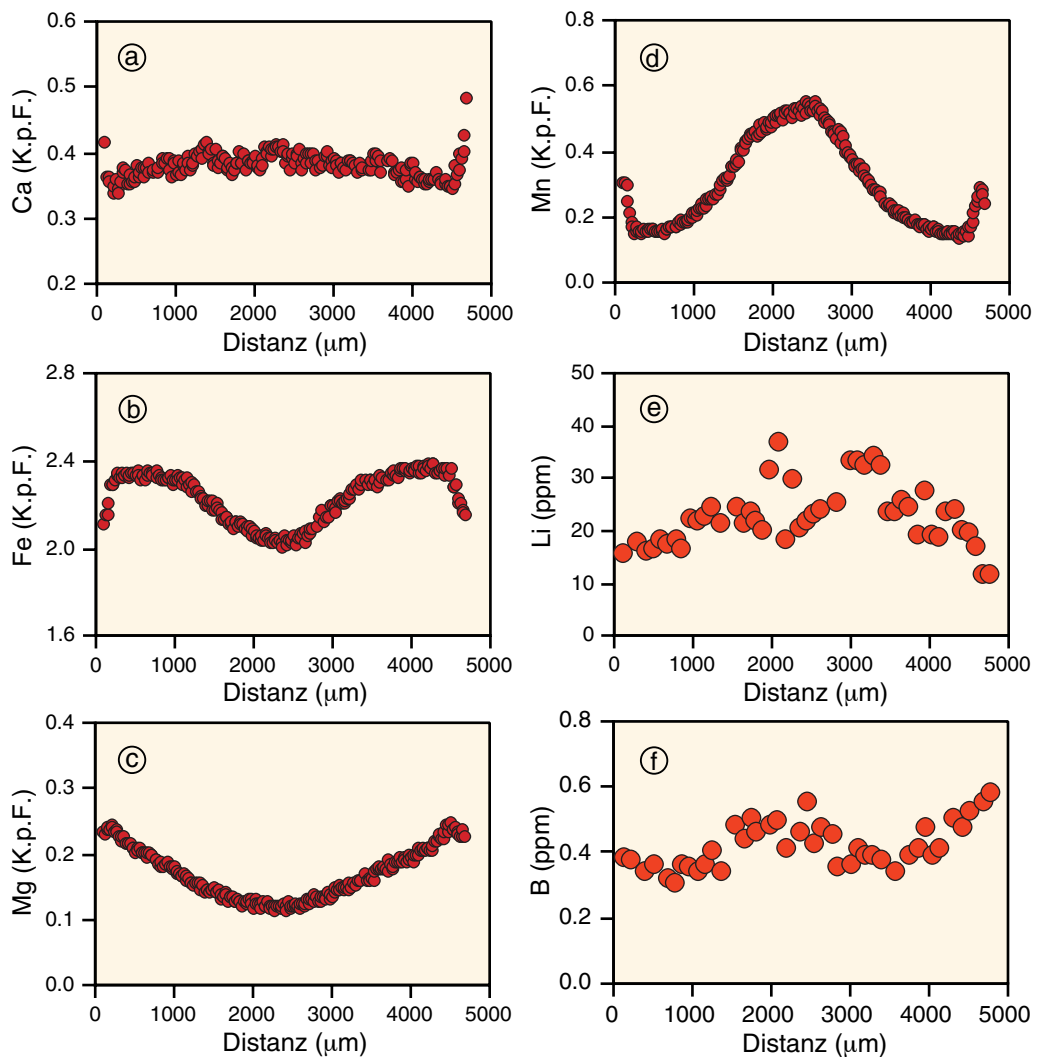
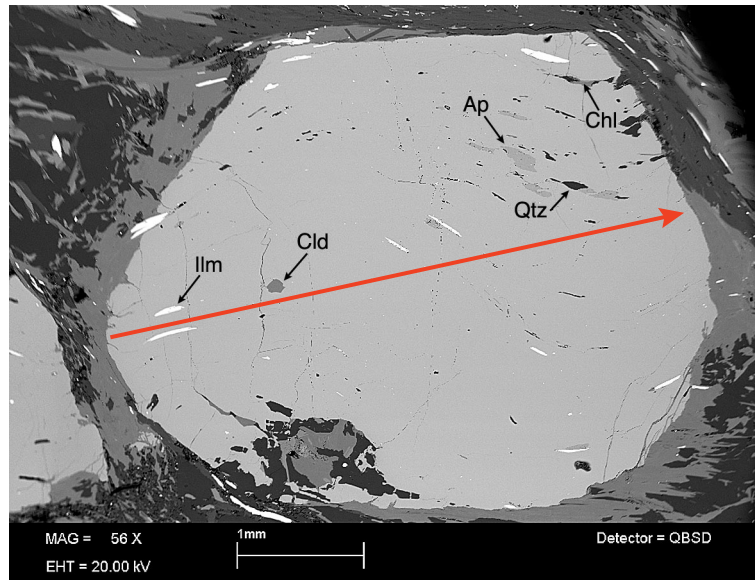


Abb. 3-16 Granat-Profil (Metapelit-Probe LR33) für die Hauptelemente Ca, Fe, Mg, Mn und die Spurenelemente Li (Messfehler 1.0 - 3.7 %) und B (Messfehler 15.0 - 61.0 %). Der obere Teil der Abbildung zeigt ein BSE-Bild des entsprechenden Granat-Kornes mit Lage des Profiles. Erläuterungen siehe Kap. 3.4.5..

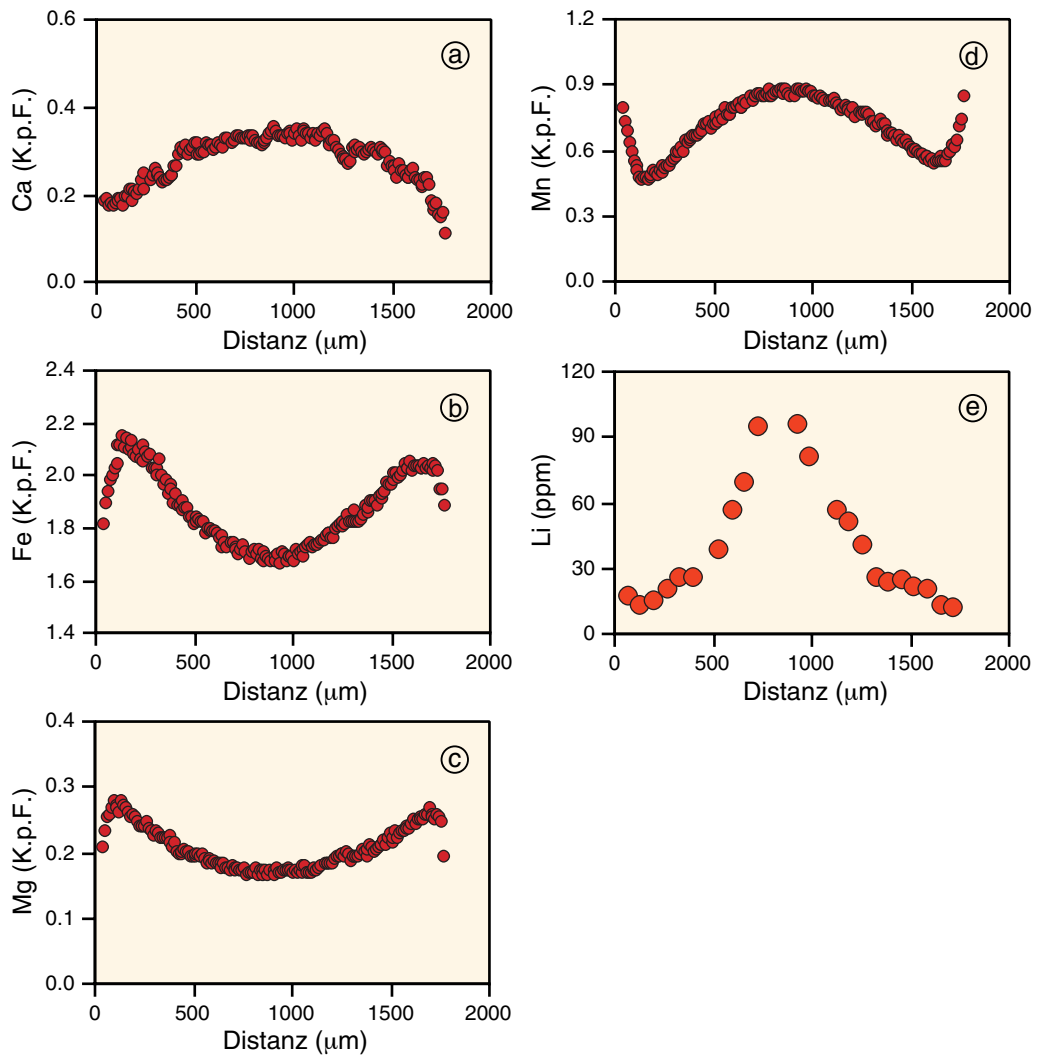
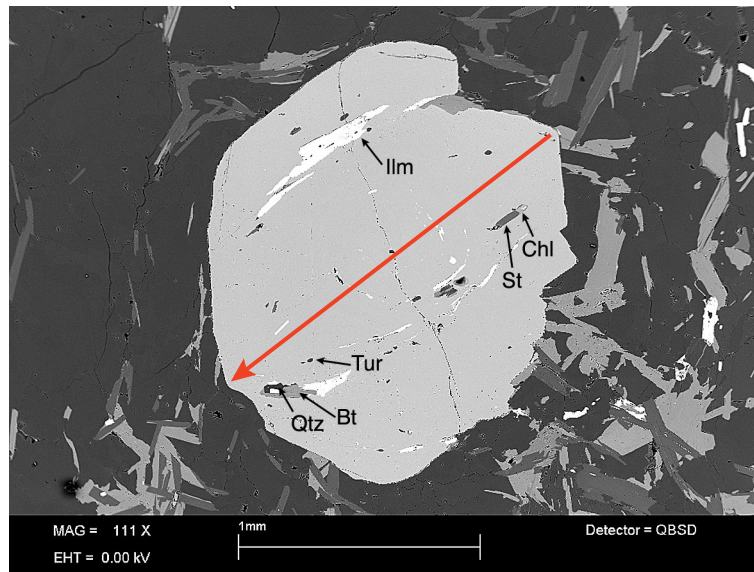


Abb. 3-17 Granat-Profil (Metapelit-Probe LR58) für die Hauptelemente Ca, Fe, Mg, Mn und das Spurenelement Li (Messfehler 1.1 - 3.7 %). Der obere Teil der Abbildung zeigt ein BSE-Bild des entsprechenden Granat-Kornes mit Lage des Profiles. Erläuterungen siehe Kap. 3.4.5..

3.4.6. Staurolith

Die Staurolithe in den drei Metapeliten (LR16, LR58, LR92) des Künischen Gebirges zeigen keine chemischen Zonierungen hinsichtlich der Haupt- oder Spurenelemente. Die X_{Mg} -Werte der Proben erstrecken sich über einen Bereich von 0.13 - 0.18, was auf die verschiedene Gesamtgesteinschemie der Metapelit-Proben zurückzuführen ist (Abb. 3-18). Innerhalb der einzelnen Proben ist die X_{Mg} -Schwankungsbreite relativ gering ($1\sigma X_{Mg}$: 3.63 - 5.20 %). Auf den Oktaederplätzen der Staurolithe sitzen neben Fe (1.28 - 1.69 K.p.F.) und Mg (0.20 - 0.36 K.p.F.) zudem Zn (0.05 - 0.24 K.p.F.), Mn (0.01 - 0.11 K.p.F.) und Ti (0.04 - 0.08 K.p.F.). Die Ti-Konzentration ist in den Staurolithen recht gering. Diese Hauptelemente liegen innerhalb einer Probe in relativ einheitlichen Konzentrationen vor und es bestehen zwei negative Korrelationen von Mg mit Al (Abb. 3-19a) und Fe mit Al. Außerdem korreliert Zn mit Fe negativ (Abb. 3-19a), was zwischen den drei Metapelit-Proben gut sichtbar ist. Des Weiteren kommt Staurolith in den Metapeliten des Künischen Gebirges nicht nur in der Matrix sondern auch als Einschlussphase vor. So gibt es beispielsweise Staurolith-Einschlüsse in den Granaten der Probe LR58, die immer im Kern-Rand-Übergangsbereich der Körner liegen. Ihre chemische Zusammensetzung (X_{Mg} -Wert: 0.17 - 0.20; Mn: 0.07 - 0.08 K.p.F.) ist etwas Fe-reicher und Mn-ärmer als die der zugehörigen Matrix-Staurolithe (X_{Mg} -Wert: 0.15 - 0.18; Mn: 0.08 - 0.12 K.p.F.), aber die Unterschiede sind sehr gering. Zur Vollständigkeit sind die Cl- und F-Werte aufgelistet: Cl 0 - 0.02 Gew.%, F 0 - 0.04 Gew.% (jeweils weit unterhalb der Nachweisgrenze) [Tab. A2-2].

Die Spurenelement-Konzentrationen in den Staurolithen reichen für Li von 358.9 - 603.4 ppm, für Be von 3.2 - 90.9 ppm und für B von 0.2 - 0.4 ppm. In der Regel kommen die Variationen in den Li-, Be- und B-Gehalten durch die unterschiedliche Gesamtgesteinszusammensetzung der Metapelite zustande. Allerdings gilt für Li, vergleichbar mit den Staurolithen von Ikaria (s. Kap. 2.4.6), dass unsystematische Li-Intrakorn-Schwankungen zu etwas größeren Konzentrationsspannen innerhalb einer Probe führen. Ein Beleg hierfür sind die Standardabweichungen von den Mittelwerten der Proben, die zwischen 42.6 ppm und 75.3 ppm (entspricht 1σ : 8.9 - 16.1 %) liegen (Tab. A1-2).

Im Hinblick auf einen systematischen Austausch von Haupt- mit Spurenelementen kann gesagt werden, dass keine Korrelationen vorhanden sind. Damit stellt Staurolith eine weitere Phase in den Gesteinen des Künischen Gebirges dar, die keine Zusammenhänge zwischen den Hauptelementen und Li, Be, B besitzt. Im Gegensatz dazu zeigen die metapelitischen Staurolithe der Insel Ikaria eine positive Korrelation zwischen Zn und Be (vgl. Kap. 2.4.6).

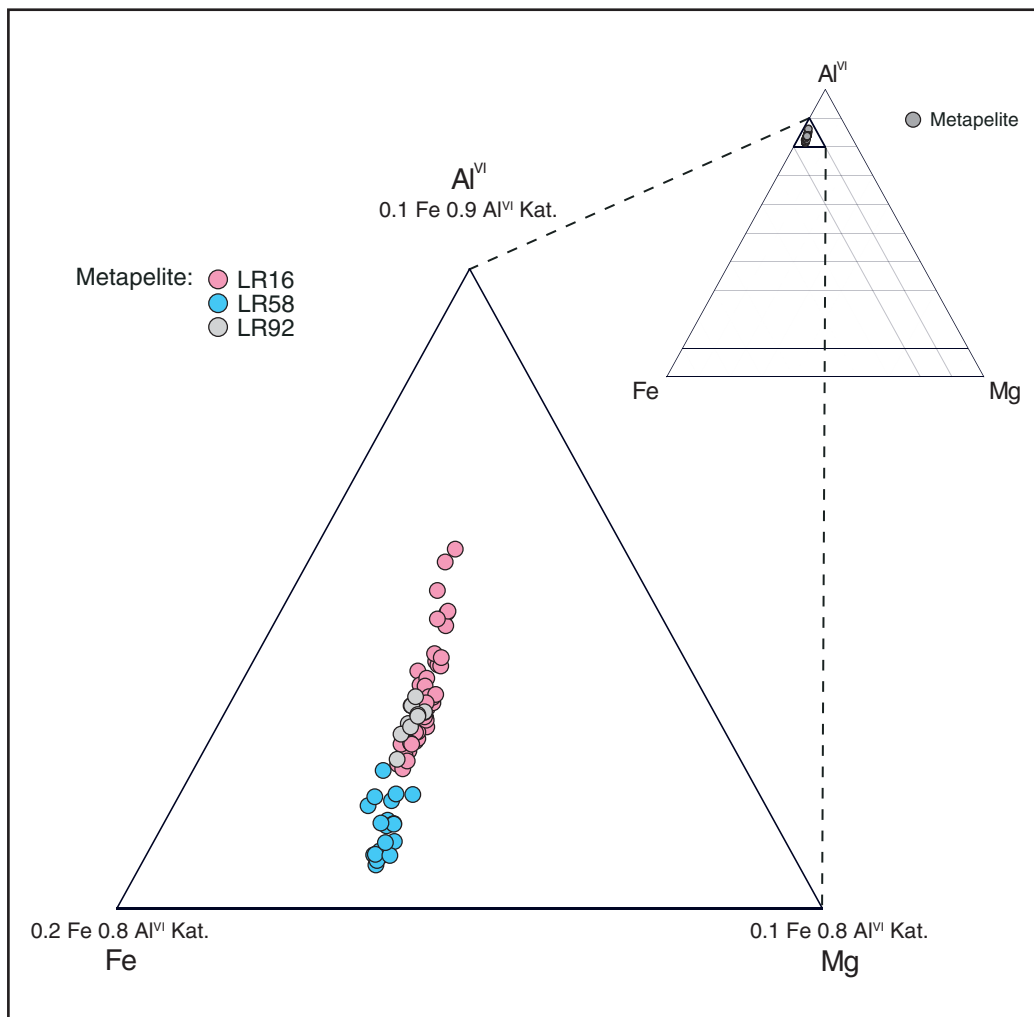


Abb. 3-18 Chemische Zusammensetzung der Matrix-Staurolithe aus drei Metapelit-Proben des Künischen Gebirges (Konzentrationen normiert auf 1 Kation). Bei den Variationen innerhalb der Proben handelt es sich um "normale" Konzentrationsschwankungen und nicht um Zonierungen. Ein Blick auf das Übersichtsdreieck zeigt, dass die Staurolith-Zusammensetzungen aller drei Proben relativ eng beieinander liegen.

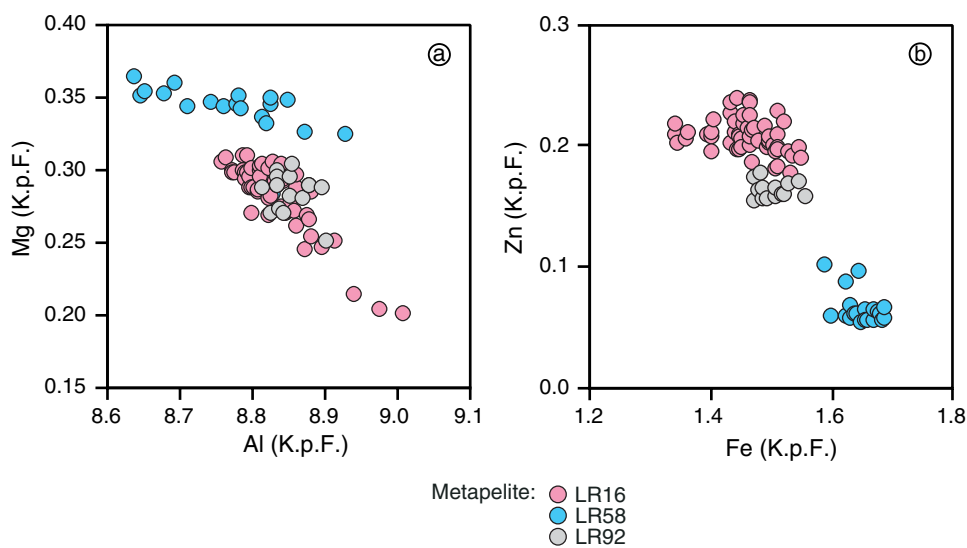


Abb. 3-19 a) Variation der Hauptelemente Fe und Al in Matrix-Staurolithen des Künischen Gebirges; **b)** Variation der Elemente von Zn und Fe in den Staurolithen.

3.4.7. Andalusit

Drei Metapelit-Proben (LR7, LR16, LR58) enthalten Andalusit, der in Form von mm-großen Stengeln auftritt, einschlussreich vorliegt und in der Regel chemisch homogen ausgebildet ist. Bei den Andalusiten der Probe LR7 ist der Tetraederplatz mit 0.984 - 0.997 K.p.F. Si und die beiden Oktaederpositionen mit 1.997 - 2.016 K.p.F. Al vollständig besetzt. Weitere Elemente wie Fe^{3+} (0.003 - 0.007 K.p.F.), Ti (0 - 0.001 K.p.F.) oder Cr (0 - 0.003 K.p.F.) spielen nur untergeordnet eine Rolle. Die Andalusite der restlichen Proben (LR16, LR58) enthalten 0.986 - 1.010 K.p.F. Si und 1.953 - 1.985 K.p.F. Al. Die im Vergleich niedrigeren Al-Gehalte werden durch etwas höhere Fe^{3+} -Konzentrationen (0.026 - 0.040 K.p.F.) ausgeglichen, während Ti (0 - 0.002 K.p.F.) und Cr (0 - 0.002 K.p.F.) wiederum in unbedeutenden Konzentrationen vorhanden sind. In Bezug auf diese Hauptelemente liegt eine negative Korrelation von Fe^{3+} mit Al vor (Abb. 3-20), die zwischen den Metapeliten und andeutungsweise auch innerhalb der einzelnen Proben zu beobachten ist. Zudem sei erwähnt, dass Andalusit ausschließlich in der Matrix und nicht als Einschlussphase vorkommt. Ebenso weisen die Andalusite kaum Spuren von Li (0.1 - 0.4 ppm) und Be (0 - 0.03 ppm) auf, während die B-Gehalte (0.8 - 14.1 ppm) deutlich höher liegen. Die Variation der B-Konzentrationen ist hauptsächlich eine Funktion des Gesamtgesteinschemismus. Ebenfalls zeigt der Vergleich von Andalusit (Metapelite des Künischen Gebirges) mit Disthen (Metapelite der Insel Ikaria), dass Andalusit höhere B-Maximum-Werte (s.o.) als Disthen (B: 0.2 - 1.2 ppm) erreicht. Des Weiteren gibt es keine Korrelationen der Haupt- mit den Spurenelementen.

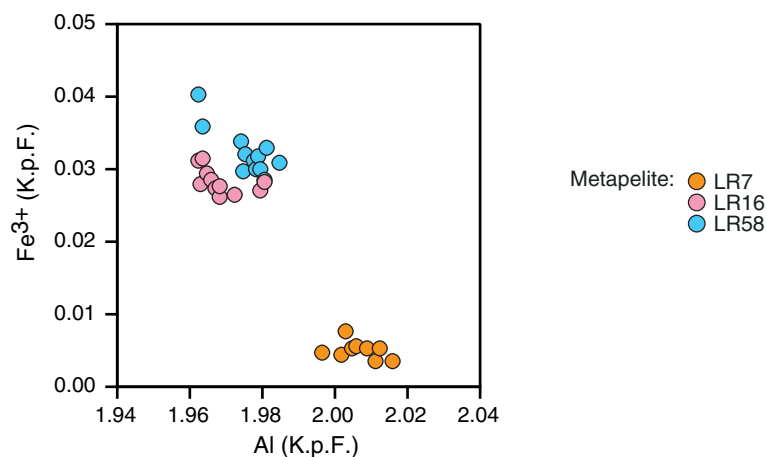


Abb. 3-20 Variation der Elemente Fe^{3+} und Al in den Andalusiten des Künischen Gebirges.

3.4.8. Chloritoid

Chloritoid kommt als Matrix-Phase ausschließlich in der Quarzit-Probe (LR4) vor. Die chemische Zusammensetzung der pastellblauen Stengel ist relativ einheitlich und nichts deutet auf eine Intrakorn-Zonierung der Hauptelemente hin. Die X_{Mg} -Werte aller Chloritoiden liegen bei 0.07 - 0.10 und machen ihre eisenreiche Zusammensetzung sichtbar. Zudem untermauert die Standardabweichung des X_{Mg} -Mittelwertes der Probe mit 0.01, dass keine größeren Intraproben-Variationen auftreten. Neben Mg und Fe sind noch nennenswerte Mn-Konzentrationen von 0.01 - 0.02 K.p.F. vorhanden. Zusätzlich zu diesen quarzitischen Matrix-Chloritoiden enthalten die Granate der Metapelit-Probe LR33 Chloritoid-Einschlüsse. Charakteristisch sind für diese Einschlüsse die etwas höheren, einheitlichen X_{Mg} -Werte von 0.13 und die schwach erhöhten Mn-Konzentrationen von 0.03 K.p.F.. Außerdem weisen die Matrix-Chloritoiden keine Cl- und F-Gehalte (Cl: 0 - 0.01 Gew.%, F: 0 Gew.%) auf. Im Hinblick auf die Spurenelemente Li (0.03 - 2.8 ppm), Be (1.2 - 2.9 ppm) und B (0.1 - 0.4 ppm) fällt auf, dass die Intraproben-Variationen durch unterschiedliche Gehalte der Einzelkörner kombiniert mit Intrakorn-Schwankungen bedingt sind. Bei diesen Variationen innerhalb der Körner konnte an einem Chloritoid-Stengel (ca. 250 μm) eine Be- und B-Abnahme vom Kern zum Rand beobachtet werden, während für Li kein schönes Zonierungsmuster ersichtlich ist. Aufgrund der meist kleinen Chloritoid-Körner kann keine generelle Aussage zu den Zonierungsmustern der drei Spurenelemente in dieser Phase gemacht werden. In Bezug auf den Austausch der Haupt- mit den Spurenelementen kann in den Chloritoiden eine negative Korrelation von Si mit Be bzw. eine positive Korrelation von Be mit Fe beobachtet werden. Li und B zeigen keine derartigen systematischen Zusammenhänge.

3.4.9. Amphibol

Der Amphibolit LR19 enthält bezüglich der Hauptelemente deutlich zonierte Amphibole, deren chemische Zusammensetzung in der Regel von Ferrotschermakit bis Tschermakit reicht (Abb. 3-21). Die X_{Mg} -Werte liegen bei 0.40 - 0.55 und ihre Variation beruht hauptsächlich auf den ausgebildeten Intrakorn-Zonierungen (Abb. 3-22). Im Hinblick auf die Verteilung der Hauptelemente in verschiedenen Amphibol-Körnern fällt auf, dass keine einheitlichen Zonierungsmuster vorhanden sind. In diesem Zusammenhang steht eine beobachtete F-Zonierung, die nur in einem einzigen Korn (auch im Vergleich zu den Amphibolen der Insel Ikaria oder der Schweizer Alpen) auftritt (Abb. 3-22g). Obwohl die F-Konzentrationen mit 0.18 Gew.% im Amphibol-Kern und mit 0.05 Gew.% am Amphibol-Rand unterhalb der Nachweisgrenze liegen, kann aufgrund der großen Anzahl der EMS-Messpunkte von einem realen Konzentrationsgefälle (Zonierung) gesprochen werden. Die F-Gehalte in den gesamten Amphibolen reichen insgesamt von 0.04 Gew.% bis 0.18 Gew.%, während die Cl-Werte bei 0 - 0.06 Gew.% liegen. Außerdem gibt es vereinzelt Quarz- und Chlorit-Einschlüsse in den Amphibolen. Diese eingeschlossenen Chlorite weisen in etwa den Chemismus der Matrix-Chlorite auf. Des Weiteren wurden folgende Spurenelement-Gehalte ermittelt: Li 0.6 - 9.9 ppm, Be 0.6 - 1.0 ppm und B 2.1 - 4.6 ppm. Die teilweise großen Konzentrationsschwankungen der drei leichten Elemente kommen durch Intrakorn-Zonierungen zustande. Wiederum sind keine einheitlichen Muster für Li, Be, B in den einzelnen Körnern festzustellen. Während in einem Amphibol-Korn der Probe ausschließlich eine deutliche Li-Zonierung (Abb. 3-22i) auftritt, zeigt ein weiterer Amphibol-Stengel ausnahmslos eine deutliche Be-Zonierung (Konzentrationsabnahme vom Kern zum Rand) und ein drittes Amphibol-Korn weist keinerlei eindeutigen Zonierungsmuster auf. Zudem existiert kein systematischer Austausch zwischen den Hauptelementen und den drei Spurenelementen Li, Be und B.

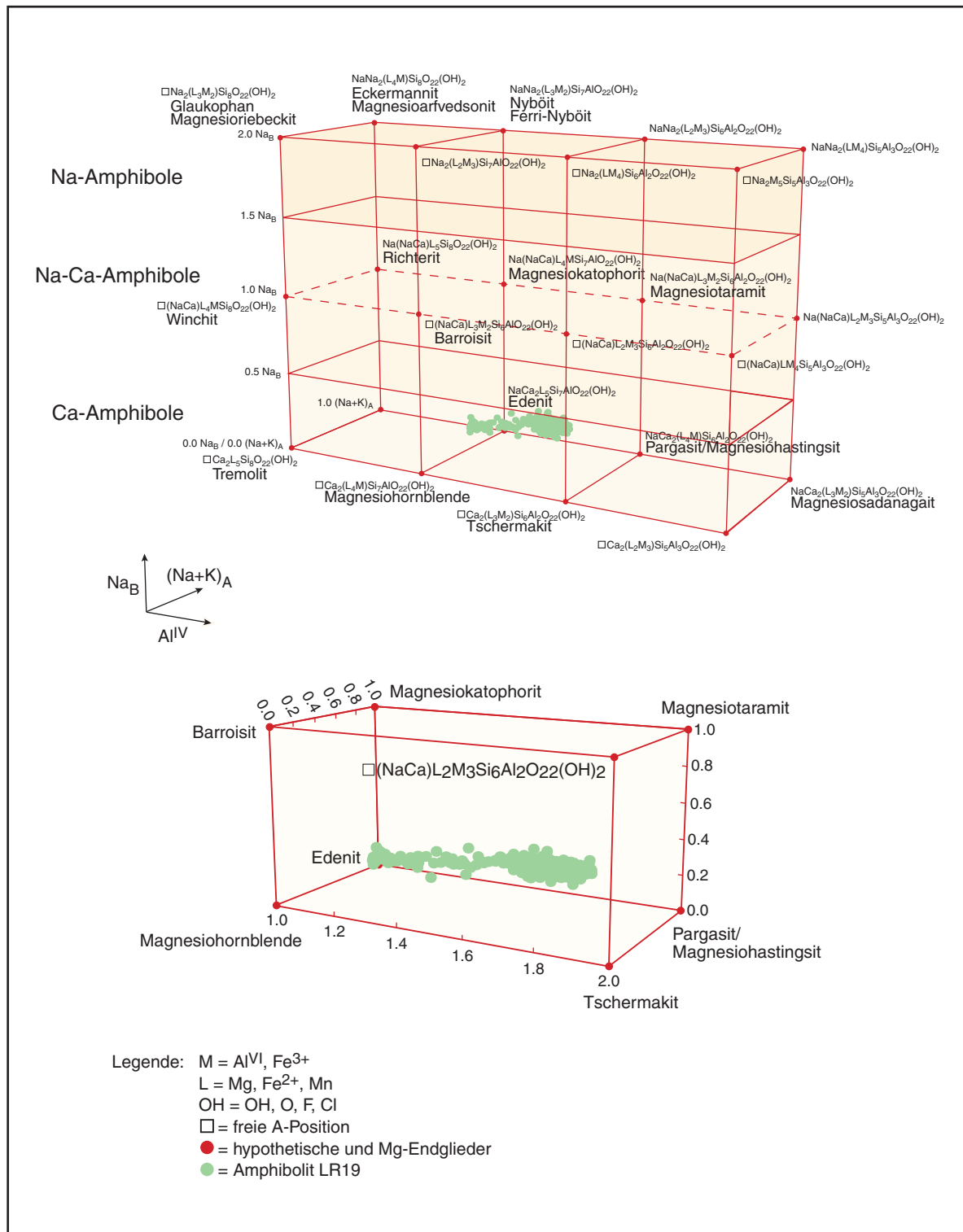


Abb. 3-21 Übersicht zur Amphibol-Zusammensetzung der Probe LR19 des Künisches Gebirges.

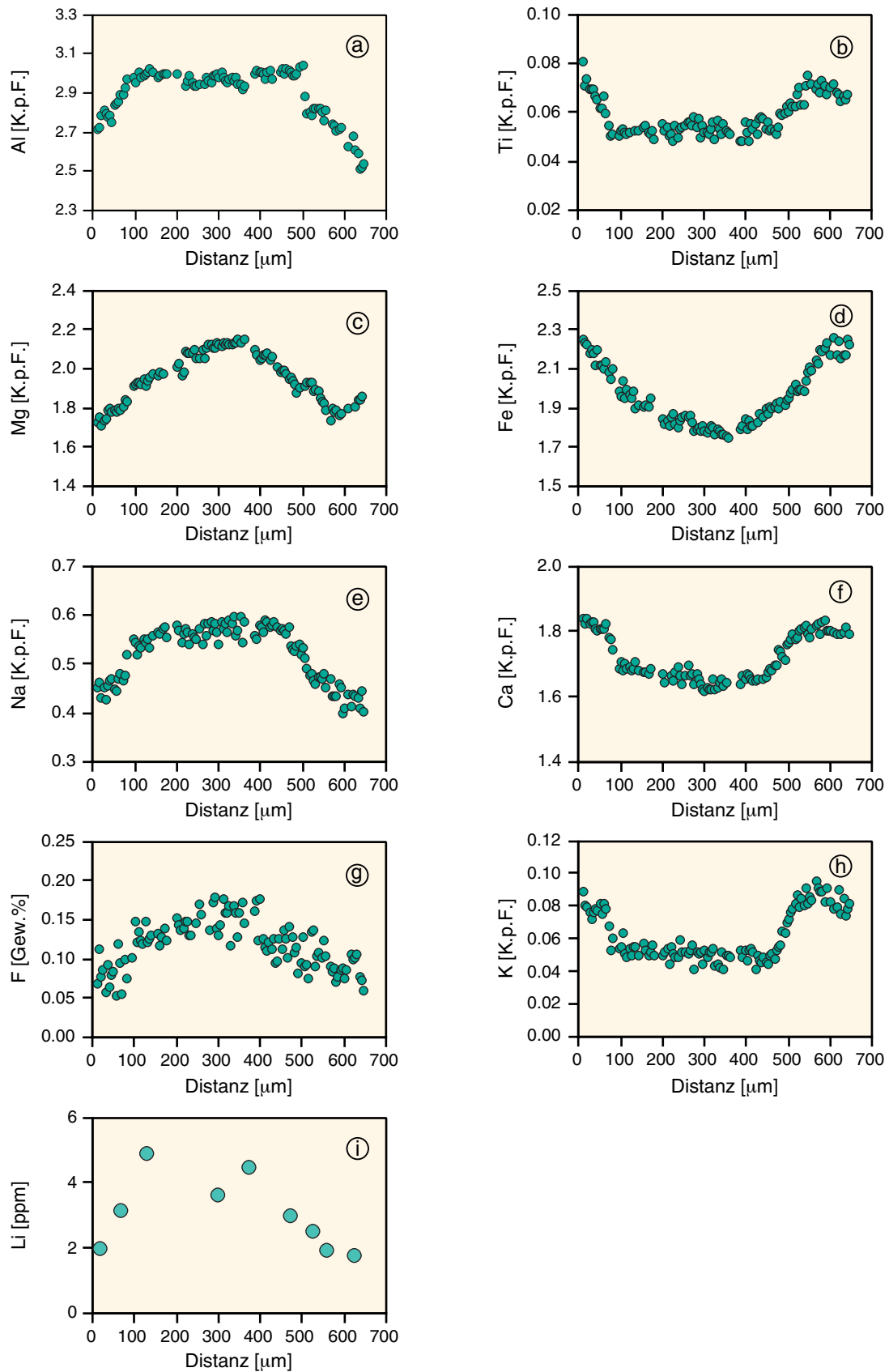


Abb. 3-22 Amphibol-Profil (Probe LR19) mit Zonierungsmustern für ausgewählte Hauptelemente einschließlich des Spurenelementes Li (Messfehler 2.3 - 7.0 %).

3.4.10. Turmalin

Alle sechs metapelitischen Proben des Künischen Gebirges führen Turmalin. Jedoch konnten die Turmalin-Körner der Proben LR33 und LR58, aufgrund ihrer geringen Größe, nicht bearbeitet werden. Die untersuchten Turmaline stellen Mischkristalle dar, die der Alkali-Gruppe nach Hawthorne & Henry 1999 zuzuordnen sind. Die Turmaline setzen sich aus Oenit-Schörl-Dravit-Komponente (Na 0.53 - 0.95 K.p.F., Ca 0.02 - 0.12 K.p.F., K 0 - 0.03 K.p.F.) zusammensetzen (Abb. 3-23). Im Folgenden sind die Gehalte weiterer Hauptelemente aufgelistet: Al 5.74 - 6.82 K.p.F., Si 5.84 - 6.11 K.p.F., Mg 1.29 - 1.89 K.p.F., Fe 0.91 - 1.99 K.p.F., B 2.91 - 3.13 K.p.F., F 0.03 - 0.21 K.p.F.. Bei diesen Hauptelementen kann eine negative Korrelation von (Ca + Mg + Al) mit (Na + Fe + Ti) beobachtet werden (Abb. 3-24).

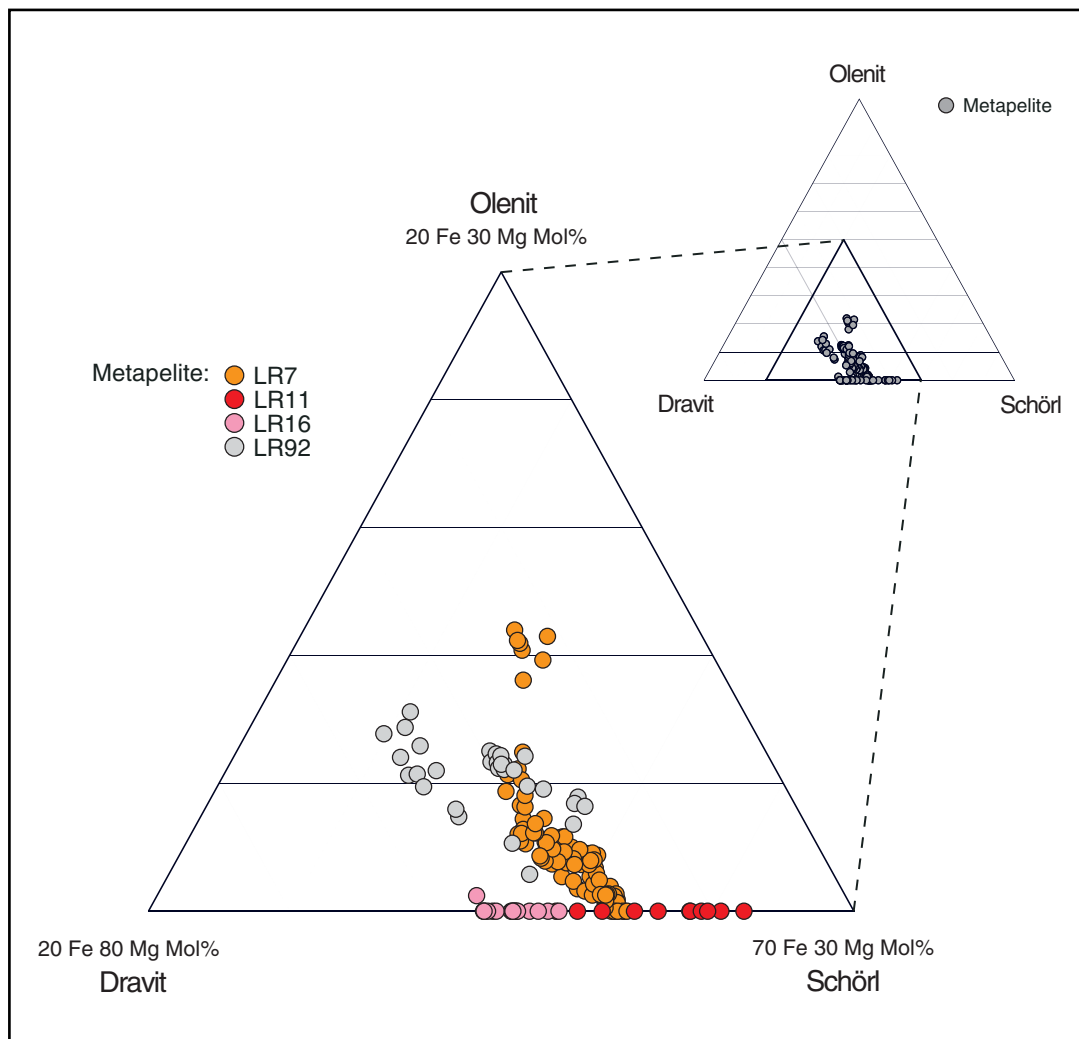


Abb. 3-23 Chemographie der metapelitischen Turmaline des Künischen Gebirges. Die Intraproben-Variationen dieser Turmaline beruhen immer auf Intrakorn-Zonierungen der Hauptelemente.

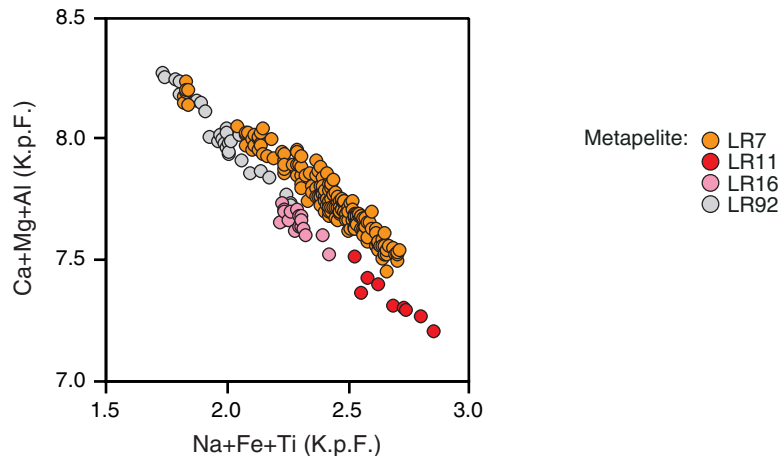


Abb. 3-24 Negative Korrelation von $(Ca+Mg+Fe)$ mit $(Na+Fe+Ti)$ in den metapelitischen Turmalinen des Künischen Gebirges.

Außerdem zeigt sich, dass die Turmaline des Künischen Gebirges im Vergleich zu den Metapeliten von Icaria etwas eisenreicher sind und die Minimalwerte für B etwas höher liegen (vgl. Kap. 2.4.11). Ebenfalls können die Variationen der Elementkonzentrationen auf Intrakorn-Zonierungen (Haupt- und Spurenelemente) zurückgeführt werden. Des Weiteren ist aus Abb. 3-23 ersichtlich, dass die Turmalin-Körner der Proben LR11 und LR16 etwas Al-ärmer als die der Metapelite LR7 und LR92 sind. Alle Turmaline des Künischen Gebirges zeigen einen deutlichen Zonarbau (z.T. oszillierend), der sich im Dünnschliff durch verschiedene Farbzonen äußert. Wie schon bei den metapelitischen Turmalinen der Insel Icaria beschrieben (Kap. 2.4.11), weisen die Körner der Metapelite LR7 und LR92 baugrüne Kerne (Ca-Ti-Gehalte niedrig, Si-Na-Konzentrationen hoch) mit olivfarbenen Rändern (Ca-Ti-Gehalte hoch, Si-Na-Konzentrationen niedrig) auf (Abb. 3-25a-h). Teilweise begrenzt ein sehr dünner, hellolivfarbener Saum den Kornrand. Im Gegensatz dazu enthalten die Proben LR11 und LR16 kleine dunkelgrüne Turmalin-Körner. Die etwas hellergrünen Kerne zeichnen sich immer durch niedrigere Al-Fe-Ca-Gehalte gekoppelt mit höheren Mg-Ti-Na-Konzentrationen als die Ränder aus. Zu den bisher genannten Hauptelement-Variationen zählen ebenfalls ausgeprägte F-Zonierungsmuster. In diesem Fall ist jedoch keine Systematik bezüglich der unterschiedlichen Farbzonen erkennbar. Oftmals (aber nicht immer!) nimmt der F-Gehalt im Kernbereich der Turmaline zu, gefolgt von einer erneuten F-Abnahme am äußersten Rand der Körner (Abb. 3-25h; Abb. 2-27h). Bezüglich der B-Schwankungen muss nochmals erwähnt werden, dass es sich hierbei um analytische Effekte handelt und nicht um eine natürlich ausgebildete Zonierung (Abb. 3-25k).

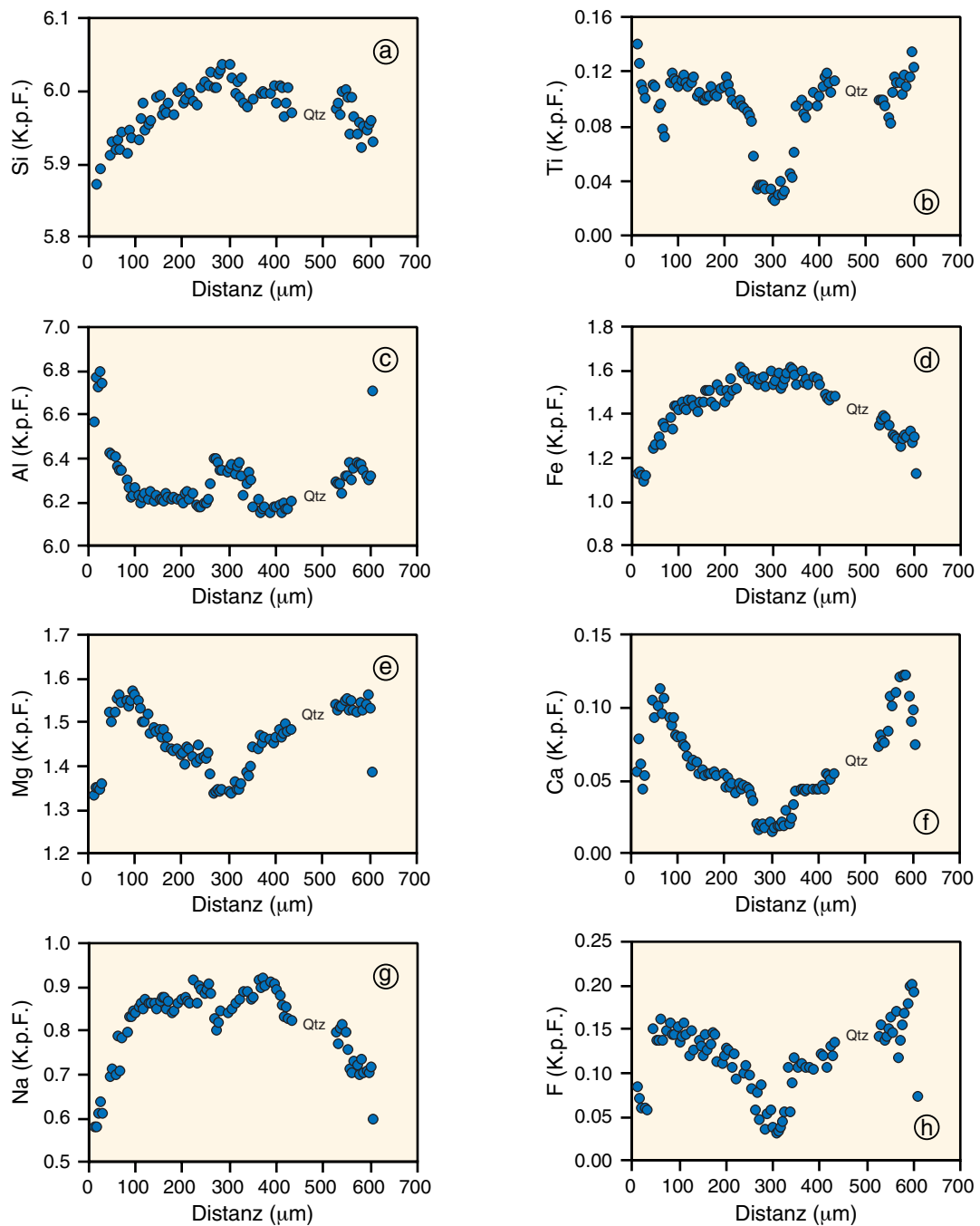


Abb. 3-25 Turmalin-Profil (Metapelit LR7) mit den Zonierungsmustern der wichtigsten Hauptelemente. Nähere Erläuterungen siehe Kap. 3.4.10. (Spurenelemente siehe nächste Seite).

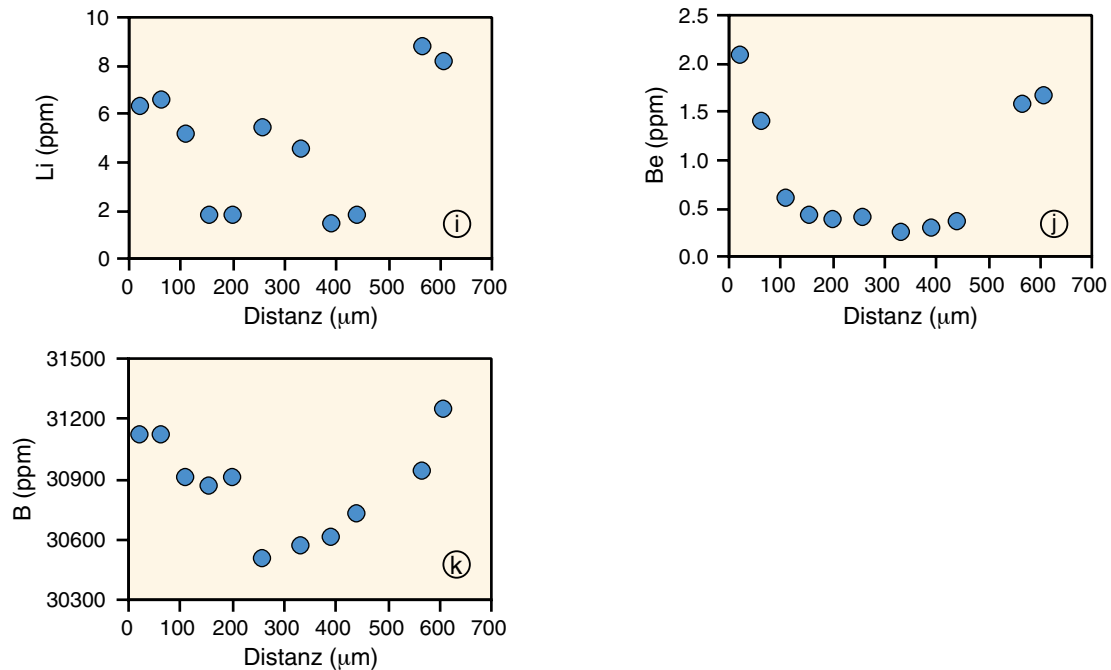


Abb. 3-25 Turmalin-Profil (Metapelit LR7) mit den Zonierungsmustern der drei leichten Elemente Li, Be und B (nähere Erläuterungen siehe Kap. 3.4.10.). Die Messfehler liegen bei Li zwischen 1.8 % und 6.9 % bzw. bei Be zwischen 4.5 % und 17.4 %. Die B-Variationen können auf analytische Effekte zurückgeführt werden (B Messfehler 0.2 - 0.6 %).

Im Hinblick auf die Spurenelemente liegen die Li-Konzentrationen aller Turmaline insgesamt bei 1.5 - 9.5 ppm und die Be-Gehalte bei 0.3 - 2.1 ppm. Die Schwankungen dieser Werte kommen wiederum durch Intrakorn-Zonierungen (Abb. 3-25i-j) zustande. Für die Li-Zonierung im Turmalin ist folgendes Muster auffallend: erhöhte Li-Gehalte im Kern mit sprunghafter Li-Abnahme und ebenso abrupter Li-Zunahme am Kornrand (Abb. 3-25i). Sowohl Li als auch Be bilden aber keine einheitlichen und typischen Zonierungsmuster für eine jeweilige Farbzone aus.

Im Allgemeinen treten keine Korrelationen zwischen den Haupt- und den Spurenelementen auf. Zudem liegen die Wassergehalte in den Turmalinen des Künischen Gebirges bei 2.73 - 3.09 Gew.% (Tab. A3-2) und sind somit deutlich geringer als in den Turmalinen der Insel Icaria.

3.5. P-T Bedingungen

Die Metamorphose-Bedingungen der Metapelite des Künischen Gebirges werden im Folgenden kurz erläutert. Mit Hilfe von P-T Abschätzungen, chemische Zonierungen und Einschlussphasen in Granat ist es möglich, eine Vorstellung über die Bildungsbedingungen dieser Gesteine zu erlangen. Zudem kann der Equilibrierungsbereich der Metapelite durch eine charakteristische Paragenese oder fazieskritische Minerale innerhalb eines petrogenetischen Netzes eingegrenzt werden (vgl. Kap. 2.5.).

3.5.1. Thermometrische Berechnungen

Zur Temperatur-Abschätzung der Metapelite des Künischen Gebirges wurden Granat-Biotit-Thermometer verwendet, da in den meisten Proben diese zwei Phasen vorliegen. Es wurden die beiden Formulierungen von Perchuk & Lavrent'eva (1983) und von Holdaway et al. (1997) ausgewählt (Kap. 1.3.2., 2.5.1.). Die Temperatur-Berechnung basiert auf der Verrechnung von EMS-Analysen der Kernbereiche von Granat und Biotit als auch der Randbereiche beider Phasen. Dies entspricht der in Kap. 2.5.1. beschriebenen Vorgehensweise. Außerdem muss gesagt werden, dass mit Ausnahme der Probe LR11 bei allen Metapeliten sich berührende Granat-Biotit-Paare für die Berechnung zur Verfügung standen. Bei den hieraus ermittelten Rand-Temperaturen wurde eine Gleichgewichtseinstellung zwischen beiden Mineralen zugrunde gelegt. Im Gegensatz dazu stehen die errechneten Granat-Biotit-Kern-Temperaturen, die dennoch einen Anhaltspunkt zu früheren Bedingungen liefern. Des Weiteren geben chemische Hauptelement-Zonierungen in Granat weitere Hinweise über die Entstehung der Gesteine. So lässt sich die glockenförmige Mn-Zonierung als prograde Entwicklung der Metapelite interpretieren mit teilweise retrograden Überprägungen an den äußersten Granat-Rändern (Kap. 3.4.5.). Die recht ausgeprägten Zonierungsmuster bzw. Konzentrationsunterschiede zwischen Kernen und Rändern in den Granaten spiegeln sich deutlich in den berechneten Temperaturen wieder. Zur Abschätzung wurden Drücke von 2 kbar und 4 kbar angenommen, da in Al-reichen Metapeliten des Künischen Gebirges Andalusit auftritt.

Einen Überblick der P-T-Berechnungen liefern Tabelle 3-3 und Tabelle 3-4. Die Rand-Temperaturen liegen bei beiden Formulierungen relativ einheitlich innerhalb der unteren Amphibolit-Fazies, d.h. alle Metapelite-Proben sind im Bereich der unteren Amphibolit-Fazies equilibriert. Die Kern-Temperaturen fallen niedriger aus und dokumentieren etwas besser als die Metapelite der Insel Icaria eine prograde Entwicklungsgeschichte. Allerdings sind die Unterschiede in den Kern-Rand-Temperaturen nicht mehr so ausgeprägt, wenn man die 2σ -Fehler berücksichtigt. Diese Aussagen gelten für die Temperatur-Abschätzungen beider Formulierungen. Die Holdaway-Temperaturen liegen meistens um 10 - 50 °C höher als die Temperaturen nach Perchuk & Lavrent'eva. Des Weiteren fällt auf, dass bei den Metapeliten des Künischen Gebirges die Gruppe der Granat-Glimmer-Schiefer (LR11, LR33) die niedrigsten Kern-Temperaturen aller Proben aufweisen (Tab. 3-3, 3-4).

Die Temperatur-Abschätzungen nach Perchuk & Lavrent'eva (1983) wurden von Kaliwoda et al. (2001) übernommen (Tab. 3-3). Zudem wurde bei den Temperatur-Berechnungen nach Holdaway et al. (1997) auf deren umfangreichen Satz von EMS-Analysen zurückgegriffen (Tab. 3-4). Eine Ausnahme stellt der Granat-Glimmer-Schiefer LR11 dar, der ausschließlich mit den EMS-Analysen dieser Arbeit berechnet wurde. Außerdem wurden die von Kaliwoda et al. 2001 ermittelten Temperaturen mit einzelnen EMS-Analysen aus dieser Arbeit überprüft und bestätigt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Metapelite des Künischen Gebirges einer prograden Entwicklung (s. Kap. 3.5.2.) mit einer teilweise retrograden Überprägung unterworfen waren. Alle Proben equilibrierten in der unteren Amphibolit-Fazies. Die Gesteine des Künischen Gebirges gleichen bezüglich der Temperaturen den Metapeliten der Insel Ikaria.

Tab. 3-3 Granat-Biotit-Temperaturen (Perchuk & Lavrent'eva 1983) für die Metapelite des Künischen Gebirges

Probe KG	P (kbar)	Kern-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)	Rand-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)
LR11	2 ⁻¹	391	12	517	74
	2 ⁻²	402	12	530	75
	4 ⁻¹	387	12	512	74
	4 ⁻²	393	12	518	74
LR16	2 ⁻¹	563	17	571	22
	2 ⁻²	577	17	585	22
	4 ⁻¹	558	17	566	22
	4 ⁻²	565	17	573	22
LR33	2 ⁻¹	472	56	555	37
	2 ⁻²	484	57	568	37
	4 ⁻¹	462	22	549	36
	4 ⁻²	468	22	556	37
LR58	2 ⁻¹	560	13	587	20
	2 ⁻²	574	13	601	20
	4 ⁻¹	554	13	581	20
	4 ⁻²	561	13	588	20
LR92	2 ⁻¹	542	27	601	21
	2 ⁻²	556	27	616	21
	4 ⁻¹	537	27	596	21
	4 ⁻²	544	27	603	21

⁻¹ $V_1 = -0.0577$ cal/bar

⁻² $V_2 = -0.0246$ cal/bar

Tab. 3-4 Granat-Biotit-Temperaturen (Holdaway et al. 1997) für die Metapelite des Künischen Gebirges

Probe KG	P (kbar)	Kern-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)	Rand-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)
R11	2	268	18	496	123
	4	275	18	506	125
LR16	2	579	30	590	55
	4	589	30	600	55
LR33	2	400	38	535	67
	4	409	38	545	68
LR58	2	540	27	600	46
	4	550	27	610	47
LR92	2	513	43	623	49
	4	523	43	634	49

3.5.2. Mineralreaktionen und Stabilitätsfelder

Die Hälfte der Metapelite des Künischen Gebirges enthalten Andalusit, der einen Hinweis auf maximale Drücke (Andalusit-Disthen-Reaktion) gibt (Abb. 3-26). Durch die enge Wechsellagerung der Gesteine kann geschlossen werden, dass alle Proben innerhalb des Andalusit-Stabilitätsfeldes equilibriert sind. Weitere Informationen, die Aufschluss über eine Druckentwicklung geben könnten, fehlen (z.B. keine kernnahen Einschlüsse einer Al_2SiO_5 -Phase in Granat). Hinsichtlich der Temperatur-Entwicklung stehen neben den schon beschriebenen Zonierungen in Granat (s.o.) noch Einschlüsse in Granat zur Verfügung. Dabei handelt es sich um Fe-Chlorit-Einschlüsse, die auf niedrigere grünschieferfazielle Temperaturen während des Granat-Wachstums weisen (Chlorit wird mit Zunahme der Temperatur Mg-reicher). Bei einer Metapelite-Probe (Granat-Glimmer-Schiefer LR33) treten zudem Fe-Chloritoid-Einschlüsse in Granat auf. Dies deutet auf eine prograde Granat-Entstehung aus Chloritoid hin (ca. 500 °C): $Fe-Cld + Qtz \Leftrightarrow Fe-St + Alm + H_2O$ (KFASH-System) [Abb. 3-26]. Staurolith-Einschlüsse in Granat zeigen, dass Staurolith auf jeden Fall gleichzeitig mit den Granaten stabil war. Sowohl die $St+Qtz$ -out-Reaktion als auch die $Ms-Qtz$ -out-Reaktion geben einen Anhaltspunkt über Maximal-Temperaturen der Metapelite (Abb. 3-26). Die in Abbildung 3-26 dargestellten Stabilitätsfelder beziehen sich auf das KFASH- und KFMASH-System. Es handelt sich hierbei um eine sehr vereinfachte Betrachtungsweise, da sich die Stabilitätsfelder der Minerale durch zusätzliche Komponenten, die in natürlichen Systemen immer vorhanden sind, ändern. Außerdem sei erwähnt, dass der Quarzit (LR4) innerhalb des $Cld-Qz$ -Stabilitätsfeldes entstand (Abb. 3-26). Es gibt keine Anzeichen für einen anderen Stabilitätsbereich dieser Probe.

4. Li, Be und B in metapelitischen Gesteinen der Schweizer Alpen (Campo Tencia)

4.1. Geologischer Rahmen

4.1.1. Die Zentralalpen

Der *Alpenbogen* resultiert aus der konvergenten Drift von eurasischer mit afrikanischer Lithosphäre und markiert die Kollisionszone beider Platten. Zuvor setzte an der Wende Perm-Trias Extension ein, so dass der Superkontinent Pangäa aufbrach und sich ein gegliederter ozeanischer Bereich, die Tethys, bildete. Somit ist das alpidische Orogen das Ergebnis der Subduktion dieses ozeanischen Bereiches unter den nördlichen eurasischen Kontinent und der darauf folgenden Kollision mit der südlichen adriatisch-afrikanischen Platte (Coward & Dietrich 1989). Im Wesentlichen sind sieben paläogeographisch verschiedene Bereiche für den Aufbau der Zentralalpen von Bedeutung (Abb. 4-1) [Schmid et al. 1996]: europäisch-kontinentale Kruste, ozeanische Kruste des Valais-Troges, kontinentale Kruste der Briançonnais-Schwelle, Kruste des Piemont-Ligurischen-Ozeans, Kruste des Austroalpins, kontinentale Kruste der Canavese-Zone (möglicherweise auch mit ozeanischen Anteilen) und adriatisch-kontinentale Kruste.

Charakteristisch für die Alpen ist ihr komplizierter Deckenbau mit Nord-, Nordwest- und Westvergenzen, wobei auch untergeordnet in den internen Zonen des Orogens südgerichtete Rücküberschiebungen auftreten. Die einzelnen Deckenstapel enthalten sedimentäres und kristallines Material, das von beiden Kontinentalrändern abgeschert wurde und mit obduzierten ozeanischen Spänen assoziiert ist. Im Laufe der alpidischen Orogenese (Kreide bis Miozän) wurden diese Decken unterschiedlich stark beansprucht oder überhaupt nicht metamorph überprägt.

Die Alpen können tektonisch in folgende Haupteinheiten unterteilt werden (Abb. 4-2) [Escher et al. 1997]:

Im Nordwesten der Zentralalpen ist die synorogene *Molasse* aufgeschlossen, die sich aus einer Abfolge von marinen Sedimenten und Süßwasser-Ablagerungen (frühes Miozän bis mittleres Oligozän) zusammensetzt und das Vorland des alpidischen Orogens nachzeichnet. Sie wird gegliedert in eine nördliche (par)autochthone Molasse und eine südliche subalpine Molasse, die zum Teil verfaltet wurde und einen Deckencharakter aufweist.

Das *Helvetikum* tritt im nördlichen Bereich der Schweizer Alpen zu Tage und setzt sich aus einer Reihe von (para)autochthonen Kristallinmassiven und helvetischen Decken zusammen. Die diversen Massive (z.B. Aar, Aiguilles Rouges, Mont Blanc) bestehen hauptsächlich aus variszischem Altkristallin, während die helvetischen Decken (z.B. Morcles-Decke, Wildhorn-Decke) von verfalteten mesozoisch-tertiären Sedimenten aufgebaut werden. Diese letztgenannten Einheiten entsprechen Bereichen des nördlichen Schelfes und des sich südlich anschließenden proximal-europäischen Kontinentalrandes.

Das *Ultrahelvetikum* besteht aus mehreren Decken, die sowohl nördlich bzw. südlich der helvetischen Decken als auch zwischen diesen aufgeschlossen sind. Es handelt sich um Einheiten, die paläogeographisch im Übergangsbereich zwischen Helvetikum und Penninikum anzusiedeln sind.

In den Zentralalpen liegt das *Penninikum* in Form altkristalliner (variszischer) und sedimentärer Decken vor, die während der alpidischen Orogenese (poly)metamorph überprägt wurden. Zusätzlich finden sich penninische Gesteinsserien als Klippen in den *Préalps*, im *Tauern-Fenster* und im *Engadiner Fenster*. Nach der mesozoischen Paläogeographie werden dem Penninikum Teile des distal-europäischen Kontinentalrandes und ozeanische Bereiche (Valais-Trog, Briançonnais-Plattform, Piemont-Ligurischer-Ozean) zugeordnet. Hinweise auf ozeanische Lithosphäre geben subduktionsbezogene HP-LT-Metamorphite (Meta-Ophiolith-Komplexe, Eklogite, Glaukophanite), die kretazische und/oder eozäne HP-Stadien durchliefen (Oberhänsli 1994). Geochronologische Daten belegen diese unterschiedlichen Metamorphose-Ereignisse (Gebauer 1999). Heutzutage grenzen die penninischen Gesteine im Norden an das Helvetikum bzw. Ultrahelvetikum. Das zwischenliegende Gotthard-Massiv mit der südlich folgenden Lucomagno-Einheit wird als sogenanntes *Infrapenninikum* bezeichnet. Des Weiteren liegt innerhalb der penninischen Zone der Schweizer Alpen der *Lepontin-Dom*, ein Bereich, der sich durch eine zusätzliche tertiäre HT-LP-Regionalmetamorphose und mehrere Deformationsphasen auszeichnet (vgl. Kap. 4.1.2.).

Austroalpin und *Südalpin* enthalten Gesteinsserien des adriatisch-afrikanischen Kontinentalrandes. Die austroalpinen Decken schoben sich in Richtung Norden bzw. Westen über das Penninikum hinweg und liegen nun in den östlichen Schweizer Alpen und ebenfalls in Österreich. Dagegen ist das Südalpin hauptsächlich in den Dolomiten, den Karnischen Alpen und den Karawanken aufgeschlossen. Die südalpinen Einheiten werden in der Regel von nicht-metamorphen ozeanischen Sedimenten (jungpaläozoisch-mesozoisch) aufgebaut, die über variszischem Basement lagern. Bezüglich der Deckentektonik fallen südvergente Faltenstrukturen auf. Die verschiedenen südalpinen Zonen werden durch die *Insubrische Linie* voneinander getrennt. Nördlich von diesem Störungssystem (strike-slip shear zone) befinden sich die Sesia-Zone und die Canavese-Zone, während im südlichen Teil die Ivrea-Zone und das eigentliche Südalpin auftreten. Die Sesia-Zone setzt sich aus einer Reihe unterschiedlicher Gesteinskomplexe zusammen. Charakteristisch sind granulitfazielle Gneis-Einheiten (u.a. Diorit-Kinzingite) und eklogitfazielle Glimmerschiefer, die zum Teil retrograd überprägt wurden. Außerdem kommen noch Metabasalte, Metagabbros und Mantel-Peridotite hinzu (Escher et al. 1997). Die Canavese-Zone enthält teilweise mylonitisierte HT-Gneise (Grundgebirge), serpentinierte Peridotite und Metabasalte. Südlich der Insubrischen Linie treten in der Ivrea-Zone häufig granulitfazielle Gneise (prä-Alpin) auf, in denen mafische und ultramafische Körper (Metagabbros, Peridotite) eingeschaltet sind. Ausschließlich im Bereich von Scherzonen wurden diese Granulite grünschieferfaziell überprägt.

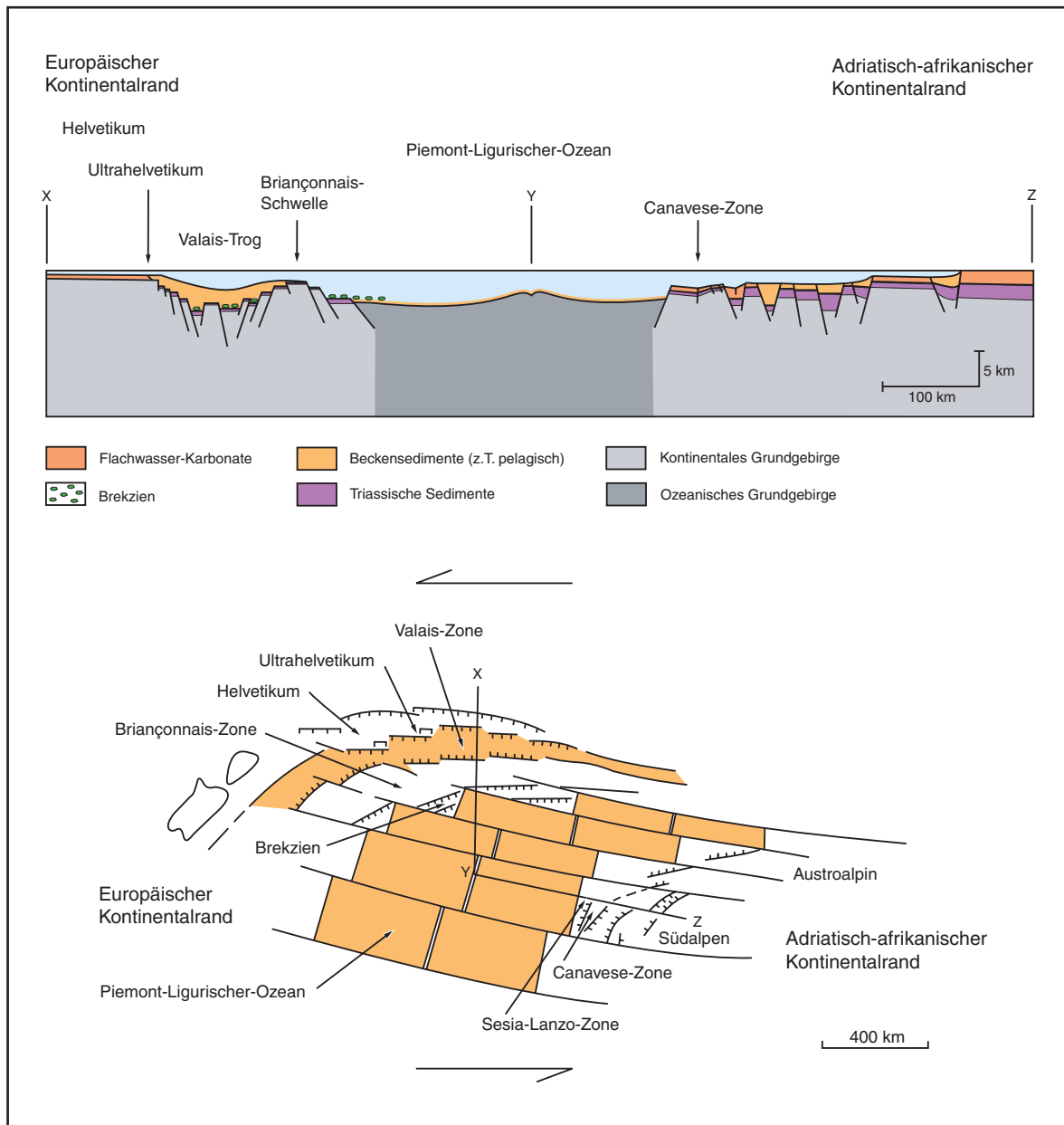


Abb. 4-1 Schematische Rekonstruktion der Schweizer Alpen (Oberer Jura, ca. 150 Ma) in Profil und Aufsicht (modifiziert nach Coward & Dietrich 1989)

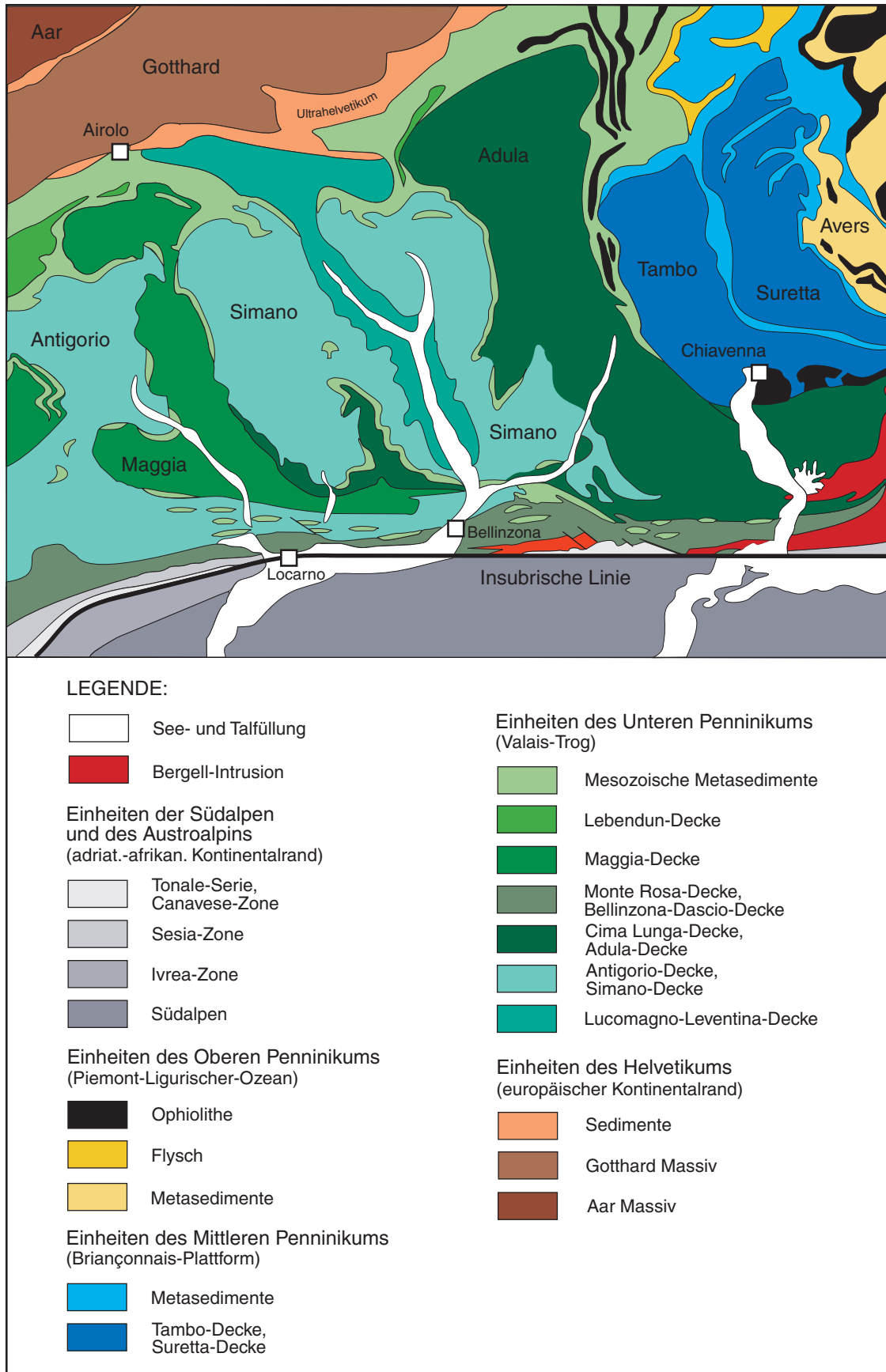


Abb. 4-2 Geologische Karte der Zentralalpen (modifiziert nach Paquin & Altherr 2001)

4.1.2. Die Simano-Decke innerhalb des Lepontin-Gebietes

Das *Lepontin-Gebiet* erstreckt sich innerhalb der penninischen Zone der Zentralalpen. In dieser Region belegen strukturelle, metamorphe und geochronologische Untersuchungen eine tertiäre Regionalmetamorphose, die zeitlich auf das eozäne HP-LT-Ereignis folgte. Strukturgeologische Daten weisen auf eine große Domstruktur (Lepontin-Dom) hin, die sich nochmals in den östlichen *Ticino-Subdom* (25-20 Ma) und den westlichen *Simplon-Subdom* (15-28 Ma) untergliedert (Merle et al. 1989). In allen penninischen Decken bzw. Lithologien dieses Bereiches treten vier alpine Deformationsphasen (D1-D4) auf (Rütti 2001). Außerdem waren alle Gesteine einer prograden Regionalmetamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen (33-32 Ma) unterworfen (D2-D3) [Grond et al. 1995]. Hingegen sind Relikte der früheren eozänen HP-Metamorphose auf einzelne Decken (z.B. Adula-Decke, Cima Lunga-Einheit) beschränkt (syn-D1). Die letzte Deformationsphase (D4) steht mit der Hebung und Abkühlung der penninischen Blöcke in Zusammenhang, einhergehend mit einer retrograden Überprägung unter grünschieferfaziellen Bedingungen (Grond et al. 1995). Die amphibolitfazielle Regionalmetamorphose des Lepontin-Gebietes ist nicht einheitlich ausgebildet und formt einen asymmetrischen Dom aus verschiedenen Isograden bzw. Mineralzonen (Engi et al. 1995; Todd & Engi 1997). Ein Temperaturanstieg von 500 - 550 °C an den Nord- und West-Rändern des Domes (Grenze der Amphibolitfazies) auf 675 °C nahe der Insubrischen Linie bei Bellinzona wurde festgestellt (Engi et al. 1995). Auch die Drücke variieren und nehmen von einem Zentrum mit maximal 0.7 GPa (20 km nördlich von Bellinzona) radial ab. Sie liegen an der Südost-Grenze des Gebietes nur noch bei 0.45 GPa, während der Nordrand ca. 0.55 GPa erreichte. Somit stimmen die Muster der Isothermen und Isobaren nicht überein (Todd & Engi 1997).

Zu diesem oben beschriebenen Gebiet gehört die *Simano-Decke*, die sich tektonisch zwischen der liegenden Lucomagno-Leventina-Zone und der hangenden Adula-Cima-Lunga-Einheit befindet (Abb. 4-3). Den Kern der Simano-Decke baut ein Meta-Granitkörper auf, während im oberen Bereich metapelitische Glimmerschiefer bzw. Gneise mit eingeschalteten Amphiboliten vorherrschen. Die zum Teil cordieritführenden Metapelite (Irouschek 1980) zeigen oftmals eine mehrphasige Metamorphose-Geschichte, was unterschiedliche Granat-, Staurolith- oder auch Disthen-Generationen belegen (Rütti 2001). Der unterlagernde Leventina-Gneis begrenzt die Simano-Decke an der Basis. Alle Gesteine dieser Einheit weisen die Barrow-Typ-Metamorphose des Lepontin-Gebietes auf, ohne Anzeichen eines HP-metamorphen Ereignisses. Für die Simano-Decke ergeben thermobarometrische Berechnungen und P-T-Abschätzungen Temperaturen von 626 - 639 °C und Drücke von etwa 0.60 - 0.63 GPa (Rütti 2001).

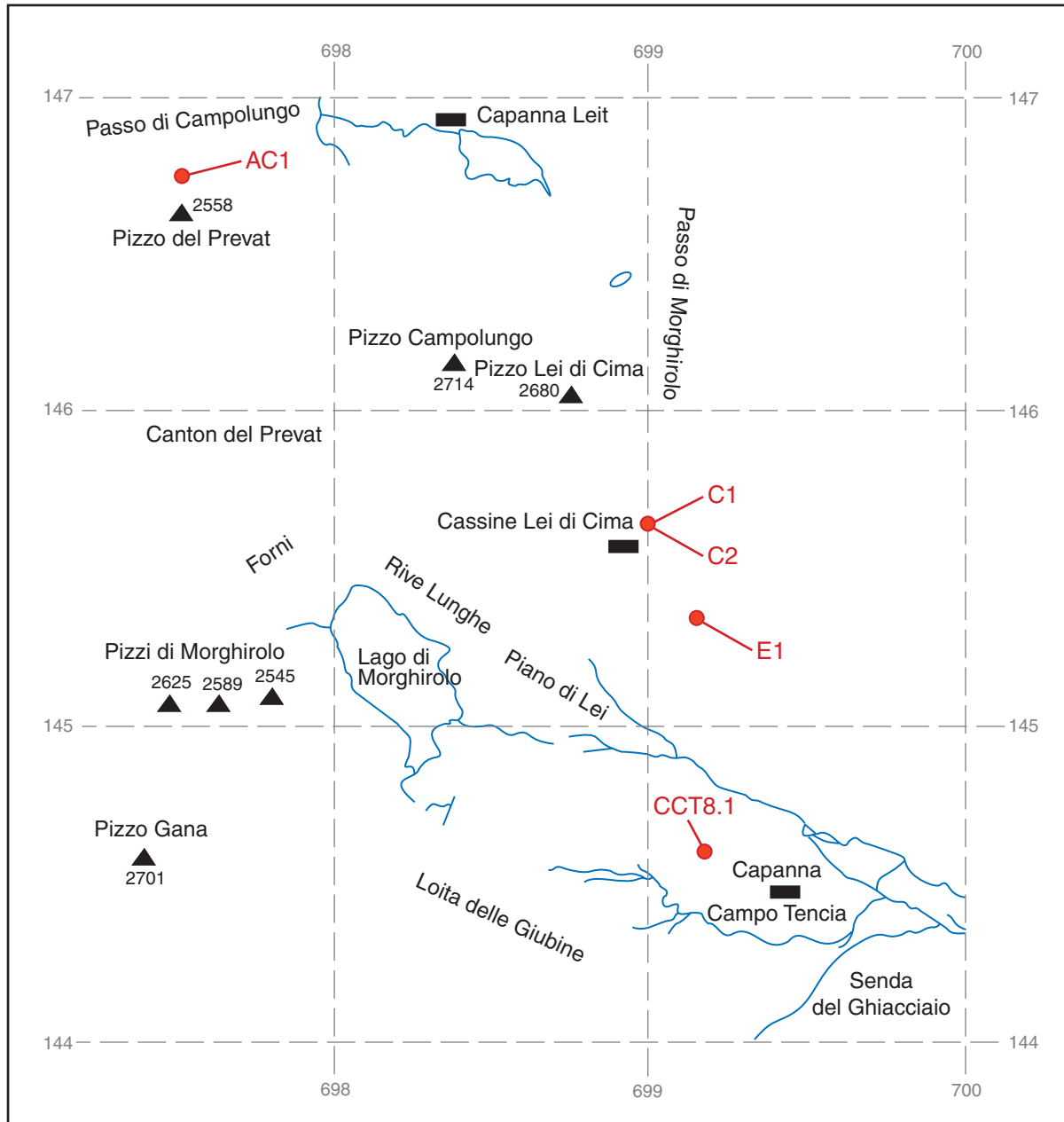


Abb. 4-3 Probenlokalitäten um Campo Tencia in den Schweizer Zentral-Alpen

4.2. Probenauswahl und Probencharakteristik

Aus den Schweizer Alpen wurden fünf Proben bearbeitet, die geographisch aus der Umgebung von Campo Tencia stammen (Abb. 4-3). Aus geologischer Sicht gehören die Gesteine der Simano-Decke an. Die Proben setzen sich aus drei Metapeliten und zwei Amphiboliten zusammen.

Die drei Metapelite-Proben weisen nur geringe Unterschiede im Mineralbestand auf (Tab. 4-1). Sie liegen als mittel- bis grobkörnige Schiefer vor, bei denen Glimmer als Foliationsbildner fungieren. Diese hellen Muskovite und dunklen Biotite umlagern cremefarbene, deformierte Plagioklas-Knollen und ebenfalls Granat-Körner. Die in der Regel großen Granat-Blasten (\varnothing mm- bis cm-Bereich) liegen

innerhalb der feinkörnigen Matrix. Außerdem können auf den Foliationsflächen kleine, schwarze Stengel beobachtet werden. Hierbei handelt es sich um Staurolith und/oder Turmalin. Im Handstück lassen sich teilweise deutlich quarz- und/oder plagioklasreiche Lagen von glimmerreichen Partien unterscheiden. Ebenso treten dünne Risse und braune Ablagerungen (sekundär) auf, so dass die Gesteine nicht mehr ganz frisch erscheinen.

Des Weiteren kommen zwei graugrüne Amphibolite hinzu. Diese Proben liegen als kompakte, fein- bis mittelkörnige und teilweise foliierte Gesteine vor. Zudem variieren beide Amphibolite etwas in ihrem Mineralbestand (Tab. 4-1). In der Probe C1 können deutlich rote, cm-große Granat-Blasten von der Matrix unterschieden werden. Die Amphibolite sind wie die Metapelite nicht frisch vorhanden, was hellbraune Risse mit sekundären Ablagerungen und verwitterte Außenseiten belegen.

Tab. 4-1 Übersicht der Proben von Campo Tencia

Proben-Nr.	Gestein	Ausbildung	Mineralbestand*
AC1	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, Tur, Zrn/Mnz, Ap, Rt, Ilm, Hem
C1	Amphibolit	z.T. foliiert	Qtz, Pl, Bt, Chl, Grt, Amph, Sph, Rt, Ilm
C2	Amphibolit	z.T. foliiert	Qtz, Pl, Bt, Ep, Amph, Sph, Rt, Ilm, Hem
CCT8.1	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, Tur, St, Ky, Rt, Ilm
E1	Metapelit	Schiefer	Qtz, Pl, Ms, Bt, Chl, Grt, Tur, St, Ky, Ilm

*Abkürzungen der Mineralnamen nach Kretz 1983

4.3. Petrographie

4.3.1. Metapelite

Granat-Glimmerschiefer:

Bei der Probe AC1 handelt es sich um einen foliierten mittelkörnigen Metapelit, der von konkordanten Quarz-Lagen durchzogen wird. Das Gestein weist einen relativ einfachen Mineralbestand auf: Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit (braun), Granat, Turmalin, Apatit, Rutil, Ilmenit und Hämatit (Tab. 4-1). Sowohl die Glimmer als auch die Turmaline zeichnen die Foliation nach. Charakteristisch für diesen Metapelit sind idiomorphe bis hypidiomorphe Granate (\varnothing ca. 400 μ m), die zahlreich im Gestein vorkommen (Abb. 4-4). Ein Teil der Blasten liegt einschlussfrei vor, während die restlichen Körner regellos angeordnete Einschlüsse (Quarz, Ilmenit) enthalten (Tab. 4-2). In den glimmerreichen Lagen der Probe sind häufig Turmaline zu beobachten, die eine schöne Farbzonierung zeigen (Abb. 4-4). Die blaugrünen, oftmals fleckig ausgebildeten Kernbereiche heben sich von den oliv- bis sandfarbenen Rändern ab. Bei diesem Metapelit sind keine Anzeichen von Verwitterung zu erkennen.

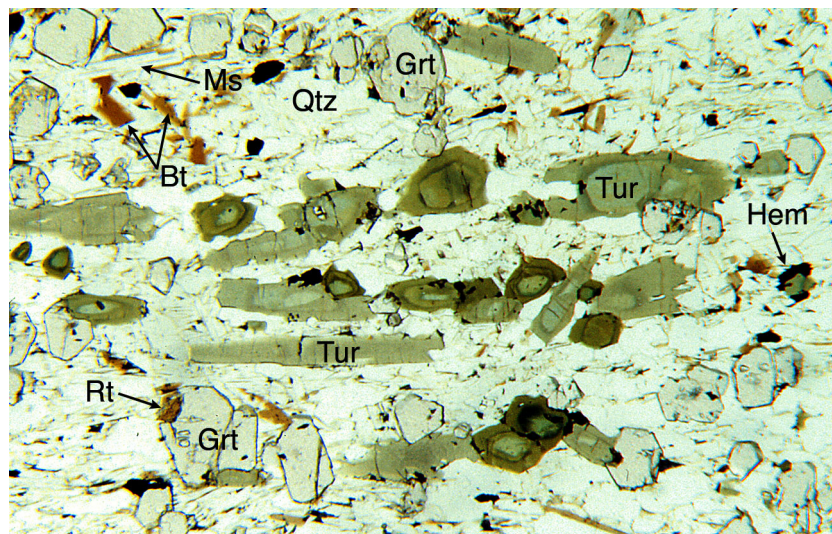


Abb. 4-4 Dünnschliff-Foto der Metapelit-Probe AC1 (Erläuterungen siehe Text)

Tab. 4-2 Mineralparagenesen in den Metapeliten von Campo Tencia

Probe	Einschlüsse in Blasten		Syn-Foliation	Retrograd
	P0 - P1		P1	P2
AC1	P0-P1	Grt: Qtz, Ilm	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, Tur, Zrn/Mnz, Ap, Rt, Ilm, Hem	
	P0-P1	Tur: Rt		
C1	P0-P1	Grt: Qtz, Pl, Ep, Amph, Rt	Qtz, Pl, Grt, Amph, Sph, Rt, Ilm	Bt, Chl
	P0-P1	Amph: Qtz, Pl, Chl, Sph		
C2			Qtz, Pl, Bt, Ep, Amph, Sph, Rt, Ilm, Hem	
CCT8.1	P0-P1	Grt: Bt, Chl, St	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, Tur, St, Ky, Rt, Ilm	Chl
	P0-P1	St: Qtz, Rt, Ilm		
E1	P0-P1	Grt: Qtz, Ap, Rt, Ilm	Qtz, Pl, Ms, Bt, Grt, Tur, St, Ky, Ilm	Chl

Abkürzungen: P: Paragenese; 0: nur als Einschluss in Blasten; 1: Matrixmineral, gleichzeitig mit der Foliation gebildet, z.T. auch als Einschluss in Blasten; 2: später als die Foliation gebildet

Disthen-Granat-Staurolith-Glimmerschiefer:

Die Metapelit-Proben CCT8.1 und E1 bilden aufgrund ihres ähnlichen Mineralbestandes eine Gruppe. Sie werden hauptsächlich von Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit (braun), Chlorit, Granat, Staurolith, Disthen, Turmalin und Ilmenit aufgebaut (Tab. 4-1). Beide Metapelite liegen foliiert vor und weisen eine fein- bis mittelkörnige, glimmerreiche Matrix auf. Kennzeichnend für die Probe CCT8.1 ist der relativ hohe Glimmeranteil, der sich aus braunem Biotit und hellem Muskovit zusammensetzt und die Foliation bestimmt. Daneben gibt es noch grünen, büschelig-strahlenförmig ausgebildeten Chlorit, der die Foliation kreuzt. Außerdem sind kleine, hypidiomorphe bis xenomorphe Granat-Körner (\varnothing ca. 250 μm) vorhanden, die sich relativ gleichmäßig über das Gestein verteilen. Des Weiteren fallen deutlich zonierte Turmaline (Stengel < 800 μm) auf, deren Ansammlungen in der Foliation liegen (Abb. 4-5). Die Turmaline enthalten blaugüne Kerne (z.T. fleckig) und olivfarbene Ränder. Gut sichtbare Rutil-Körner sind ebenfalls in dieser Metapelit-Probe verstreut. In der Regel befinden sich

die Disthene einigermaßen in der Foliation, während einzelne, größere, einschlussreiche Stengel nicht in der Foliation liegen und einen "zerfressenen" Eindruck machen. Im Gegensatz hierzu weist die Metapelite-Probe E1 folgende Unterschiede auf. Es gibt große xenomorphe Granat-Blasten (mm-Bereich), die von dicken, parallel zueinander verlaufenden Rissen und feinen Haarrissen durchzogen werden. Zudem treten Einschlüsse (z.B. Quarz, Apatit, Ilmenit, Rutil) auf (Tab. 4-2), die unregelmäßig über die Granat-Körner verteilt sind. Auffallend ist, dass das Gestein stark von gelb- und rotbraunen Ablagerungen (sekundär) überzogen wird. Diese laufen entlang von Korngrenzen und/oder feinen Rissen im Gestein und sind auch in den Granat-Blasten zu beobachten. Außerdem sind in dem Metapelite E1 grobkörnigere Quarz-Lagen zwischen die feinkörnigen, glimmerreichen Partien geschaltet.

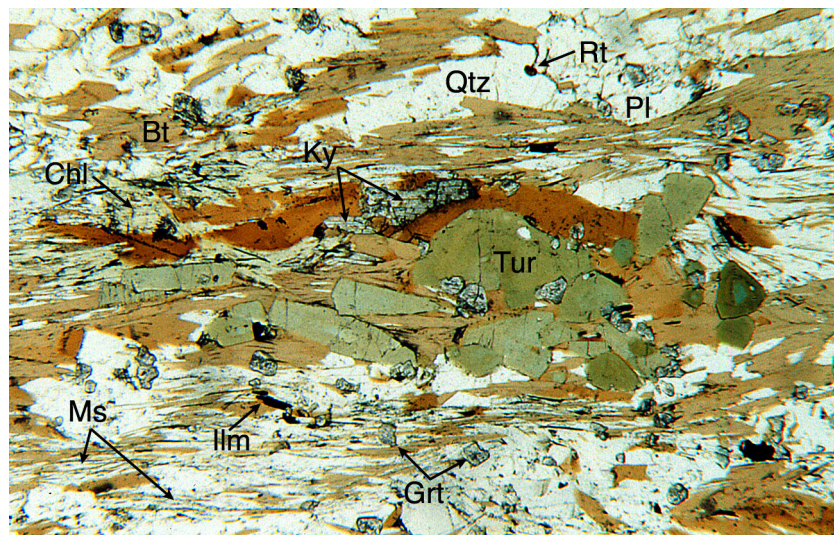


Abb. 4-5 Dünnschliff-Foto der Metapelite-Probe CCT8.1 (Erläuterungen siehe Text)

4.3.2. Amphibolite

Nach dem Dünnschliffbefund setzt sich der Amphibolit C1 aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Chlorit, Granat, Amphibol, Titanit, Rutil und Ilmenit zusammen. Das Gestein ist schwach foliiert ausgebildet, sodass die grünen Amphibole ausgerichtet sind und teilweise die Titanite schnurartig aufgereiht vorliegen. Auffallend sind große, braune, nicht der Foliation folgende Biotit-Leisten, die nach der Deformation gewachsen sind und somit jünger sein müssen (Tab. 4-2). Ebenfalls gibt es große Granat-Blasten (mm-Bereich) mit xenomorphen Kornformen. Die Granate werden von unzähligen Rissen durchzogen: dicke Risse verlaufen in etwa parallel zueinander und senkrecht zur Foliation, während dünne Risse regellos in den Blasten liegen. Diese Risse enthalten meist rotbraune Ablagerungen (sekundär, Hämatit?). Zudem sind zahlreiche ungeordnete Einschlüsse (Quarz, Plagioklas, Epidot, Amphibol, Rutil) in den Granaten verstreut (Tab. 4-2). In der Umgebung dieser großen Granat-Blasten gibt es auch Ansammlungen von kleineren Granat-Körnern (μm -Bereich). Des Weiteren sind große grüne Chlorite zu beobachten, die in einem spitzen Winkel die Foliation

schneiden und teilweise in Kontakt zu Biotit stehen bzw. mit Biotit verwachsen sind. Ebenfalls kommen in der Matrix Titanit, Rutil und Ilmenit vor. Viele Titanite enthalten Rutil-Kerne und/oder Ilmenit-Kerne. Es konnte jedoch nicht beobachtet werden, dass Rutil und Ilmenit innerhalb der Titanite im Kontakt zueinander stehen. Der Amphibolit wird von dünnen parallelen Riss-Scharen, die senkrecht zur Foliation laufen, zerfurcht. Hinzu kommen einzelne dünne Risse, die parallel der Foliation laufen.

Im Dünnschliff der zweiten Amphibolit-Probe C2 wird ersichtlich, dass ein feinkörniges, partienweise foliertes Gestein vorliegt. Der Amphibolit wird von Quarz, Plagioklas, Biotit, Epidot, Amphibol, Titanit, Hämatit und Ilmenit aufgebaut. Die kleinen gelblichen Epidot-Körner und die blaugrünen, intensiv gefärbten Amphibole definieren die Hauptfoliation. Senkrecht hierzu ist eine Grenulationschieferung zu beobachten. Die großen grünen Biotite liegen regellos in der Matrix und sind gleichmäßig über den Amphibolit verteilt, sodass sie gleichzeitig mit den anderen Phasen gewachsen sind. Aufgrund vieler Einschlüsse wirkt der Biotit "zerfetzt". Über das gesamte Gestein sind relativ gleichmäßig die Opakphasen verteilt, wobei einzelne rotschwarze Hämatite recht groß ausgebildet sind. Die Grundmasse enthält einschlussreiche Plagioklas-Körner, die eine Siebstruktur aufweisen. Außerdem sind in diesem Amphibolit Gebilde aus Titanit und Ilmenit interessant. Vereinzelt ist ein Ilmenit-Kern von Titanit umhüllt und diese Ilmenit-Kerne weisen Entmischungslamellen von Titanohämatit auf (Abb. 4-6). Solche Entmischungsstrukturen sind bei allen Ilmeniten zu beobachten.

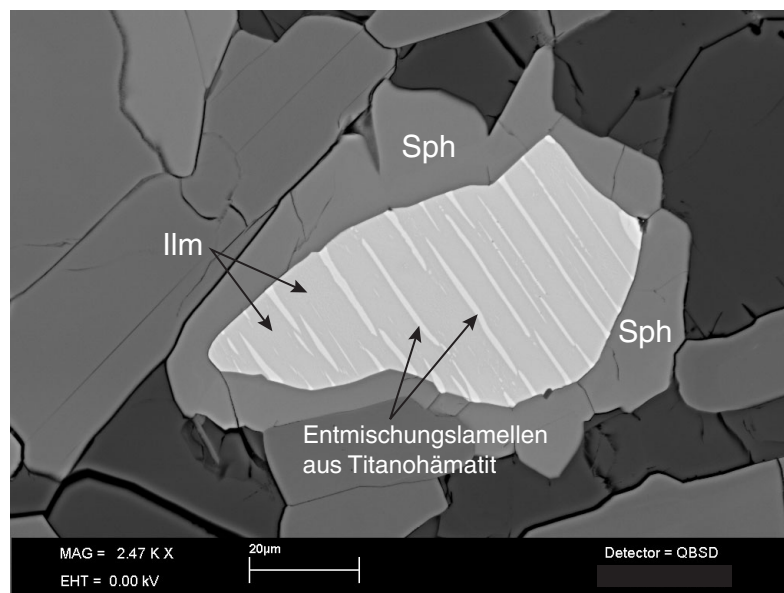


Abb. 4-6 Dünnschliff-Foto der Amphibolit-Probe C2 (Erläuterungen siehe Text)

4.4. Mineralchemie

4.4.1. Plagioklas

Alle drei Metapelite von Campo Tencia enthalten Plagioklase, die eine Oligoklas-Zusammensetzung (An 11.98 - 29.28 Mol%) aufweisen (Abb. 4-7). Die Variation des An-Gehaltes beruht auf der unterschiedlichen Gesamtgesteinschemie der Metapelite. Innerhalb der Probe E1 schwankt die An-Konzentration nur gering (1σ : 2.40 %), während bei der Probe AC1 (1σ : 28.87 %) und der Probe CCT8.1 (1σ : 21.41 %) jeweils eine etwas größere Variation auftritt (Abb. 4-7). Hierbei handelt es sich um unsystematische An-Schwankungen, sowohl zwischen als auch innerhalb der Körner. Die Plagioklase der Metapelite-Probe E1 sind hingegen in den Hauptelementen homogen ausgebildet. Bezüglich der Spurenelemente liegen Gehalte von 0.02 - 2.93 ppm Li, 8.28 - 25.28 ppm Be und 1.21 - 2.66 ppm B vor. Die unterschiedlichen Konzentrationen dieser drei leichten Elemente sind einerseits eine Funktion der Gesamtgesteinszusammensetzung, andererseits weist der Metapelite AC1 deutlich größere Li-Be-B-Schwankungen auf (Tab. A1-3). Somit zeigen Proben mit deutlichen Variationen der Hauptelemente ebenfalls etwas größere Schwankungen der Spurenelemente.

Zudem enthalten beide Amphibolite (C1, C2) Plagioklas mit einer Oligoklas-Zusammensetzung (An 14.21 - 27.93 Mol%). Die Schwankungen der An-Komponente ergeben sich hauptsächlich durch unsystematische Intrakorn-Variationen in beiden Proben. Die Spurenelemente in diesen Plagioklasen liegen bei folgenden Konzentrationen: Li 0.01 - 0.50 ppm, Be 0.85 - 2.53 ppm und B 3.25 - 6.37 ppm.

In Bezug auf mögliche Zusammenhänge zwischen den Haupt- und Spurenelementen kann gesagt werden, dass keine Korrelationen auftreten. Ebenso gibt es keine Hinweise auf eine beginnende Serizitisierung der Plagioklase, da beispielsweise keine erhöhten K- oder Fe^{3+} -Gehalte bei den Mikrosonde-Analysen festgestellt wurden.

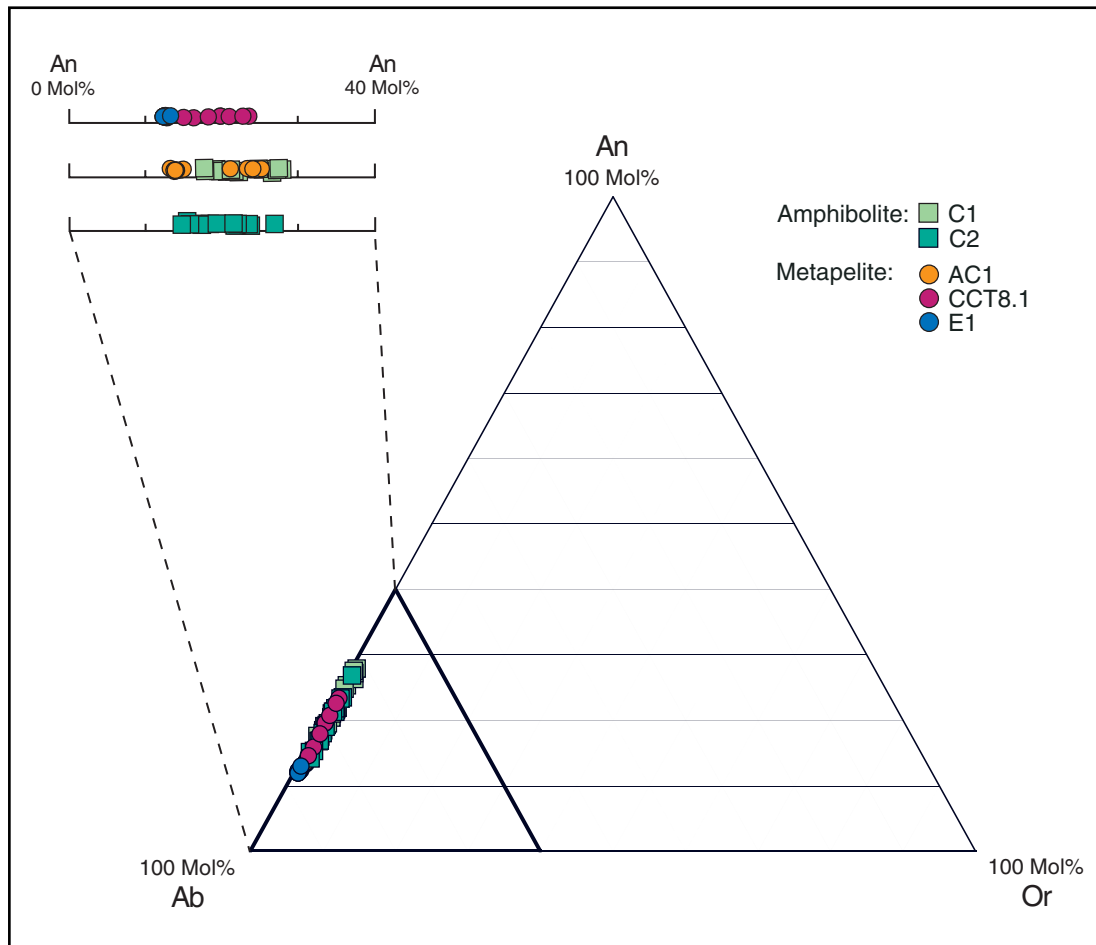


Abb. 4-7 Übersicht der chemischen Zusammensetzung aller Plagioklase in den Metapelit- und Amphibolit-Proben von Campo Tencia

4.4.2. Muskovit

Die ausschließlich metapelitischen Muskovite weisen keine chemische Zonierung der Hauptelemente auf. Entsprechend den Muskoviten der Metapelite aus Ikaria und dem Künischen Gebirge treten auch bei den metapelitischen Muskoviten von Campo Tencia unsystematische Schwankungen der Paragonit-Komponente auf. Die relativ große Zusammensetzungsbreite in diesen Muskoviten reicht von 6.08 - 33.82 Mol% Pg und lässt sich auf die unterschiedliche Gesamtgesteinschemie der Proben zurückführen. Innerhalb der einzelnen Metapelite ist die Variation weitaus geringer und beträgt zwischen 1.15 - 3.42 Mol% Pg (entspricht 1σ : 6.38 - 14.98 %). Ebenso ist eine deutliche Schwankung in der Besetzung der Oktaederplätze zwischen und innerhalb der Metapelite festzustellen. Es gibt eine negative Korrelation von Al^{VI} mit $Mg + Fe$ (Abb. 4-8a), eine negative Korrelation von Pg mit $Mg + Fe$ (Abb. 4-8b) und somit eine positive Korrelation von Pg mit Al^{VI} . Diese Beobachtung wurde ebenfalls bei den Muskoviten von Ikaria (Kap. 2.4.2.) gemacht.

Zudem schwanken die X_{Mg} -Werte der Muskovite von Campo Tencia zwischen 0.46 und 0.69. Sie variieren hauptsächlich zwischen den Metapeliten, innerhalb jeder einzelnen Probe sind die Schwankungen mit 0.04 - 0.05 X_{Mg} (entspricht 1σ : 4.28 - 8.61 %) gering. Die gemessenen Cl- und F-

Werte dieser Muskovite liegen mit 0 - 0.01 Gew.% bzw. 0.03 - 0.12 Gew.% unter der Nachweisgrenze (Tab. A2-3).

Die Konzentrationen der drei Spurenelemente reichen für Li von 7.8 ppm bis 47.8 ppm, für Be von 1.8 ppm bis 6.6 ppm und für B von 27.6 ppm bis 59.3 ppm. Die relativ großen Schwankungsbreiten von Li, Be und B beruhen ebenfalls auf der unterschiedlichen Gesamtgesteinszusammensetzung der Proben. Auch bei den Spurenelementen treten keine Zonierungen auf und die Intraproben-Variationen sind verhältnismäßig gering (Tab. A1-3).

Im Allgemeinen können zwischen den Spurenelementen und den Hauptelementen der Muskovite folgende systematische Zusammenhänge beobachtet werden: Li korreliert positiv mit Mg + Fe (Abb. 4-8c) bzw. negativ mit Al^{VI} . Hierbei handelt es sich um eine Interproben-Korrelation, nur bei dem Metapelit AC1 ist eine schwache Intraproben-Korrelation angedeutet. Zudem geht aus der Abbildung 4-8a-c hervor, dass Muskovite mit höherer Pg-Komponente und höherem Al^{VI} -Anteil weniger Li einbauen. Weitere Hauptelement-Korrelationen, die sekundäre Prozesse anzeigen können (z.B. Analysensummen-Abnahme oder K-Gehalt-Abnahme), sind nicht vorhanden.

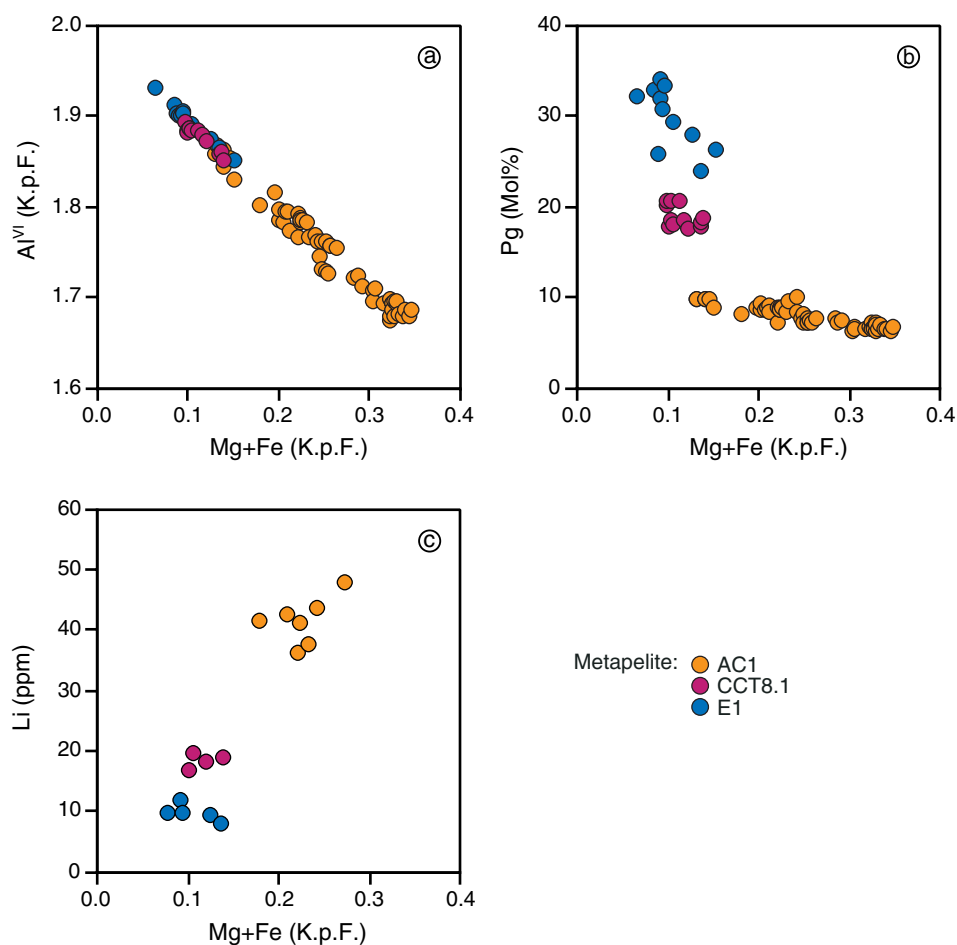


Abb. 4-8a-c Zusammensetzung der metapelitischen Muskovite von Campo Tencia: a) negative Korrelation der Hauptelemente Al und Mg + Fe auf den Oktaederplätzen; b) Beziehung der Paragonit-Komponente zu Mg + Fe; c) Gehalte des Spurenelementes Li (Messfehler 1.0 - 3.1 %) in Abhängigkeit von Mg + Fe.

4.4.3. Biotit

Alle Metapelite aus Campo Tencia führen Biotit, der keine chemischen Zonierungen der Haupt- oder Spurenelemente zeigt. Die X_{Mg} -Werte dieser Biotite variieren insgesamt zwischen 0.45 und 0.55, bedingt durch die unterschiedliche Gesamtgesteinszusammensetzung der Metapelite. Die Intraproben-Variation der X_{Mg} -Werte ist sehr gering, was die Standardabweichungen von den X_{Mg} -Mittelwerten mit 0.80 - 1.67 % verdeutlichen. Außerdem liegen die Ti-Gehalte in einem Bereich von 0.06 bis 0.14 K.p.F., wobei die Biotite der Metapelit-Probe AC1 die höchsten Ti-Werte aufweisen (Abb. 4-9). In Bezug auf die Hauptelementverteilung in diesen Biotiten treten zwei negative Korrelationen auf: die (K+Na)-Gehalte nehmen ab bei gleichzeitiger Zunahme der Oktaederplatz-Besetzung (Abb. 4-10a) und innerhalb der Oktaederplätze tauschen Al^{VI} und $Mg + Fe$ aus (Abb. 4-10b). Der zuletzt genannte Austausch auf den Oktaederplätzen besteht innerhalb der einzelnen Metapelite und nicht zwischen diesen (keine Interproben-Korrelation) [Abb. 4-10b]. Zudem wurden die Cl-Gehalte (0 - 0.08 Gew.%) und die F-Konzentrationen (0.18 - 0.41 Gew.%) in den Biotiten bestimmt. Diese Werte liegen im selben Bereich wie die Cl-F-Daten der metapelitischen Biotite aus Ikaria und dem Künischen Gebirge. Die Gehalte der untersuchten Spurenelemente sind: Li 88.4 - 205 ppm, Be 0.66 - 1.75 ppm, B 0.34 - 3.46 ppm. Die zum Teil großen Konzentrationsspannen kommen durch die unterschiedliche Gesamtgesteinschemie der Proben zustande, während normalerweise die Intrakorn- und Intraproben-Variationen relativ gering sind (Tab. A1-3). Außerdem handelt es sich bei diesen Spurenelement-Schwankungen um unsystematische Li-Be-B-Variationen.

Des Weiteren sind in beiden Amphiboliten (C1, C2) große Biotit-Leisten vorhanden. Ihre chemische Zusammensetzung (Hauptelemente) ist recht homogen, was X_{Mg} -Werte von 0.47 bis 0.55 und Ti-Gehalte von 0.14 - 0.17 K.p.F. zeigen (Abb. 4-9). Innerhalb der einzelnen Proben sind die jeweiligen Konzentrationsspannen nochmals geringer (z.B. $1\sigma X_{Mg}$: 0.80 - 1.67 %). Sowohl die Cl-Gehalte (0 - 0.05 Gew.%) als auch die F-Konzentrationen (0.05 - 0.13 Gew.%) liegen deutlich unterhalb der Nachweisgrenze. Die drei leichten Spurenelemente weisen folgende Konzentrationen auf: Li 129.8 - 228.5 ppm, Be 0.06 - 0.29 ppm, B 1.44 - 8.58 ppm. Die vorhandenen Li-Be-B-Schwankungsbreiten kommen hauptsächlich durch Interproben-Variationen zustande (Gesamtgesteinschemie), während die Intraproben-Variationen weitaus geringer sind (Tab. A1-3).

Im Allgemeinen kann bei den metapelitischen Biotiten eine negative Interproben-Korrelation der Elemente Li und F beobachtet werden (Abb. 4-10c). Für die Biotite aus den Amphiboliten, deren Gehalte unter der Nachweisgrenze liegen, ist dieser Zusammenhang weniger klar. Im Gegensatz hierzu fällt auf, dass bei den Biotiten der Insel Ikaria eine positive Interproben-Korrelation von Li mit F auftritt (Kap. 2.4.3., Abb. 2-13c). Weitere systematische Zusammenhänge, die zum Beispiel auch auf eine Chloritisierung der Biotite hinweisen könnten (Abnahme des K-Gehaltes mit der Analysensumme), sind nicht vorhanden.

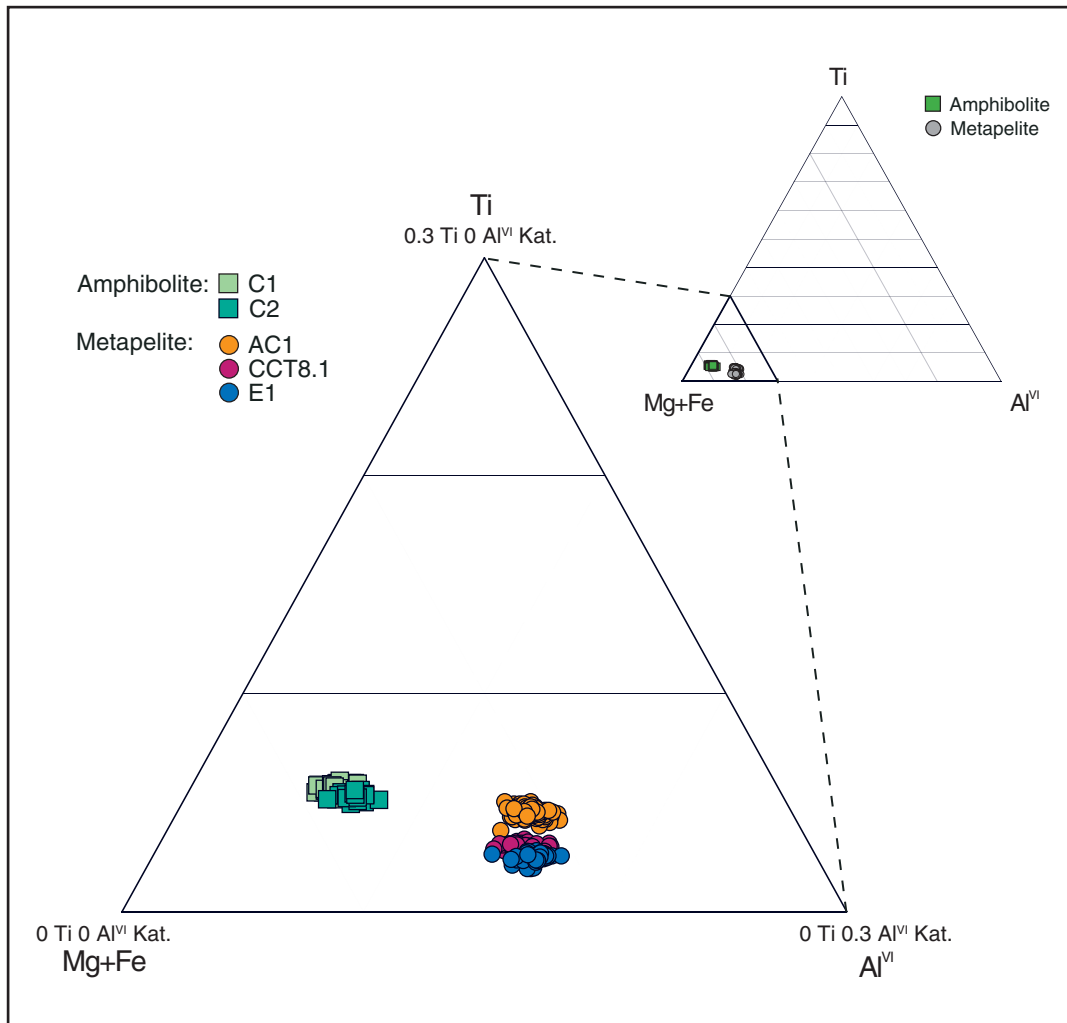


Abb. 4-9 Zusammensetzung der Matrix-Biotite in den Gesteinen von Campo Tencia (Konzentrationen normiert auf 1 Kation).

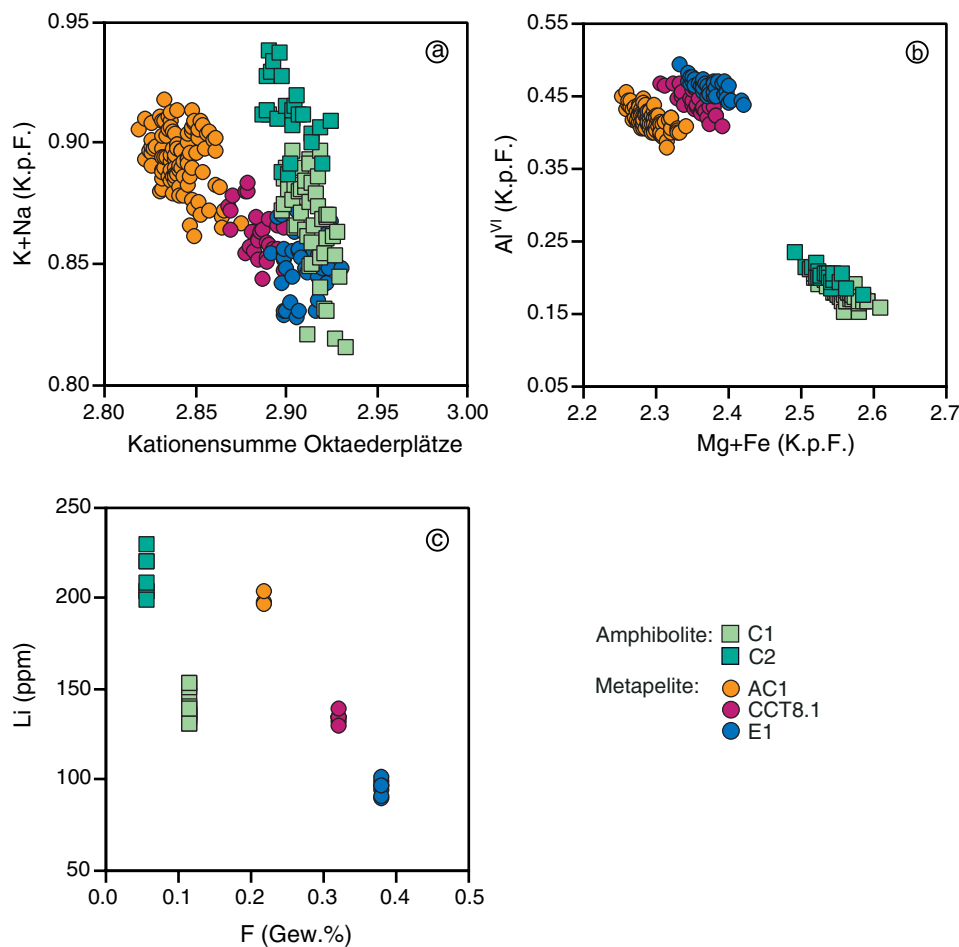


Abb. 4-10a-c Zusammensetzung der Biotite in den Gesteinen von Campo Tencia: a) Variation der (K+Na)-Gehalte mit der Oktaederplatz-Besetzung; b) Austausch Al gegen Mg + Fe auf den Oktaederplätzen; c) Variation des Spurenelementes Li (Messfehler 0.4 - 1.8 %) mit F (s. Kap. 4.4.3.).

4.4.4. Chlorit

Die metapelitischen Chlorite (Proben: CCT8.1, E1) sind recht homogen (Haupt- und Spurenelemente) ausgebildet (Abb. 4-11). Sie weisen Al^{IV}-Gehalte von 0.66 - 0.73 K.p.F. und Al^{VI}-Gehalte von 0.63 - 0.73 K.p.F. auf, wobei sich ihre X_{Mg} -Werte über einen Bereich von 0.49 - 0.58 X_{Mg} erstrecken. Diese Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung der Chlorite können mit unterschiedlichen Mg-Fe-Gehalten in den Gesamtgesteinen erklärt werden (Abb. 4-11).

Innerhalb der Proben sind die einzelnen Chlorit-Plättchen einheitlich zusammengesetzt, was die geringen Standardabweichungen von den X_{Mg} -Mittelwerten (1σ : 0.82 - 1.90 %) zeigen. Außerdem wurden Cl-Gehalte von 0 - 0.02 Gew.% und F-Werte von 0 - 0.05 Gew.% ermittelt (Konzentrationen jeweils weit unter der Nachweisgrenze). Des Weiteren liegen die Li-Gehalte in diesen Chloriten zwischen 47.71 ppm und 77.78 ppm, Be zwischen 0.11 ppm und 0.36 ppm und B zwischen 0.35 ppm und 2.20 ppm. Diese vorhandenen Li-Be-B-Variationen kommen durch Interproben-Schwankungen zustande. Innerhalb jeder Probe treten nur leichte Li-Schwankungen auf (1σ : 2.79 - 4.97 %) [Tab. A1-3], aufgrund unsystematischer Li-Intrakorn-Variationen in den Chlorit-Plättchen.

Der amphibolitische Chlorit (Probe: C1) enthält auf den Oktaederplätzen Al-Gehalte von 0.57 - 0.63 K.p.F. und X_{Mg} -Werte von 0.50 - 0.55. Die geringe Standardabweichung vom X_{Mg} -Mittelwert der Probe (1σ : 2.67 %) unterstreicht, dass die Chlorit-Plättchen bezüglich ihrer Hauptelement-Zusammensetzung relativ homogen sind (Abb. 4-11). Sowohl Cl (0 Gew.%) als auch F (0 - 0.002 Gew.%) werden nicht in diesen Chlorit eingebaut.

Zudem geben die im Folgenden aufgelisteten Li-, Be- und B-Gehalte einen Überblick über die Spurenelemente: Li 92.28 - 130.73 ppm, Be 0.09 - 0.37 ppm und B 3.46 - 7.50 ppm. Diese Spurenelement-Schwankungen treten unsystematisch innerhalb der Chlorite auf.

Bezüglich allgemeiner Austauschprozesse von den Spuren- mit den Hauptelementen ist bei allen drei Gesteinen eine negative Interproben-Korrelation von Li mit Al (Abb. 4-12) bzw. eine positive Interproben-Korrelation von Li mit Si vorhanden. Die gleichen Beobachtungen wurden bereits bei den meisten Proben aus Ikaria gemacht (Kap. 2.4.4.). Zudem sind keine weiteren systematischen Zusammenhänge ersichtlich.

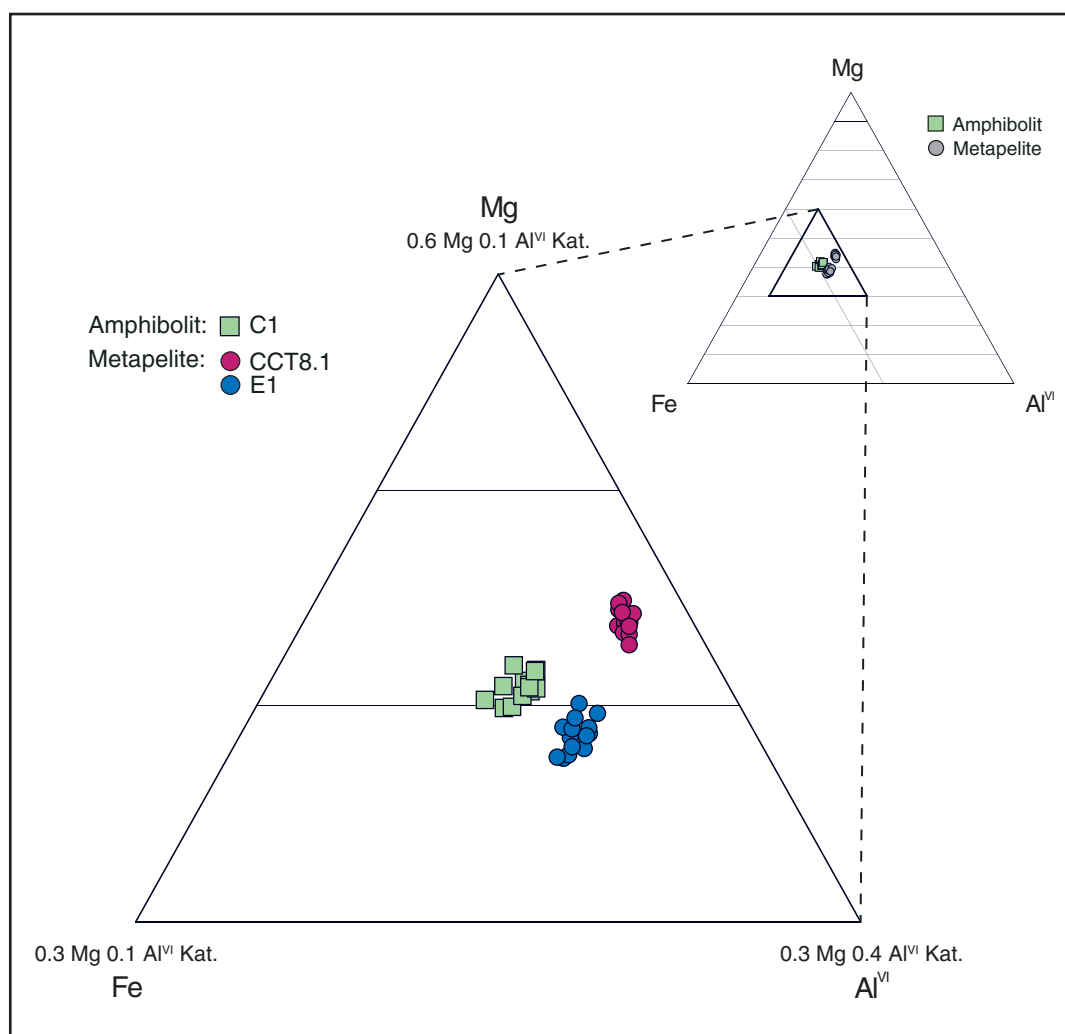


Abb. 4-11 Chemische Zusammensetzung der Matrix-Chlorite in den Gesteinen von Campo Tencia (Konzentrationen normiert auf 1 Kation).

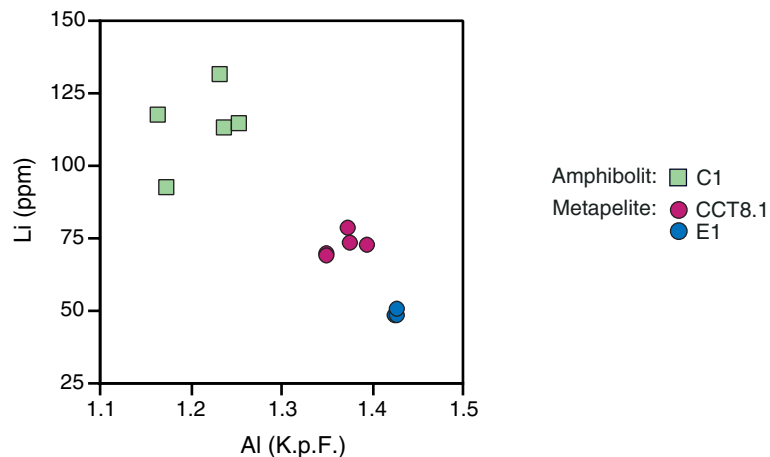


Abb. 4-12 Variation des Spurenelementes Li mit dem Hauptelement Al in den Chloriten der Proben von Campo Tencia (Li Messfehler 0.6 - 2.2 %).

4.4.5. Granat

Die metapelitischen Gesteine aus Campo Tencia führen Granate, die sich hauptsächlich aus den Komponenten Almandin (66.86 - 86.91 Mol%), Pyrop (3.55 - 14.36 Mol%), Grossular (1.78 - 22.59 Mol%) und Spessartin (0.58 - 8.41 Mol%) zusammensetzen (Abb. 4-13). Die Granat-Körner der einzelnen Metapelite weisen Zonierungen der Hauptelemente Mg, Fe, Ca und Mn auf, die jedoch von Probe zu Probe unterschiedlich stark ausgebildet sind. So zeigen die Granate der Probe AC1 die deutlichsten Zonierungsmuster (Abb. 4-14, Abb. 4-15). Bei den Körnern mit einem Durchmesser von 250 - 400 μm entspricht die Mn-Verteilung einer Glockenform, wobei die äußersten Ränder immer die tiefsten Mn-Gehalte aufweisen und nur sehr selten ein erneuter Konzentrationsanstieg zu sehen ist (Abb. 4-15d). Während das Mg-Muster einen schüsselförmigen Verlauf aufweist, sind die Schwankungen in den Fe-Gehalten sehr gering, sodass fast ebene Fe-Profile vorliegen. Hingegen ist die Ca-Zonierung in diesen Körnern wieder besser ausgeprägt: auf flache Plateaus mit relativ konstanten Ca-Konzentrationen folgt an den äußersten Kornrändern immer eine Ca-Abnahme (Abb. 4-15b). Im Gegensatz dazu zeigen die etwas größeren Granat-Körner (\varnothing 550 - 700 μm) der Probe AC1 einen komplexeren Zonarbau (Abb. 4-14). Während das Mn-Zonierungsmuster gleich bleibt, weisen die beiden Hauptelemente Mg und Fe jeweils weitere Konzentrationsunterschiede in den Kernbereichen auf. Diese äußern sich in Form kleiner "Hügel" in den Granat-Kernen (Abb. 4-14a+c). Noch ausgeprägter sind die Konzentrationsschwankungen bei der Ca-Zonierung, wobei hier das Muster invers zu Mg und Fe verläuft (Abb. 4-14b).

Bei dem Metapelit CCT8.1 sind die Granat-Zonierungen weitaus schwächer ausgebildet. Die relativ kleinen Granate (\varnothing 150 - 220 μm) weisen für die Hauptelemente Mg und Fe keine deutlichen Muster auf. Hingegen treten geringe Unterschiede in den Ca- und Mn-Konzentrationen auf. In der Regel sind die Ca-Gehalte in den Kernbereichen der Granate höher als an den Rändern, während umgekehrt die Mn-Konzentrationen immer vom Kern zum Rand hin zunehmen. Bei einzelnen Profilen tritt im Kernbereich zusätzlich eine kleine "Erhebung" auf, die allerdings nur sehr undeutlich ausgebildet ist.

Im Gegensatz zu den bisherigen Proben enthält der Metapelit E1 sehr große Granat-Körner (\varnothing ca. 4000 μm), die ebenfalls zoniert vorliegen (Abb. 4-16). Die Granat-Kerne sind für Mg, Fe und Ca plateauartig ausgebildet und es treten erst an den Rändern größere Konzentrationsunterschiede auf (Abb. 4-16a-c). So nehmen die Mg-Gehalte am inneren Kornrand leicht ab und steigen anschließend zum äußeren Rand deutlich an. Die Mg-Konzentrationen der äußersten Granat-Ränder sind teilweise deutlich höher als in den Kernbereichen (Abb. 4-16c). Das Fe-Muster folgt in etwa diesem Verlauf, zeigt aber keine größere Fe-Zunahme am äußersten Granat-Rand (Abb. 4-16a). Invers hierzu steht die Ca-Zonierung mit deutlich höheren Ca-Gehalten an den Granat-Rändern. Diese höheren Rand-Gehalte heben sich durch einen plötzlichen Konzentrationssprung von den Kernbereichen ab und fallen kontinuierlich nach außen hin ab (Abb. 4-16b). Des Weiteren liegt eine wellige bis zackige Mn-Zonierung vor, die symmetrisch ausgebildet ist und sich nicht durch Risse oder Einschlüsse erklären läßt (Abb. 4-16d).

Die Einschlussverhältnisse in den Granaten der Metapelite sind recht einfach. Während in der Probe AC1 hauptsächlich Quarz- und Ilmenit-Einschlüsse im Granat auftreten, gibt es in der Probe CCT8.1 Biotit, Chlorit und Staurolith als Einschlussphasen im Granat. Die Chlorit- und Staurolith-Zusammensetzungen entsprechen ungefähr denen der Matrix-Zusammensetzungen. Hingegen weichen die X_{Mg} -Werte der kernnahen Biotit-Einschlüsse (X_{Mg} : ~ 0.62) von den etwas eisenreicheren Matrix-Biotiten (X_{Mg} : 0.52 - 0.54) ab. Die Granate der Probe E1 enthalten eingeschlossenen Quarz, Apatit, Rutil und Ilmenit.

Die Li-Gehalte aller metapelitischen Granate variieren zwischen 3.53 ppm und 50.49 ppm. Diese große Schwankungsbreite kommt einerseits durch die verschiedenen Gesamtgesteinschemismen zustande, andererseits treten Li-Intrakorn-Zonierungen auf. Diese sorgen für etwas größere Variationen in den jeweiligen Proben (1σ : 22.36 - 46.05 %). Bei der Metapelit-Probe AC1 ist das Li-Muster klar ausgebildet: höhere Li-Gehalte in den Granat-Kernen mit einer Konzentrationsabnahme nach außen und niedrigeren Li-Werten an den Korn-Rändern (Abb. 4-14e, 4-15e). Im Gegensatz hierzu besitzt der Granat aus Probe CCT8.1 keine einheitliche Li-Zonierung, während der Granat aus Probe E1 kein deutliches Li-Muster aufweist. Tendenziell ist jedoch eine Li-Abnahme im Randbereich von ca. 5 ppm erkennbar. Hinsichtlich der beiden Spurenelemente Be und B liegen folgende Konzentrationen vor: Be 0 - 0.033 ppm und B 0.08 - 3.32 ppm. Ausschließlich die Granate der Probe AC1 zeigen bei beiden Spurenelementen eine Konzentrationsabnahme vom Kern zum Rand der Körner (Abb. 4-14f+g). Bei den großen Granaten der Probe E1 sind keine deutlichen Zonierungsmuster erkennbar.

Zudem enthält der Amphibolit C1 Granat. Hier handelt es sich ebenfalls um Mischkristalle, die sich überwiegend aus den Komponenten Almandin (49.84 - 66.61 Mol%), Grossular (23.00 - 34.70 Mol%), Spessartin (2.64 - 11.71 Mol%) und Pyrop (6.34 - 9.40 Mol%) zusammensetzen (Abb. 4-13). Sowohl die großen Körner (mm-Bereich) als auch die kleinen Granate ($< 200 \mu\text{m}$) zeigen leicht schwankende Hauptelement-Konzentrationen. Bei den großen Granat-Blasten fallen die wellig-zackigen, unruhigen aber symmetrischen Zonierungen von Mg, Fe und Mn auf. Bei der Mn-Verteilung sind die einzelnen

"Wellen" am Deutlichsten sichtbar. Die Ca-Gehalte dieser großen Granate liegen ungefähr auf gleichem Niveau. In diesen großen Körnern können auch häufig Einschlüsse von Quarz, Plagioklas, Epidot, Amphibol und Rutil beobachtet werden. Unter all den Einschlussphasen ist Epidot das einzige Mineral, das nicht in der Matrix vorhanden ist. Im Gegensatz hierzu enthalten die kleinen Granatkörner keine Einschlüsse und zeigen bei allen vier Hauptelementen nur schwach ausgebildete Variationen. Allerdings können hier keine einheitlichen Zonierungsmuster beobachtet werden. Des Weiteren liegen die gemessenen Spurenelement-Konzentrationen bei folgenden Werten: Li 5.67 - 12.50 ppm, Be 0 - 0.01 ppm und B 0.43 - 0.75. Es liegen auch hier Intrakorn-Spurenelement-Variationen vor, aber es kann keine allgemeingültige Aussage zu den jeweiligen Zonierungsmustern gemacht werden.

Die oben genannten metapelitischen Granate aus den Proben von Campo Tencia weisen im Allgemeinen keine Korrelationen der Hauptelemente mit den Spurenelementen Li, Be und B auf. Diese Beobachtung entspricht denen der Insel Ikaria und dem Künischen Gebirge.

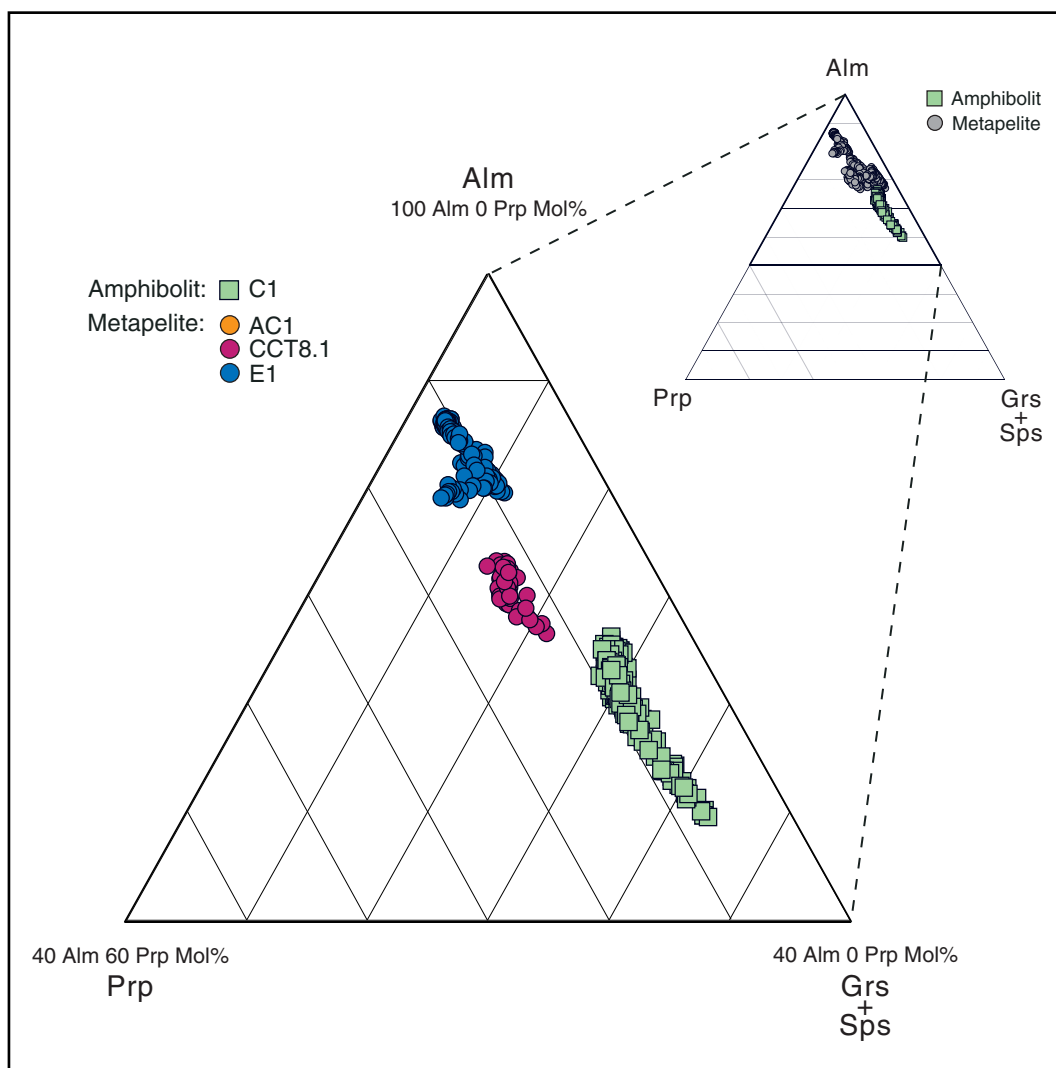


Abb. 4-13 Zusammensetzung der Granate in den metapelitischen und amphibolitischen Gesteinen von Campo Tencia. Die Variationen können auf deutliche Intrakorn-Zonierungen der Hauptelemente Mg, Fe, Mn und Ca zurückgeführt werden.

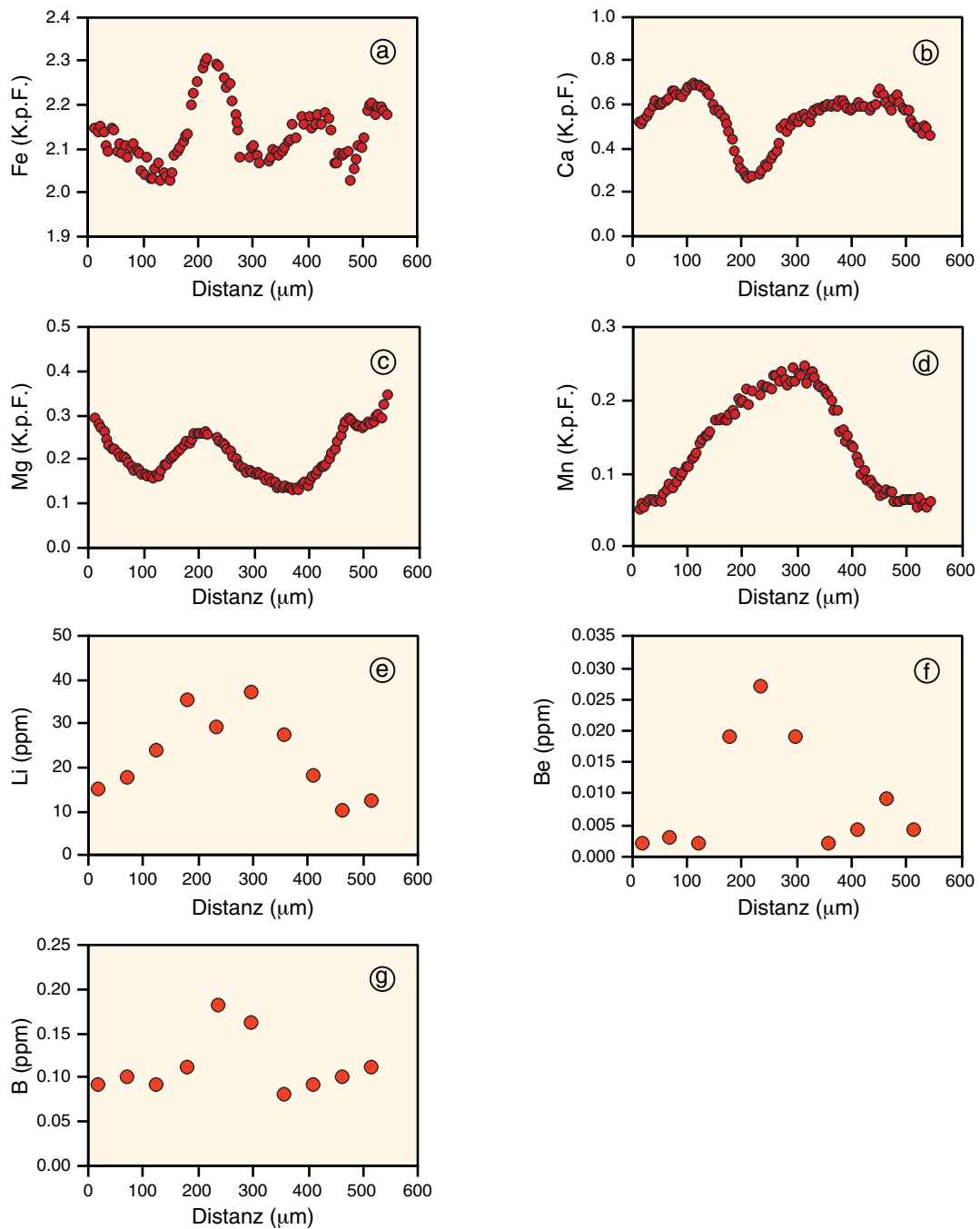


Abb. 4-14 Mikrosonden- und SIMS-Profil eines Granat-Kornes (grt1) der Metapelite-Probe AC1 von Campo Tencia (Messfehler: Li 0.9 - 2.4 %, Be 50.3 - 248.8 %, B 17.2 - 60.3 %) [Erläuterungen s. Kap. 4.4.5.].

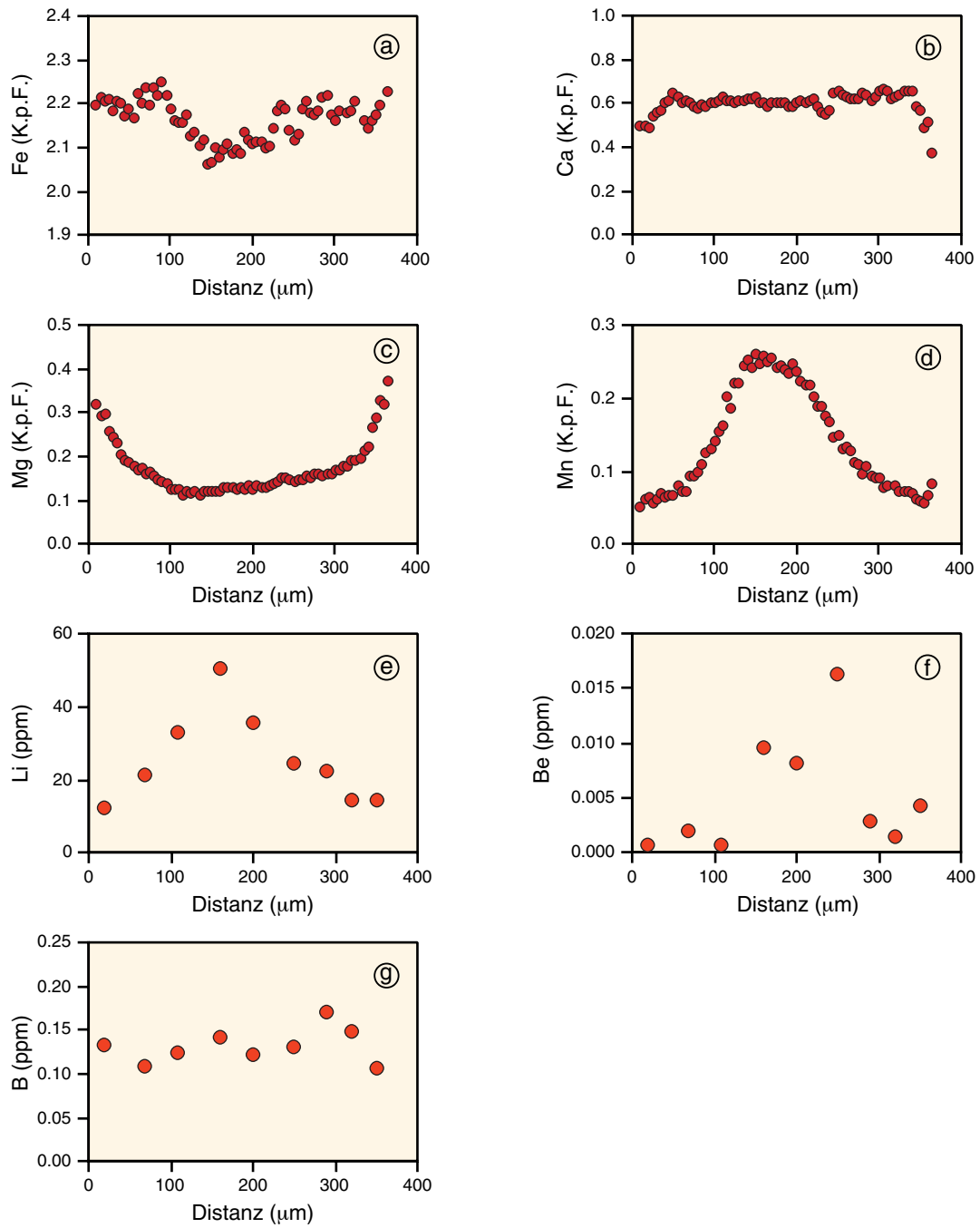


Abb. 4-15 Mikrosonden- und SIMS-Profil eines Granat-Kornes (grt3) der Metapelite-Probe AC1 von Campo Tencia (Messfehler: Li 1.0 - 2.6 %, Be 68.5 - 316.2 %, B 32.7 - 58.1 %) [Erläuterungen s. Kap. 4.4.5.].

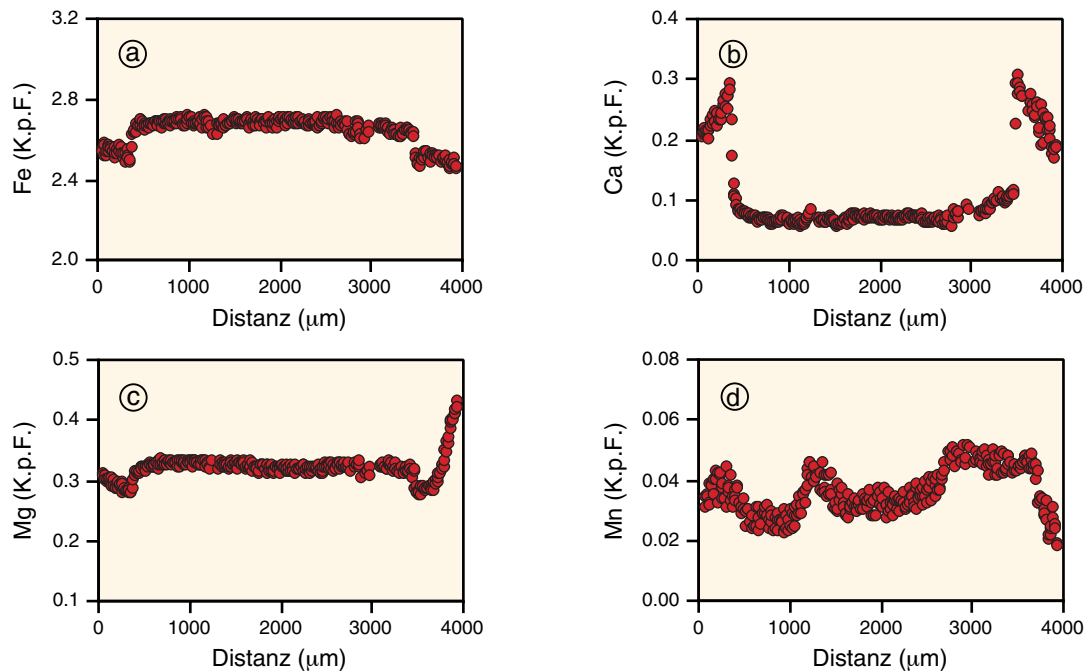


Abb. 4-16 Mikrosonden-Profil eines großen Granat-Kornes (grt1) der Metapelit-Probe E1 von Campo Tencia (Erläuterungen s. Kap. 4.4.5.).

4.4.6. Staurolith

Die Staurolithe in beiden Metapeliten (CCT8.1, E1) zeigen keine chemischen Zonierungen der Hauptelemente (Abb. 4-17). Die X_{Mg} -Werte der Proben liegen in einem relativ engen Bereich von 0.15 - 0.23. Diese Schwankungsbreite resultiert aus der leicht unterschiedlichen Gesamtgesteinschemie (Abb. 4-17). Die X_{Mg} -Variationen innerhalb einer Probe sind nochmals geringer als das oben genannte Intervall (1σ : 3.27 - 4.07 %). Außerdem sitzen auf den Oktaederplätzen der Staurolithe neben Fe (1.50 - 1.68 K.p.F.) und Mg (0.27 - 0.45 K.p.F.) noch Zn (0.07 - 0.11 K.p.F.), Ti (0.05 - 0.08 K.p.F.) und Mn (0 - 0.03 K.p.F.). In Bezug auf diese Hauptelemente bestehen keine systematischen Korrelationen untereinander. Zur Vollständigkeit seien die Cl-Gehalte (0 - 0.01 Gew.%) und die F-Konzentrationen (0 - 0.05 Gew.%) erwähnt, die deutlich unter der Nachweisgrenze liegen. In einigen Staurolithen kommen Quarz-, Ruti-, und Ilmenit-Einschlüsse vor.

Die Li-Gehalte im Staurolith erreichen Werte von 198.38 - 362.55 ppm, gefolgt von den Be-Konzentrationen mit 19.29 - 70.88 ppm und den B-Gehalten von 0.09 - 0.58 ppm. Das relativ große Li-Intervall (s.o.) enthält sowohl Interproben- als auch Intraproben-Variationen. Die Li-Schwankungen innerhalb einer Probe gehen hauptsächlich auf Li-Intrakorn-Variationen zurück. Hierbei handelt es sich ebenfalls um eine unsystematische Li-Verteilung in den Staurolithen, vergleichbar den Staurolithen der Insel Ikaria (Kap. 2.4.6.) und des Künischen Gebirges (Kap. 3.4.6.). Gleiches gilt auch für die Be- und B-Verteilung im Staurolith, auch hier sind keine Zonierungen zu erkennen. Eine Ausnahme stellt ein Staurolith-Stengel der Probe CCT8.1 dar, der eine symmetrisch-wellige Be-Zonierung aufweist

ohne ein deutliches Li- oder Be-Muster (Abb. 4-18g-i). Auch im Vergleich zu allen Staurolithen der anderen Probenlokalitäten ist dies der einzige Stengel, der eine solche deutliche Be-Zonierung zeigt. Hinsichtlich möglicher Korrelationen der Haupt- und Spurenelemente kann festgestellt werden, dass keine deutlichen systematischen Zusammenhänge auftreten. Allerdings ist es schwierig, anhand zweier Proben eine allgemein gültige Aussage zu treffen.

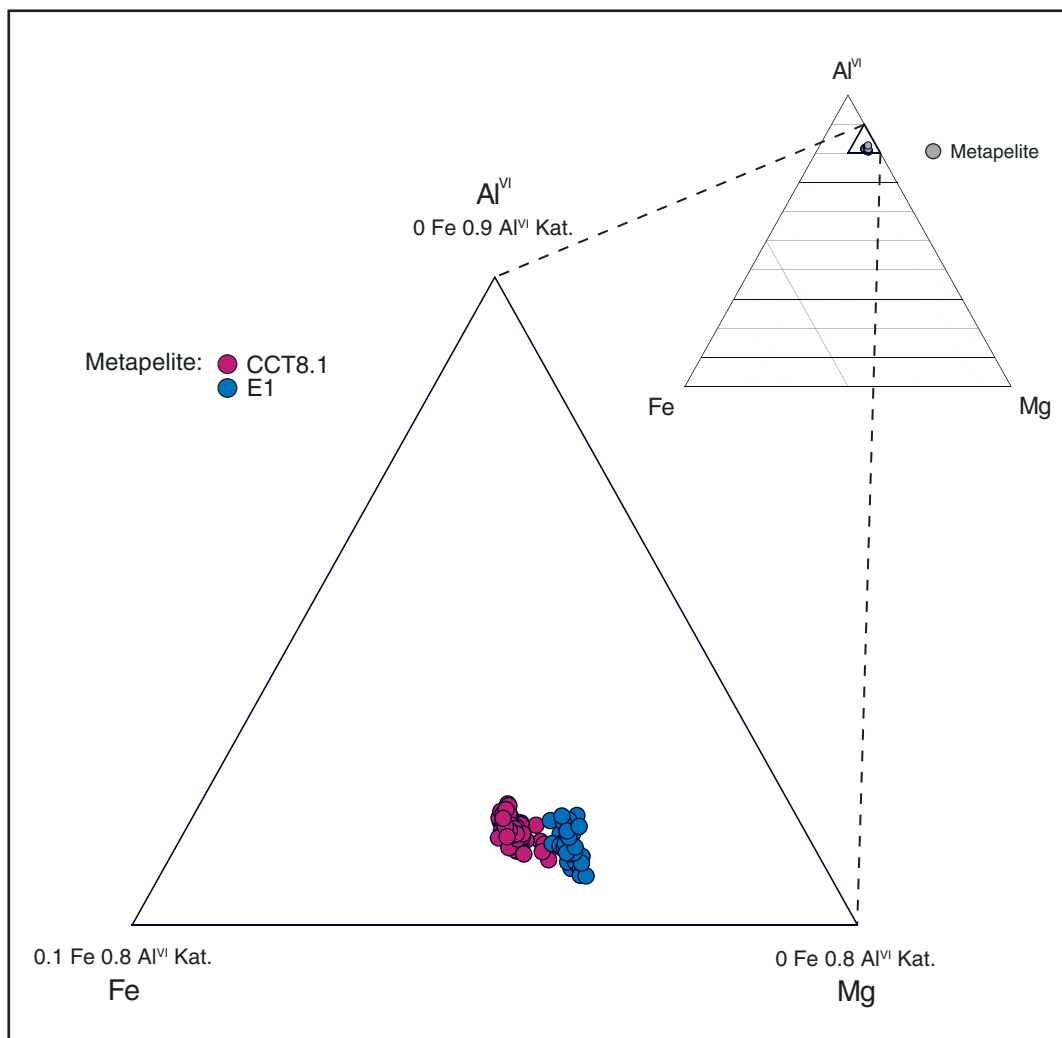


Abb. 4-17 Übersicht der chemischen Zusammensetzung aller Staurolithe in den zwei Metapeliten von Campo Tencia.

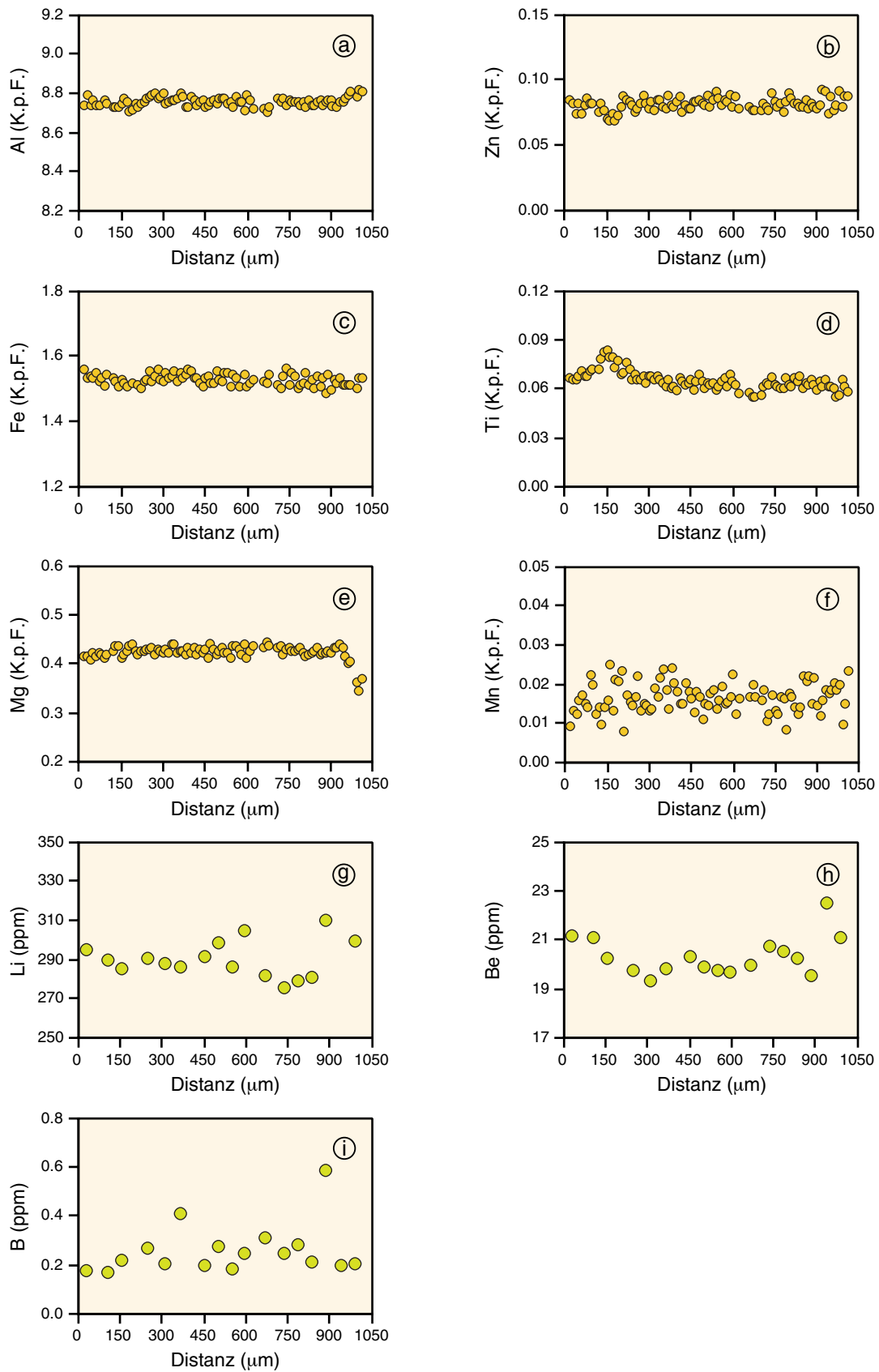


Abb. 4-18 Mikrosonden- und SIMS-Profil eines Staurolith-Stengels der Metapelit-Probe CCT8.1 von Campo Tencia (Messfehler: Li 0.6 - 1.9 %, Be 1.4 - 3.8 %, B 29.1 - 98.9 %) [Erläuterungen s. Kap. 4.4.6.].

4.4.7. Disthen

Zwei Metapelite von Campo Tencia enthalten Disthen, der meist als kleine einschlussfreie Leisten vorliegt. Diese Disthene sind chemisch homogen (Haupt- und Spurenelemente) ausgebildet. In der Regel sind die Tetraederplätze vollständig mit Si (0.988 - 1.016 K.p.F.) bzw. die Oktaederplätze mit Al (1.973 - 2.010 K.p.F.) besetzt. Fe^{3+} (0 - 0.006 K.p.F.), Ti (0 - 0.001 K.p.F.) und Cr (0 - 0.001 K.p.F.) spielen nur untergeordnet eine Rolle. Zudem weisen die Disthene kaum Spuren von Li (0.04 - 0.17 ppm), Be (0 - 0.14 ppm) und B (0.17 - 3.70 ppm) auf. Diese relativ engen Li-Be-B-Intervalle weisen darauf hin, dass nur geringe Abweichungen zwischen den Proben auftreten und die Einzelkörner jeweils einheitliche Li-, Be- und B-Werte enthalten. Des Weiteren sind keine Korrelationen zwischen den Haupt- und den Spurenelementen bekannt.

4.4.8. Amphibol

Beide Amphibolite (C1, C2) aus Campo Tencia führen Tschermakit (nach Leake et al. 1997) [Abb. 4-19]. Die X_{Mg} -Werte dieser Tschermakite liegen zwischen 0.41 und 0.55, wobei die Probe C2 den etwas eisenreicheren Stoffbestand aufweist. Bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung zeigen die meist kleinen Körner ($< 300 \mu\text{m}$) beider Amphibolite keine ausgeprägten Zonierungen der Hauptelemente. Lediglich bei Al und Na sind schwache Konzentrationsunterschiede zu erkennen, da diese Gehalte randlich leicht abnehmen. Bei vereinzelt auftretenden, etwas größeren Stengeln ($> 600 \mu\text{m}$) sind Änderungen in den Elementkonzentrationen etwas besser zu erkennen (Abb. 4-20). Hier nehmen die Al-, Fe-, Na- und K-Gehalte vom Kern zum Rand schwach ab, während Mg leicht zunimmt. Bei dem Amphibol-Stengel der Abbildung 4-20 haben fast alle Elemente am Profilanfang einen Zacken ausgebildet (Abb. 4-20a-c), was die einzelnen Zonierungsmuster etwas asymmetrisch erscheinen lässt. Des Weiteren liegen die gemessenen F-Gehalte (0 - 0.32 Gew.%) und Cl-Konzentrationen (0 - 0.10 Gew.%) über bzw. an der Nachweisgrenze. In der Regel sind die Tschermakite einschlussfrei und werden manchmal von dünnen Rissen durchzogen.

Hinsichtlich der drei Spurenelemente werden folgende Gehalte erreicht: Li 3.62 - 18.17 ppm, Be 1.47 - 2.26 ppm und B 4.34 - 7.88 ppm. Diese Intervalle enthalten sowohl Interproben- als auch Intraproben-Variationen. Die Schwankungen innerhalb der jeweiligen Probe gehen auf Intrakorn-Zonierungen zurück (Abb. 4-20i-k). Hierbei nehmen die Konzentrationen bei allen drei Spurenelementen vom Kern nach außen hin ab. Außerdem zeigen viele Tschermakit-Profile einen erneuten Li-Be-B-Anstieg zum äußersten Kornrand hin, wobei oftmals die Kern-Konzentrationen erneut erreicht werden (Abb. 4-20i-k). Ebenfalls sind bei einigen Körnern die Zonierungsmuster asymmetrisch ausgebildet, allerdings müssen nicht zwangsläufig alle drei Spurenelement-Muster gleichzeitig diesen Trend zeigen (Abb. 4-20i-k). Ein Vergleich der Li-Be-B-Amphibolprofile aller Probenlokalitäten zeigt nur schwache Gemeinsamkeiten in der randlichen Li-Abnahme bzw. Be-Zunahme der Körner.

Im Allgemeinen gibt es keine Korrelationen von Li, Be und B mit den Hauptelementen.

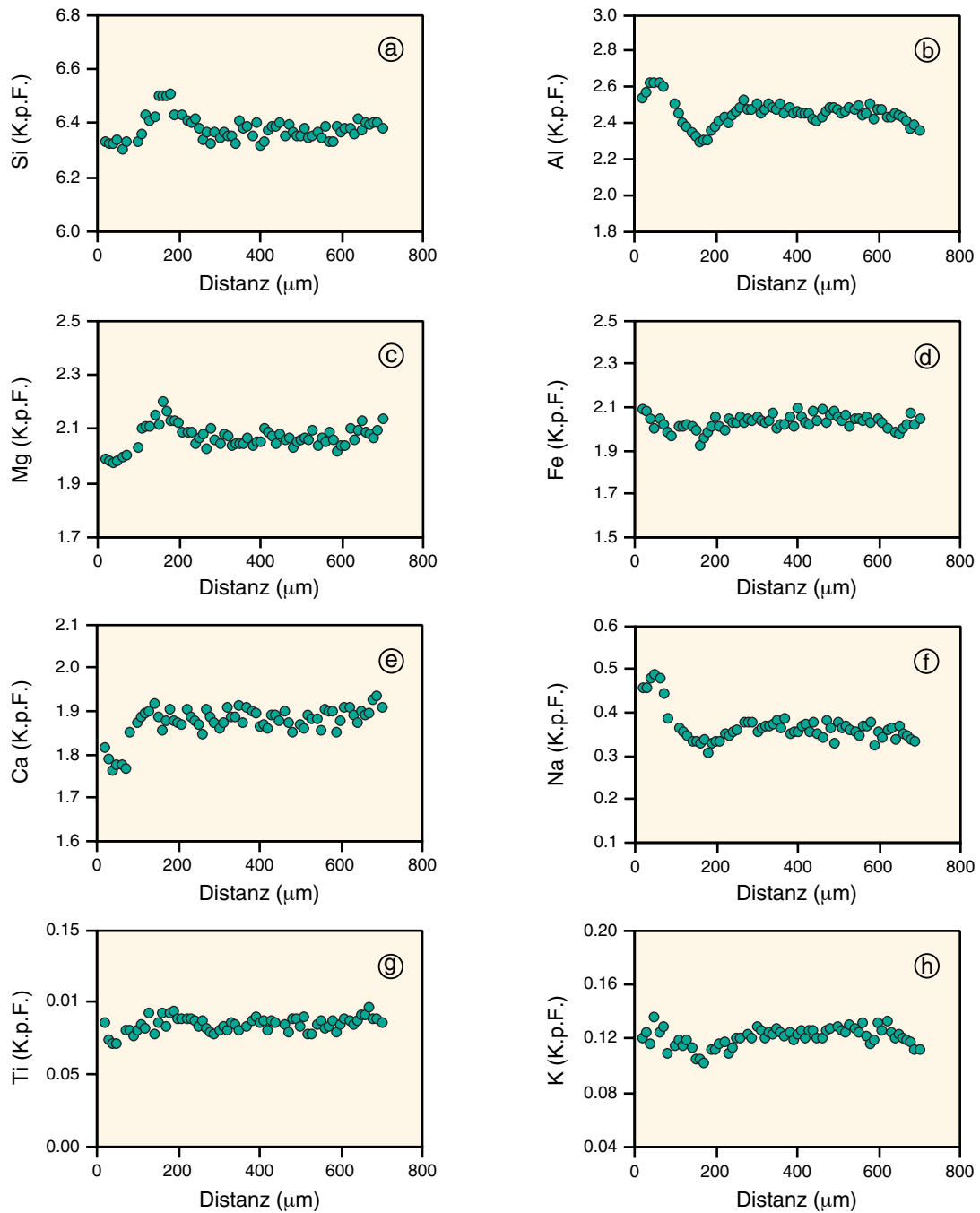


Abb. 4-20 EMS-Profil durch einen repräsentativen Amphibol-Stengel eines Amphibolits von Campo Tencia (Probe C1). Gezeigt sind ausgewählte Hauptelemente (a-h), die meist nur schwache Konzentrationsschwankungen aufweisen. Fortsetzung siehe nächste Seite.

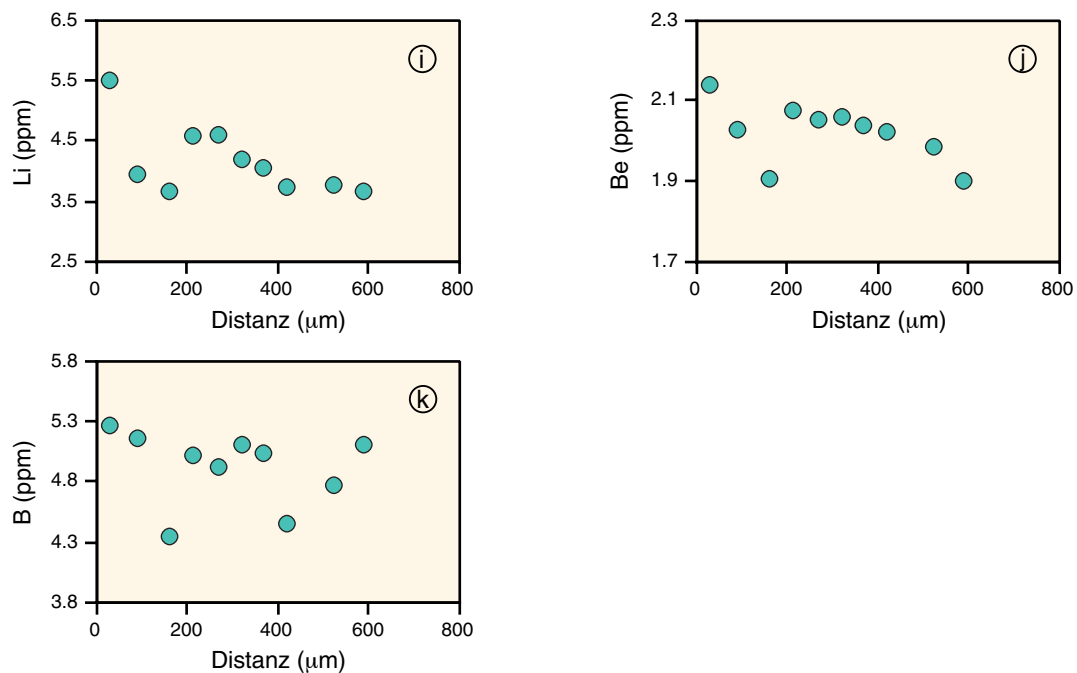


Abb. 4-20 Fortsetzung SIMS-Profil der drei Spurenelemente Li, Be und B eines Amphibol-Stengels der Amphibolit-Probe C1 von Campo Tencia (Messfehler: Li 3.6 - 8.1 %, Be 3.9 - 11.5 %, B 6.4 - 15.2 %). Erläuterungen siehe Kap.4.4.8..

4.4.9. Epidot

Der Amphibolit C2 enthält Epidot-Körner, die in den Hauptelementen relativ homogen ausgebildet sind. Die Konzentrationen der wichtigsten Elemente sind: Si 2.976 - 3.029 K.p.F., Al 2.170 - 2.375 K.p.F., Ca 1.920 - 1.994 K.p.F., Fe³⁺ 0.618 - 0.849 K.p.F. und Mn (0.007 - 0.018 K.p.F.). Außerdem wurden kein F (0 Gew.%) und kein Cl (0 Gew.%) in die Epidote eingebaut. Bezüglich der drei leichten Spurenelemente liegen die Konzentrationen innerhalb folgender Bereiche: Li 0.06 - 0.20 ppm, Be 0.03 - 0.07 ppm und B 0.27 - 1.40 ppm. Die leicht variierenden Absolutgehalte von Li, Be und B spiegeln sich in Zonierungen der Einzelkörner wieder. Bei Be und B sind jeweils niedrigere Kern-Konzentrationen und etwas höhere Rand-Gehalte zu erkennen, während Li keine systematische Zonierung aufweist. Diese Verteilungsmuster entsprechen den Beobachtungen der Epidote der Insel Ikaria (vgl. Kap. 2.4.10.). Zuletzt sei noch erwähnt, dass innerhalb der der Amphibolit-Probe C2 keine Korrelationen der Hauptelemente mit den Spurenelementen vorkommen.

4.4.10. Turmalin

Alle drei Metapelite aus Campo Tencia enthalten Turmalin, der vergleichbar den Turmalinen der Insel Ikaria oder dem Künischen Gebirge der Alkali-Gruppe nach Hawthorne & Henry 1999 angehört. Es handelt sich erneut um Mischkristalle, bei denen mehr Dravit- als Schörl-Komponente eingebaut wurde (Abb. 4-21). Folgende Auflistung ermöglicht einen Überblick der wichtigsten Hauptelemente: Na 0.54 - 0.94 K.p.F., Ca 0.02 - 0.19 K.p.F., K 0 - 0.08 K.p.F., Al 5.82 - 6.63 K.p.F., Si 5.86 - 6.08 K.p.F., Mg 1.37 - 2.28 K.p.F., Fe 0.64 - 1.40 K.p.F., B 2.93 - 3.12 K.p.F., F 0.06 - 0.24 K.p.F.. Die deutlichen Konzentrationsschwankungen der Hauptelemente beruhen auf Intrakorn-Zonierungen. Bezüglich der Hauptelemente tritt eine negative Korrelation von (Ca + Mg + Al) mit (Na + Fe + Ti) auf (Abb. 4-22). Die chemische Variabilität der Turmalin-Körner äußert sich in einem ausgeprägtem oszillierendem Zonarbau mit teilweise komplexen Mustern und sprunghaften Änderungen der Elementkonzentrationen (Abb. 4-23a-h). Bei den Turmalinen von Campo Tencia treten hauptsächlich zwei Farbzonen (im Dünnschliff) auf: blaugüne Kernbereiche, die von olivgrünen Rändern umgeben werden. Die blaugrünen Turmalin-Kerne sind durch niedrige Ca-Ti-Gehalte bzw. hohe Si-Na-Konzentrationen gekennzeichnet, während sich die olivfarbenen Ränder invers dazu verhalten. Diese Beobachtung entspricht den zuvor beschriebenen Turmalinen der anderen Probenlokalitäten (Kap. 2.4.11., 3.4.10.). Ebenso weisen die Zonierungsmuster für Al, Mg, Fe und F keinen einheitlichen Trend bezüglich dieser beiden Farbbereiche auf. Zum Beispiel gibt es in den blaugrünen Kernbereichen sowohl hohe F-Gehalte die abnehmen (Abb. 4-23h) als auch niedrige F-Konzentrationen die zunehmen (Abb. 3-23h; Abb. 2-27h). In der Regel liegen die Turmaline einschlussfrei vor, nur vereinzelt können Rutil-Einschlüsse beobachtet werden.

Die Spurenelement-Gehalte in den Turmalinen der Campo Tencia Metapelite reichen für Li von 2.9 - 14.2 ppm und für Be von 0.2 - 3.0 ppm. Beide Spurenelemente kommen ebenfalls zoniert vor (Abb. 4-23i+j). Typisch für die Be-Variationen im Turmalin ist eine Konzentrationszunahme vom Kern zum Rand der Körner (Abb. 4-23j). Komplexe Zonierungsmuster weisen zum Teil noch Modifikationen auf. In Bezug auf das Hauptelement B schwanken die Gehalte in allen größeren Turmalin-Körnern oder Stengeln (Abb. 4-23k). Hierbei handelt es sich höchst wahrscheinlich nicht um eine natürliche Zonierung der Turmaline. Die B-Variationen sind Effekte, die aus der Analytik (Mikrosonde und SIMS) herrühren. Die ermittelten Wassergehalte in den metapelitischen Turmalinen aus Campo Tencia erstrecken sich über einen Bereich von 2.89 - 3.33 Gew.% (Tab. A3-3). Sie liegen somit zwischen den gemessenen H₂O-Werten der Turmaline aus Ikaria (Tab. A3-1) und dem Künischen Gebirge (Tab. A3-2).

In Bezug auf mögliche Korrelationen der Hauptelemente mit den Spurenelementen ist zu sagen, dass im Allgemeinen keine systematischen Zusammenhänge erkennbar sind. Dies hängt u.a. mit den recht niedrigen Li- und Be-Gehalten zusammen. Bei der angedeuteten positiven Korrelation von Be mit Ca und/oder Al in dem Turmalin-Profil der Probe AC1 (Abb. 4-23c,f,j), handelt es sich nicht um einen systematischen Zusammenhang, der in allen Turmalinen auftritt.

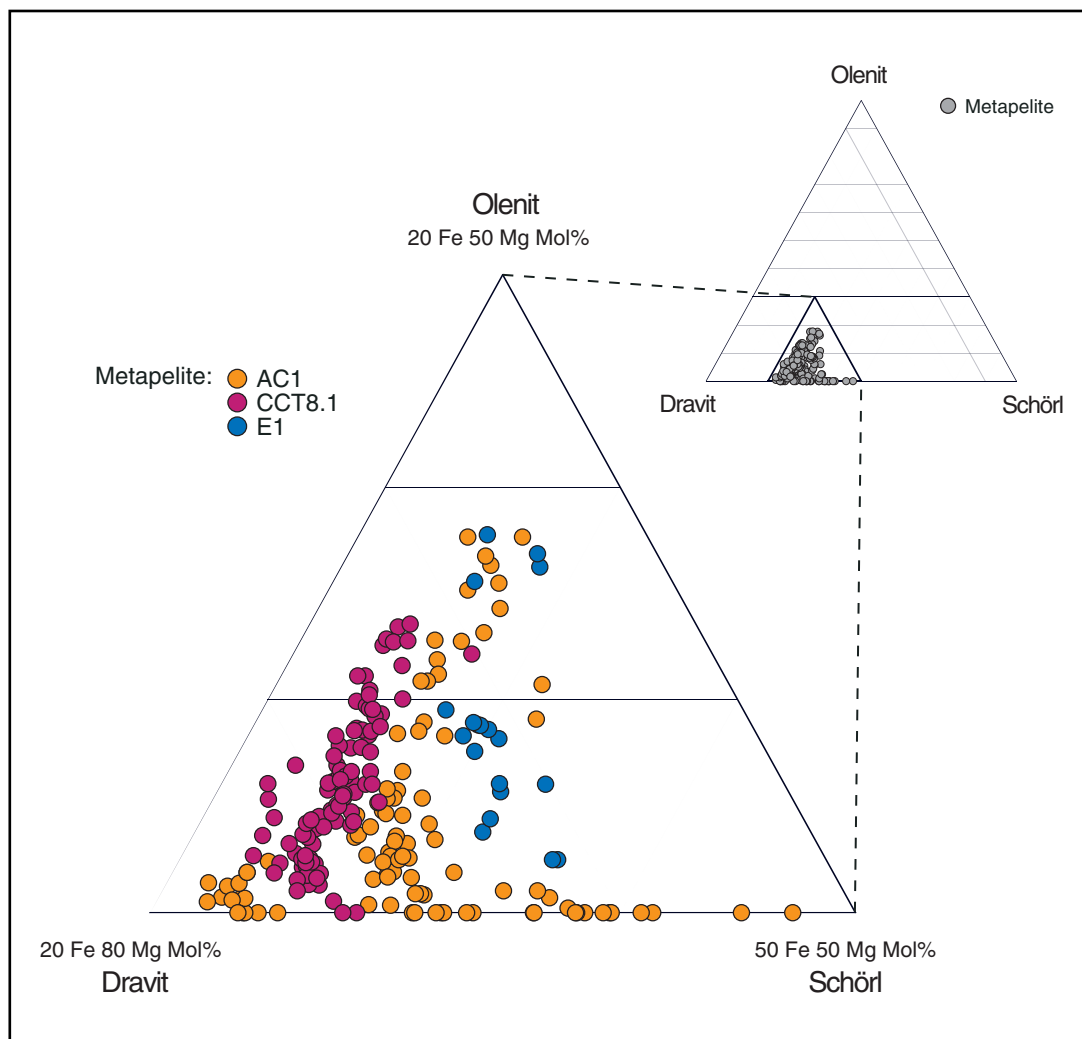


Abb. 4-21 Chemische Zusammensetzung der metapelitischen Turmaline von Campo Tencia. Die Intraproben-Variationen dieser Turmaline kommen durch Intrakorn-Zonierungen der Hauptelemente zustande.

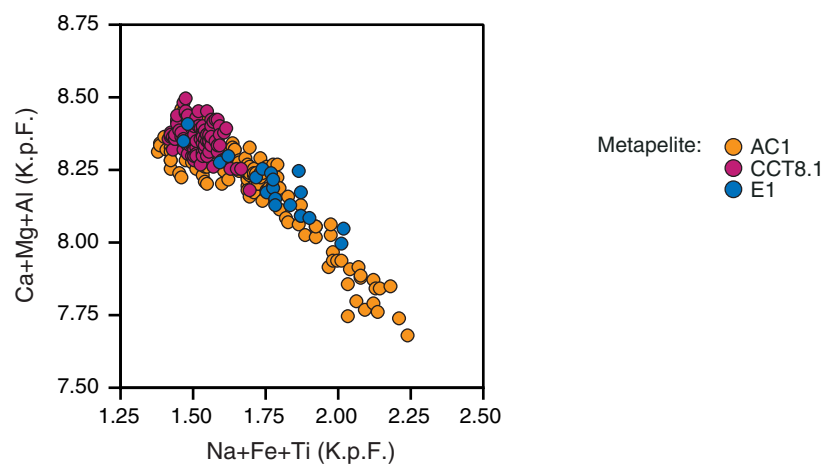


Abb. 4-22 Plot zeigt negative Korrelation der Hauptelemente (Ca+Mg+Al) mit (Na+Fe+Ti) der Turmaline aus Campo Tencia.

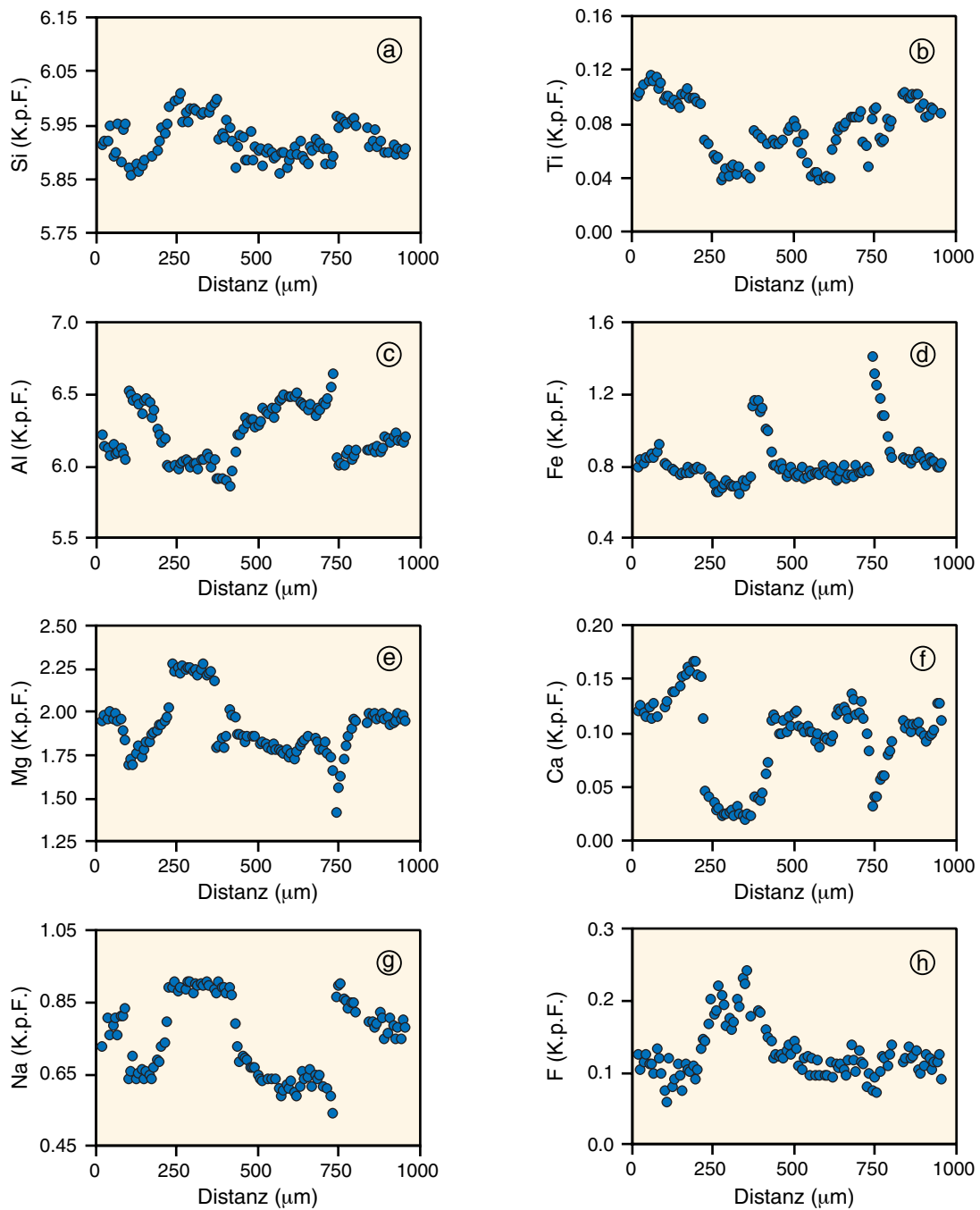


Abb. 4-23 Turmalin-Profil der Metapelit-Probe AC1. Dargestellt sind die Zonierungsmuster der wichtigsten Hauptelemente (Erläuterungen s. Kap. 4.4.10.). Fortsetzung siehe nächste Seite.

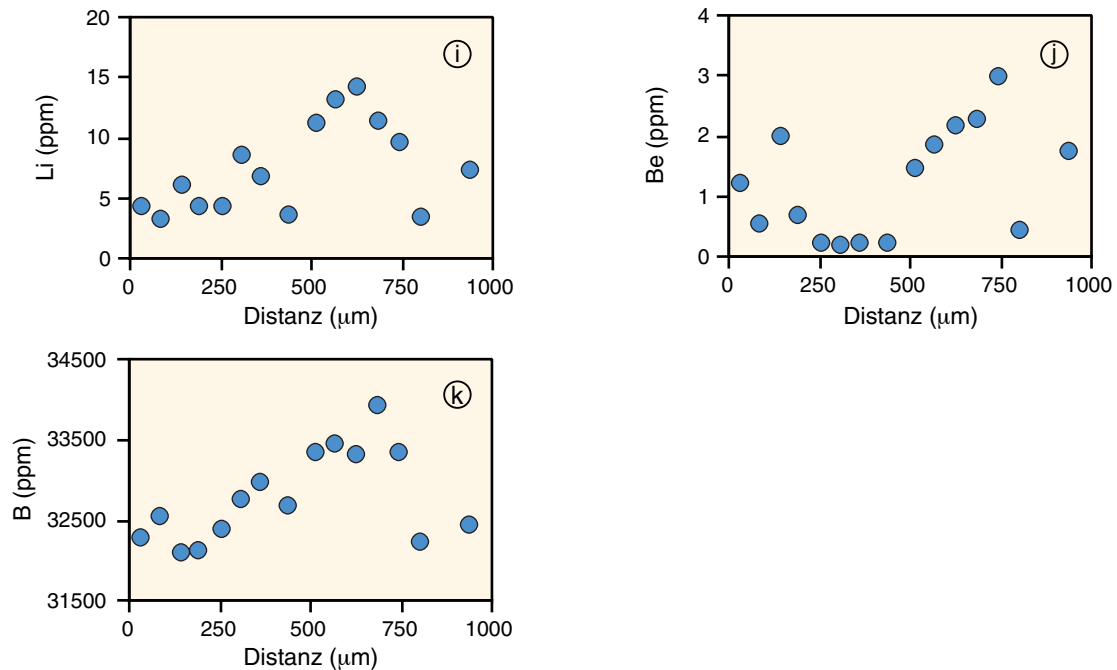


Abb. 4-23 Fortsetzung Turmalin-Profil der Metapelite-Probe AC1 mit den Zonierungsmustern der Spurenelemente Li (Messfehler 1.1 - 4.5 %) und Be (Messfehler 2.7 - 21.5 %). Die B-Variationen lassen sich höchst wahrscheinlich auf analytische Effekte zurückführen (B Messfehler 0.04 - 0.5 %).

4.5. P-T Bedingungen

In den folgenden beiden Unterkapiteln werden kurz die Metamorphose-Bedingungen der Metapelite aus Campo Tencia beschrieben. Durch thermobarometrische Berechnungen ist eine P-T Abschätzung möglich, während Zonierungsmuster und Einschlüsse in Granat zusätzliche Informationen liefern. Vergleichbar den Metapeliten aus Ikaria oder dem Künischen Gebirge, kann der Equilibrierungsbereich dieser Gesteine durch eine charakteristische Paragenese und mit Hilfe von fazieskritischen Mineralen innerhalb eines petrogenetischen Netzes grob festgelegt werden (Kap. 2.5., 3.5.).

4.5.1. Thermobarometrische Berechnungen

Die Temperatur-Abschätzung der Metapelite aus Campo Tencia erfolgte mit zwei Granat-Biotit-Thermometer, da beide Minerale in fast allen Proben gleichzeitig präsent sind. Es wurden ebenfalls, wie schon bei den Metapeliten aus Ikaria und dem Künischen Gebirge, die Formulierungen von Perchuk & Lavrent'eva (1983) und von Holdaway et al. (1997) benutzt. Bei der Temperatur-Berechnung wurden sowohl EMS-Analysen der Kernbereiche von Granat und Biotit als auch der Randbereiche beider Phasen miteinander verrechnet. Des Weiteren konnten für die Temperatur-Berechnungen Granat-Biotit-Paare verwendet werden, die unmittelbar in Kontakt zueinander standen. Somit wird bei den Rand-Temperaturen von einer Gleichgewichtseinstellung beider Phasen

ausgegangen, während die Granat-Kerne sicherlich nicht im Gleichgewicht mit den Matrix-Biotiten sind. Dennoch geben diese Kern-Temperaturen einen Hinweis auf die Metamorphose-Geschichte. Ergänzend hierzu, liefern die Hauptelement-Zonierungen in Granat weitere Informationen zur Entstehung der Gesteine. Bei der Metapelit-Probe AC1 weist die glockenförmige Mn-Zonierung auf eine prograde Entwicklung hin, die an den äußersten Granat-Rändern durch eine schwache retrograde Überprägung gekennzeichnet ist (Kap. 4.4.5.). Dies zeigen auch die Unterschiede der berechneten Kern-Rand-Temperaturen, die am Granat-Rand in etwa 80 °C höher als im Kern sind. Zur Abschätzung wurden Drücke von 8 kbar und 12 kbar angenommen, da in den Metapeliten aus Campo Tencia Disthen auftritt. Bei dem Metapelit CCT8.1 liegen nicht so ausgeprägte Granat-Zonierungen vor, sodass sich die Kern-Rand-Temperaturen nicht sehr voneinander unterscheiden bzw. nicht auflösbar sind. Deshalb wird bei dieser Probe nur die Kern-Temperatur angegeben. Entsprechendes gilt für den Metapelit E1, dessen Temperatur ausschließlich innerhalb des breit ausgebildeten Kern-Plateaus errechnet wurde. An beiden Proben kann keine deutliche prograde Entwicklung nachgewiesen werden.

Einen Überblick der P-T-Berechnungen liefern Tabelle 4-3 und Tabelle 4-4. Die Metapelite haben alle innerhalb der unteren Amphibolit-Fazies equilibriert. Bei der Probe AC1 dokumentieren die niedrigeren Kern-Temperaturen eine prograde Entwicklungsgeschichte. Unter Berücksichtigung des 2σ -Fehlers ist der Kern-Rand-Temperaturunterschied nicht mehr ganz so groß, aber noch vorhanden. Zudem fällt auf, dass dieser disthenfreie Metapelit die niedrigsten Temperaturen aufweist. Diese Aussagen gelten für die Temperatur-Abschätzungen beider Formulierungen, wobei die Holdaway-Temperaturen bis zu 50 °C höher als die Temperaturen nach Perchuk & Lavrent'eva liegen können.

Tab. 4-3 Granat-Biotit-Temperaturen (Perchuk & Lavrent'eva 1983) für die Metapelite aus Campo Tencia

Probe CT	P (kbar)	Kern-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)	Rand-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)
AC1	8 ¹	420	12	497	38
	8 ²	426	12	503	38
	12 ¹	399	10	473	38
	12 ²	417	12	493	38
CCT8.1	8 ¹	560	10		
	8 ²	567	12		
	12 ¹	535	10		
	12 ²	556	10		
E1	8 ¹	514	6		
	8 ²	520	6		
	12 ¹	490	6		
	12 ²	510	6		

¹ $V_1 = -0.0577$ cal/bar

² $V_2 = -0.0246$ cal/bar

Tab. 4-4 Granat-Biotit-Temperaturen (Holdaway et al. 1997) für die Metapelite aus Campo Tencia

Probe CT	P (kbar)	Kern-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)	Rand-Temperatur (°C)	Fehler (2σ)
AC1	8	368	22	490	64
	12	386	20	509	66
CCT8.1	8	564	28		
	12	588	28		
E1	8	545	14		
	12	566	16		

Die Druck-Abschätzungen wurden mit dem GASP-Barometer (Koziol & Newton 1988) bei angenommenen Temperaturen von 600 °C und 1000 °C durchgeführt. Für die Berechnungen standen die beiden disthenführenden Metapelit-Proben CCT8.1 und E1 zur Verfügung. Entsprechend der Temperatur-Berechnung (s.o.) wurden hier ebenfalls einheitliche Drücke zwischen Kern-Rand-Zusammensetzungen ermittelt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4-5 aufgelistet. Es fällt auf, dass die abgeschätzten Drücke beider Proben etwas auseinander liegen, auch unter Berücksichtigung der 2σ-Fehler.

Tab. 4-5 Berechnete Drücke der disthenführenden Metapelit-Proben aus Campo Tencia (GASP-Barometer)

Probe CT	T (°C)	Druck (bar)	Fehler (2σ)
CCT8.1	600	10925	969
	1000	21145	1490
E1	600	6488	306
	1000	14180	446

Für die disthenführenden Metapelite (CCT8.1, E1) wurden die Equilibrierungsbedingungen graphisch ermittelt. In Abbildung 4-23 wurden exemplarisch die nach Perchuk & Lavrent'eva (1983) errechneten Temperaturen (V_2) benutzt. Aus der Abbildung geht hervor, dass die Schnittbereiche beider Proben etwas variieren (Temperaturen: 527 - 562 °C, Drücke: 5.1 - 9.9 kbar). Diese Druck-Temperatur-Spanne entspricht in etwa den Metapeliten aus Ikaria (Temperaturen: 520 - 620 °C, Drücke: 5.5 - 10 kbar).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass alle Metapelite aus Campo Tencia in der unteren Amphibolit-Fazies equilibrierten. Somit ergeben sich weitere Gemeinsamkeiten zu den Gesteinen aus Ikaria und dem Künischen Gebirge (Kap. 2.5., 3.5.).

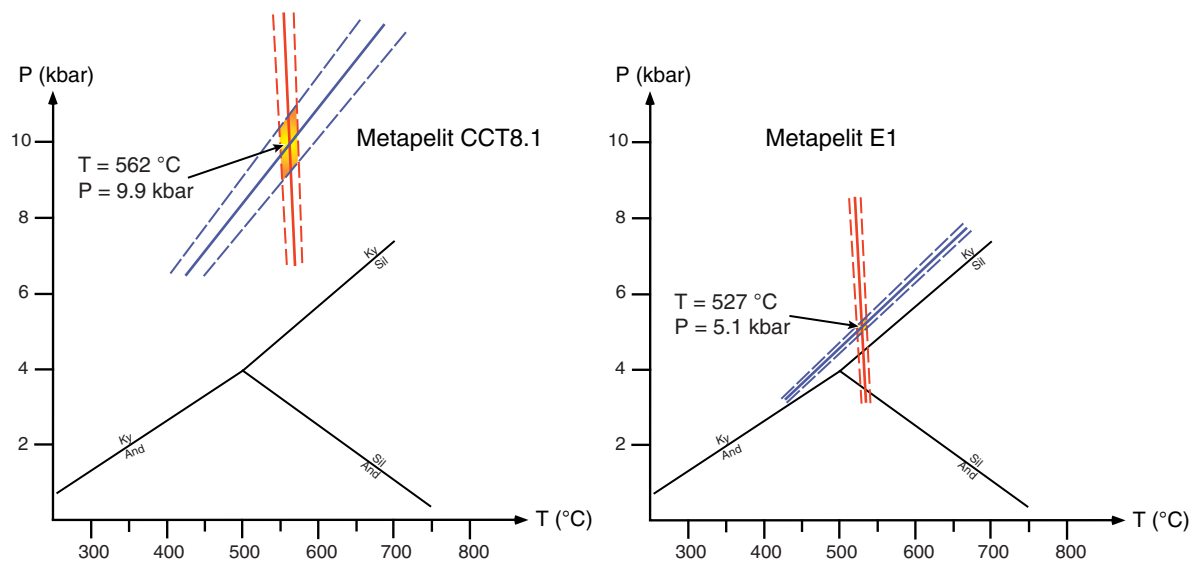


Abb. 4-23 Equilibrierungsbedingungen der zwei Metapelit-Proben aus Campo Tencia. Dargestellt sind die Schnittfelder der errechneten Temperaturen (vertikale Linien, Perchuk & Lavrent'eva 1983) [$V_2 = -0.0246$ cal/bar] und Drücke (Linien mit positiver Steigung, GASP-Barometer, Koziol & Newton 1988). Die durchgezogenen Linien geben Mittelwerte an, die gestrichelten Linien die 2σ -Abweichungen.

4.5.2. Mineralreaktionen und Stabilitätsfelder

Die Proben aus Campo Tencia enthalten bestimmte metapelitische Paragenesen, die eine grobe Vorstellung über den Metamorphose-Bedingungen möglich machen. Die wichtigsten Phasengrenzen bzw. Mineralreaktionen von zwei Systemen (KFASH, KFMASH; vgl. Kap. 2.5.2., 3.5.2.) sind in Abbildung 4-24 dargestellt. Zudem ist anhand der koexistierenden Minerale aus Campo Tencia ein wahrscheinlicher Equilibrierungsbereich der Metapelite eingezeichnet. Es muss nochmals betont werden, dass es sich hierbei um vereinfachte Systeme handelt. Schon geringe Gehalte an weiteren Komponenten in den Systemen (z.B. Zn oder Li in Staurolith) können sich erheblich auf die Stabilitätsbereiche der Phasen auswirken. Des Weiteren treten keine prägnanten Einschlussphasen in den metapelitischen Mineralen auf, die einen Beitrag zur Rekonstruktion der P-T Bedingungen liefern könnten.

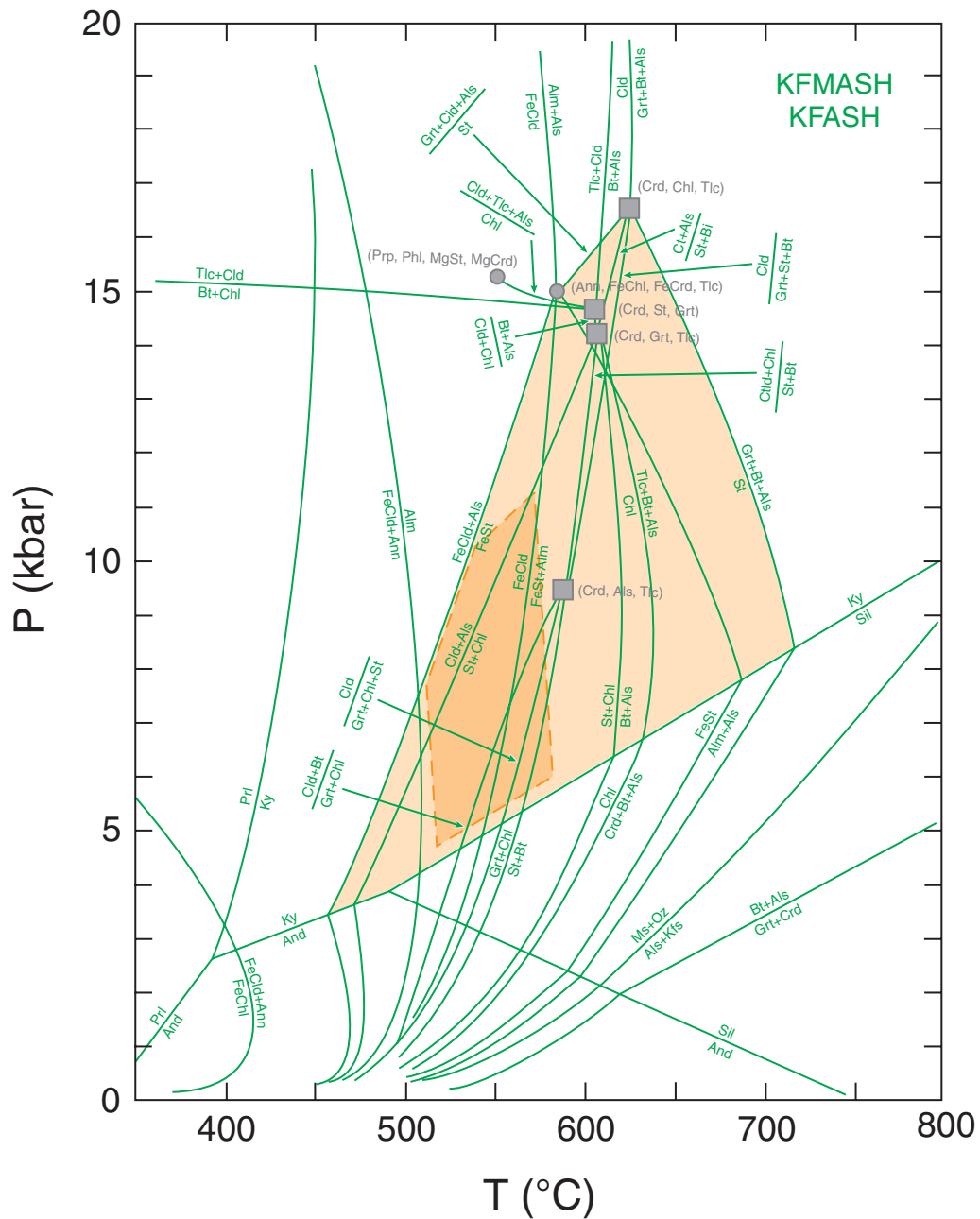


Abb. 4-24 P-T Diagramm mit Reaktionen im KFMASH- und KFASH-System (nach Spear & Cheney 1989). Der hellere Bereich (apricot) zeigt das Stabilitätsfeld der Metapelite aus Campo Tencia, das sich aus bekannten Mineralreaktionen ergibt. Der dunklere Bereich (orange) stellt die mit der Thermometrie berechneten metamorphen Peak-Bedingungen der Metapelite dar. Nähere Erläuterungen siehe Text.

5. Das Li-, Be- und B-Inventar der untersuchten Minerale und Vergleich mit Literaturdaten

5.1. Minerale der Metapelite

5.1.1. Li-, Be- und B-Gehalte

Im Folgenden stehen die Li-, Be- und B-Konzentrationen der untersuchten metapelitischen Minerale im Vordergrund. Die Tabellen 5-1, 5-2, 5-3 geben einerseits einen Überblick der verschiedenen Gehalte und schlüsseln andererseits nach den drei verschiedenen Probenlokalitäten auf. Ziel dieses Vergleiches ist es, herauszufinden, ob die Verteilung der drei leichten Elemente zwischen den metapelitischen Phasen der drei Probengebiete systematisch ist und einer Gleichgewichtsverteilung entspricht. Sollte dies der Fall sein, können Verteilungskoeffizienten errechnet werden.

Tab. 5-1 Übersicht der Li-Gehalte in den metapelitischen Phasen der drei Probengebiete

metapelitische Minerale	Icaria Li* (ppm)	1 σ	Künisches Gebirge Li* (ppm)	1 σ	Campo Tencia Li* (ppm)	1 σ
St	507	178	461	59.94	278	36.95
Bt	152	86.80	213	105	142	44.49
Chl	103	67.14	129	47.18	61.78	12.87
Ms	24.81	16.48	23.80	9.10	25.86	14.20
Grt	18.48	12.28	24.92	15.55	17.05	11.24
Tur	13.67	10.93	5.07	1.12	6.34	2.67
And			0.22	0.05		
Pl	1.05	2.57	0.03	0.02	1.14	1.02
Ky	0.61	0.60			0.09	0.04

* Mittelwerte aller Metapelit-Proben / 1 σ = Standardabweichung der Mittelwerte

Tab. 5-2 Übersicht der Be-Gehalte in den metapelitischen Phasen der drei Probengebiete

metapelitische Minerale	Icaria Be* (ppm)	1 σ	Künisches Gebirge Be* (ppm)	1 σ	Campo Tencia Be* (ppm)	1 σ
St	20.91	6.80	27.25	37.75	31.27	19.07
Pl	7.09	4.08	3.29	2.96	11.69	5.20
Ms	1.94	1.15	3.69	3.31	5.04	1.63
Bt	0.72	0.24	1.07	0.68	1.28	0.40
Tur	0.66	0.61	0.64	0.37	0.93	0.66
Chl	0.29	0.20	0.43	0.33	0.22	0.09
Ky	0.14	0.12			0.05	0.04
Grt	0.02	0.02	0.01	0.03	0.002	0.01
And			0.01	0.01		

* Mittelwerte aller Metapelit-Proben / 1 σ = Standardabweichung der Mittelwerte

Tab. 5-3 Übersicht der B-Gehalte in den metapelitischen Phasen der drei Probengebiete

metapelitische Minerale	Icaria B* (ppm)	1 σ	Künisches Gebirge B* (ppm)	1 σ	Campo Tencia B* (ppm)	1 σ
Tur	31688	1102	31590	720	32453	566
Ms	35.43	16.92	31.21	7.86	43.77	8.32
Chl	2.69	1.89	9.46	16.36	0.88	0.51
Bt	3.97	4.30	3.53	4.65	1.39	0.74
And			5.47	4.73		
Pl	1.67	1.07	0.77	0.29	1.62	0.42
Grt	1.12	1.28	0.40	0.16	0.26	0.53
Ky	0.54	0.29			0.80	1.07
St	0.42	0.32	0.26	0.06	0.22	0.11

* Mittelwerte aller Metapelit-Proben / 1 σ = Standardabweichung der Mittelwerte

Jede einzelne dieser metapelitischen Phasen weist mehr oder weniger starke Variationen in den Li-Be-B-Gehalten auf. Hierbei handelt es sich entweder um unsystematische Li-Be-B-Verteilungen oder bei ausgeprägteren Konzentrationsschwankungen um Zonierungserscheinungen (Kap. 2.4., 3.4., 4.4.). Die Minerale mit deutlichen Spurenelement-Zonierungen sind Granat und Turmalin. Bei den Granaten treten immer Li-Zonierungsmuster auf (Kap. 2.4.5., 3.4.5., 4.4.5.) und nur bei einzelnen Körnern sind Be-Zonierungen (Campo Tencia) oder B-Zonierungen (Künisches Gebirge) ersichtlich. Hingegen weisen die Turmaline immer gemeinsam Li- und Be-Zonierungen auf (Kap. 2.4.11., 3.4.10., 4.4.10.), während die beobachteten B-Schwankungen auf analytische Effekte zurückzuführen sind. Ebenfalls zeigen die Glimmer etwas größere Spurenelement-Variationen. Biotit und vor allem Muskovit liegen in der Regel als feine Blättchen oder sehr dünne Strähnen mit deutlichen Spaltrissen vor. Manchmal kann ein SIMS-Messpunkt (\emptyset ca. 25 μ m) nun ein oder auch mehrere solcher Spaltrisse enthalten (nicht immer zu vermeiden!), was zu diesen Li-Be-B-Schwankungen führen kann. Es ist jedoch nicht zu beobachten, dass die Spurenelement-Werte bei solchen Messpunkten immer einheitlich höher oder niedriger liegen. Somit handelt es sich hierbei um unsystematische Variationen. Entsprechendes gilt ebenfalls für Chlorit. Ist diese Phase jedoch besonders feinfölig ausgebildet, dann können in einzelnen Fällen niedrigere B-Werte beobachtet werden (s.u.). Ein weiteres Mineral mit schwankenden Li-Gehalten ist Staurolith. Hier handelt es sich um deutlich ausgebildete, unsystematische Intrakorn-Variationen (Kap. 2.4.6., 3.4.6., 4.4.6.). Bei allen anderen metapelitischen Phasen sind keine ausgeprägten Konzentrationsschwankungen in den Li-, Be- und B-Gehalten zu beobachten. Generell ist jedoch zu bedenken, dass bei sehr niedrigen Spurenelement-Konzentrationen (nahe der Nachweisgrenzen!) auch größere Schwankungen vorkommen können. Dabei resultieren diese Li-Be-B Variationen aus den meist größeren Messfehlern und sind qualitativ etwas anderes einzuordnen als die oben genannten Spurenelement-Variationen. Trotz diesen mehr oder weniger schwankenden Spurenelement-Gehalten, ergeben sich charakteristische Konzentrationsintervalle für die jeweiligen Minerale. Die Konzentrationsspannen der einzelnen Intervalle resultieren aus geringen Unterschieden in der Gesamtgesteinschemie der Metapelite und treten unabhängig von den verschiedenen Probenlokalitäten auf (Kap. 2.4., 3.4., 4.4.).

Bei den obenstehenden Tabellen 5-1, 5-2, 5-3 wurden die Li-Be-B-Mittelwerte der einzelnen Phasen aus jeweils allen Metapelit-Proben einer Probenlokalität zugrunde gelegt. Ein Vergleich zwischen den drei Gebieten zeigt, dass in der Regel ähnliche Li-Be-B-Gehalte in den einzelnen Mineralen vorliegen und keine Probenlokalität einheitlich höhere oder niedrigere Werte aufweist. Da die Hauptelement-Zusammensetzungen der Li-Be-B-Trägerphasen keine großartigen Unterschiede zeigen, ist zu vermuten, dass ebenfalls die Li-, Be- und B-Konzentrationen recht ähnlich sind. Für die Verteilung der drei leichten Elemente ist wichtig, dass in allen beprobten Gebieten in etwa gleiche P-T Bedingungen vorliegen, wobei die Temperatur der weitaus sensiblere Faktor darstellt. Alle Metapelite liegen im Stabilitätsbereich der unteren Amphibolit-Fazies. Die metamorphen Peak-Bedingungen der disthenführenden Metapelite weisen in der Regel Temperaturen zwischen 520 °C und 620 °C und Drücke zwischen 5.1 kbar und 10 kbar auf (Kap. 2.5., 4.5.), während die andalusitführenden Metapelite deutlich niedrigere Drücke (< 4 kbar) erfahren haben (Kap. 3.5.) Somit können die Li-, Be- und B-Konzentrationen der metapelitischen Minerale nicht nur miteinander verglichen werden, sondern es sind auch allgemeine Aussagen zur Li-Be-B-Verteilung möglich.

Die Li-, Be- und B-Gehalte (Tab. 5-1, 5-2, 5-3; Tab. xx Abhang) verteilen sich systematisch zwischen den einzelnen metapelitischen Mineralen. Aus diesem Verhalten resultieren folgende Verteilungsreihen:

Li: St > Bt > Chl > Ms > Grt > Tur > And > Pl > Ky

Be: St > Pl > Ms > Bt > Tur > Chl > Ky > Grt > And

B: Tur > Ms > And > Chl > Bt > Pl > Grt > Ky > St

In Abbildung 5-1 sind diese Li-Be-B-Verteilungsreihen für die Metapelite der drei Probenlokalitäten getrennt dargestellt. Hierbei wurde jeweils der Mittelwert eines Elementes mit zugehöriger Standardabweichung, errechnet aus allen Metapeliten eines Gebietes, zugrunde gelegt. Die Metapelite der Insel Ikaria folgen für Li und Be ausnahmslos dem oben genannten Trend (Abb. 5-1a+b), während die B-Verteilung durch etwas niedrige Konzentrationen im Chlorit nicht ganz so schön ausgebildet ist (Abb. 5-1c). Dies kommt durch drei Proben (I35-10, I105-1, I110) mit geringeren B-Gehalten im Chlorit zustande, die nicht dem allgemeinen B-Muster folgen und somit den Mittelwert für Ikaria leicht nach unten verschieben. Bei der Probe I35-10 ist ein filsiges Chlorit-Biotit-Gemisch vorhanden, d.h. im Chlorit befinden sich "Biotit-Reste" in Form von dünnen, diffusen und ungeordneten Streifen. Falls nun die Chlorit-Messpunkte einen geringen Biotit-Anteil enthalten (im submikroskopischen Bereich), werden automatisch die B-Gehalte im Chlorit niedriger, da Biotit einen kleineren Verteilungskoeffizienten aufweist (s.o.). Zudem können einzelne Spaltrisse ebenfalls die B-Konzentrationen erniedrigen. Entsprechendes ist bei der Metapelit-Probe I105-1 zu beobachten. Weshalb die B-Werte im Chlorit der Probe I110 ebenso gering sind, ist völlig unklar. Es gibt hier keinerlei Anzeichen für sekundäre Veränderungen, textuelles Ungleichgewicht oder zahlreiche Spaltrisse.

Die Metapelite des Künischen Gebirges weisen ebenfalls die oben genannten Li-Be-B-Reihen auf (Abb. 5-1d-f). Der leicht erhöhte Mittelwert für Li in Granat gegenüber Muskovit (Abb. 5-1d) geht auf die ausgeprägte Li-Zonierung in den Granat-Körnern des Künischen Gebirges (Kap. 3.4.5.) zurück. Bei der Be-Verteilung (Abb. 5-1e) fällt auf, dass drei von vier plagioklasführenden Metapeliten (LR7, LR11, LR16) niedrigere Be-Gehalte in Plagioklas als in Muskovit zeigen und nur die Probe LR92 dem allgemeinen Muster folgt. Deshalb hebt sich hier der Plagioklas nicht deutlicher vom Muskovit ab. Diese Umkehr in der Be-Verteilungsreihe der Metapelite LR7, LR11 und LR16 könnte auf unterschiedliche Druck-Bedingungen zurückzuführen sein. Alle drei Proben liegen im Andalusit-Stabilitätsfeld und haben somit geringere Drücke als die disthenführenden Metapelite aus Ikaria oder Campo Tencia erfahren. Die Probe LR92 (Ky-frei) wurde hingegen aus einer disthenführenden Schiefer-Zone des Künischen Gebirges entnommen und zeigt die "normale" Be-Verteilung Plagioklas - Muskovit. Bezüglich der B-Verteilungsreihe liegt der Mittelwert für Chlorit und Biotit etwas hoch (Abb. 5-1f). Eine einzige Probe (LR16) ist hierfür verantwortlich, deren B-Absolutgehalte in Chlorit sehr hoch sind und die B-Werte im Biotit knapp über denen im Muskovit liegen. Dies führt dazu, dass die Reihenfolge Andalusit - Chlorit - Biotit nicht deutlicher eingehalten wird.

Hinsichtlich der Verteilungsreihen für Li und Be in den Metapeliten von Campo Tencia ist ersichtlich, dass sich die Konzentrationen aller Minerale deutlich voneinander abgrenzen und keine Ausreißer bestehen (Abb. 5-1g+h). Für beide Elemente liegen sehr gute Verteilungsreihen vor. Im Gegensatz dazu steht die etwas unregelmäßig ausgebildete B-Verteilung in diesen Metapeliten (Abb. 5-1i). Hier muss zudem die geringe Probenzahl berücksichtigt werden, durch die ein unrepräsentativer Mittelwert entstehen kann, vor allem bei sehr geringen Konzentrationen (nahe der Nachweisgrenze). Dennoch fällt auf, dass die B-Verteilung zwischen Chlorit - Biotit - Plagioklas gerade umgekehrt verläuft (Abb. 5-1i). Die etwas niedrigen B-Gehalte zeigen Chlorite, die faserig bis feinfilsig ausgebildet sind, viele Zwischenräume und Spaltrisse aufweisen (vgl. B-Verteilungsreihe Ikaria). Somit wird deutlich, dass die Ausbildung der Chlorite großen Einfluss auf die Analytik hat. Weshalb die beiden Metapelite AC1 und CCT8.1 höhere B-Konzentrationen im Plagioklas gegenüber Biotit enthalten ist nicht ersichtlich, während die Probe E1 dem allgemeinen Muster Biotit - Plagioklas folgt.

Generell fällt auf, dass die Li- und Be-Verteilungsreihen in der Regel deutlich und einheitlich ausgebildet sind. Hingegen treten bei B öfter Abweichungen auf und die B-Verteilung erscheint nicht so stabil. Hierfür gibt es Gründe im analytischen Bereich: niedrige B-Gehalte an oder nahe der Nachweisgrenze (< 1 ppm), Spaltrichtungen bei den Phyllosilikaten, schlecht messbare Aggregate (Chlorit) oder geringe Probenzahl mit schlechter Statistik. Neben diesen analytischen Problemen können auch sekundäre natürliche Prozesse (z.B. Serizitisierung, Ungleichgewicht) die Ursache für mögliche Abweichungen sein. Allerdings spielen solche Einflüsse eine geringere Rolle und treten nur selten auf. Es sei nochmals erwähnt, dass die teilweise größeren Standardabweichungen bei Granat und Turmalin durch Spurenelement-Zonierungen zustande kommen. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass in der Regel die Metapelite aus Ikaria, dem Künischen Gebirge und Campo Tencia im

Gleichgewicht hinsichtlich Li, Be, B sind und nur einzelne Proben Abweichungen vom allgemeinen Muster zeigen (s. Kap. 5.1.2.).

Die oben aufgestellten Li-Be-B Verteilungsreihen für metapelitische Phasen bestätigen und erweitern die bisher in der Literatur aufgeführten Daten. Eine Zusammenfassung der Be-Verteilung in verschiedenen relevanten Systemen bietet Grew 2002. Aufgrund der spärlichen Kenntnisse bei metamorphen Gesteinen wurden in der folgenden Be-Verteilungsreihe plutonische Gesteine mit berücksichtigt:

St, Amph > Ms > Pl > Bt \approx K-Fsp \approx Gesamtgestein > Qtz

Eine vergleichbare umfassende Darstellung für das Element B ist in Grew & Anovitz 1996 zu finden. Exemplarisch wird die B-Verteilung der wichtigsten Phasen zweier Metasediment-Gesteine aus Kalifornien herausgegriffen:

Pelano Schist (Metagrauwacke): Ms > Bt > Chl > Pl > Ep (Moran 1993)

Catalina Schist: Ms > Bt > Chl > Grt > Ab (Domanik et al. 1993)

Hinsichtlich der Li-Verteilung in Metasedimenten gibt es keine Übersichtspublikation. Allerdings bestand schon relativ früh eine Vorstellung über die Li-Verteilung in Metapeliten. Zum Beispiel formulierte Dutrow et al. 1986 eine qualitative Li-Verteilungsreihe für folgende Minerale:

St > Crd > Bt > Ms > Grt, Tur, Clt

Insgesamt stimmen die qualitativen Li-Be-B-Verteilungsreihen dieser Arbeit gut mit den bisher bekannten Li-Be-B-Verteilungen überein. Zudem können durch die große Anzahl der untersuchten Phasen diese Verteilungsreihen bedeutend erweitert werden. Die systematische Erfassung der Li-, Be- und B-Gehalte in metapelitischen Mineralen ist somit einen guten Schritt voran gekommen.

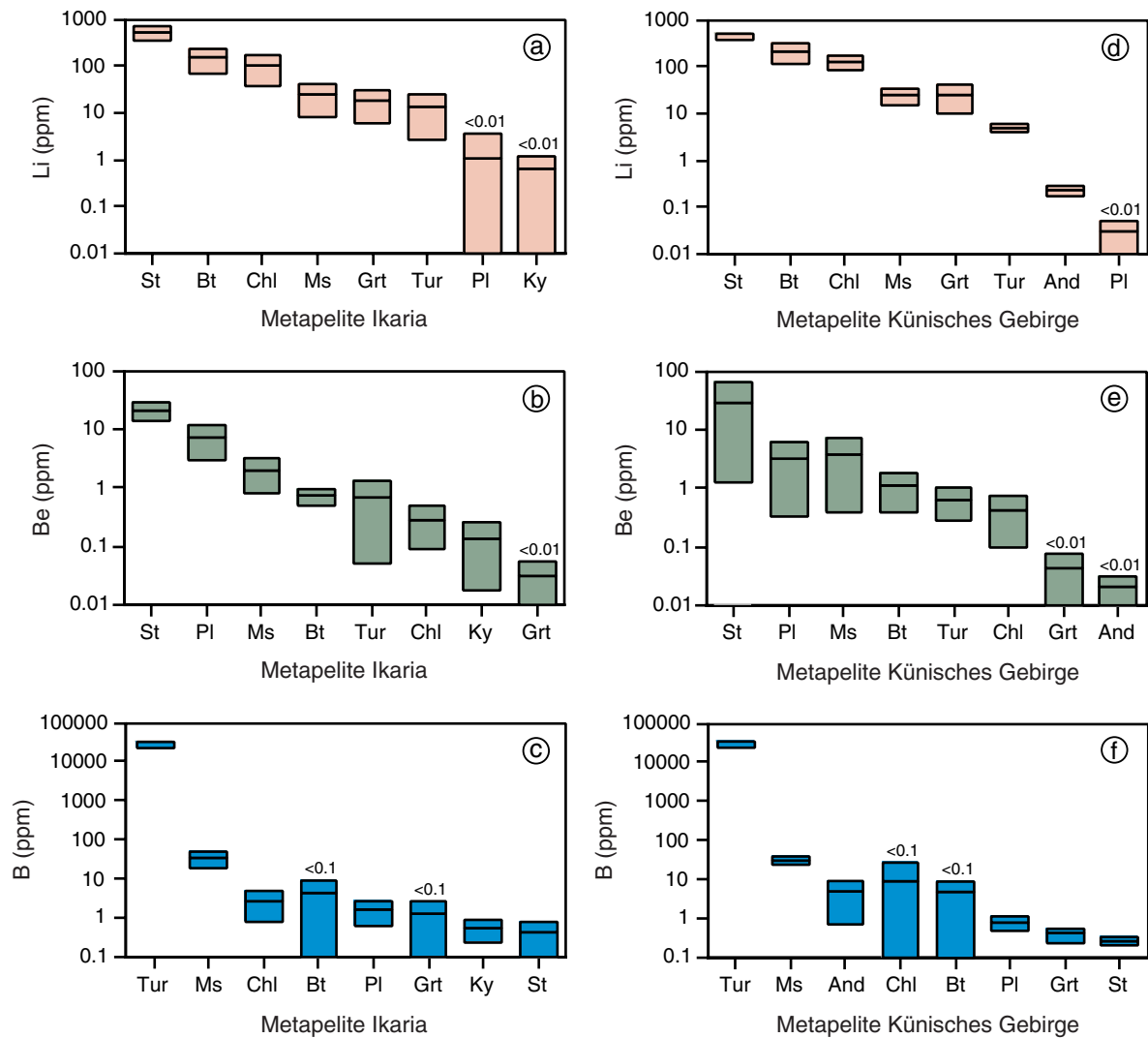


Abb. 5-1a-f Li-Be-B-Verteilungsreihen der Metapelite von der Insel Icaria und dem Künisches Gebirge. Dargestellt sind die Mittelwerte (Querbalken) und zugehörigen Standardabweichungen. Liegen die Minimalgehalte der Spurenelemente unterhalb der gewählten Konzentrationskala ist dies gesondert angezeigt (z.B. <math><0.1</math>). Fortsetzung siehe nächste Seite.

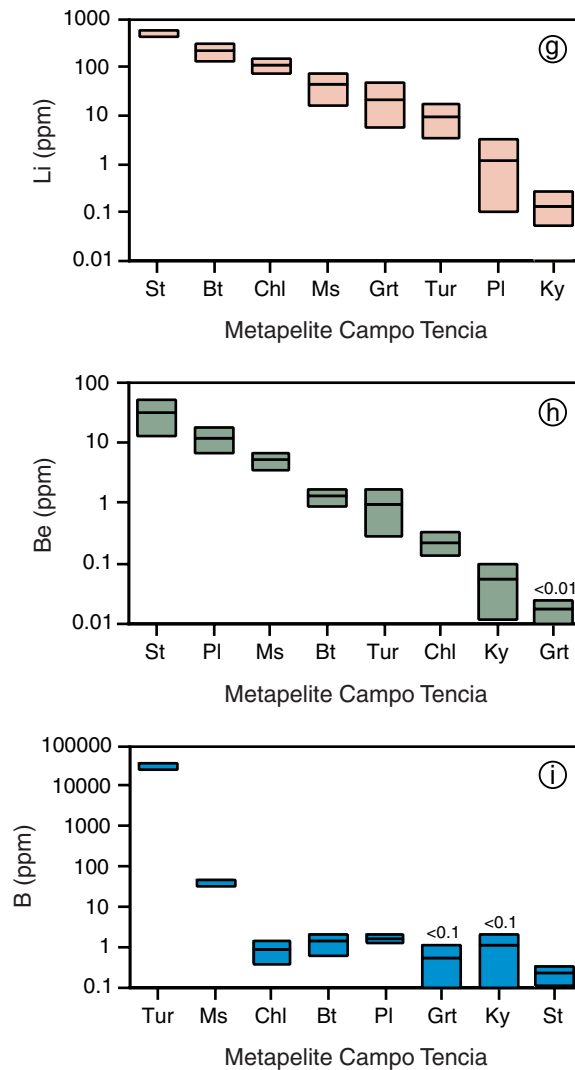


Abb. 5-1g-i Li-Be-B-Verteilungsreihen der Metapelite aus Campo Tencia. Dargestellt sind die Mittelwerte (Querbalken) und zugehörigen Standardabweichungen. Liegen die Minimalgehalte der Spurenelemente unterhalb der gewählten Konzentrationsskala ist dies gesondert angezeigt (z.B. < 0.1).

5.1.2. Verteilungskoeffizienten

Im Folgenden werden die Li-, Be- und B-Verteilungskoeffizienten für die Minerale aller Metapelit-Proben diskutiert. In den hierfür ausgewählten Abbildungen (Abb. 5-2, Abb. 5-3, Abb. 5-4) sind die Verteilungskoeffizienten für die einzelnen Proben dargestellt. Bei den Verteilungskoeffizienten wurden die Konzentrationen der Mittelwerte (in ppm), für eine spezifische Elementverteilung zwischen zwei metapeltischen Phasen einer Probe, in das Verhältnis gesetzt. Die so errechneten D-Werte lehnen sich an die häufig in der Literatur auftretenden "Nernst Verteilungskoeffizienten" an. Bei den Fehlerbalken in den Diagrammen handelt es sich um die Standardabweichungen für die jeweiligen Phasen. Die zugehörigen Abweichungen der Verteilungskoeffizienten (vgl. Daten CD) wurden mit Fehlerfortpflanzung errechnet, auf der Basis der beiden Standardabweichungen je Mineralpaar.

Außerdem wurden für jedes der drei Elemente die Konzentrationen in den Phasen mit den höchsten Gehalten gegen die aller anderen Minerale aufgetragen.

Die Diagramme der Abbildung 5-2a-q zeigen Li-Verteilungskoeffizienten zwischen den wichtigsten Li-Trägern Staurolith, Biotit, Chlorit, Muskovit und allen anderen Mineralen. Während die Konzentrationen im Staurolith innerhalb einer Zehnerpotenz liegen, überstreichen die Konzentrationsspannen der Glimmer, Chlorit, Granat und Turmalin ein bis zwei Zehnerpotenzen. Im Plagioklas und Al_2SiO_5 variieren die Li-Gehalte zwischen 0.01 - 1 ppm und sind teilweise unterhalb der Nachweisgrenze. Bei den meisten Diagrammen liegen die Verteilungskoeffizienten für Li in einem relativ engen Bereich und es sind keine systematischen Unterschiede zwischen den drei beprobten Regionen zu beobachten. Die Streuung der Li-Verteilungskoeffizienten innerhalb einer Region ist größer als die Streuung zwischen den Gebieten. Es gibt in der Regel auch keine "Ausreißer", d.h. keine Proben, deren Verteilungskoeffizienten auffallend stark vom Hauptfeld abweichen. Bei Li-zonierten Phasen, wie beispielsweise Granat oder Turmalin, sind die Li-Verteilungskoeffizienten für die Ränder relativ gut definiert (Abb. 5-2q). Im Vergleich dazu weisen die Li-Verteilungskoeffizienten der Kerne beider Phasen eine deutlich größere Streubreite und größere Abweichungen von den Mittelwerten der einzelnen Proben auf. Tendenziell liegen diese Verteilungskoeffizienten der Kernbereiche immer etwas höher als bei den Randbereichen. Somit sind die Li-Verteilungskoeffizienten der Kerne weitaus schlechter definiert, was auf die unterschiedlichen Bedingungen (P, T, X) während des Mineralwachstums zurückzuführen ist. Im Allgemeinen sind die Li-Absolutgehalte in den meisten metapelitischen Mineralen (z.B. Staurolith, Glimmer) recht hoch, was sich positiv auf die Qualität der Li-Verteilungskoeffizienten auswirkt. Nur die geringen Li-Gehalte von Plagioklas und Alumosilikat nahe der Nachweisgrenze führen zu Verteilungskoeffizienten mit größerer Streubreite und zu größeren Standardabweichungen vom Mittelwert ($1\sigma_{\text{Pl}}$: 9.88 - 114.33 %, $1\sigma_{\text{Al}_2\text{SiO}_5}$: 16.51 - 166.63 %) [Abb. 5-2f+g], weil die Konzentrationsmessungen in diesen Mineralen häufiger größere Messfehler haben.

Die Li-Verteilungskoeffizienten für Plagioklas weisen immer eine etwas größere Streubreite auf (vgl. Abb. 5-2f). Von amphibolitischen Plagioklasen sind verschiedene Serizitisierungsstufen bekannt, die durch eine Abnahme der Hauptelemente SiO_2 , CaO, Na_2O und einer Zunahme der Elemente K_2O , MgO, Li, B charakterisiert sind (Stefan Hepp, Mineralogisches Institut Universität Heidelberg). Eine submikroskopische Serizitisierung der Plagioklas-Körner in den Metapeliten dieser Arbeit könnte eine Streuung der D_{Li}/Pl -Werte verursachen. Allerdings sind keine erhöhten K-Gehalte in den metapelitischen Plagioklasen vorhanden und es gibt keine (positive) Korrelation zwischen dem Spurenelement Li und dem Hauptelement K (s. Mineralchemie-Kapitel). Die einzige Probe, die sich durch einen deutlich höheren Li-Gehalt von allen anderen abhebt, ist der Metapelit I23-8 (Abb. 5-2f). Der Plagioklas dieser Probe zeigt jedoch keine erhöhte B-Konzentration und somit kann auch hier kein initiales Stadium einer Serizitisierung eindeutig belegt werden. Es kommt hinzu, dass die D_{B} -Werte für Plagioklas keine große Streuung aufweisen (Abb. 5-4c,h,l) und auch die B-Absolutgehalte nicht übermäßig hoch sind. Für eine Serizitisierung der metapelitischen Plagioklase,

im Besonderen der Probe I23-8, gibt es keine Anhaltspunkte und sie scheint doch sehr unwahrscheinlich zu sein.

Bei den Glimmern treten in einzelnen Proben etwas größere Fehlerbalken auf, die größere Li-Variationen innerhalb einer Probe anzeigen. Diese Beobachtung gilt ebenfalls für die Be- und B-Gehalte. Die Gründe liegen in der Ausbildung dieser Minerale, wodurch die SIMS-Messungen teilweise an Qualität verlieren (Kap. 5.1.1.).

Insgesamt deuten die recht gut definierten Li-Verteilungskoeffizienten auf eine Gleichgewichtsverteilung zwischen den Mineralen der untersuchten Metapelite hin. Nur für Plagioklas und Alumosilikat muss diese Feststellung vor allem aufgrund der großen Fehler der Konzentrationsmessungen eingeschränkt werden.

Aus den Daten von Dutrow et al. 1986 können Li-Verteilungskoeffizienten zwischen Staurolith und den wichtigsten metapelitischen Phasen errechnet werden. Die Grundlage bilden fünf amphibolitfazielle Metapelite aus Maine, Connecticut und New Mexico (USA), wobei die Li-Gehalte der Minerale (Staurolith, Biotit, Muskovit, Granat) mittels Atom-Absorptions-Spektrophotometrie analysiert wurden. Die Li-Verteilungskoeffizienten für Staurolith nehmen folgende Werte an: $D_{Li}(St/Bt)$ 3.40 (± 1.20), $D_{Li}(St/Ms)$ 24.66 (± 18.52), $D_{Li}(St/Grt)$ 21.35 (± 0.09). Im Vergleich zu den Li-Verteilungskoeffizienten dieser Arbeit ist ersichtlich, dass die Li-Verteilung zwischen Staurolith und Biotit (Abb. 5-2a) bzw. Staurolith und Muskovit (Abb. 5-2c) gut übereinstimmt, während der Verteilungskoeffizient zwischen Staurolith und Granat (Abb. 5-2d) knapp an der Minimal-Grenze [$D_{Li}(St/Grt_{Rand}) = 21.40$] liegt. Insgesamt reihen sich die Daten von Dutrow et al. 1986 für Staurolith gut ein, obwohl die Li-Absolutgehalte aller Phasen weitaus höher sind (z.B. Staurolith 692 - 5855 ppm oder Muskovit 41.82 - 399.6 ppm). Des Weiteren kann aus den Li-Werten von Feenstra et al. 2003 ein Li-Verteilungskoeffizient zwischen Staurolith und Muskovit (6.31) bzw. Staurolith und Na-Ca-Li-Glimmer (0.64 ± 0.14) errechnet werden. Hierfür kommen drei Proben in Frage, die aus einem Metabauxit-Marmor-Kontaktbereich der Insel Samos (Ägäis) stammen. Die Gesteine waren zwei metamorphen Ereignissen unterworfen, einer HP-LT-Metamorphose (M1) und einer MP-MT-Metamorphose (M2) [Kap. 2.1.1.]. Die Bildung der Muskovite fällt in das M1-Stadium, während die Na-Ca-Li-Glimmer in der jüngeren M2-Phase (als Abbauprodukt von Staurolith) entstanden sind. Ihre Bildungstemperaturen werden von Feenstra et al. 2003 auf maximal 430 - 460 °C und 5 - 8 kbar geschätzt. Ein Vergleich der Li-Verteilung zwischen Staurolith und Muskovit dieser Arbeit zeigt, dass der $D_{Li}(St/Ms)$ -Wert von 6.31 niedriger als die Minimal-Maximal-Werte [$D_{Li}(St/Grt_{Rand})$: 13.00 - 43.33] in Abb. 5-2c sind. Die chemische Hauptelement-Zusammensetzung der Muskovite ist in beiden Gesteinstypen ungefähr gleich. Zu bedenken ist, dass die Temperaturen während der M2-Metamorphose bei den "Metabauxit-Muskoviten" gegenüber den "Metapelit-Muskoviten" in etwa um 60 - 160 °C niedriger liegen. Die Na-Ca-Li-Glimmer weisen mit $0.64 (\pm 0.14)$ einen noch geringeren $D_{Li}(St/Ms)$ -Wert auf, wobei sich die Zusammensetzung dieser Glimmer sehr stark von der Muskovit-Chemie der Metapelite unterscheidet. In Bezug auf die Verteilung von Li zwischen Biotit und Muskovit in Metapeliten ist bekannt, dass der Verteilungskoeffizient mit zunehmender Temperatur bzw. Metamorphosegrad größer wird (Yang &

Rivers 2000). Für amphibolitfazielle Metapelite können von verschiedenen Autoren $D_{Li}(Bt/Ms)$ -Werte entnommen bzw. errechnet werden, die zwischen 4.49 (± 0.56) und 5.31 (± 1.47) liegen. Dutrow et al. 1986 ermittelten an drei natürlichen Metapelit-Proben aus Maine und Connecticut (USA) Li-Gehalte für Biotit bzw. Muskovit. Die Gesteine haben P-T Bedingungen der Amphibolitfazies erlebt (520 - 590 °C). Die Li-Konzentrationen in den Glimmern wurden mittels Atom-Absorptions-Spektrophotometrie (s.o.) gemessen. Aus diesen Li-Werten resultiert ein $D_{Li}(Bt/Ms)$ -Wert von 4.57 (± 0.68). Des Weiteren liefern Dahl et al. 1993 Li-Konzentrationen von Biotit-Muskovit-Paaren (Mineralseparate) aus insgesamt 49 natürlichen Proben. Diese setzen sich hauptsächlich aus Metasedimenten (ursprünglich Tonschiefer, Grauwacken, Quarz-Sandsteine), undifferenziert-mafischen und undifferenziert-glimmerreichen Schiefen zusammen. Die Gesteine wurden aus zwei Zonen der Black Hills (Süd-Dakota, USA) entnommen: 31 Proben aus einer Staurolith-Zone (463 - 716 °C, Biotit-Muskovit-Thermometer nach Hoisch 1989) und 18 Proben aus einer metasomatisch beeinflussten Sillimant-Zone (538 - 672 °C, dito). Die Li-Gehalte der Glimmer wurden mit ICP-MS gemessen und es resultiert hieraus folgender $D_{Li}(Bt/Ms)$ -Wert: 5.13 (± 1.47). Außerdem liefern Yang & Rivers 2000 Li-Verteilungskoeffizienten für koexistierenden Biotit-Muskovit aus 5 Lokalitäten in West-Labrador (Canada). 11 Proben sind interessant, die aus metapelitischen und quarz-feldspatführenden Gesteinen bestehen. Diese Proben liegen innerhalb dreier metamorpher Zonen (St-Ky, Bt-Ky-Grt, Bt-Ky-Grt-granitische Adern) und waren amphibolitfaziellen P-T Bedingungen unterworfen (Barrow-Typ Metamorphose): 622 - 680 °C und 8.0 - 12.5 kbar. Zur Abschätzung der Temperaturen wurde das Granat-Biotit-Thermometer von Holdaway et al. 1997 verwendet, während die Drücke mit dem Grt-Pl-Bt-Ms- und Grt-Ky-Qtz-Pl-Barometer nach Hodges & Crowley (1985) bestimmt wurden. Yang & Rivers ermittelten die Li-Gehalte der Glimmer mittels LAM-ICP-MS und erhalten hieraus einen $D_{Li}(Bt/Ms)$ -Wert von 4.49 (± 0.56).

In dieser Arbeit liegen die $D_{Li}(Bt/Ms)$ -Werte in einem relativ engen Bereich zwischen 2.64 und 13.73 (Abb. 5-2i). Der repräsentative Mittelwert aller Li-Verteilungskoeffizienten zwischen beiden Glimmern liegt bei $D_{Li}(Bt/Ms) = 7.91 (\pm 2.63)$ [Tab. 5-4] und gilt für P-T Bedingungen der unteren Amphibolitfazies (T: 520 - 620 °C). Dieser Mittelwert liegt etwas höher als die bekannten $D_{Li}(Bt/Ms)$ -Werte aus der Literatur (s.o.). Allerdings fallen die niedrigsten $D_{Li}(Bt/Ms)$ -Werte dieser Arbeit (Abb. 5-2i) in den oben genannten Bereich. Es ist zu bedenken, dass sowohl die Analysenmethoden als auch der Probenumfang bei allen vorgestellten Arbeiten unterschiedlich sind.

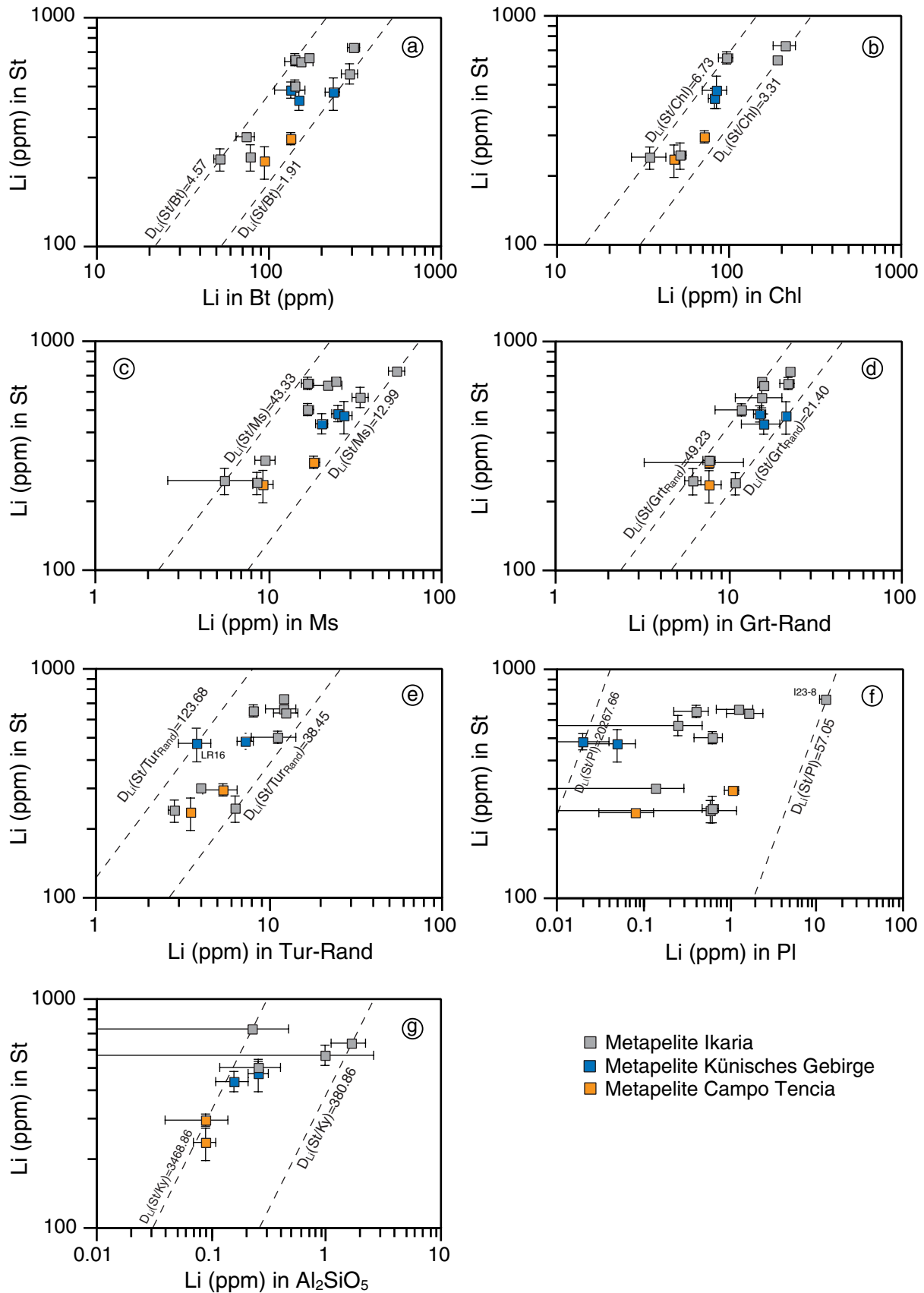


Abb. 5-2a-g Li-Verteilungskoeffizienten von Staurolith mit den wichtigsten metapelitischen Mineralen. In den einzelnen Diagrammen sind alle Metapelit-Proben dargestellt, wobei es sich bei den Fehlerbalken um die Standardabweichungen der jeweiligen Phase zum Mittelwert handelt (Fortsetzung nächste Seite).

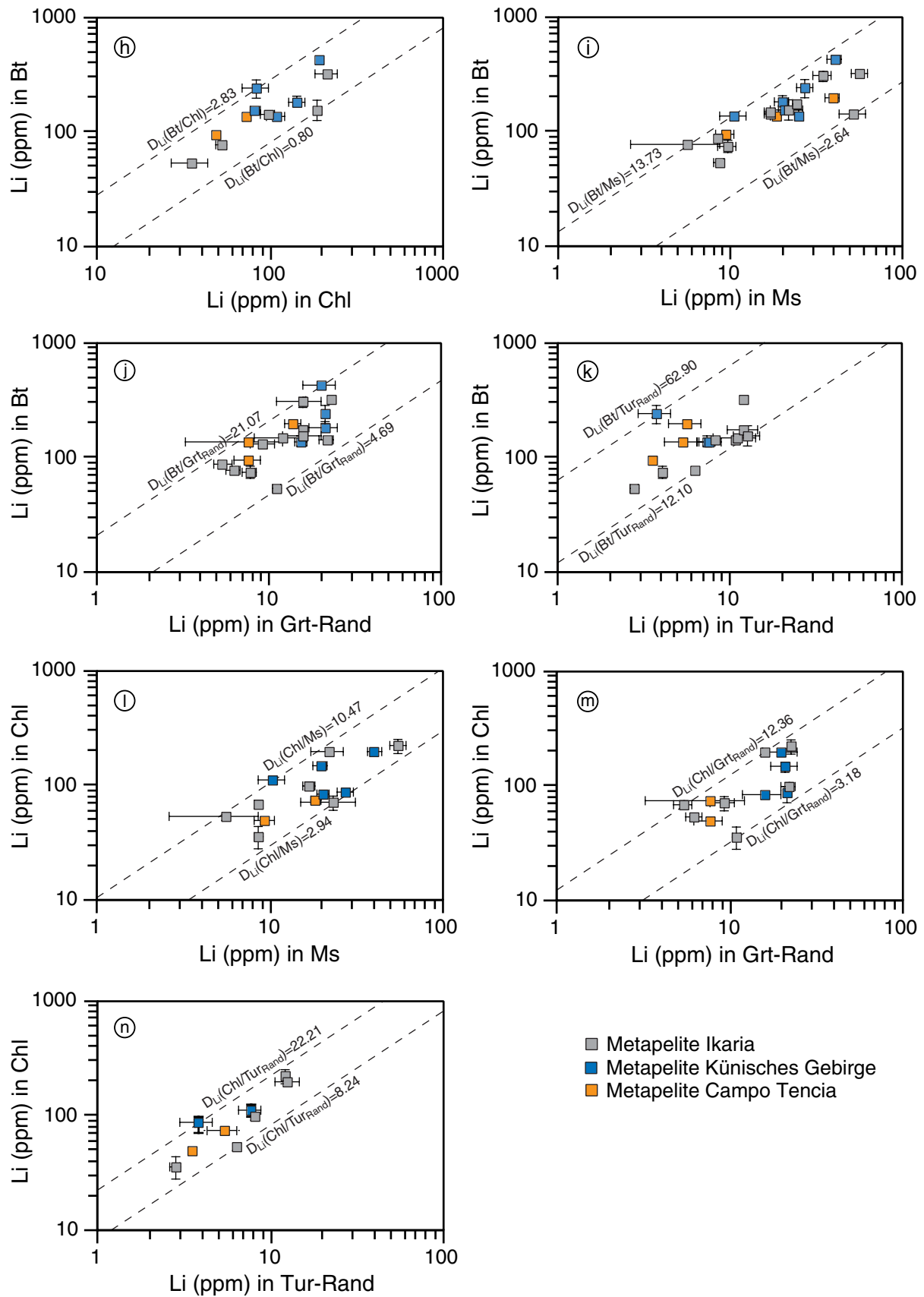


Abb. 5-2h-n Li-Verteilungskoeffizienten von Biotit und Chlorit. In den einzelnen Diagrammen sind alle Metapelit-Proben dargestellt, wobei es sich bei den Fehlerbalken um die Standardabweichungen der jeweiligen Phase zum Mittelwert handelt (Fortsetzung nächste Seite).

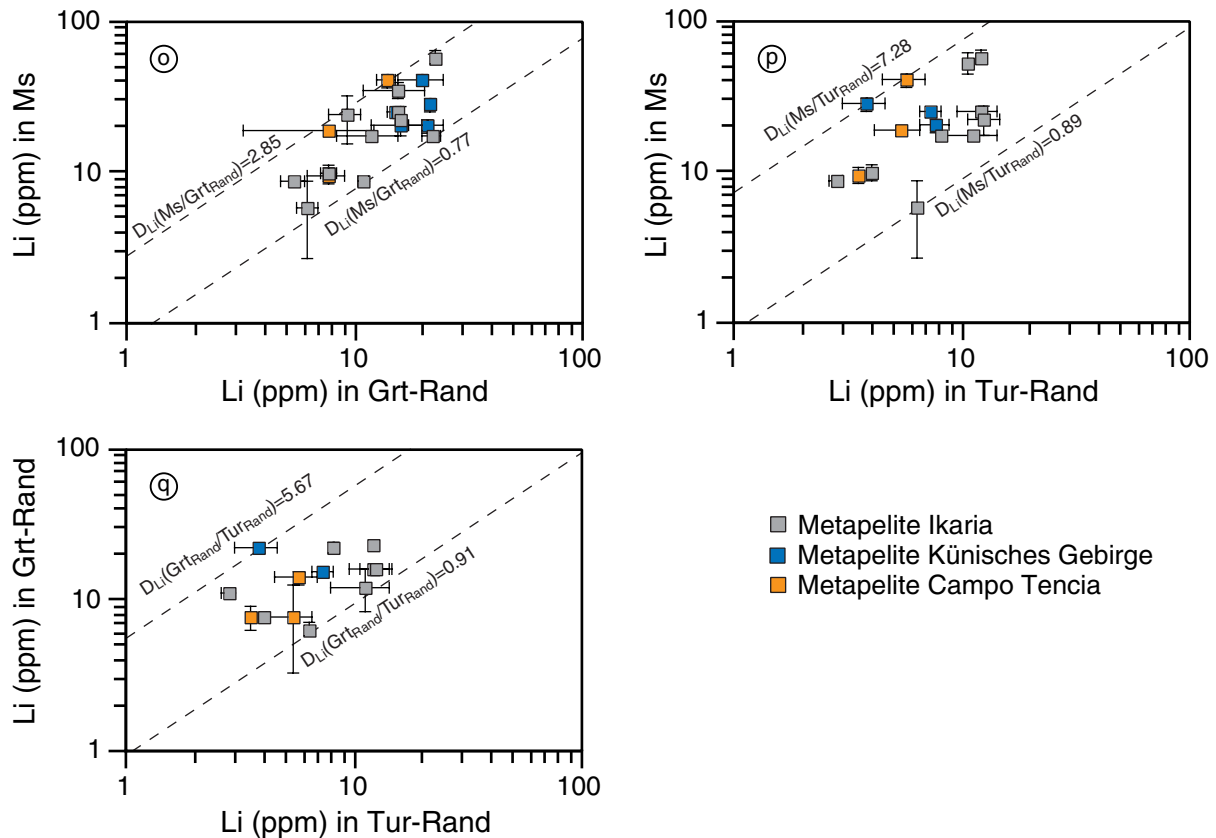


Abb. 5-2o-q Li-Verteilungskoeffizienten von Muskovit und Granat. In den einzelnen Diagrammen sind alle Metapelit-Proben dargestellt, wobei es sich bei den Fehlerbalken um die Standardabweichungen der jeweiligen Phase zum Mittelwert handelt.

Hinsichtlich der Be-Verteilung in den Metapeliten geben die Diagramme der Abbildung 5-3a-l einen Überblick der interessantesten Be-Verteilungskoeffizienten aller Proben. Auch bei diesem Spurenelement ist Staurolith die Hauptträgerphase für Be, wobei sich die Konzentrationen über einen Bereich von 1 - 2 Zehnerpotenzen erstrecken. Es folgen eine Reihe weiterer Minerale, wie zum Beispiel Plagioklas, Glimmer, Turmalin oder Chlorit, deren Be-Absolutgehalte in der Regel < 10 ppm liegen. Diese Minerale weisen eine Be-Konzentrationsspanne von einer Zehnerpotenz auf. Im Gegensatz hierzu sind die Be-Gehalte im Granat und Alumosilikat sehr gering (i.d.R. < 0.1 ppm) und liegen meist an bzw. unter der Nachweisgrenze. In Bezug auf die Be-Verteilungskoeffizienten ist zu beobachten, dass diese in der Regel in einem engen Bereich plotten. Zudem treten keine systematischen Unterschiede zwischen den drei beprobten Gebieten auf, vergleichbar dem leichten Element Li (s.o.). Ebenso ist die Streuung der Be-Verteilungskoeffizienten innerhalb einer Region größer als zwischen den einzelnen Probengebieten. Nur selten kommen "Ausreißer" vor, während in den meisten Diagrammen keine Proben vom Hauptfeld abweichen. Bei den einzelnen abweichenden Metapeliten, handelt es sich um eine Probe aus Ikaria (I45-4) und zwei Proben aus dem Künisches Gebirge (LR16, LR58). Bei den beiden letztgenannten Proben ist deutlich an der Be-Verteilung zwischen Staurolith und Biotit (Abb. 5-3c) bzw. Staurolith und Chlorit (Abb. 5-3e) zu sehen, dass die etwas abweichende Lage zum Hauptfeld aus niedrigen Be-Gehalten im Staurolith resultiert. Zudem

kommen bei der Be-Verteilung zwischen Staurolith und Plagioklas noch etwas niedrigere Be-Konzentrationen im Plagioklas hinzu. Hiervon ist die Probe LR16 betroffen, aber auch der Metapelit I45-4. Auffallend ist dabei, dass alle drei Metapelit-Proben bzw. die jeweiligen Minerale keine Anomalien in den Li-Gehalten aufweisen. Insgesamt sind die absoluten Be-Gehalte in den meisten metapelitischen Mineralen (z.B. Staurolith, Plagioklas, Glimmer) hoch genug, um qualitativ gute Verteilungskoeffizienten zu erlangen. Die Streubreite ist selbst bei den geringeren Be-Konzentrationen von Chlorit oder Turmalin (i.d.R. < 1 ppm) nicht sonderlich groß, allerdings treten hier etwas größere Standardabweichungen vom Mittelwert auf (Abb. 5-3h+i). Nur die äußerst geringen Be-Gehalte im Granat und Alumosilikat, die mit größeren Messfehlern behaftet sind, führen zu einer größeren Streubreite und einer größeren Standardabweichungen vom Mittelwert ($1\sigma_{\text{Grt}}$: 16.10 - 178.39 %, $1\sigma_{\text{Als}}$: 0.22 - 90.13 %) [Abb. 5-3f+g]. Verstärkt wird dieser Effekt noch durch die gewählte logarithmischen Skalierung. Teilweise gibt es bei den Glimmern und auch bei Chlorit in einzelnen Proben etwas größere Be-Fehlerbalken, entsprechend den Beobachtungen bei Li (s.o.). Im Allgemeinen weisen die relativ gut definierten Be-Verteilungskoeffizienten auf eine Gleichgewichtsverteilung zwischen den metapelitischen Mineralen hin, mit Einschränkung von Granat und Alumosilikat (große Messfehler aufgrund sehr niedriger Be-Konzentrationen).

In dem Paper von Domanik et al. 1993 werden Be-Gehalte im Biotit (0.5 - 2.0 ppm) und Chlorit (0 - 0.8 ppm) präsentiert. Beide Minerale wurden unter amphibolitfaziellen Bedingungen (640 - 750 °C; 8.5 - 11 kbar) gebildet. An welcher Probe die Be-Konzentrationen mittels SIMS gemessen wurden, ist nicht eindeutig ersichtlich (SC 6-4-9A?). Generell handelt es sich bei den untersuchten Gesteinen aus der Amphibolitfazies um einen Metabasalt, eine ultramafische Melange, einen metasedimentären Migmatit, einen mafischen Migmatit und einen Pegmatit. Diese Metamorphite stammen aus Santa Catalina Island (Kalifornien) und heißen entsprechend "Catalina Schist". Aus den angegebenen Be-Durchschnittsgehalten in beiden Mineralen kann ein $D_{\text{Be}}(\text{Bt}/\text{Chl})$ -Wert von 4.50 errechnet werden. Dieser Wert ist sehr ungenau und soll nur als Anhaltspunkt dienen. Obwohl sich der Bulkchemismus und die P-T Bedingungen deutlich von den Metapeliten dieser Arbeit unterscheiden, reiht sich dieser Be-Verteilungskoeffizient zwischen Biotit und Chlorit am oberen Ende des Hauptfeldes ein (vgl. Abb. 5-3i).

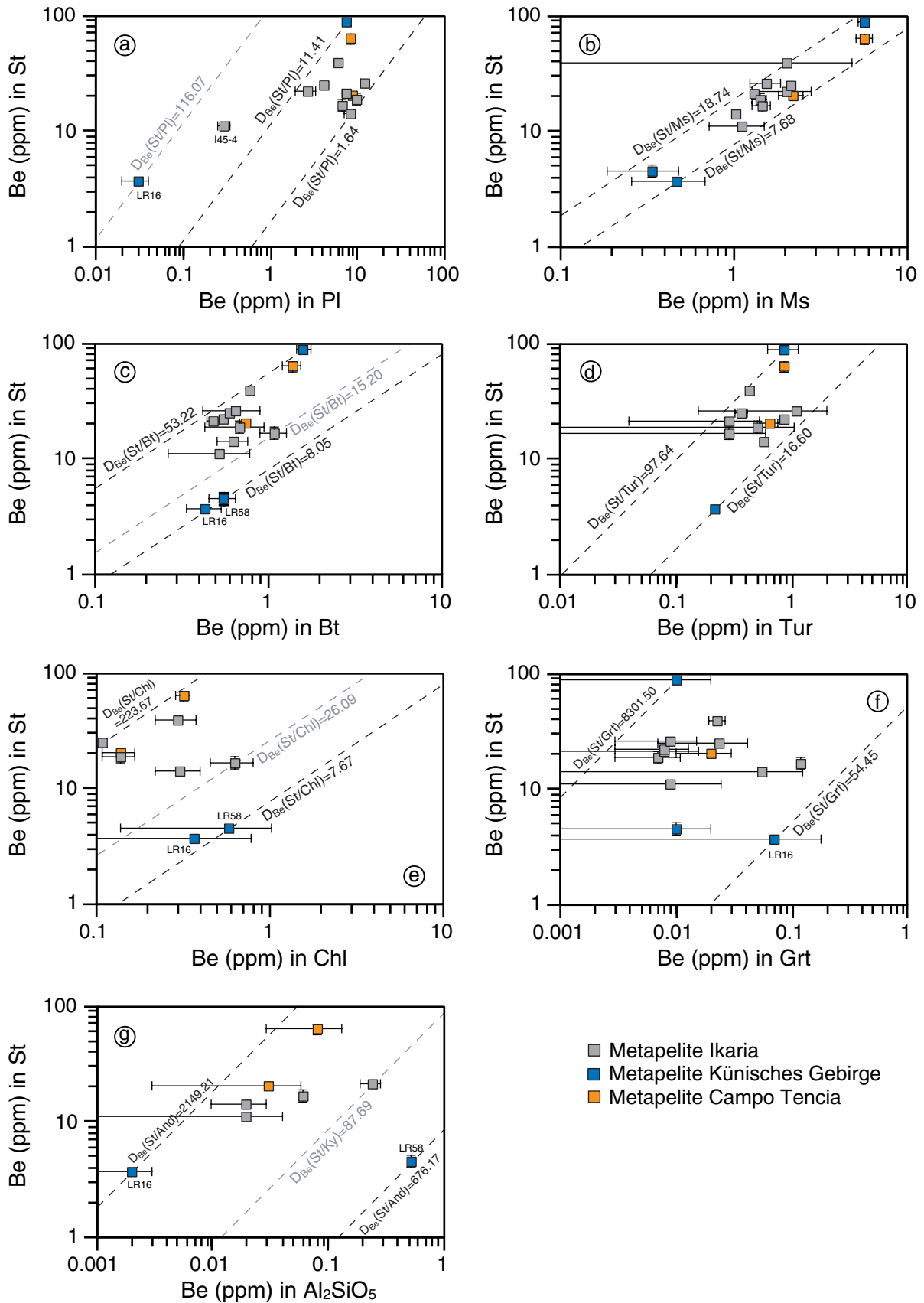


Abb. 5-3a-g Be-Verteilungskoeffizienten von Staurolith mit den wichtigsten metapelitischen Mineralen. In den einzelnen Diagrammen sind alle Metapelit-Proben dargestellt, wobei es sich bei den Fehlerbalken um die Standardabweichungen der jeweiligen Phase zum Mittelwert handelt (Fortsetzung nächste Seite).

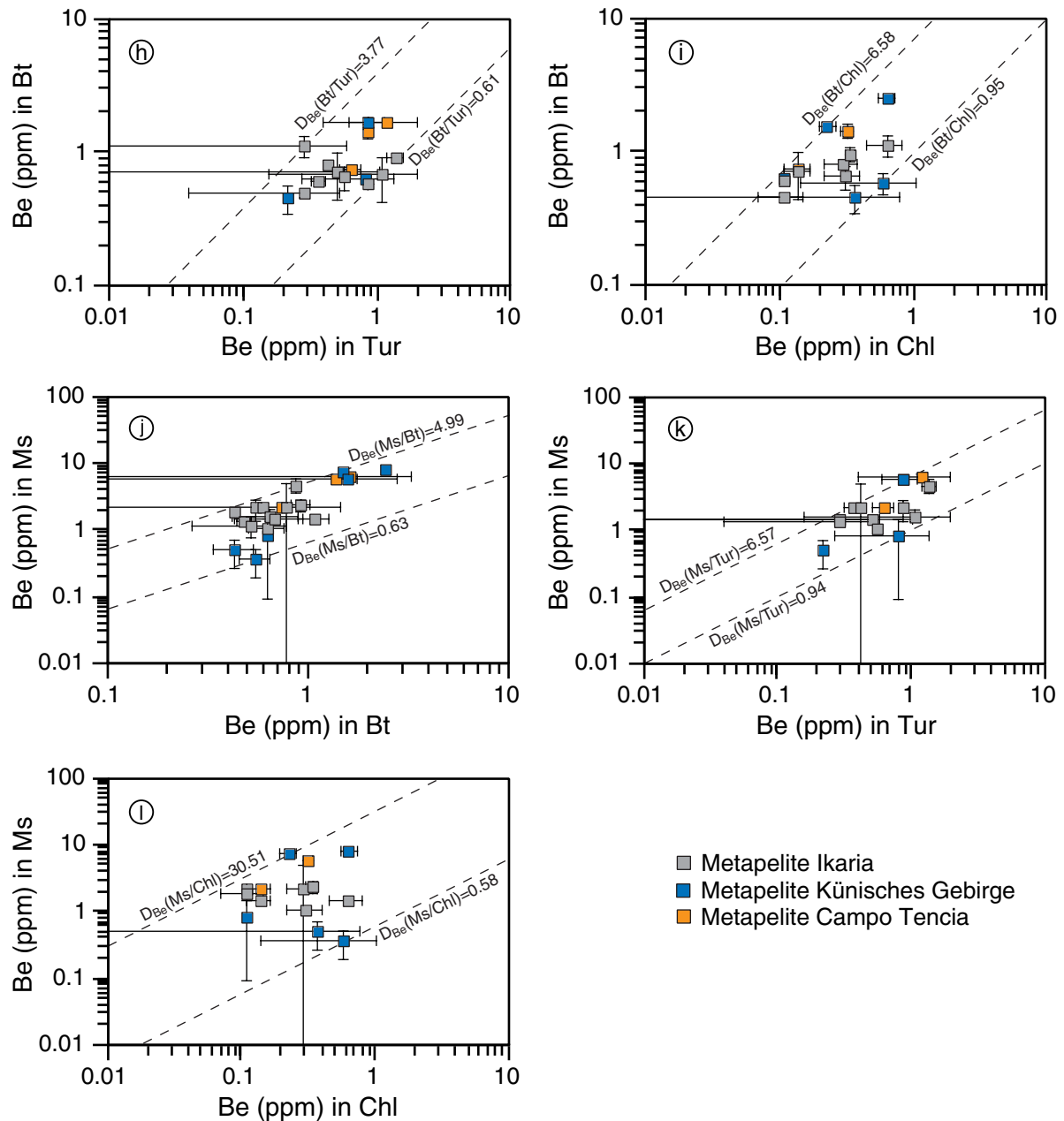


Abb. 5-3h-l Be-Verteilungskoeffizienten von Biotit bzw. Muskovit mit Turmalin und Chlorit. In den einzelnen Diagrammen sind alle Metapelite dargestellt, einschließlich "Ausreißer"-Proben. Bei den Fehlerbalken handelt es sich um die Standardabweichungen der jeweiligen Phase zum Mittelwert. Nähere Erläuterungen siehe Text.

Als letztes der drei leichten Elemente wird die B-Verteilung in den Metapeliten beschrieben. Die Abbildung 5-4a-o zeigt die wichtigsten B-Träger. Die Phase mit den höchsten B-Gehalten ist Turmalin, da B hier als Hauptelement (ca. 10 Gew.% B_2O_3) fungiert und relativ konstante B-Werte (BO_3 -Gruppen) aufweist. Deshalb ist Turmalin in den Diagrammen der Abbildung 5-4 nicht dargestellt. Das in der Verteilungsreihe folgende Mineral ist Muskovit, dessen B-Konzentrationen innerhalb einer Zehnerpotenz liegen. Bei den restlichen Phasen erstrecken sich die B-Gehalte in der Regel über zwei Zehnerpotenzen. Während die B-Werte im Chlorit, Biotit, Plagioklas, Granat und Alumosilikat in etwa bis 10 ppm reichen, enthält der Staurolith nur noch geringere B-Gehalte bis ca. 1 ppm. Es ist zu

bedenken, dass viele B-Konzentrationen an bzw. unter der Nachweisgrenze liegen. Somit können vereinzelt etwas größere Streubreiten bei den Verteilungskoeffizienten und den Standardabweichungen auftreten. Trotzdem sind bei den meisten Diagrammen die B-Verteilungskoeffizienten recht gut definiert. Die Streuung der B-Verteilungskoeffizienten ist innerhalb einer Probenlokalität immer größer als zwischen den drei Regionen, was den Beobachtungen der zuvor diskutierten Li- und Be-Verteilungskoeffizienten entspricht. Für Muskovit sind die B-Verteilungskoeffizienten relativ einheitlich ausgebildet und die Streubreite hält sich in Grenzen (Abb. 5-4a-d). Erstaunlich ist, dass trotz der geringen B-Gehalte im Staurolith (< 1 ppm) die B-Verteilungskoeffizienten zwischen Muskovit und Staurolith so gut definiert sind und die Streubreite nicht wesentlich größer ausfällt (Abb. 5-4f). Im Gegensatz dazu weist die B-Verteilung zwischen Muskovit und Alumosilikaten eine viel größere Spannbreite auf (Abb. 5-4e). In einzelnen Diagrammen, in denen Muskovit beteiligt ist, fällt eine abweichende Probe aus Ikaria (I34-1) auf. Diese ist durch etwas niedrigere B-Werte im Muskovit gekennzeichnet (Abb. 5-4a,c,d). Ein weiterer "Ausreißer" stellt der Metapelit LR16 aus dem Künischen Gebirge dar. Die Probe weicht deutlich bei der B-Verteilung zwischen Muskovit und Chlorit vom Hauptfeld ab (Abb. 5-4e), durch erhöhte B-Gehalte im Chlorit. Dies untermauern auch drei Diagramme zur B-Verteilung zwischen Chlorit und Plagioklas, Granat oder Staurolith (Abb. 5-4h,i, k). Bei den Chlorit-Verteilungskoeffizienten für B treten größere Streubreiten in Zusammenhang mit Biotit und den Alumosilikaten auf (Abb. 5-4g+j). Dies wiederholt sich bei den Biotit-Verteilungskoeffizienten für B (Abb. 5-4l-o). Hier ist eine große Spanne bei den B-Verteilungskoeffizienten zwischen Biotit und Alumosilikaten zu beobachten (Abb. 5-4n), während die B-Verteilung zwischen Biotit und Staurolith in einem relativ engen Bereich liegt (Abb. 5-4o). Generell sei nochmals erwähnt, dass größere Standardabweichungen (Fehlerbalken in den Diagrammen) durch geringere B-Konzentrationen in den Mineralen und die dadurch größeren Messfehler zustande kommen. Außerdem spielt ebenfalls die "Glimmer-Messproblematik" (s.o.) eine Rolle.

Die B-Verteilungskoeffizienten zwischen Turmalin und Muskovit liegen bei den Metapeliten dieser Arbeit sehr hoch [$D_B(\text{Tur}/\text{Ms})$: 568 - 1750], was auf die großen B-Gehalte im Turmalin (i.d.R. 10 Gew.%, ausschließlich trigonale Koordination) und die wesentlich geringeren B-Konzentrationen im Muskovit (10er ppm) zurückzuführen sind. In der Literatur gibt es D_B -Werte zwischen Turmalin und Muskovit in anderen Stoffbeständen, zum Beispiel aus einem Metapegmatit der Stoffhütte (Koralpe, Österreich) [Kalt et al. 2001]. Die Probe stammt aus einem Kontaktbereich zwischen mylonitischem Granat-Glimmer-Schiefer und turmalinführendem Metapegmatit mit einem zwischengeschalteten Turmalinit-Band. Der Metapegmatit wird mit einem HP-LT-Ereignis in Verbindung gebracht. In diesem Stoffbestand variiert der B-Verteilungskoeffizient zwischen Turmalin und Muskovit von 6.5 bis 16.8 (Kalt et al. 2001). Diese Angabe gilt für das gesamte B (trigonal plus tetraedrisch). Die B-Verteilungskoeffizienten sind deutlich niedriger, aufgrund höherer B-Konzentrationen im Muskovit (< 1 Gew.% B_2O_3). Bei diesem Muskovit handelt es sich um einen besonders B-haltigen Glimmer mit B_2O_3 -Gehalten bis 2.86 Gew.% (Bernhardt et al. 1999).

Aus dem Datensatz von Bebout et al. 1993 können die B-Gehalte von Muskovit (61 ppm) und Feldspat (11 ppm) einer amphibolitfaziellen Pegmatit-Probe (6-3-75) der Catalina-Schiefer (Kalifornien) entnommen werden. Die Spurenelement-Konzentrationen wurden an Mineralseparaten mittels ICP-MS gemessen. Hieraus ergibt sich ein B-Verteilungskoeffizient von 5.55. Vergleichbar den B-Verteilungskoeffizienten zwischen pegmatitischem Turmalin und Muskovit, ist dieser $D_B(\text{Ms/Fsp})$ -Wert ebenfalls niedriger als in den Metapeliten [$D_B(\text{Ms/Pl})$: 14.23 - 68].

Domanik et al. 1993 hat ebenfalls die B-Konzentrationen für den amphibolitfaziellen Biotit (7 - 53 ppm) und Chlorit (3 - 59 ppm), die bereits im Be-Abschnitt beschrieben sind (s.o.), angegeben. Aus den veröffentlichten Durchschnittsgehalten errechnet sich ein B-Verteilungskoeffizient zwischen Chlorit und Biotit von 0.88. Dieser $D_B(\text{Chl/Bt})$ -Wert kommt trotz der unterschiedlichen Gesamtgesteinschemie innerhalb der Metapelit-Daten zu liegen (vgl. Abb. 5-4g).

Aus den oben beschriebenen Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten wurden nun repräsentative Mittelwerte mit zugehörigen Standardabweichungen gebildet. Hierbei wurden alle drei Probengebiete berücksichtigt, abgesehen von den oben genannten "Ausreißer-Proben". Die einzelnen D-Werte sind den Tabellen 5-4, 5-5, 5-6 zu entnehmen. Es sind jeweils die Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten > 1 aufgelistet, d.h. die Phase mit den höheren Spurenelement-Konzentrationen wurde durch das Mineral mit den jeweils geringeren Gehalten geteilt. In einzelnen Fällen sind die Standardabweichungen größer als der absolute Mittelwert. Dies hängt in der Regel mit einer größeren Konzentrationsspanne innerhalb einer Phase zusammen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die drei leichten Elemente Li, Be und B annähernd eine chemische Gleichgewichtsverteilung in den metapelitischen Mineralen aller drei Probenlokalitäten zeigen. Bei einzelnen Metapelit-Proben, die aus dem Hauptfeld der Verteilungskoeffizienten fallen, kann keine Systematik bezüglich der Abweichungen entdeckt werden. Keine einzige Probe zeigt in einem Mineral Abweichungen aller drei Spurenelemente. Die oben genannte Gleichgewichtseinstellung ist insofern etwas überraschend, da die Metapelite aus drei unterschiedlichen geologischen Umgebungen stammen und sich Li, Be, B sehr fluidmobil verhalten. In allen drei Gebieten haben Fluide während der prograden Metamorphose eine Rolle gespielt, was die Vielzahl der wasserhaltigen Phasen (z.B. Glimmer, Turmalin, Staurolith) in den Metapeliten belegen. Sowohl in Ikaria als auch im Künischen Gebirge sind in der Umgebung der Metapelite Granitoide vorhanden, die Quellen für unterschiedlich zusammengesetzte Fluide sind. Da jedoch recht geringe Li-, Be- und B-Variationen in den metapelitischen Mineralen aller Proben (i.d.R. pelitische Gesamtgesteinschemie) vorhanden sind und eine annähernde Gleichgewichtsverteilung besteht, müssen die Fluide in etwa die gleiche chemische Zusammensetzung aufweisen. Daraus resultiert, dass ein mehr oder weniger "geschlossenes System" mit internen Fluiden vorliegt. Es gibt keine Indizien für die Zufuhr und den Austausch von externen Fluiden unterschiedlicher Zusammensetzung in einem "offenen System". Im

Allgemeinen bedeutet das, dass weltweit das Li-Be-B-Budget in Metapeliten der unteren Amphibolitfazies von internen Fluiden gleicher Chemie kontrolliert wird.

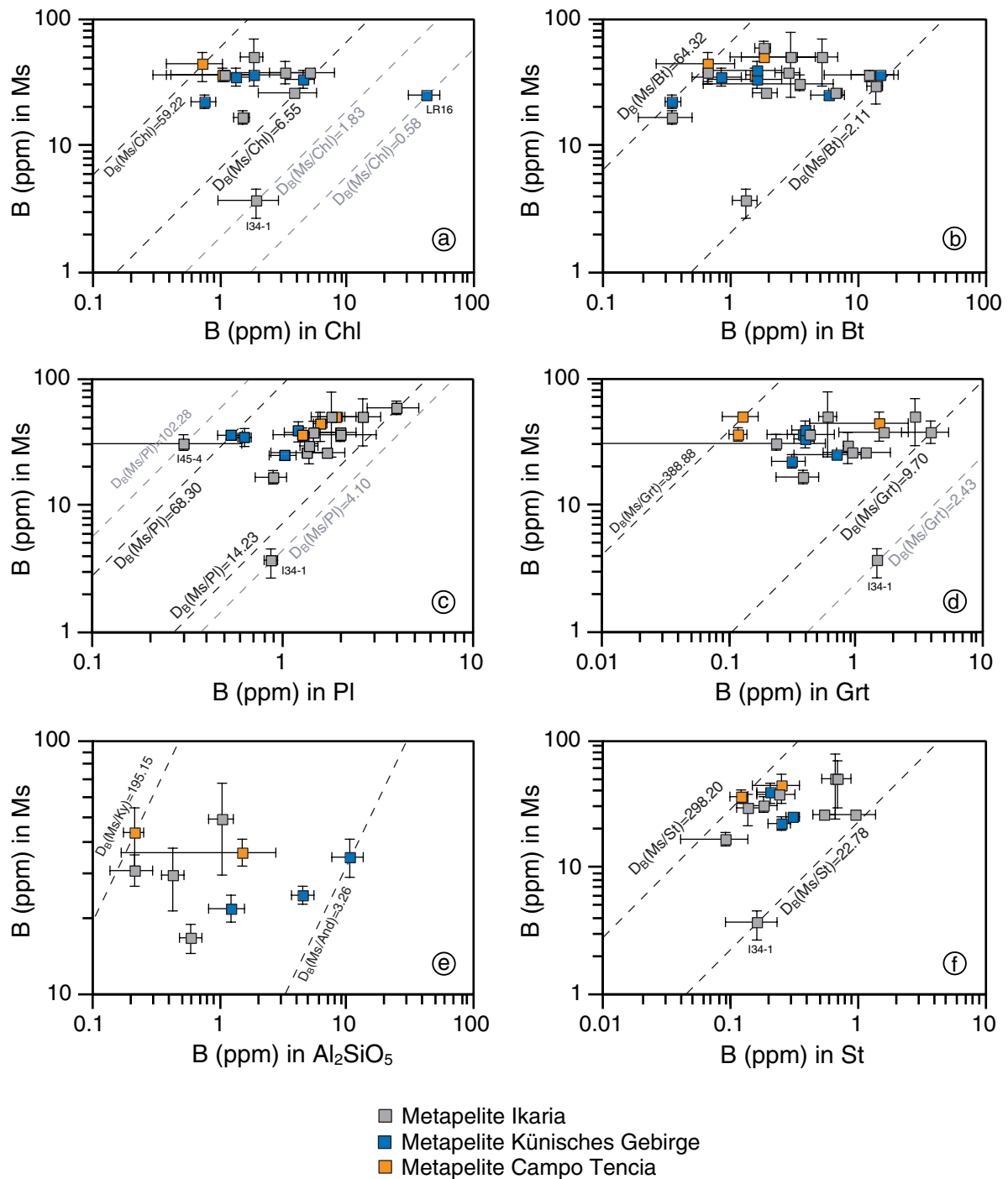


Abb. 5-4a-f B-Verteilungskoeffizienten von Muskovit mit den wichtigsten metapelitischen Mineralen. In den einzelnen Diagrammen sind alle Metapelite dargestellt, wobei es sich bei den Fehlerbalken um die Standardabweichungen der jeweiligen Phase zum Mittelwert handelt (Fortsetzung nächste Seite).

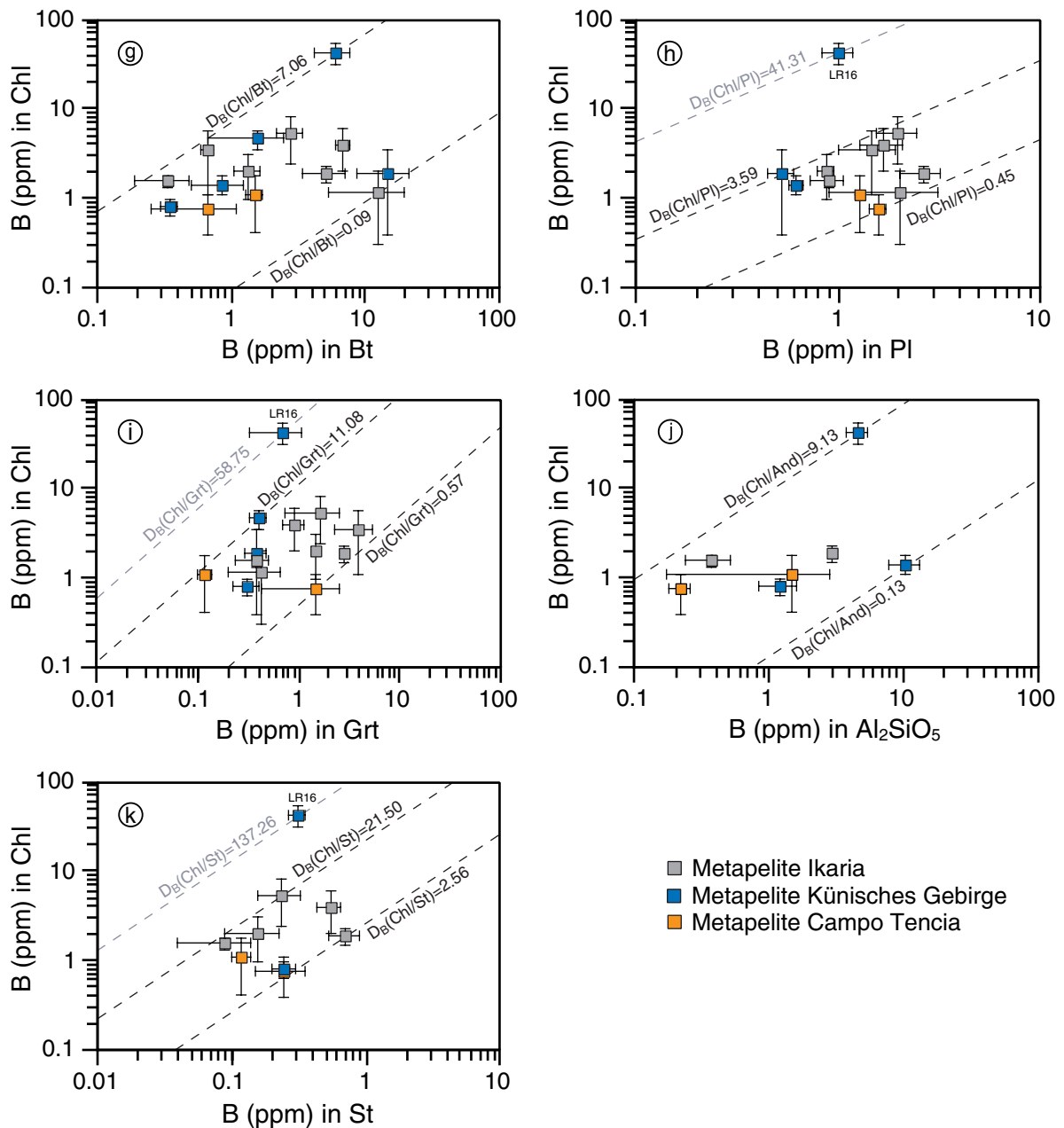


Abb. 5-4g-k B-Verteilungskoeffizienten von Chlorit mit Biotit, Plagioklas, Granat, Alumosilikat und Staurolith. In den einzelnen Diagrammen sind alle Metapelit-Proben dargestellt, wobei es sich bei den Fehlerbalken um die Standardabweichungen der jeweiligen Phase zum Mittelwert handelt (Fortsetzung nächste Seite).

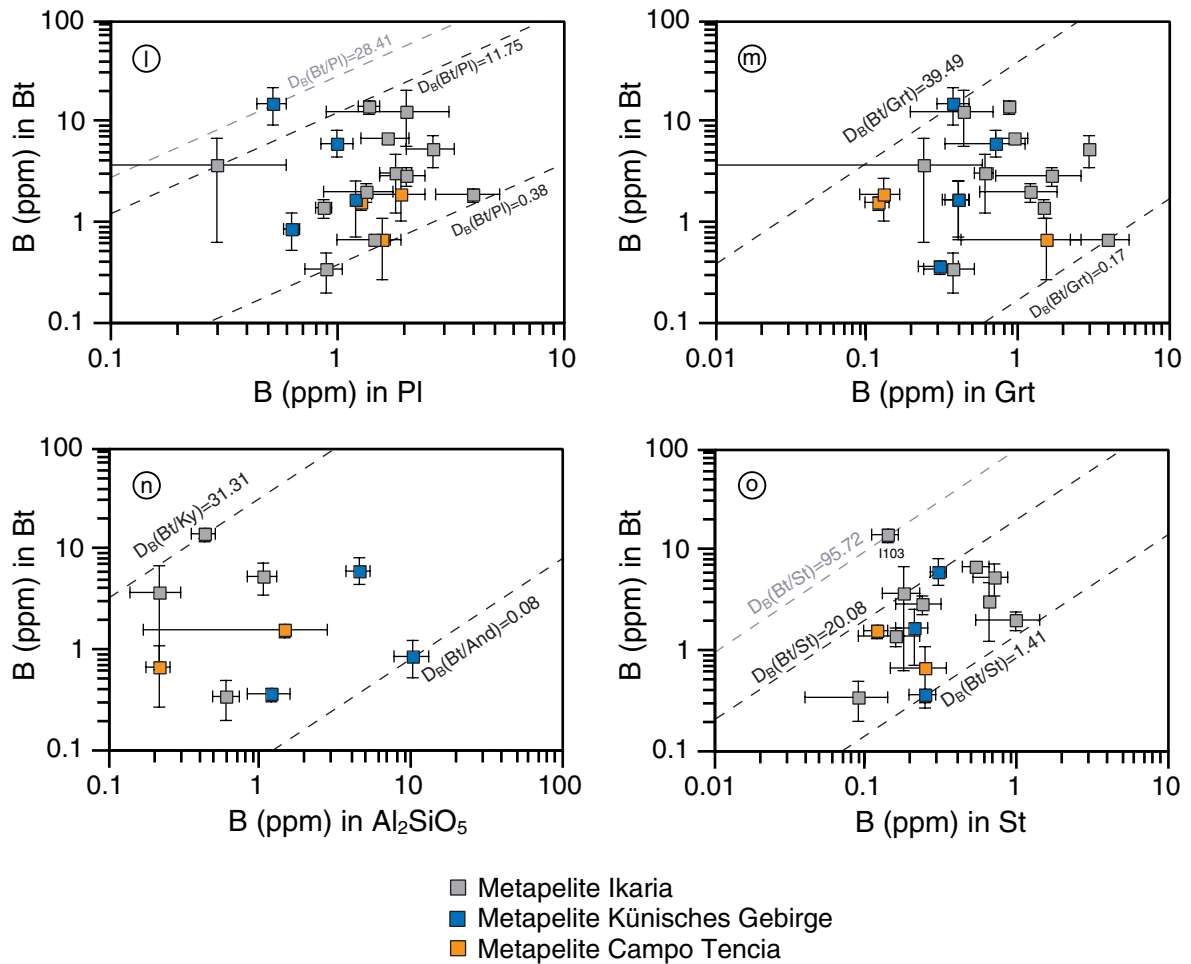


Abb. 5-4l-o B-Verteilungskoeffizienten von Biotit mit den wichtigsten metapelitischen Phasen. In den einzelnen Diagrammen sind alle Metapelit-Proben dargestellt, wobei es sich bei den Fehlerbalken um die Standardabweichungen der jeweiligen Phase zum Mittelwert handelt.

Tab. 5-4 Repräsentative Mittelwerte und Standardabweichungen der Li-Verteilungskoeffizienten für alle untersuchten metapelitischen Minerale

Li	St	Bt	Chl	Ms	Grt*	Tur*	Al ₂ SiO ₅	PI
St	***	3.22 (± 0.94)	4.93 (± 1.25)	25.10 (± 8.77)	33.97 (± 7.85)	66.06 (± 22.68)	2069 (± 1131)	3171 (± 5674)
Bt		***	1.63 (± 0.49)	7.91 (± 2.63)	12.22 (± 4.17)	21.88 (± 13.04)	811 (± 482)	1714 (± 2611)
Chl			***	5.79 (± 2.46)	7.58 (± 2.95)	14.33 (± 3.89)	530 (± 287)	1381 (± 2283)
Ms				***	1.62 (± 0.63)	3.22 (± 1.94)	106 (± 80.23)	219 (± 318)
Grt					***	2.20 (± 1.32)	65.05 (± 37.34)	139 (± 245)
Tur*						***	36.03 (± 20.00)	71.45 (± 135)
Al ₂ SiO ₅							***	3.33 (± 5.07)
PI								***

* Li zionierte Phasen, bei denen der Verteilungskoeffizient mit den Li-Rand-Gehalten berechnet wurde

Tab. 5-5 Repräsentative Mittelwerte und Standardabweichungen der Be-Verteilungskoeffizienten für alle untersuchten metapelitischen Phasen

Be	St	Pl	Ms	Bt	Tur	Chl	Al ₂ SiO ₅	Grt
St	***	4.71 (± 3.27)	12.63 (± 3.03)	35.00 (± 12.29)	51.06 (± 28.29)	128 (± 72.42)	738 (± 618)	2091 (± 2173)
Pl		***	3.63 (± 2.41)	9.61 (± 5.17)	13.91 (± 6.31)	32.42 (± 22.85)	167 (± 157)	807 (± 769)
Ms			***	2.89 (± 1.13)	3.74 (± 1.83)	10.63 (± 8.42)	72.17 (± 80.77)	357 (± 488)
Bt				***	1.47 (± 0.79)	3.66 (± 1.79)	29.38 (± 23.97)	107 (± 124)
Tur					***	2.88 (± 2.19)	17.39 (± 14.19)	71.67 (± 76.79)
Chl						***	8.04 (± 4.98)	31.78 (± 40.45)
Al ₂ SiO ₅							***	7.23 (± 11.70)
Grt								***

Tab. 5-6 Repräsentative Mittelwerte und Standardabweichungen der B-Verteilungskoeffizienten für alle untersuchten metapelitischen Minerale

B	Tur	Ms	Chl	Bt	Pl	Al ₂ SiO ₅	Grt	St
Tur	***	1469 (± 2015)	18336 (± 13358)	21691 (± 21303)	23729 (± 10319)	46710 (± 50088)	73799 (± 88082)	141352 (± 92148)
Ms		***	22.30 (± 15.42)	22.71 (± 20.47)	31.75 (± 24.70)	57.94 (± 66.03)	73.77 (± 102)	134 (± 77.19)
Chl			***	2.09 (± 2.07)	1.76 (± 1.01)	2.59 (± 3.10)	3.72 (± 3.31)	9.38 (± 7.01)
Bt				***	2.90 (± 3.37)	6.47 (± 10.54)	8.55 (± 10.51)	8.74 (± 6.22)
Pl					***	2.11 (± 2.33)	3.05 (± 3.98)	5.52 (± 3.19)
Al ₂ SiO ₅						***	1.99 (± 2.34)	4.75 (± 5.00)
Grt							***	3.39 (± 2.65)
St								***

5.1.3. Verteilung von Li, Be und B auf die Gitterplätze

Die Verteilung der drei leichten Elemente Li, Be und B zwischen den metapelitischen Mineralen beruht auf dem kristallchemischen Zusammenhang zwischen Ionenradius, Ladungszahl der Kationen und Sauerstoff-Koordinationszahl der betreffenden Gitterplätze. Die angegebenen Ionenradien beziehen sich auf Shannon 1976.

Das größte der drei Elemente ist Li. Das recht große Li⁺-Ion (0.90 Å bei 6-fach Koordination) sitzt in der Regel auf den Oktaederplätzen und kann ähnlich große Ionen wie zum Beispiel Mg²⁺ (0.86 Å) oder Fe²⁺ (0.92 Å) ersetzen. Dies bedeutet, dass sich Li⁺ in Phasen mit viel oktaedrisch koordiniertem Mg und/oder Fe bevorzugt anreichert.

Die Phase mit den höchsten Li-Konzentrationen in den Metapeliten ist Staurolith. In diesem Mineral gibt es allerdings eine Besonderheit: neben tetraedrisch koordinierten Plätzen (T1) für Si (und Al) treten noch weitere tetraedrisch koordinierte Plätze (T2) auf, die mit zweiwertigen Elementen wie beispielsweise Mg (0.71 Å), Zn (0.74 Å) und Fe²⁺ (0.77 Å) besetzt sind. Auf diese T2-Plätze wird Li⁺ (0.73 Å bei 4-fach Koordination) eingebaut (z.B. Chopin 2003). Durch die sehr variable Staurolith-Chemie gibt es eine Vielzahl von Austauschvektoren. So kann unter Berücksichtigung von H⁺ ein Li-Fe-Austausch erfolgen: LiOH(FeO)₋₁ (u.a. Dutrow 1986, Hawthorne 1995). Da natürliche Proben meist keine reinen Endglied-Zusammensetzungen aufweisen, kommen mehrere Austauschmöglichkeiten zum Tragen. Bei Staurolith spielen neben Li, Fe, H noch Al und freie Positionen (Leerstellen) eine große Rolle. So formulierte Dutrow 1991 folgenden Li-Fe-Substitution, die als Hauptaustausch gewertet wird: $T^2Li^+ + 0.33 M^3Al^{3+} = T^2Fe^{2+} + 0.33 M^3\Box$. Feenstra et al. 2003 berichtet von einem begrenzten Mechanismus, der nur bei einem Li/(Li+Fe) Verhältnis kleiner als ~0.37 auftritt, im Gegensatz zu einem kontinuierlichen Zn-Fe-Austausch im Staurolith. Bei den Staurolithen dieser Arbeit kann keine Korrelation von Zn mit Fe beobachtet werden. Allerdings zeigen die Staurolithe der Insel Ikaria einen positiven Trend von Be mit Zn (Abb. 2-21b; Kap. 2.4.6.).

Neben Staurolith kann auch Biotit relativ viel Li auf seine oktaedrischen Positionen (Mg²⁺, Fe²⁺, Al³⁺) einbauen. Generell gibt es hier mehrere Austauschmöglichkeiten: Li₂(Mg, Fe)₋₁□₋₁ / Li₃Al₋₁□₋₂ / LiF□₋₂ / Li(Mg, Fe)₋₁F₋₁ / LiAl₋₁F₋₂. Die Biotite dieser Arbeit zeigen keine systematischen Zusammenhänge der Hauptelemente mit Li. Erst bei einer Kombination von Li mit Hauptelementen plus F (Mg+Fe+F oder Al+F) treten schwache positive Trends auf. Diese sind jedoch undeutlich ausgebildet, was an den F-Durchschnittswerten für Biotit je Probe liegen kann. Eindeutig ist jedoch die direkte Korrelation von Li mit F. Im Gegensatz zu den Metapeliten aus Ikaria mit einer positiven Korrelation (Abb. 2-13c; Kap. 2.4.3.), zeigen die Biotite aus Campo Tencia (Abb. 4-10c; Kap. 4.4.3.) eine negative Korrelation. Für beide Fälle müssen deshalb zwei unterschiedliche Austauschvektoren vorhanden sein. Von den oben aufgezählten Substitutionen passt für die Biotite aus Ikaria am Besten der LiF□₋₂-Austausch, während für die Biotite aus Campo Tencia der Li(Mg, Fe)₋₁F₋₁-Austausch am Günstigsten ist.

Im Vergleich zu Biotit weist Muskovit deutlich geringere Li-Gehalte auf. Dies hängt mit der dioktaedrischen Muskovitstruktur zusammen, in der die Oktaederplätze hauptsächlich mit dem kleineren Al³⁺ (0.675 Å) besetzt sind. Somit passt das etwas größere Li nicht so gut auf diese Gitterplätze. Die oben genannten Austauschvektoren gelten ebenfalls für Muskovit. Die Mehrzahl der Muskovite weisen eine positive Korrelation von Li mit (Mg+Fe) bzw. eine negative von Li mit Al auf. Sowohl die Muskovite aus Ikaria (Abb. 2-11c; Kap. 2.4.2.) als auch die Muskovite aus Campo Tencia (Abb. 4-8c; Kap. 4.4.2.) zeigen diesen Trend. Daraus könnte man folgende Li-Substitution formulieren: Li(Mg, Fe)Al₋₁□₋₁.

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Glimmern stellen Yang & Rivers 2000 fest, dass sowohl die Biotite als auch die Muskovite ihrer Metapelit-Proben eine deutliche positive Korrelationen von Li mit Al^{tot} aufweisen. Dagegen ist die negative Korrelation von Li mit $(Mg+Fe^{tot})$ schwächer ausgebildet. Diese Tatsache sehen die Autoren als Hinweis für einen Hauptaustausch von $Li_3Al_{.1}\square_{.2}$ und nur untergeordnet für eine Substitution von $Li_2(Mg, Fe)_{.1}\square_{.1}$. Yang & Rivers 2000 haben F-Gehalte im Biotit an ein paar ausgewählten Proben bestimmt, aber hinsichtlich ihrer formulierten Austauschvektoren nicht berücksichtigt bzw. keine Aussagen gemacht.

In Bezug auf die absoluten Li-Gehalte schiebt sich zwischen Biotit und Muskovit noch Chlorit, als weiteres Schichtsilikat. Die verschiedenen Oktaederlagen in der Chlorit-Struktur, die meist mit Mg, Fe, Mn (0.97 Å), Al besetzt sind, können ebenfalls gut Li einbauen. Im Allgemeinen kann ein möglicher Austauschvektor, vergleichbar den Glimmern (s.o.), wie folgt lauten: $LiAl_{.1}\square_{.2}$. Die meisten Chlorite aus Ikaria (Abb. 2-15a; Kap. 2.4.4.) und alle aus Campio Tencia (Abb. 4-12; Kap. 4.4.4.) zeigen eine negative Korrelation von Li mit Al, während Trends von Li mit Mg und/oder Fe nur sehr undeutlich bis überhaupt nicht ausgebildet sind. Somit kann die oben erwähnte Li-Al-Leerstellen-Substitution favorisiert werden. Im Vergleich zu Biotit resultieren die niedrigeren Li-Absolut-Konzentrationen im Chlorit aus den höheren Al^{VI} -Anteilen dieser Phase. Hingegen enthält Muskovit noch mehr Al^{VI} als Chlorit und weist deshalb die geringsten Li-Gehalte aller drei Schichtsilikate auf.

Des Weiteren ist es vorstellbar, dass Li^+ (1.06 Å bei 8-fach Koordination) im Granat für Ca^{2+} (1.26 Å), Mn^{2+} (1.10 Å), Fe^{2+} (1.06 Å) und Mg^{2+} (1.03 Å) substituiert wird. Diese Elemente sitzen bei Granaten der Pyralispit-Gruppe kubisch koordinierten Gitterplätzen. Wie sich jedoch der Li-Austausch auf diesen 8-fach koordinierten Plätzen vollzieht ist nicht genau bekannt bzw. durch Experimente erforscht.

Im Turmalin besetzt Li zusammen mit Mg, Fe, Mn, Al oder Ti^{4+} (0.745 Å) die oktaedrisch koordinierten Y-Positionen. Diese Phase ist in ihrer chemischen Zusammensetzung sehr variabel, was sich zum Beispiel in unterschiedlichen Wassergehalten, sich ändernden F-Konzentrationen oder Anzahl der Leerstellen auf den X-Y-Positionen äußert. In Bezug auf mögliche Li-Austausch-Varianten gibt es in der Literatur einige Anhaltspunkte. Bei reinen Li-Endglied-Zusammensetzungen (z.B. Elbait, Liddicoatit) substituiert Li^+ für Al^{3+} in der Y-Position und der Ladungsausgleich erfolgt durch Ca^{2+} , Na^+ oder Leerstellen auf der X-Position (Hawthorne & Henry 1999). Des Weiteren können bei Turmalin-Mischkristallen, zum Beispiel Li-Olenit, zwei Li-Substitutionen auf der Y-Position gleichzeitig auftreten: $Li_2(Mg, Fe)_{.1}\square_{.1}$ und $LiAl(Mg, Fe)_{.2}$ (Kalt et al. 2001). Bei den metapelitischen Turmalinen dieser Arbeit sind trotz Berücksichtigung der Platzverteilung keine einfachen Korrelationen von Li mit einzelnen Elementen oder Element-Kombinationen auf den Y-Plätzen zu erkennen.

Ganz schlecht kann Li in Plagioklas und in Al_2SiO_5 eingebaut werden, was die geringen Li-Konzentrationen belegen. Im Plagioklas besteht die Möglichkeit des Li-Einbaus auf Tetraederplätze, die mit Al^{IV} (0.53 Å) und Si^{IV} (0.40 Å) besetzt sind und daher sehr klein für das vergleichsweise große Li^{IV} (0.73 Å) sind. Die "Zwischenplätze", in denen große Ionen wie Na^+ (1.32 Å), K^+ (1.65 Å) oder Ca^{2+} (1.26 Å) sitzen, sind hingegen viel zu groß für Li^+ (1.06 Å). Das Plagioklas-Gitter ist also alles andere als optimal für eine Li-Substitution. Allerdings dürfte Li in 4-fach Koordination besser in die Struktur

passen, da der Ionenradius günstiger ist. Im Allgemeinen ist folgender einfacher Austauschvektor, aufgrund bekannter Tetraederplatz-Leerstellen in der Struktur, denkbar: $\text{Li}_3\text{Al}_{-1}\square_{-2}$. Im Disthen ist Al zwar 6-fach koordiniert (0.675 Å), aber diese Oktaederplätze sind ebenfalls relativ klein für Li^{VI} (0.90 Å). Entsprechendes gilt für das 5-fach koordinierte Al (0.62 Å) im Andalusit. Die Reihenfolge in der Li-Verteilungsreihe $\text{And} > \text{Pl} > \text{Ky}$ zeigt, dass sich Li in der "Niedrigdruck-Modifikation" Andalusit wohler fühlt als in der "Hochdruck-Modifikation" Disthen. Eine 6-fach koordinierte Kugelpackung ist wesentlich dichter als eine 5-fach koordinierte Struktur und zudem sind die Ionenradien für Li und Al bei 5-fach Koordination etwas kleiner. Somit scheint die Andalusit-Modifikation etwas günstiger für den Li-Einbau zu sein. In diesem Zusammenhang muss erwähnt werden, dass die Li-Absolutgehalte im Andalusit insgesamt nicht systematisch höher als im Disthen sind.

Weitaus kleiner als Li^+ ist das Be^{2+} -Ion, das aufgrund seiner Größe meistens Tetraederplätze besetzt. Be^{IV} (0.41 Å) kann für 4-fach koordinierte Elemente wie beispielsweise Si^{4+} (0.40 Å), Al^{3+} (0.53 Å) oder Fe^{3+} (0.63 Å) eingebaut werden. Somit reichert sich Be bevorzugt in Phasen an, bei denen ein Tetraederaustausch überhaupt möglich ist.

In der Staurolithstruktur substituiert Be für tetraedrisch koordinierte Elemente. Hierfür kommen theoretisch zwei Tetraederpositionen T(1) und T(2) in Frage. Auf der T(1)-Position kann Be für Si oder Al austauschen, während auf der T(2)-Position Be für Al, Fe und Zn (0.74 Å) substituieren könnte. Da auf dem T(2)-Platz auch größere Ionen (Li^+ , Mg^{2+}) sitzen, ist es aufgrund des Ionenradius wahrscheinlicher, dass Be^{2+} auf der T(1)-Position eingebaut wird. Im Allgemeinen ist folgender einfacher Austauschvektor denkbar: BeSiAl_2 . Ausschließlich bei den Staurolithen der Insel Ikaria ist eine deutliche positive Korrelation von Be mit Zn zu beobachten (Abb. 2-21b; Kap. 2.4.6.). Weitaus undeutlicher ist ein positiver Trend von Be mit Si bzw. ein schwacher negativer Trend von Be mit Al^{IV} ausgebildet. Dies spricht ebenfalls für einen Be-Einbau auf dem T(2)-Platz, der nach folgendem Muster verlaufen könnte: $^{\text{T1}}\text{Be}^{\text{T2}}\text{Zn}^{\text{T1}}\text{Si}^{\text{T1}}\text{Al}_2^{\text{T2}}\square_{-1}$. Ob sich bei dieser Substitution der Ausgleich wirklich über eine Leerstelle vollzieht ist nicht ganz klar, allerdings treten keine weiteren Korrelationen von Zn (z.B. Zn mit Fe) in den Staurolithen von Ikaria auf.

Nach Staurolith ist Plagioklas die bedeutendste Trägerphase für Be. Bei allen Plagioklasen aus Ikaria und dem Künischen Gebirge wurden folgende systematischen Zusammenhänge beobachtet (Kap. 2.4.1., 3.4.1.): positive Korrelation von Be mit Al (Abb. 3-10a; Kap. 3.4.1.) und positive Korrelation von Be mit Ca (Abb. 2-10a+b; Kap. 2.4.1.). Dies bedeutet, dass die Be-Konzentrationen mit Zunahme der Ca-Al-Gehalte im Plagioklas steigen. Deshalb kann folgender Austauschvektor formuliert werden: $(\text{Ca}, \text{Be})\text{AlNa}_{-1}\text{Si}_{-1}$. Diese Substitution gilt nicht nur für metapelitischen Plagioklas, sondern berücksichtigt auch die kalksilikatischen und amphibolitischen Plagioklase mit deutlich höheren Ca-Gehalten. Im Gegensatz hierzu stehen Untersuchungen an anderen Stoffsystemen (Anorthosit, Basalt, Granit, Pegmatit), bei denen die Be-Gehalte von einer Ca-haltigen zu einer Na-haltigen Plagioklas-Zusammensetzung um fast drei Größenordnungen zunehmen (Grew 2002).

Des Weiteren ist Be in den Glimmern tetraedrisch koordiniert und substituiert für Si und Al. Im Allgemeinen gibt es eine Reihe von Austauschmöglichkeiten, zum Beispiel gekoppelte Substitutionen mit Hydroxylgruppen $\text{Be}(\text{OH})\text{Al}_{-1}\text{O}_{-1}$ und $\text{Be}(\text{OH})_2\text{Si}_{-1}\text{O}_{-2}$ oder auch weitere Vektoren wie u.a. BeSiAl_2 und $\text{Be}^{\text{IV}}\text{Li}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}\square^{\text{VI}}_{-1}$. Bei den untersuchten Glimmern (Muskovit und Biotit) dieser Arbeit können keine systematischen Be-Korrelationen nachgewiesen werden und somit kann keine Be-Substitution formuliert werden.

Auch im Turmalin würde man erwarten, dass Be^{2+} für 4-fach koordiniertes Si und/oder Al substituiert. Hier kann jedoch Be auf die Y-Plätze in der Turmalin-Struktur eingebaut werden. Aufgrund der sehr geringen Be-Gehalte in allen untersuchten Turmalinen ($\emptyset < 3$ ppm) kann kein Austauschvektor formuliert werden.

Im Chlorit kann ebenfalls, wie bei den meisten Phasen, Be auf die Tetraederplätze (Si, Al) eingebaut werden. Im Allgemeinen ist folgende einfache Austauschvariante möglich: BeSiAl_2 . Die Chlorite der Insel Ikaria zeigen eine positive Korrelation von Be mit Si (Abb. 2-15b; Kap. 2.4.4.) bzw. eine negative von Be mit Al. Dieser Zusammenhang entspricht der oben genannten Substitution. Von allen drei Schichtsilikaten weist Chlorit das höchste Al/Si-Verhältnis auf den Tetraederplätzen und die niedrigsten B-Gehalte auf, gefolgt von Biotit und danach von Muskovit. Dieser Zusammenhang kann bei allen drei Probengebieten beobachtet werden (Abb. 5-5a-c), allerdings folgen drei Metapelite aus dem Künischen Gebirge nicht diesem Muster (Abb. 5-5b). Die vorhandene Korrelation bedeutet, dass mit steigendem Al-Anteil auf den Tetraederplätzen der Schichtsilikate die Be-Gehalte sinken. Durch den etwas größeren Ionenradius von Al gegenüber Si werden die Tetraederplätze größer und das kleine Be^{2+} passt nicht mehr so gut in die Struktur, da der Be-Ionenradius (0.41 Å) in etwa dem von Si (0.40 Å) gleicht. Zudem ist bei den Schichtsilikaten aus Ikaria ersichtlich, dass sich das Al/Si-Verhältnis samt Be-Konzentrationen nicht nur zwischen den einzelnen Phasen systematisch ändert, sondern auch innerhalb eines Mineralen mit unterschiedlichem Gesamtgesteinschemismus der Proben (Abb. 5-5b).

Relativ ungeeignet für einen Be-Einbau sind Granat und Al_2SiO_5 . Das zeigen die sehr geringen Be-Gehalte in diesen Phasen, die in der Regel an der Nachweisgrenze liegen. Ein hohes Al/Si-Verhältnis könnte hierfür verantwortlich sein.

Das Kleinste der drei leichten Elemente ist das B^{3+} -Ion, das in der Regel auf Tetraederpositionen oder trigonal eingebaut wird. Im Vergleich zu Be^{IV} (0.41 Å) passt B^{IV} (0.25 Å) besser auf die 4-fach koordinierten Gitterplätze, aufgrund des günstigeren Verhältnisses von Ionendurchmesser und Ladungszahl. Deshalb weisen die meisten Phasen höhere B-Gehalte als Be-Konzentrationen auf.

Das Mineral mit den höchsten B-Gehalten ist Turmalin. In dieser Phase ist B ein Hauptelement und bildet immer trigonale $(\text{BO})_3$ -Gruppen aus. Falls ein B-Überschuss vorhanden ist (z.B. olenitische Zusammensetzung), kann B zusammen mit Si und Al die Tetraederpositionen einnehmen (u.a. Tagg et al. 1999, Schreyer et al. 2000, Hughes et al. 2001, Kalt et al. 2001, Schreyer et al. 2002, Marler et al. 2002). Die T-O Bindungslängen liegen zwischen 1.47 Å (B-O) und 1.62 Å (Si-O).

Außerdem muss bei der Substitution von Si durch B ein Ladungsausgleich erfolgen, der beispielsweise über OH-Gruppen und Besetzung der X-Position (z.B. Na⁺) möglich ist. Die Turmaline dieser Arbeit enthalten kein tetragonales B auf dem Si-Platz. Alle anderen metapelitischen Minerale haben keine trigonalen Positionen für B und weitaus geringere Konzentrationen.

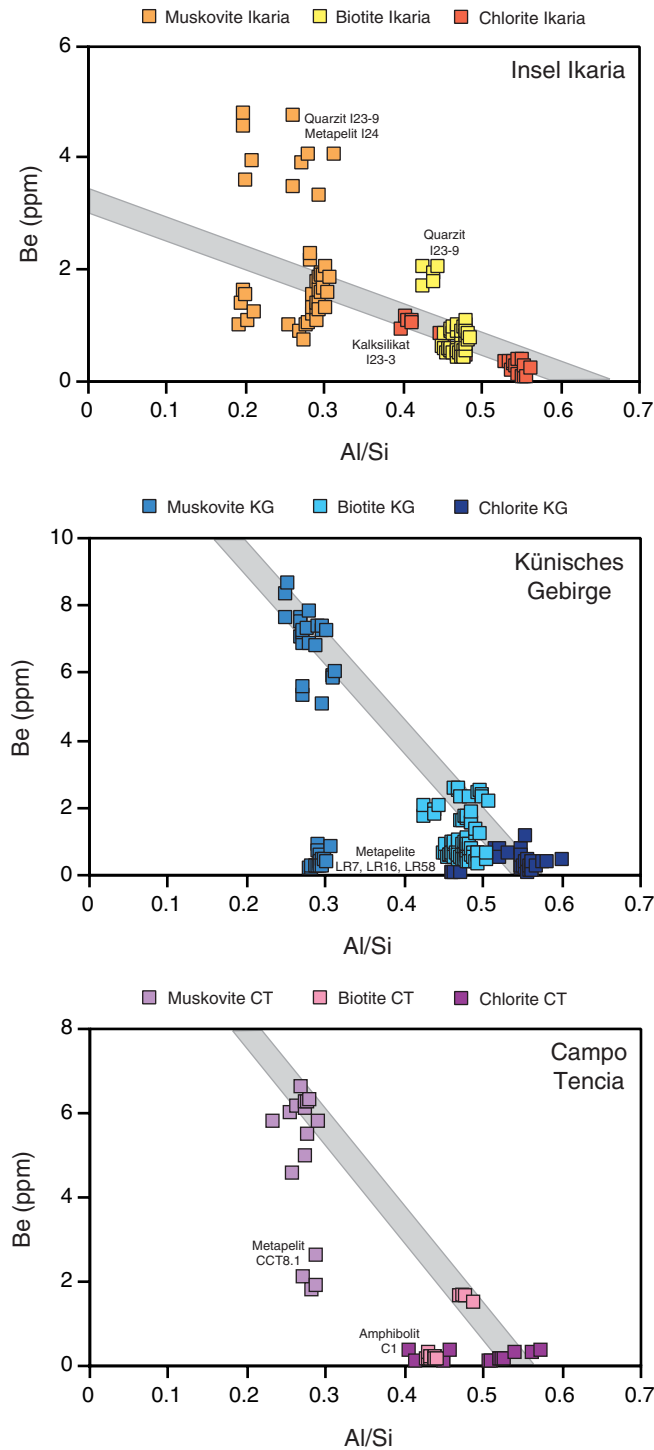


Abb. 5-5 In den Diagrammen ist die Be-Konzentration gegen das Al/Si-Verhältnis in den Schichtsilikaten der Insel Icaria, dem Künischen Gebirge und Campo Tencia aufgetragen. Die Muskovite enthalten die höchsten Be-Gehalte und die niedrigsten Al/Si-Verhältnisse, gefolgt von Biotit und Chlorit (vgl. Kap. 5.1.3.).

Eine weitere Mineral-Gruppe, die wichtig für den Einbau von B ist, sind die Schichtsilikate. Die Phase mit den höchsten B-Gehalten ist Muskovit, gefolgt von Chlorit und Biotit. Der B-Austausch findet in der Regel auf den Tetraederplätzen statt, hier substituiert B für Al (z.B. Foord et al. 1991, Bernhardt et al. 1999). In allen drei Mineralen aus den jeweiligen Probengebieten treten keine systematischen Zusammenhänge zwischen B und einem Hauptelement auf, sodass keine B-Substitution für die Schichtsilikate dieser Arbeit formuliert werden kann. Sehr deutlich sind die Unterschiede in den B-Konzentrationen zwischen Muskovit und Biotit. Im Allgemeinen verursacht der B-Austausch in beiden Glimmern schmalere Tetraederlagen. Diese dünneren Tetraederschichten gekoppelt mit den breiteren Oktaederschichten lassen sich besser in einer dioktaedrischen Glimmernstruktur stabilisieren. Somit sind die Muskovite mit ihren Leerstellen und relativ kleinen Al^{3+} in den Oktaederlagen besser für einen solchen B-Al-Austausch geeignet als die Biotite (Shearer & Papike 1986).

Im Plagioklas kann man davon ausgehen, dass B ebenfalls auf den 4-fach koordinierten Gitterplätzen sitzt und für Si oder Al substituiert. Bei einer reinen Endglied-Zusammensetzung von Reedmergerit ($NaBSi_3O_8$) tauscht B^{3+} für Al^{3+} aus. Der Ersatz von B durch Al geht mit einer Verringerung der T-O-Bindungslängen (B-O: 1.48 Å; Si-O: 1.63 Å; Al-O: 1.76 Å) und des Zellvolumens einher. So passen kleinere Ionen ($Ca^{2+} < Na^+ < K^+$) besser in die Gitterstruktur. Shearer & Papike 1986 beschreiben diesen Sachverhalt für Alkalifeldspäte. Allerdings hängt die Menge des inkorporierten B nicht alleine von der Feldspat-Zusammensetzung ab, sondern auch von dem Ordnungszustand der Struktur. Ausschließlich die Plagioklase aus dem Künischen Gebirge zeigen eine positive Korrelation von B mit Al (Abb. 3-10c; Kap. 3.4.1.) und eine negative Korrelation von B mit Na (Abb. 3-10d; Kap. 3.4.1.). Das bedeutet, dass in diesen Plagioklasen der B-Gehalt mit steigender An-Komponente zunimmt. Somit lautet der zugehörige Austauschvektor $(Ca, B)AlNa_{-1}Si_{-1}$, vergleichbar dem Be-Einbau in denselben Plagioklasen (s.o. Be-Abschnitt).

In allen untersuchten Granaten dieser Arbeit sind die B-Gehalte recht gering (meist < 3 ppm) und es sind keine B-Korrelationen mit anderen Elementen ersichtlich. Generell ist der Mechanismus nicht bekannt, wie sich ein B-Austausch in dieser Phase vollzieht. Aus der Literatur sind borhaltige Hydrogrante mit hohen Konzentrationen ($B_2O_3 < 4.4$ Gew.%) bekannt (Galuskin et al. 1995), bei denen höchst wahrscheinlich die Hydroxyl-Gruppen entscheidend für den B-Einbau sind (Grew 2002). Im Gegensatz dazu enthalten Granate aus einem subduktionsbezogenem UHP-Peridotit (Alpe Arami, Schweiz) niedrige B-Gehalte zwischen 0.39 ppm und 1.68 ppm (Paquin & Altherr 2002). Diese B-Konzentrationen entsprechen eher den B-Konzentrationen der metapelitischen Granate.

Zwei der drei Al_2SiO_5 polymorphen Phasen in den Metapeliten dieser Arbeit zeigen unterschiedliche Maximal-Werte für B. Die maximalen B-Gehalte der Hochdruck-Modifikation Disthen (B: 0.2 - 3.7 ppm) gegenüber der Niederdruck-Modifikation Andalusit (B: 0.8 - 14.0 ppm) sind etwas niedriger. Bei den meisten Proben weisen die Disthene geringere B-Gehalte als die Andalusite auf. Ob jedoch die B-Konzentrationen im Andalusit systematisch höher als im Disthen sind, kann aufgrund der Datenlage nicht eindeutig festgestellt werden. Aus den EMS-Analysen geht hervor, dass die Andalusite aus dem

Künischen Gebirge mehr Fe^{3+} in das Kristallgitter eingebaut haben als die Disthene aus Ikaria und Campo Tencia. Die eisenreicheren Andalusite zeigen eine negative Korrelation von Fe^{3+} mit Al (Abb. 3-20; Kap. 3.4.7.). In der Literatur wird von granulitfazielltem Sillimanit (Hochtemperatur-Modifikation) berichtet, der die höchsten B-Konzentrationen aller drei Al_2SiO_5 -Phasen aufweist (Grew & Hinthorne 1983, Grew & Anovitz 1996). Im Sillimanit tritt eine gekoppelte Substitution von B für Si und von Mg für Al auf, bei einem Mg/B-Verhältnis von 0.5. Es resultiert folgender B-Austauschvektor (Grew & Hinthorne 1983, Grew & Anovitz 1996): $\text{B}_2\text{MgSi}_2\text{Al}_1\text{O}_{1.5}$. Vergleichbar dieser Substitution könnte ein B-Einbau in den Andalusiten des Künischen Gebirges ablaufen, wobei B für Si und Fe^{3+} für Al substituiert. Folgender Austauschvektor ergibt sich: $\text{BFe}^{3+}\text{Si}_1\text{Al}_1\text{O}_{0.5}$.

Das Mineral mit den niedrigsten B-Konzentrationen aller metapelitischer Phasen ist Staurolith. Auch hier sollte B für Si und Al auf die Tetraederplätze eingebaut werden. Auf diesen Positionen wird jedoch Be gegenüber B bevorzugt, sodass relativ hohe Be-Gehalte und nur sehr niedrige B-Konzentrationen resultieren.

5.1.4. Li-Zonierung in Granat und Turmalin

In allen untersuchten Granaten, unabhängig von der Korngröße, treten Unterschiede in den Li-Gehalten auf. Zahlreiche Granat-Profile belegen eindeutig eine Li-Zonierung in den einzelnen Körnern. In der Regel nimmt der Li-Gehalt vom Granat-Kern zum Rand hin ab und in einigen Fällen ist eine erneute Li-Zunahme am äußersten Kornrand zu beobachten. Die Li-Zonierungsmuster wurden bereits in den jeweiligen Mineralchemie-Kapiteln genau beschrieben (Kap. 2.4.5., 3.4.5., 4.4.5.).

Diese Li-Verteilung entsteht während des Granatwachstums, aufgrund sich ändernder Li-Gehalte in der direkten Umgebung der Körner. In den Metapeliten kann Granat schon relativ früh kristallisieren. Das bedeutet, dass am Anfang der Granatbildung noch recht viel Li zur Verfügung steht und in die Granatstruktur eingebaut wird. Im Laufe des Granatwachstums wird immer mehr Li verbraucht und das Angebot nimmt ab. Das Li-Angebot hängt auch von Phasen ab, die zu Beginn einer prograden Metamorphose in Metapeliten stabil sind, wie zum Beispiel Chlorit oder phengitischer Muskovit. Diese Minerale können ebenfalls Li inkorporieren und somit "verbrauchen". Wie schon im Vorfeld erwähnt, ist die Zusammensetzung des Gesamtgesteines von großer Bedeutung. Dies erklärt auch die sehr unterschiedlichen Li-Absolutgehalte in den Granat-Kernen, die von minimal 3.2 ppm bis maximal 95.6 ppm reichen. Zudem kann an manchen Kornrändern ein erneuter Li-Anstieg beobachtet werden. Da mit fortschreitender P-T-Entwicklung Phasengrenzen überschritten und neue mineralbildende Reaktionen ablaufen (Kap. P-T Bedingungen), kann das zu einer erneuten Erhöhung des Li-Angebotes führen. Die Granate "schlucken" alles zur Verfügung stehende Li, was sich in den Zonierungsmustern widerspiegelt.

Die Li-Wachstumszonierung im Granat ist immer vorhanden (mehr oder weniger ausgeprägt), egal ob die Körner in glimmerreichen Partien oder in Quarzlagen eingebettet sind. Es ist sehr unwahrscheinlich, dass Granat immer auf Kosten einer Li-reichen Phase (z.B. Biotit) wächst und diese

verbraucht, sodass die hohen Li-Gehalte in den Kernen zustande kommen. Somit haben Domänen-Effekte wahrscheinlich keinen Einfluss auf die Li-Verteilung im Granat.

Im Hinblick auf die sich ändernden P-T-Bedingungen während der Metamorphose ist nicht bekannt, wie eine mögliche Temperatur- und/oder Druckabhängigkeit für Li beim Einbau in metapelitischen Granat aussieht. Es ist jedoch anzunehmen, dass kein konstanter Li-Verteilungskoeffizient für Granat in Metapeliten vorliegt. Ein Indiz hierfür bietet ein Vergleich der errechneten Li-Verteilungskoeffizienten zwischen Granat-Kernen und -Rändern. Es ist zu beobachten, dass bei allen Mineralpaaren etwas niedrigere $D_{Li}(Grt/Mineral)$ -Werte für die Granatränder vorliegen (vgl. Daten CD). Dies ist ein wesentlicher Unterschied zu Mantel-Lithologien, bei denen keine Abhängigkeit von Druck, Temperatur und Gesamtgesteinschemie vorhanden ist (Seitz & Woodland 2000, Woodland et al. 2002). Experimentell wurde die Li-Verteilung zwischen Granat (Pyrop-Grossular-Mischungsreihe) und einer silikatischen wasserfreien Schmelze bestimmt. Li verhält sich hierbei wie ein inkompatibles Element mit Li-Verteilungskoeffizienten $D_{Li}(Grt/Schmelze)$ zwischen 0.005 und 0.480 (Van Westrenen et al. 1999). Die relativ große Variation dieser $D_{Li}(Grt/Schmelze)$ -Werte wird auf die unterschiedlichen Granat-Zusammensetzungen zurückgeführt. Bei annähernd konstanten P-T Bedingungen (3 GPa, 1530 - 1565 °C) soll eine Abhängigkeit der Li-Verteilungskoeffizienten vom Grossular-Gehalt der Granate auftreten (Van Westrenen et al. 1999). Bei dieser Interpretation ist zu bedenken, dass Li-Gehalte der Startmaterialien und ebenfalls die Synthesierungstemperaturen der Granate geringfügig variieren. Zudem liegt keine vollständige Systematik innerhalb der D_{Li} -Werte vor. In den Granaten der hier untersuchten Metapelite ist keine Anhängigkeit der Li-Konzentration von der chemischen Zusammensetzung der Granate zu erkennen.

Bei der Li-Verteilung in metapelitischen Granaten handelt es sich also um eine angebotsabhängige Wachstumszonierung. Inwieweit Li-Diffusion eine Rolle spielt ist schwierig zu sagen. In der Literatur sind keine Li-Diffusionskoeffizienten für Granat bekannt. Allerdings sind die deutlich ausgebildeten Zonierungen der metapelitischen Granate ein Indiz dafür, dass die Kationendiffusion in den Körnern nicht allzu groß sein dürfte. Experimentell wurden Interdiffusionskoeffizienten an Pyrop-Alamandin-Grossular-Spessartin-Mischkristallen bestimmt (u.a. Freer & Edwards 1999): $D_{Mn} > D_{Fe} \sim D_{Mg} > D_{Ca}$. Hier zeigt sich, dass das relativ große Ca^{2+} -Ion (1.26 Å) langsamer als alle anderen untersuchten Hauptelemente diffundiert. In etwa gleich schnell verhalten sich Fe^{2+} (1.06 Å) und Mg^{2+} (1.03 Å) mit fast identischen Ionenradien. Beide Elemente diffundieren schneller als das größere Ca^{2+} . Im Vergleich dazu entspricht der Ionenradius von Li^+ (1.06 Å) der Größe von Fe^{2+} und Mg^{2+} , sodass ähnliche Diffusionsgeschwindigkeiten im Granat zu erwarten wären. Allerdings spielt die Ladungszahl der Ionen eine wesentliche Rolle. Im Gegensatz zu Ca, Fe, Mg ist Li ein einwertig positiv geladenes Ion, das eine gekoppelte Substitution zwecks Ladungsausgleich bewerkstelligen muss. In Kap. 2.4.5. wurde ein Granat-Profil der Metapelit-Probe I45-4 beschrieben. Bei Ca und Li ist der ältere Granat-Kern deutlich an niedrigen Konzentrationen zu erkennen, was wiederum auf eine langsame Diffusion beider Elemente schließen lässt. Hingegen paust sich dieser Kernbereich bei Fe und Mg weniger durch, was auf die höhere Diffusivität zurückzuführen ist. Bei Mn sind die Spuren des ererbten Kernes

fast vollständig verwischt. Bei diesem Granat-Profil hat es den Anschein, dass die Li-Diffusion etwas langsamer als bei Fe oder Mg ist.

Ein weiteres Mineral, das immer unterschiedliche Li-Gehalte aufweist, ist Turmalin. Hier zeigen alle Turmalin-Profile eine Li-Abnahme vom Kern zum Rand. Oftmals nehmen die Li-Konzentrationen im Randbereich nochmals zu, überschreiten aber nur selten die Li-Werte im inneren Kernbereich der Turmaline. In einzelnen Fällen ist die Li-Zonierung durch sprunghafte Änderungen der Li-Gehalte gekennzeichnet, vergleichbar der Zonierungsmuster einiger Hauptelemente. Die genaue Beschreibung der Li-Zonierungen sind den jeweiligen Mineralchemie-Kapiteln (Kap. 2.4.11., 3.4.10., 4.4.10.) zu entnehmen.

Bei der Li-Verteilung im Turmalin handelt es sich ebenfalls um eine Wachstumszonierung. Als früh kristallisierende Phase, die über einen großen P-T Bereich stabil ist, baut Turmalin je nach Angebot Li in die Struktur ein. Deshalb wird zu Beginn der Turmalin-Bildung mehr Li inkorporiert als im weiteren Verlauf der Kristallisation, was sich in "hohen" Li-Gehalten der Kerne äußert. Allerdings sind die Li-Absolutgehalte in den Kernbereichen meist nicht sonderlich hoch (i.d.R. < 15 ppm). Teilweise nehmen die Li-Gehalte an den äußersten Rändern wieder zu, was auf ein erneutes Li-Angebot zurückzuführen ist. Das zur Verfügung stehende Li wird in die Turmalin-Struktur eingebaut, wobei die absolute Li-Menge ebenfalls hauptsächlich vom Gesamtgestein gesteuert wird.

Generell sind niedrige Li-Konzentrationen im Turmalin ein Indiz für eine metamorphe Entstehung (Grew & Anovitz 1996). Anzeichen für Turmaline mit detritischen Kernen gibt es nicht. In der Regel liegen die metapelitischen Turmaline einschlussfrei vor, d.h. sie besitzen keine internen Kerne umgeben von Einschlüssen oder Anwachs säumen (vgl. Henry & Dutrow in Grew & Anovitz 1996). Zudem existieren keine reliktschen Körner mit unregelmäßigen bis winkligen Kornformen in den Zentren der Turmaline dieser Arbeit. Ebenso weisen die Zonierungsmuster der Turmaline keine sprunghafte Erhöhung in den Li-Gehalten der Kernbereiche auf. Bei detritischen Turmalin-Körnern könnten höhere Li-Konzentrationen auftreten, da die Relikte direkt aus dem Sediment stammen. Eine Möglichkeit, um sedimentäre Turmalin-Kerne zu identifizieren, stellen $\delta^{11\text{B}}$ -Isotopenmessungen dar. Diese konnten jedoch nicht im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt werden.

5.2. Minerale der Kalksilikate und Amphibolite

5.2.1. Li-, Be- und B-Gehalte

Im Folgenden werden die Li-, Be- und B-Konzentrationen der amphibolitischen und kalksilikatischen Phasen betrachtet. Hierfür bieten die Tabellen 5-7, 5-8, 5-9 einen Überblick. Obwohl es sich um zwei verschiedene Stoffsysteme handelt, werden beide gemeinsam behandelt. Die kalksilikatischen Minerale sind in der Regel deutlich gekennzeichnet und somit von den amphibolitischen Phasen zu unterscheiden. Ein Vergleich der Elementgehalte in den Mineralen der drei Probengebiete soll zeigen, ob eine systematische Li-Be-B-Verteilung und somit Gleichgewichtseinstellung vorliegt. Danach können gegebenenfalls Verteilungskoeffizienten errechnet bzw. beschrieben werden.

Tab. 5-7 Übersicht der Li-Gehalte in den kalksilikatischen/amphibolitischen Phasen der drei Probengebiete

Minerale	Icaria Li* (ppm)	1 σ	Künisches Gebirge Li* (ppm)	1 σ	Campo Tencia Li* (ppm)	1 σ
Bt					165	36.04
Chl	118 ¹	9.14	29.95	0.96	115	12.81
Tur	77.86 ¹	12.41				
Cpx	42.63 ¹	9.19				
Amph	22.41 ¹⁺²	13.04	5.57	2.88	7.19	4.26
Grt	12.20 ¹	1.42			9.52	2.59
Pl	12.17 ¹	9.84	0.01	0.003	0.27	0.19
Ep	0.88 ¹⁺²	0.58			0.11	0.05

* Mittelwerte aller Proben / 1 σ = Standardabweichung der Mittelwerte / ¹ Kalksilikat Icaria; ² Amphibolit Icaria

Tab. 5-8 Übersicht der Be-Gehalte in den kalksilikatischen/amphibolitischen Phasen der drei Probengebiete

Minerale	Icaria Be* (ppm)	1 σ	Künisches Gebirge Be* (ppm)	1 σ	Campo Tencia Be* (ppm)	1 σ
Cpx	21.76 ¹	3.75				
Pl	19.94 ¹	5.00	1.57	0.10	1.44	0.49
Amph	8.82 ¹⁺²	7.64	0.76	0.12	1.94	0.16
Ep	1.67 ¹⁺²	1.65			0.04	0.01
Chl	1.07 ¹	0.09	0.05	0.01	0.20	0.12
Tur	0.76 ¹	0.15				
Bt					0.14	0.06
Grt	0.06 ¹	0.08			0.01	0.004

* Mittelwerte aller Proben / 1 σ = Standardabweichung der Mittelwerte / ¹ Kalksilikat Icaria; ² Amphibolit Icaria

Tab. 5-9 Übersicht der B-Gehalte in den kalksilikatischen/amphibolitischen Phasen der drei Probengebiete

Minerale	Icaria B* (ppm)	1 σ	Künisches Gebirge B* (ppm)	1 σ	Campo Tencia B* (ppm)	1 σ
Tur	32167 ¹	586				
Pl	22.19 ¹	9.69	2.57	0.31	4.50	1.17
Bt					4.37	2.52
Amph	11.60 ¹⁺²	7.94	3.10	0.59	5.30	1.00
Cpx	11.04 ¹	3.42				
Ep	2.84 ¹⁺²	1.63			0.71	0.45
Chl	1.45 ¹	0.39	0.66	0.44	5.17	1.63
Grt	1.69 ¹	0.85			0.62	0.13

* Mittelwerte aller Proben / 1 σ = Standardabweichung der Mittelwerte / ¹ Kalksilikat Icaria; ² Amphibolit Icaria

In den kalksilikatischen bzw. amphibolitischen Mineralen variieren die Li-Be-B-Konzentrationen unterschiedlich stark. Relativ ausgeprägte Li-Be-B-Schwankungen treten oft bei zonierten Phasen auf, während unsystematische Variationen der Spurenelemente meist nicht ganz so groß sind. In den Metabasiten weisen eine Reihe der Minerale Spurenelement-Zonierungen auf, wie beispielsweise Amphibol oder Epidot. Diese Phasen liegen ebenfalls in den Kalksilikaten zoniert vor, während hier noch Klinopyroxen und Turmalin zu nennen sind. In der Regel sind die Amphibole in allen drei leichten Elementen zoniert und enthalten deutliche Li-Be-B-Muster (Kap. 2.4.8., 3.4.9., 4.4.8.). Dies gilt ebenso für Epidot (Kap. 2.4.10., 4.4.9.) und Klinopyroxen (Kap. 2.4.9.), jedoch sind in beiden Mineralen die Zonierungsmuster nicht ganz so "schön" und einheitlich ausgebildet wie bei den Amphibolen. Des Weiteren zeigen Granat (Kap. 2.4.5., 4.4.5.) und Turmalin (Kap. 2.4.11.) ausgeprägte Konzentrationsschwankungen von Li, Be und B. Im Gegensatz zu den Metapeliten, können hier keine eindeutigen Zonierungsmuster festgestellt werden. Dies liegt teilweise an den zu kleinen Körnern.

Bei den oben gezeigten Tabellen 5-7, 5-8, 5-9 wurden die Li-Be-B-Mittelwerte der einzelnen Minerale aus jeweils allen Proben einer Lokalität herangezogen. Auf den ersten Blick fällt auf, dass ähnliche Li-Be-B-Gehalte in den amphibolitischen Phasen des Künischen Gebirges und Campo Tencia vorliegen. Im Vergleich hierzu weisen die Minerale aus Icaria größere Unterschiede in den Li-Be-B-Absolutgehalten auf. Es sei nochmals darauf hingewiesen, dass sich die aufgelisteten Minerale der Insel Icaria aus zwei Kalksilikaten und aus einem Amphibolit ergeben, was das höhere Konzentrationsniveau (Gesamtgestein) der Spurenelemente erklärt.

Aufgrund der engen geologischen Wechsellagerung der Kalksilikate und Amphibolite mit den Metapeliten kann in Icaria davon ausgegangen werden, dass die entsprechenden Proben ebenfalls im Bereich der unteren Amphibolitfazies equilibrierten. Das gilt auch für die Amphibolit-Probe des Künischen Gebirges, deren An-Gehalte (An 27.29 - 41.39 Mol%; Kap. 3.4.1.) auf metamorphe Bedingungen der Epidot-Amphibolit-Fazies schließen lassen. Entsprechendes gilt für die beiden Amphibolite aus Campo Tencia, die in der Regel Plagioklase mit An-Gehalten über 17 Mol% enthalten (Kap. 4.4.1.). Dies ist wiederum ein Indiz auf P-T Bedingungen der Epidot-Amphibolit-Fazies (ca. 500 °C). Allerdings gibt es bei dem Amphibolit C1 Hinweise auf ein älteres, höher metamorphes Stadium. Die Probe C1 enthält Rutil- und Plagioklas-Einschlüsse im Granat. Der An-Gehalt der

eingeschlossenen Plagioklase (30.95 Mol%) ist höher als in der Matrix (An 17.55 - 27.93). Des Weiteren sind Rutil-Kerne im Titanit vorhanden. In diesem Fall weisen der reliktsche Rutil und die höheren An-Gehalte im Plagioklas auf Hochdruck-Bedingungen hin. In der Probe C2 sind dagegen Ilmenit-Kernbereiche im Titanit zu beobachten, wobei diese Ilmenite Entmischungslamellen von Titanohämatit führen. Das ist wiederum ein Indiz für die Abkühlung des Gesteins, allerdings ist ohne PI-Amph-Thermometrie keine Aussage über die absolute Temperaturenniedrigung möglich.

Im Folgenden werden die Li-, Be- und B-Konzentrationen der kalksilikatischen bzw. metabasitischen Minerale miteinander verglichen und es wird versucht allgemeine Aussagen zur Li-Be-B-Verteilung in diesen Gesteinen zu machen. Es tritt eine fast identische, systematische Verteilung der Li-, Be- und B-Gehalte in den Mineralen aus Ikaria und dem Künischen Gebirge auf (Tab. 5-10). Hingegen folgen die Proben aus Campo Tencia nicht immer diesem Schema, zeigen aber im Vergleich untereinander recht einheitliche Verteilungsreihen (Tab. 5-10).

Tab. 5-10 Li-, Be- und B-Verteilungsreihen der kalksilikatischen/amphibolitischen Phasen aller drei Probengebiete

Insel Ikaria	Künisches Gebirge	Campo Tencia
Li: Chl > Tur > Cpx > Amph > Grt > Pl > Ep	Li: Chl > Amph > Pl	Li: Bt > Chl > Grt > Amph > Pl > Ep
Be: Cpx > Pl > Amph > Ep > Tur > Chl > Grt	Be: Pl > Amph > Chl	Be: Amph > Pl > Chl > Bt > Grt ≈ Ep
B: Tur > Pl > Amph > Cpx > Chl > Ep > Grt	B: Amph > Pl > Chl	B: Bt (?) > Chl > Amph > Pl > Bt (?) > Ep > Grt

Abbildung 5-6 zeigt die Li-Be-B-Verteilungsreihen für alle vorhandenen Minerale, wobei die Probenlokalitäten getrennt voneinander dargestellt sind. Es wurde jeweils der Mittelwert eines Elementes mit zugehöriger Standardabweichung (aller Proben einer Lokalität) berechnet, vergleichbar den Metapeliten (Kap. 5.1.1.).

Die Kalksilikate und Amphibolite von Ikaria und dem Künischen Gebirge zeigen für Li und Be deutlich ausgebildete und einheitliche Verteilungsreihen (Abb. 5-6a+b,d+e). Dagegen treten Unterschiede in der B-Verteilung zwischen Plagioklas und Amphibol auf. In Ikaria enthalten die Plagioklase höhere B-Gehalte als die Amphibole (Abb. 5-6c), während sich im Künischen Gebirge die B-Werte entgegengesetzt verhalten (Abb. 5-6f). In Ikaria beruht diese gedrehte Reihenfolge auf einer Kalksilikat-Probe (I22-1), die aufgrund ihrer Ca-haltigeren Gesamtgesteinschemie einen höheren An-Gehalt im Plagioklas enthält (Abb. 5-7). Im Gegensatz hierzu verhalten sich die Amphibolite untereinander (Künisches Gebirge und Campo Tencia) einheitlich mit einer B-Verteilung Amphibol - Plagioklas. Außerdem weicht in Ikaria der Chlorit mit etwas niedrigen B-Gehalten von den restlichen Phasen ab. Der Chlorit ist hier zum größten Teil filzig ausgebildet, weist Spaltrisse auf und enthält zudem braune sekundäre Ablagerungen (Gestein nicht frisch!). Dies führt zu den niedrigeren B-Werten und erinnert an entsprechende Beobachtungen bei den Metapeliten (Kap. 5.1.1.).

Ein Blick auf die drei Spurenelement-Verteilungsreihen von Campo Tencia zeigt, dass die Li- und Be-Verteilungen systematisch ausgebildet sind (Abb. 5-6g+h). Bei der Li-Verteilungsreihe liegen die Phasen Granat und Amphibol nahe beieinander, was auf die variablen Li-Gehalte im Amphibol zurückzuführen ist. Im Vergleich zu Ikaria gibt es jedoch einen wesentlichen Unterschied. Die

Reihenfolge Granat - Amphibol ist gedreht, d.h. in Campo Tencia ist Granat das Mineral mit den höheren Li-Konzentrationen (Abb. 5-6g). Auffallend ist wiederum, dass es sich in Ikaria um eine Kalksilikat- und in Campo Tencia um eine Amphibolit-Probe handelt. Bei der Be-Verteilungsreihe, die sehr gut ausgebildet ist, tritt ebenfalls ein solcher Wechsel auf. Hier ist jedoch das Mineralpaar Amphibol - Plagioklas betroffen (Abb. 5-6h), da in Ikaria und dem Künischen Gebirge die Reihenfolge Plagioklas - Amphibol lautet (Abb. 5-6b). Ob dieser Tausch mit der P-T Geschichte der Gesteine zusammenhängt, kann nicht gesagt werden. Domanik et al. 1993 sehen keine Korrelation des Metamorphosegrades mit dem Be-Gehalt in Amphibolen.

Des Weiteren ist die B-Verteilungsreihe am undeutlichsten ausgebildet (Abb. 5-6i), aufgrund sehr geringer Konzentrationsunterschiede zwischen den Phasen. Innerhalb einer Probe ist die B-Verteilung immer deutlicher sichtbar. Zudem enthält die B-Verteilungsreihe von Campo Tencia die größten Abweichungen zu Ikaria: die Reihenfolge Chlorit - Amphibol - Plagioklas lautet in Ikaria Plagioklas - Amphibol - Chlorit. Die Verteilung Amphibol - Plagioklas gilt sowohl für die Metabasite aus Campo Tencia als auch für den Amphibolit aus dem Künischen Gebirge (s.o.). In Abbildung 5-7 ist die B-Fraktionierung im Plagioklas aller Proben (Metapelite, Kalksilikate, Amphibolite) dargestellt. Es werden die Unterschiede zwischen der Kalksilikat-Probe (I22-1) aus Ikaria und allen Amphiboliten (Künisches Gebirge, Campo Tencia) sichtbar. Entsprechendes ist bei den Amphibolen zu beobachten. Hier ist das B/Be-Verhältnis im Kalksilikat mit 1.0 - 1.7 deutlich geringer als in den Amphiboliten mit 2.0 - 5.5. Im Gegensatz dazu liegen die absoluten B-Gehalte in den kalksilikatischen Amphibolen (B: 15.31 ppm - 21.59 ppm) weitaus höher als in den Amphiboliten (B: 2.14 ppm - 7.88 ppm). Somit hebt sich die Kalksilikat-Probe (I22-1) aus Ikaria von den restlichen Amphiboliten des Künischen Gebirges und Campo Tencia ab.

Außerdem zeigt Biotit eine relativ große Abweichung vom Mittelwert (Abb. 5-6i), da in den einzelnen Proben die Biotit-Reihenfolge nicht einheitlich ausgebildet ist. Im Amphibolit C1 steht B im Biotit an erster Stelle der Verteilungsreihe, während im Amphibolit C2 Biotit zwischen Plagioklas und Epidot steht (Tab. 5-10). Da die restlichen Proben aus Ikaria und dem Künischen Gebirge biotitfrei sind, kann Biotit nicht eindeutig in die B-Verteilung eingeordnet werden. Allerdings liegen bei der Probe C1 die großen Biotit-Leisten quer zur Foliation (jüngeres Wachstum) und weisen auf ein textuelles Ungleichgewicht hin. Die, auf den ersten Blick sichtbare, B-Spanne im Epidot geht auf eine B-Zonierung in dieser Phase zurück. Die relativ geringen B-Konzentrationen und Variationen erscheinen durch die logarithmische Skalierung weitaus größer.

Generell betrachtet, ist die Li-Verteilungsreihe am einheitlichsten und klarsten ausgebildet, gefolgt von der Be- und zum Schluss der B-Verteilungsreihe. Diese Beobachtung wurde bereits bei den Metapeliten gemacht (Kap. 5.1.1.). Oftmals tritt ein Wechsel in der Reihenfolge zwischen Mineralen im Kalksilikat und in den Amphiboliten auf. Ein Wechsel in der B-Verteilung zwischen Plagioklas und Amphibol beruht ausschließlich auf unterschiedlichen Pauschalzusammensetzungen der Gesteine, da eine Serizitisierung im Plagioklas (gleichzeitige Erhöhung der Li- und B-Gehalte, Kap. 5.1.2.) nicht zu

beobachtet ist. Somit bestehen für den Großteil der Phasen (z.B. Plagioklas, Amphibol) für alle drei leichten Spurenelemente annähernd Gleichgewichtsbedingungen (s. Kap. 5.2.2.).

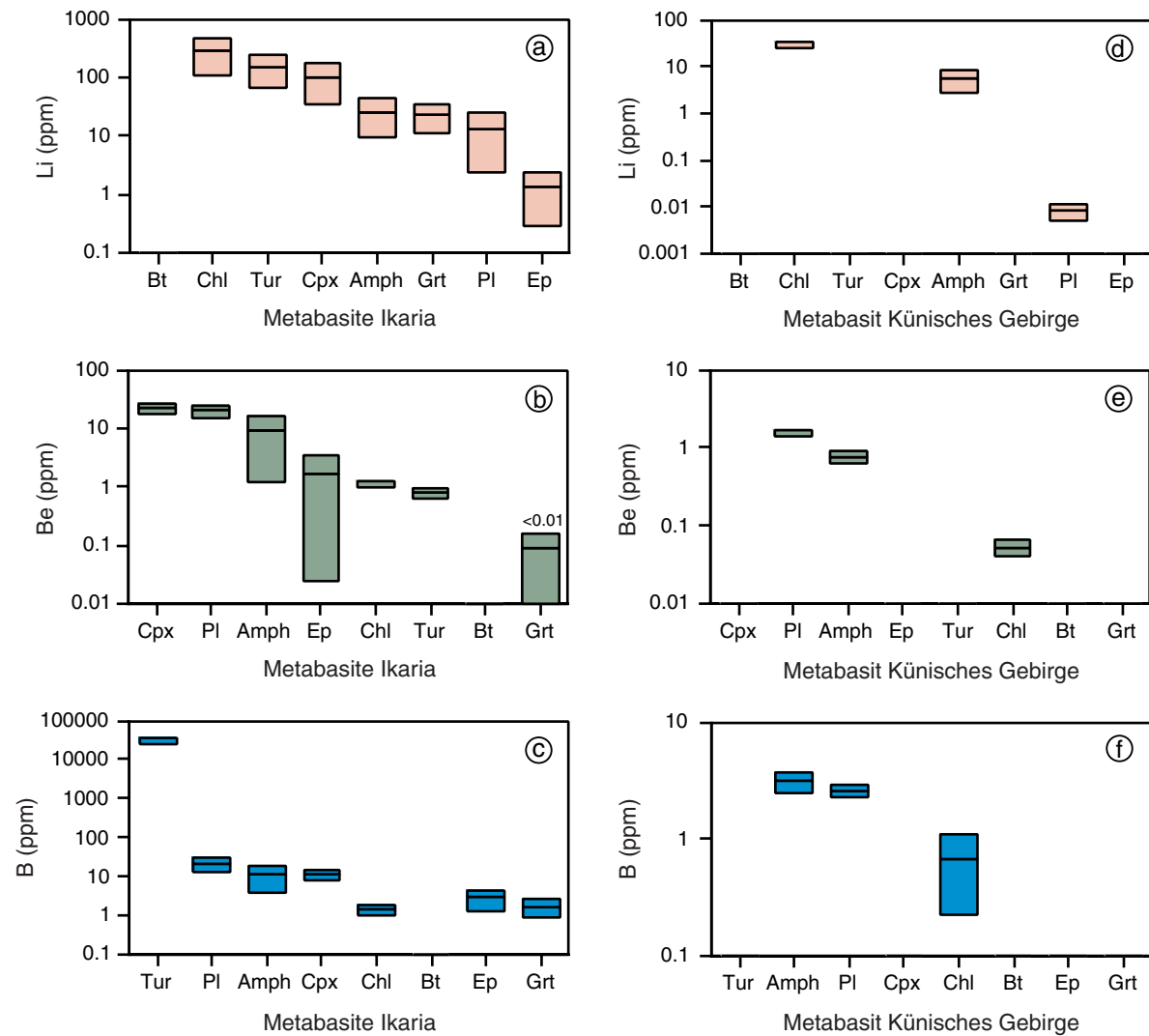


Abb. 5-6a-f Li-Be-B-Verteilungsreihen der Kalksilikate und Metabasite aus Ikaria und dem Künisches Gebirge. Dargestellt sind die Mittelwerte (Querbalken) und zugehörigen Standardabweichungen. Liegen die Minimalgehalte der Spurenelemente unterhalb der gewählten Konzentrationskala ist dies gesondert angezeigt (z.B. < 0.01). Fortsetzung siehe nächste Seite.

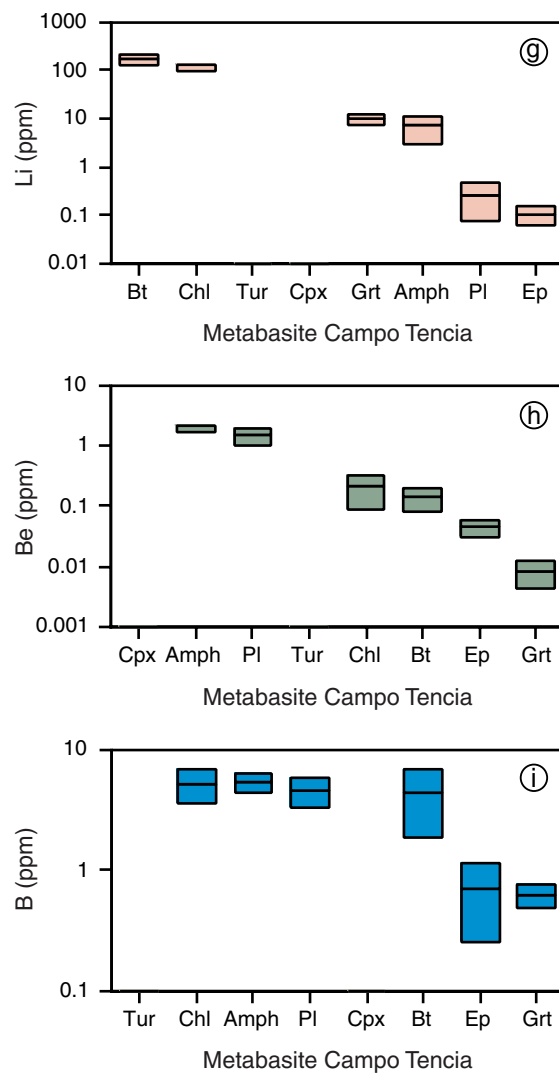


Abb. 5-6g-i Li-Be-B-Verteilungsreihen der Metabasite aus Campo Tencia. Dargestellt sind die Mittelwerte (Querbalken) und zugehörigen Standardabweichungen.

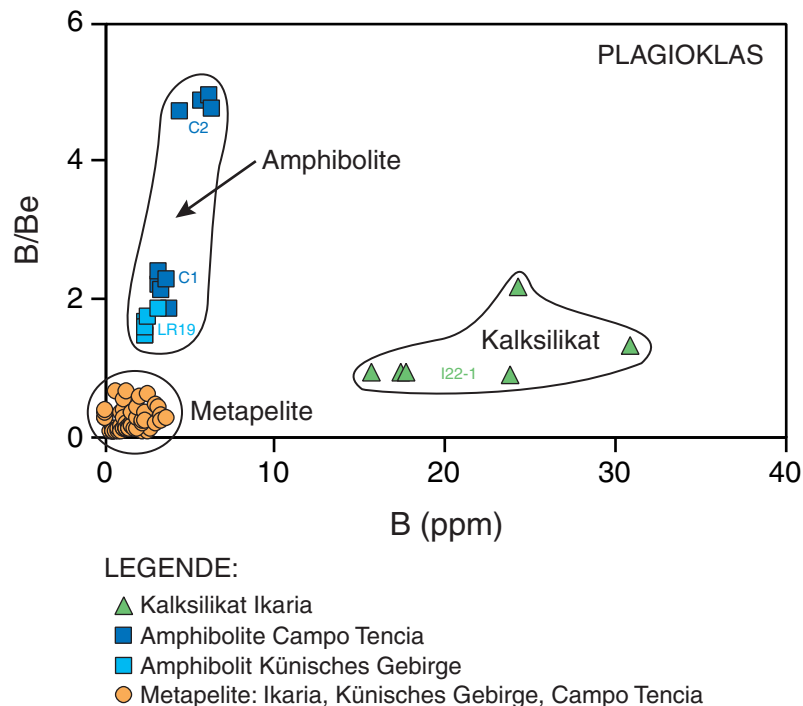


Abb. 5-7 B/Be gegen B-Gehalt von Plagioklasen aus drei unterschiedlichen Gesamtgesteinssystemen. Die Plagioklase der Metapelite, Amphibolite und einem Kalksilikat plotten deutlich in drei verschiedenen Bereichen und können gut voneinander abgegrenzt werden.

5.2.2. Verteilungskoeffizienten

In diesem Unterkapitel werden die Li-, Be- und B-Verteilungskoeffizienten der beiden wichtigsten Phasen, Amphibol und Plagioklas, erläutert. Abbildung 5-8 enthält sowohl die Verteilungskoeffizienten aller kalksilikatischen bzw. amphibolitischen Proben dieser Arbeit, als auch mehrere Amphibolit-Proben aus dem Schwarzwald (Stefan Hepp, Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg). Die Li-Be-B-Daten aus dem Schwarzwald wurden zum Vergleich hinzugenommen. Alle Verteilungskoeffizienten basieren auf dem Verhältnis der Mittelwerte (in ppm) der jeweiligen Phasen einer Probe, vergleichbar den Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten der Metapelite (Kap. 5.1.2.). Bei den Fehlerbalken in den Diagrammen handelt es sich um die Standardabweichungen für die jeweiligen Phasen. Die zugehörigen Abweichungen der Verteilungskoeffizienten (vgl. Daten CD) wurden mit Fehlerfortpflanzung errechnet, auf der Grundlage der Standardabweichungen je Mineralpaar. Es ist immer die Phase mit den höheren Spurenelement-Konzentrationen gegen das Mineral mit den jeweils geringeren Gehalten aufgetragen.

In den Diagrammen der Abbildung 5-8a-c sind die Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten von zwei bedeutenden Spurenelement-Trägern in Kalksilikaten und Amphiboliten dargestellt. Die Be- und B-Konzentrationsspannen in Amphibol und Plagioklas erstrecken sich in der Regel über zwei Zehnerpotenzen, wobei sich die Li-Gehalte im Plagioklas sogar über drei Zehnerpotenzen ausdehnen. Generell liegen die Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten der vier Proben dieser Arbeit relativ eng beieinander, d.h. die Streuung der Verteilungskoeffizienten ist für B am kleinsten (Abb. 5-8c), gefolgt

von Be (Abb. 5-8b) und etwas ausgeprägter bei Li (Abb. 5-8a). In dieser Betrachtung ist ebenfalls eine Kalksilikat-Probe (I22-1) aus Ikaria mit einbezogen. Entsprechendes gilt für die Amphibolite aus dem Schwarzwald, wobei die Streuung der Verteilungskoeffizienten aller drei mobilen Elemente innerhalb dieser Proben größer ist als zwischen den vier Regionen. Zudem gibt es keine "Ausreißer", d.h. Proben deren Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten komplett aus dem Schema fallen. Die Verteilungskoeffizienten sind normalerweise bei höheren Absolutgehalten besser definiert, was bei der oben beschriebenen Streuung der Li-Verteilungskoeffizienten zu berücksichtigen ist. In Bezug auf die Standardabweichungen von den Mittelwerten ist zu beobachten, dass die Variationen relativ gering sind und nur bei einzelnen Proben etwas größeren Abweichungen auftreten. So zeigt beispielsweise das Kalksilikat I22-1 (Ikaria) für Li und B im Plagioklas größere Abweichungen ($1\sigma_{Li}$: 80.84 %, $1\sigma_B$: 43.67 %), aufgrund von unsystematischen Schwankungen der Haupt- und Spurenelemente (Kap. 2.4.1.). Außerdem weist der Amphibolit LR19 (Künisches Gebirge) etwas größere Li-Abweichungen im Amphibol auf ($1\sigma_{Li}$: 38.91 %), da hier deutliche Li-Intrakorn-Zonierungen vorliegen (Kap. 3.4.9.). Auffallend ist jedoch, dass die Amphibolite des Schwarzwaldes recht große Abweichungen von den B-Mittelwerten ($1\sigma_B$: 9.20 - 100 %) enthalten. Die Gründe hierfür sind nicht bekannt.

Insgesamt kann gesagt werden, dass die Be- und B-Verteilungskoeffizienten in einem relativ engen Bereich liegen und einigermaßen gut definiert sind. Die Streuung der Li-Verteilungskoeffizienten ist hingegen viel größer und es gibt mehr Proben, die größere Fehlerbalken enthalten. Im Vergleich der Amphibolite dieser Arbeit mit denen aus dem Schwarzwald treten keine gravierenden Unterschiede in der Spurenelement-Verteilung auf. Allerdings ist der Datensatz dieser Arbeit mit vier Proben, einschließlich einem Kalksilikat mit unterschiedlichem Stoffbestand, sehr gering. Alle Amphibolite aus dem Schwarzwald unterlagen amphibolitfaziellen Bedingungen mit $T = 700 - 750 \text{ }^\circ\text{C}$ und $P = 4 - 6 \text{ kbar}$ (Kalt et al. 2000b). Die als "eklogitogene Amphibolite" bezeichneten Gesteine haben zuvor höhere Drücke erlebt (Kalt et al. 1994). Der Temperatur-Unterschied zu den Gesteinen dieser Arbeit beträgt ca. $150 \text{ }^\circ\text{C}$. Inwieweit die Temperaturdifferenz einen Einfluss auf die Li-, Be- und B-Verteilung hat, geht nicht klar aus den Diagrammen hervor (Streuung der Verteilungskoeffizienten und geringe Probenanzahl). Obwohl die Be- und B-Verteilungskoeffizienten relativ eng beieinander liegen, kann ein Temperatureffekt nicht komplett ausgeschlossen werden.

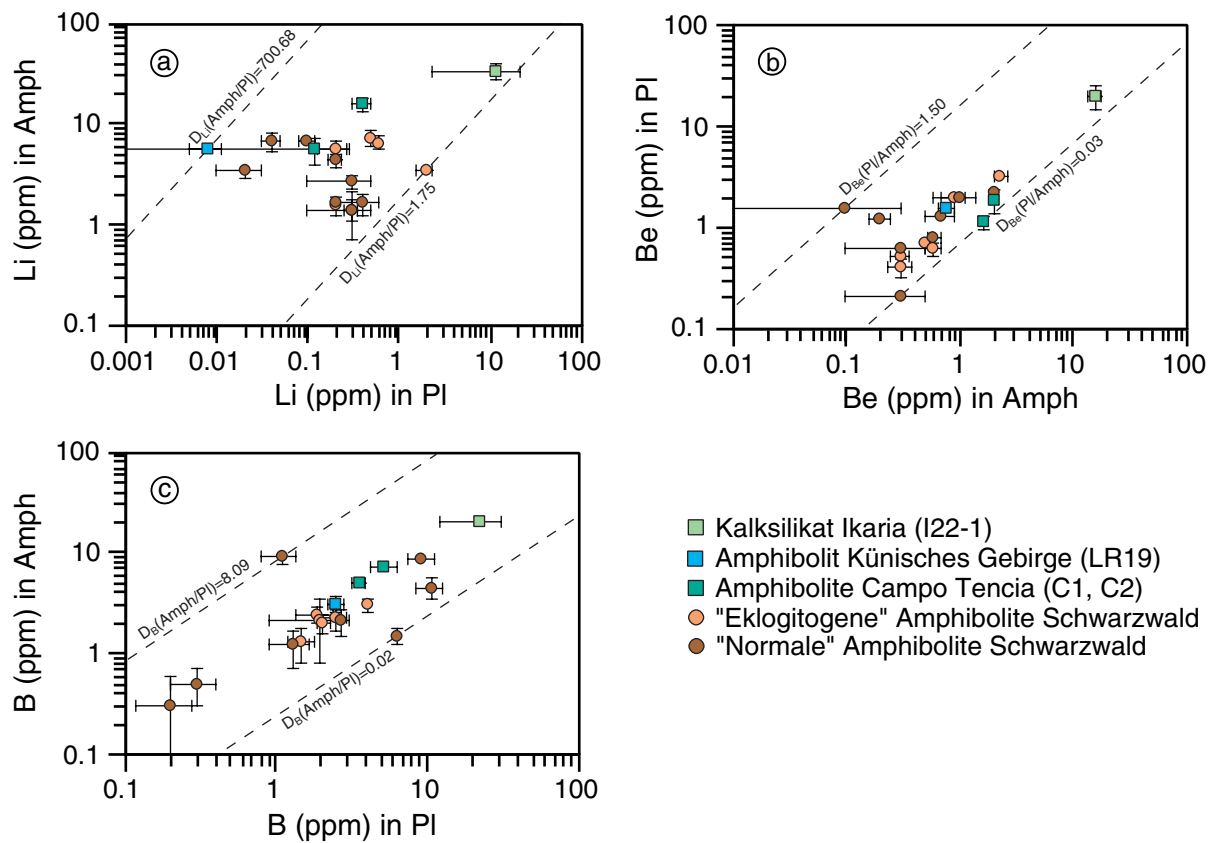


Abb. 5-8a-c Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten von Amphibol und Plagioklas, der beiden häufigsten Phasen in Kalksilikaten und Amphiboliten. In den Diagrammen stammen vier Proben aus Ikaria, dem Künischen Gebirge und Campo Tencia, während die SIMS-Daten der Schwarzwald-Amphibolite von Stefan Hepp (Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg) zur Verfügung gestellt wurden. Dargestellt sind die Mittelwerte der jeweiligen Phasen mit den zugehörigen Standardabweichungen (Fehlerbalken in den Diagrammen).

6. Zusammenfassung

Die Erforschung der drei leichten Elemente Li, Be und B in metapelitischen Mineralen hat einen Beitrag zum generellen Verständnis des Li-, Be- und B-Inventares der kontinentalen Kruste geliefert. Anhand der zahlreichen Metapelit-Proben aus den drei Gebieten der Insel Ikaria, dem Künischen Gebirge und Campo Tencia konnte ein recht umfangreicher Li-Be-B-Datensatz erstellt werden. Im Allgemeinen weisen die metapelitischen Phasen relativ hohe Li-Gehalte auf, während die absoluten B-Konzentrationen (mit Ausnahme von Turmalin) etwas niedriger sind, gefolgt von den meist noch geringeren Be-Gehalten. Diese Reihenfolge entspricht den bekannten Li-, Be- und B-Gesamtgesteinsdaten für die Oberkruste (Kap. 1.1.). Die Konzentrationen der leichten Elemente in den metapelitischen Mineralen werden hauptsächlich von der Gesamtgesteinschemie bestimmt und somit von den pelitischen Ausgangsgesteinen bzw. den hier enthaltenen Tonmineralen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die mobilen Elemente Li, Be und B bei etwa gleichen peakmetamorphen Bedingungen der Metapelite (T: 520 - 620 °C; P: 5.1 - 10 kbar) annähernd eine chemische Gleichgewichtsverteilung zeigen. Deshalb konnten systematische Verteilungsreihen und Verteilungskoeffizienten für Li, Be und B errechnet werden. Bei einer Reihe von Phasen konnten deutliche Li-Zonierungen (z.B. Granat, Turmalin, Amphibol) nachgewiesen werden. In diesen Fällen bleiben die Li-Be-B-Verteilungsreihen trotzdem gültig und die Verteilungskoeffizienten wurden mit den jeweiligen Kornrändern berechnet. Die Randbereiche der Körner stehen eher mit den koexistierenden Phasen im Gleichgewicht als die Kerne. Die relativ spärlichen Daten für metapelitische Minerale aus der Literatur stimmen in der Regel gut mit den Li-Be-B-Verteilungskoeffizienten dieser Arbeit überein (Kap. 5.1.2.). Vor allem für das Element Be, aber auch für Li und B, besteht jetzt ein recht gute Übersicht.

Die Metapelit-Proben stammen aus drei unterschiedlichen Probenlokalitäten, sodass die oben genannte Gleichgewichtseinstellung der drei fluidmobilen Elemente etwas überrascht. Die große Anzahl der OH-haltigen Phasen belegt das Vorhandensein wässriger Fluide im Verlauf der Metamorphose. Die Granit-Intrusionen der Insel Ikaria und des Künischen Gebirges legen zudem unterschiedlich zusammengesetzte Fluide nahe. Dagegen sprechen jedoch die geringen Li-, Be- und B-Variationen in den metapelitischen Mineralen und die annähernde Gleichgewichtsverteilung zwischen den Phasen. Hieraus resultiert, dass die Fluide in etwa eine gleiche chemische Zusammensetzung aufweisen müssen. Es liegt somit ein mehr oder weniger "geschlossenes System" mit internen Fluiden vor und kein "offenes System" mit externem Fluid-Austausch. Im Gegensatz dazu berichten Dahl et al. 1993 und Wilke et al. 2002 über Metapelite, Granite und Pegmatite in den Black Hills (Süd Dakota, USA). Hier handelt es sich um ein "offenes System" mit einer hydrothermalen Komponente und ausgeprägten Aureolen um die Granit-Intrusionen herum.

7. Literaturverzeichnis

- Altherr R, Schliestedt M, Okrusch M, Seidel E, Kreuzer H, Harre W, Lenz H, Wendt I, Wagner GA (1979) Geochronology of High-Pressure Rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70: 245-255.
- Altherr R, Kreuzer H, Wendt I, Lenz H, Wagner GA, Keller J, Harre W, Höhnsdorf A (1982) A Late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece). *Geologisches Jahrbuch E* 23: 97-164.
- Altherr R, Henjes-Kunst F, Matthews A, Friedrichsen H, Hansen BT (1988) O-Sr isotopic variations in Miocene granitoids from the Aegean: evidence for an origin by combined assimilation and fractional crystallisation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100: 528-541.
- Altherr R, Kreuzer H, Lenz H, Wendt I, Harre W, Dürr S (1994) Further evidence for a late Cretaceous Low-pressure/high-temperature Terrane in the Cyclades, Greece. *Chemie der Erde* 54: 319-328.
- Aubouin J (1965) *Geosynclines. Developments in Geotectonics* 1. Elsevier Publishing Company Amsterdam, London, New York, pp 335.
- Baburek J (1991) Geological relations in the NW part of the Kralovsky Hvozď (Künisches Gebirge/Kingswood), Bohemian Massif. *Zentralblatt Geol Paläont Teil1*, 5: 1277-1283.
- Baburek J (1995) High, medium and low pressure assemblages from the Czech part of the Královsky Hvozď Unit (KHU) in the Moldanubian Zone of SW Bohemia. *Journal of the Czech Geological Society* 40 (1-2): 115-126.
- Bassias Y & Triboulet C (1994) Tectono-Metamorphic Evolution of Blueshist Formations in the Peloponnesus (Parnon and Taygetos Massifs, Greece): A Model of Nappe Stacking During Tertiary Orogenesis. *Journal of Geology* 102: 697-708.
- Bebout GE (1991) Field-Based Evidence for Devolatilization in Subduction Zones: Implications for Arc Magmatism. *Science* 251: 413-416.
- Bebout GE, Ryan JG, Leeman WP (1993) B-Be systematics in subduction-related metamorphic rocks: Characterization of the subducted component. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 2227-2237.

- Bebout GE (1996) Volatile Transfer and recycling at convergent margins; mass-balance and insights from high-P/T metamorphic rocks. In: Bebout GE, Scholl DW, Kirby SH, Platt JP (Eds) Subduction top to bottom. Geophysical Monograph 96: 263-268.
- Bebout GE, Ryan JG, Leeman WP, Bebout AE (1999) Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism – effect of convergent-margin thermal evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 171: 63-81.
- Bernhardt HJ, Brandstätter F, Ertl A, Körner W, Mikenda W, Pertlik F (1999) Untersuchungen an einem borhaltigen Muskovit-2M₁ von der Koralpe, Steiermark. *Ann Naturhist Mus Wien* 100A: 1-11.
- Bhattacharya A, Mohanty L, Maji A, Sen SK, Raith M (1992) Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111: 87-93.
- Bloodaxe ES, Hughes JM, Dyar MD, Grew ES, Guidotti CV (1999) Linking structure and chemistry in the Schorl-Dravite series. *American Mineralogist* 84: 922-928.
- Blümel P & Schreyer W (1974) Die Reaktion Biotit+Sillimanit+Quarz Cordierit+Kalifeldspat+H₂O in den Metapelitgneisen des Arbeitsgebietes (Hint Bayer Wald). *Fortschr Miner* 51: 3-4, Beiheft1.
- Blümel P & Schreyer W (1976) Phase Relations in Pelitic and Psammitic Gneisses of the Sillimanite-Potash Feldspar and Cordierite-Potash Feldspar Zones in the Moldanubicum of the Lam-Bodenmais Area, Bavaria. *Journal of Petrology* 18: 431-459.
- Brenan JM, Neroda E, Lundstrom CC, Shaw HF, Ryerson FJ, Phinney DL (1998a) Behaviour of boron, beryllium, and lithium during melting and crystallization: Constrains from mineral-melt partitioning experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (12): 2129-2141.
- Brenan JM, Ryerson FJ, Shaw HF (1998b) The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium, and lithium during subduction: Experiments and models. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (19/20): 3337-3347.
- Bröcker M, Enders M (1999) U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece). *Geological Magazine* 136: 111-118.

- Burg J-P, Ricou LE, Ivanov Z, Godfriaux I, Dimov D, Klain L (1996) Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif: Structure and kinematics. *Terra Nova* 8: 6-15.
- Canil D (1999) The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 136: 240-246.
- Chernoff CB & Carlson WD (1999) Trace element zoning as a record of chemical disequilibrium during garnet growth. *Geology* 27 (6): 555-558.
- Chopin C, Goffe B, Ungaretti L, Oberti R (2003) Magnesio-staurolite and zinc-staurolite: mineral description with a petrogenetic and crystal-chemical update. *European Journal of Mineralogy* 15: 167-176.
- Coward M & Dietrich D (1989) Alpine tectonics - an overview. *Alpine Tectonics* 45: 1-29.
- Dahl PS, Wehn DC, Feldmann SG (1993) The systematics of trace-element partitioning between coexisting muscovite and biotite in metamorphic rocks from the Black Hills, South Dakota, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 2487-2505.
- Dallmeyer RD & Urban M (1998) Variscan vs Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Teplá-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Geologische Rundschau* 87: 94-106.
- Domanik KJ, Hervig RL, Peacock SM (1993) Beryllium and boron in subduction zone minerals: An ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 4997-5010.
- Dostal J, Dupuy C, Dudoignon P (1996) Distribution of boron, lithium and beryllium in ocean island basalts from French Polynesia: implications for the B/Be and Li/Be ratios as tracers of subducted components. *Mineralogical Magazine* 60: 563-580.
- Doutsos T, Koukouvelas I, Zeličidas A, Kontopoulos N (1994) Intracontinental wedging and post-orogenic collapse in the Mesohellenic Trough. *Geologische Rundschau* 83: 257-275.
- Dutrow BL, Holdaway MJ, Hinton RW (1986) Lithium in staurolite and its petrologic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94: 496-506.
- Dutrow B (1991) The effects of Al and vacancies on Li substitution in iron staurolite: A synthesis approach. *American Mineralogist* 76: 42-48.

- Dutrow BL, Foster Jr CT, Henry DJ (1999) Tourmaline-rich pseudomorphs in sillimanite zone metapelites: Demarcation of an infiltration front. *American Mineralogist* 84: 794-805.
- Dyar MD, Taylor ME, Lutz TM, Francis CA, Guidotti CV, Wise M (1998) Inclusive chemical characterization of tourmaline: Mössbauer study of Fe valence and site occupancy. *American Mineralogist* 83: 848-864.
- Dyar MD, Wiedenbeck M, Robertson D, Cross LR, Delaney JS, Ferguson K, Francis CA, Grew ES, Guidotti CV, Hervig RL, Hughes JM, Husler J, Leeman W, McGuire AV, Rhede D, Rothe H, Paul RL, Richards I, Yates M (2001) Reference Minerals for the Microanalysis of Light Elements. *Geostandards Newsletter* 25 (2-3): 441-463.
- Engi M, Todd CS, Schmatz DR (1995) Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps. *Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilungen* 75: 347-369.
- Escher A, Hunziker JC, Marthaler M, Masson H, Sartori M, Steck A (1997) Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: Pfiffuer OA, Lehner P, Heitzmann P, Mueller S, Steck A (Eds.) *Geologic structure and evolution of the Alps*. Basel, Boston, Berlin, pp 205-221.
- Evensen JM & London D (2002) Experimental silicate mineral/melt partition coefficients for beryllium and the crustal Be cycle from migmatite to pegmatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (12): 2239-2265.
- Faure M, Bonneau M, Pons J (1991) Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegea (Greece). *Bul Soc géol France* 162: 3-11.
- Feenstra A, Ockenga E, Rhede D, Wiedenbeck M (2003) Li-rich zincostaurolite and its decompression-related breakdown products in a diaspore-bearing metabauxite from East Samos (Greece): An EMP and SIMS study. *American Mineralogist* 88: 789-805.
- Ferry JM & Spear FS (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66: 113-117.
- Foord EE, Martin RF, Fitzpatrick JJ, Taggart JE, Crock JG (1991) Boromuscovite, a new member of the mica group, from the Little Three mine pegmatite, Ramona district, San Diego County, California. *American Mineralogist* 76: 1998-2002.

- Franke W (1989) Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. *Tectonophysics* 169: 221-228.
- Freer R & Edwards A (1999) An experimental study of Ca-(Fe, Mg) interdiffusion in silicate garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 370-379.
- Galuskin E, Galuskin I, Sosnowiec, Winiarska A, Katowice (1995) Epitaxy of achtarandite on grossular – the key to the problem of achtarandite. *N Jb Miner Mh* 1995 (7): 306-320.
- Gebauer D (1999) Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilungen* 79: 191-208.
- Ghent ED (1976) Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz, a potential geobarometer-geothermometer. *American Mineralogist* 61 (7-8): 710-717.
- Grew ES & Hinthorne JR (1983) Boron in Sillimanite. *Science* 221: 547-549.
- Grew ES & Anovitz LM (Eds.) (1996) Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry. Mineralogical Society of America, Washington DC, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 33, pp 862.
- Grew ES (Eds.) (2002) Beryllium: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry. Mineralogical Society of America, Washington DC, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 50, pp 691.
- Griffin WL, Ryan CG, Canil D (1996) An experimental calibration of the "Nickel in garnet" geothermometer with applications, by D Canil: discussion. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124: 216-223.
- Grond R, Wahl F, Pfiffner M (1995) Polyphase Alpine deformation and metasomatism in the northern Cima Lunga unit, Central Alps (Switzerland). *Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilungen* 75: 371-386.
- Hawthorne FC (1995) Light lithophile elements in metamorphic rock-forming minerals. *European Journal of Mineralogy* 7: 607-622.
- Hawthorne FC & Henry DJ (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy* 11: 201-215.

- Henry DJ & Dutrow BL (1996) Petrologic Aspects of Metamorphic Tourmaline. In: Grew ES & Anovitz LM (Eds.) Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry in the Earth's Crust. Reviews in Mineralogy 33: 503-557.
- Hervig RL, Moore GM, Williams LB, Peacock SM, Holloway JR, Roggensack K (2002) Isotopic and elemental partitioning of boron between hydrous fluid and silicate melt. American Mineralogist 87: 769-774.
- Hetzel D, Romer RL, Candan O, Passchier C W (1998) Geology of the Bozdag area, central Menderes massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. Geologische Rundschau 87: 394-406.
- Holdaway MJ, Dutrow BL, Shore P (1986) A model for the crystal chemistry of staurolite. American Mineralogist 71: 1142-1159.
- Holdaway MJ, Mukhopadhyay B, Dyar MD, Dutrow BL, Rumble III D, Grambling JA (1991) A new perspective on staurolite crystal chemistry: Use of stoichiometric and chemical end-members for a mole fraction model. American Mineralogist 76: 1910-1919.
- Holdaway MJ, Mukhopadhyay B, Dyar MD, Guidotti CV, Dutrow BL (1997) Garnet-biotite geothermometry revised: New Margules parameters and a natural specimen data set from Maine. American Mineralogist 82: 582-595.
- Holdaway MJ (2001) Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. American Mineralogist 86 (10): 1117-1129.
- Hughes KA, Hughes JM, Dyar MD (2001) Chemical and structural evidence for $^{14}\text{B} \leftrightarrow ^{14}\text{Si}$ substitution in natural tourmalines. European Journal of Mineralogy 13: 743-747.
- Irouschek A (1980) Zur Verbreitung von Cordierit im zentralen Lepontin. Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilungen 60: 137-144.
- Jacobshagen V (1986) Geologie von Griechenland. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde 19. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, pp 363.
- Jacobshagen V (1994) Orogenic evolution of the Hellenides: new aspects. Geologische Rundschau 83: 249-256.

- Jolivet L, Frizon de Lamotte D, Mascle A, Seranne M (1999) The Mediterranean basins; Tertiary extension within the Alpine Orogen; an introduction. In: Durand B, Jolivet L, Horvath F, Seranne M (Eds.) Mediterranean basins; Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geological Society Special Publications 156: 1-14.
- Jolivet L & Patriat M (1999) Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. In: Durand B, Jolivet L, Horvath F, Seranne M (Eds.) Mediterranean basins; Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geological Society Special Publications 156: 427-456.
- Kaliwoda M, Kalt A, Hanel M, Baburek J, Rohrmüller J (2001) The Metamorphic Evolution of Micaschists of the Künische Gebirge (Bohemian Massif): Prograde Metamorphism or Different Tectonic Units? EUG XI, Beihefte European Journal of Mineralogy 13 (1): 566 (abstract).
- Kalt A, Hanel M, Schleicher H, Kramm U (1994) Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwarzwald (F.R.G.). Contributions to Mineralogy and Petrology 115: 287-302.
- Kalt A, Berger A, Blümel P (1999) Metamorphic Evolution of Cordierite-Bearing Migamites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). Journal of Petrology 40: 601-627.
- Kalt A, Corfu F, Wijbrans JR (2000a) Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. Contributions to Mineralogy and Petrology 138: 143-163.
- Kalt A, Altherr R, Hanel M (2000b) The Variscan Basement of the Schwarzwald. Beih z Eur J Min 12 (2): 1-43.
- Kalt A, Schreyer W, Ludwig T, Prowatke S, Bernhardt HJ, Ertl A (2001) Complete solid solution between magnesian schorl and lithian excess-boron olenite in a pegmatite from the Koralpe (eastern Alps, Austria). European Journal of Mineralogy 13: 1191-1205.
- Kerrick DM & Connolly JAD (2001) Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling. Earth and Planetary Science Letters 189: 19-29.
- Kleemann U & Reinhardt J (1994) Garnet-biotite thermometry revisited: The effect of Al^{VI} and Ti in biotite. European Journal of Mineralogy 6: 925-941.

- Koepke J, Kreuzer H, Seidel E (1985) Ophiolites in the southern Aegean Arc (Crete, Karpathos, Rhodes) - linking the Ophiolite Belts of the Hellenides and the Taurides. *Ofioliti* 10: 343-354.
- Konrad M, Kalt A, Berger A (1999) Petrostructural studies at the Teplá-Barrandian/Moldanubian boundary of the Bohemian Massif (Variscan belt, Germany). *J Conf Abstr* 4/1: 96.
- Kossmat F (1927) Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh Sächs Geol LA*, 1-39.
- Koziol AM & Newton RC (1988) Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *American Mineralogist* 73: 216-223.
- Kretz R (1983) Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kröner A, Wendt I, Liew TC, Compston W, Todt W, Fiala J, Vankova V, Vanek J (1988) U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 257-266.
- Kténas CA & Marinos G (1969) La géologie de l'île de Nikaria. *Geological and Geophysical Research* 2: 58-84.
- Leake BE, Woolley AR, Arps CES, Birch WD, Gilbert MC, Grice JD, Hawthorne FC, Kato A, Kisch HC, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Mandarino J, Maresch WV, Nickel EH, Rock NMS (1997) Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy* 9: 623-651.
- Liati A & Seidel E (1996) Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, northern Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 293-307.
- Liati A & Gebauer D (1999) Constraining the prograde and retrograde *P-T-t* path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135: 340-354.
- London D (1999) Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles. *Tourmaline* 97. *European Journal of Mineralogy* 11: 253-262.

- Marler B, Borowski M, Wodara U, Schreyer W (2002) Synthetic tourmaline (olenite) with excess boron replacing silicon in the tetrahedral site: II. Structure analysis. *European Journal of Mineralogy* 14: 763-771.
- Matsumoto N & Hirajima T (2000) Garnet in pelitic schists from a quartz-eclogite unit of the Dora-Maira massif, Western Alps. *Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilungen* 80: 53-62.
- Matte P, Maluski H, Rajlich P, Franke W (1990) Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics* 177: 151-170.
- McDonough WF & Sun SS (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Medaris G, Jélinek E, Mísar Z (1995) Czech eclogites: Terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. *European Journal of Mineralogy* 7: 7-28.
- Medaris LG, Fournelle JH, Ghent ED, Jélinek E, Mísar Z (1998) Prograde eclogite in the Gföhl Nappe, Czech Republic: new evidence on Variscan high-pressure metamorphism. *Journal of metamorphic Geology* 16: 563-576.
- Merle O, Cobbold PR, Schmid S (1989) Tertiary kinematics in the Lepontine dome. *Alpine Tectonics* 45: 113-134.
- Merli M, Callegari A, Cannillo E, Caucia F, Leona M, Oberti R, Ungaretti L (1995) Crystal-chemical complexity in natural garnets: structural constraints on chemical variability. *European Journal of Mineralogy* 7: 1239-1249.
- Moran AE, Sisson VB, Leeman WP (1992) Boron depletion during progressive metamorphism: Implications for subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters* 111: 331-349.
- O'Brien PJ & Carswell DA (1993) Tectonometamorphic evolution of the Bohemian Massif: Evidence from high pressure metamorphic rocks. *Geologische Rundschau* 82: 531-555.
- Oberhänsli R (1994) Subducted and obducted ophiolites of the Central Alps: Paleotectonic implications deduced by their distribution and metamorphic overprint. *Lithos* 33: 109-118.
- Ottolini L, Bottazzi P, Vannucci R (1993) Quantification of Lithium, Beryllium, and Boron in Silicates by Secondary Ion Mass Spectrometry Using Conventional Energy Filtering. *Anal Chem* 65: 1960-1968.

- Ottolini L, Cámara F, Hawthorne FC, Stirling J (2002) SIMS matrix effects in the analysis of light elements in silicate minerals: Comparison with SREF and EMPA data. *American Mineralogist* 87: 1477-1485.
- Papanikolaou DJ (1978) Contribution to the geology of Ikaria Island, Aegean Sea. *Annales Géologiques des Pays Helléniques* 29: 1-28.
- Paquin J & Altherr R (2001) New constraints on the P-T evolution of the Alpe Arami garnet peridotite body (Central Alps, Switzerland); discussion and reply (modified). *Journal of Petrology* 42: 1119-1140.
- Paquin J & Altherr R (2002) Subduction-related lithium metasomatism during exhumation of the Alpe Arami ultrahigh-pressure garnet peridotite (Central Alps, Switzerland). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 623-640.
- Pavicevic MK & Amthauer G (2000) *Physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden in den Geowissenschaften. Band1: Mikroskopische, analytische und massenspektroskopische Methoden.* E Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Peacock SM (1990) Fluid Processes in Subduction Zones. *Science* 248: 329-337.
- Peacock SM & Hervig RL (1999) Boron isotopic composition of subduction-zone metamorphic rocks. *Chemical Geology* 160: 281-290.
- Pearce NJG, Perkins WT, Westgate JA, Gorton MP, Jackson SE, Neal CR, Chenery SP (1997) A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. *Geostandards Newsletter* 21 (1): 115-144.
- Perchuk LL & Lavrent'eva IV (1983) Experimental Investigation of Exchange Equilibria in the System Cordierite-Granet-Biotite. In: Saxena SK (Ed) *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions.* Springer Verlag, pp 199-239.
- Pigage LC & Greenwood HJ (1982) Internally consistent estimates of pressure and temperature; the staurolite problem. *American Journal of Science* 282 (7): 943-969.
- Pitra P (1996) *Étude pétrostructurale des régions marginales du Moldanubien de Bohême et de ses relations avec le bloc du Barrandien.* Unpubl PhD Thesis, Prague.

- Pitra P, Burg JP, Guiraud M (1999) Late variscan strike-slip tectonics between the Tepla-Barrandian and Moldanubian terranes (Czech Bohemian Massif); petrostructural evidence. *Journal of the Geological Society of London* 156: 1003-1020.
- Pouchou JL & Pichoir F (1986) Basic expression of "PAP" computation for quantitative empa. In: Brown JD & Packwood RH (Eds.) 11th Intl Congress on x-ray Optics and Microanalysis, pp 249.
- Pouchou JL & Pichoir F (1988) A simplified version of the "PAP" model for matrix corrections in empa. In: Newbury DE (Ed.) *Microbeam Analysis*, pp 315-318.
- Reed SJB (1993) *Electron Microprobe Analysis. Second Edition*, Cambridge University Press, Great Britain, pp 326.
- Robertson AHF & Dixon JE (1984) Introduction; aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. *Geological Society Special Publications* 17: 1-74.
- Robertson AHF, Dixon JE, Brown S, Collins A, Morris A, Pickett E, Sharp I, Ustaömer T (1996) Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic - Early Tertiary development of Thetys in the Eastern Mediterranean region. In: Morris A & Tarling DH (Eds.) *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Geological Society Special Publications*, pp 239-263.
- Rudnick RL & Fountain DM (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33 (3): 267-309.
- Rütli R (2001) Tectono-metamorphic evolution of the Simano-Adula nappe boundary, Central Alps, Switzerland. *Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilungen* 81: 115-129.
- Ryan JG & Langmuir CH (1988) Beryllium systematics in young volcanic rocks: Implications for ¹⁰Be. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 237-244.
- Schermer ER, Lux DR, Burchfiel BC (1990) Temperature-time history of subducted continental crust, Mount Olympos region, Greece. *Tectonics* 9: 1165-1195.
- Schliestedt M, Altherr R, Matthews A (1987) Evolution of the Cycladic Complex: Petrology, Isotope Geochemistry and Geochronology. In: Helgeson HC (Eds.) *Chemical Transport in Metasomatic Processes*. D. Reidel Publishing Company, pp. 389-428.
- Schmid SM, Pfiffner OA, Froitzheim N, Schönborn G, Kissling E (1996) Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics* 15: 1036-1064.

- Schreyer W & Blümel P (1974) Progressive metamorphism in the Moldanubicum of the Northern Bavarian Forest. *Fortschritt Mineralogie* 52: 151-165.
- Schreyer W, Wodara U, Marler B, van Aken PA, Seifert F, Robert JL (2000) Synthetic tourmaline (olenite) with excess boron replacing silicon in the tetrahedral site: I. Synthesis conditions, chemical and spectroscopic evidence. *European Journal of Mineralogy* 12: 529-541.
- Schreyer W, Hughes JM, Bernhardt HJ, Kalt A, Prowatke S, Ertl A (2002) Reexamination of olenite from the type locality: detection of boron in tetrahedral coordination. *European Journal of Mineralogy* 14: 935-942.
- Seitz HM & Woodland AB (2000) The distribution of lithium in peridotitic and pyroxenitic mantle lithologies – an indicator of magmatic and metasomatic processes. *Chemical Geology* 166: 47-64.
- Seyfried Jr WE, Janecky DR, Mottl MJ (1984) Alteration of the oceanic crust: Implications for geochemical cycles of lithium and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 557-569.
- Shannon RD & Prewitt CT (1969) Effective Ionic Radii in Oxides and Fluorides. *Acta Cryst B*25: 925-946.
- Shannon RD (1976) Revised Effective Ionic Radii and Systematic Studies of Interatomic Distances in Halides and Chalcogenides. *Acta Cryst A*32: 751-767.
- Shaw DM, Higgins MD, Truscott MG, Middleton TA (1988) Boron contamination in polished thin sections of meteorites: Implications for other trace-element studies by alpha-track image or ion microprobe. *American Mineralogist* 73: 894-900.
- Shearer CK & Papike JJ (1986) Distribution of boron in the Tip Top pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Geology* 14: 119-123.
- Spear FS & Cheney JT (1989) A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101: 149-164.
- Spray JG, Bebieen J, Rex DC, Roddick JC (1984) Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites. *Geological Society Special Publications* 17: 619-627.
- Stoffyn-Egli P & Mackenzie FT (1984) Mass balance of dissolved lithium in the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 859-872.

- Tagg SL, Cho H, Dyar MD, Grew ES (1999) Tetrahedral boron in naturally occurring tourmaline. *American Mineralogist* 84: 1451-1455.
- Tait JA, Bachtadse V, Franke W, Soffel HC (1997) Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: paleomagnetic and geological constraints. *Geologische Rundschau* 86, 585-598.
- Taylor SR & McLennan SM (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33 (2): 241-265.
- Tera F, Brown L, Morris J, Sacks SS (1986) Sediment incorporation in island-arc magmas: Inferences from ^{10}Be . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50: 535-550.
- Todd CS & Engi M (1997) Metamorphic field gradients in the Central Alps. *Journal of metamorphic Geology* 15: 513-530.
- Todd CS (1998) Limits on the precision of geobarometry at low grossular and anorthite content. *American Mineralogist* 83: 1161-1167.
- Tollmann A (1982) Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikums Europas. *Geotekt. Forsch.* 64: 1-19.
- Van Westrenen W, Blundy J, Wood B (1999) Crystal-chemical controls on trace element partitioning between garnet and anhydrous silicate melt. *American Mineralogist* 84: 838-847.
- Van Westrenen W, Allan NL, Blundy JD, Purton JA, Wood BJ (2000a) Atomistic simulation of trace element incorporation into garnets – comparison with experimental garnet-melt partitioning data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (9): 1629-1639.
- Van Westrenen W, Blundy JD, Wood BJ (2000b) Effect of Fe^{2+} on garnet-melt trace element partitioning: experiments in FCMAS and quantification of crystal-chemical controls in natural systems. *Lithos* 53: 189-201.
- Wedepohl KH (1995) The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (7): 1217-1232.
- Wijbrans JR, Schliestedt M, York D (1990) Single grain argon laser probe dating of phengites from the blueshist to greenshist transition on Sifnos (Cyclades, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 582-593.

-
- Wilke M, Nabelek PI, Glascock D (2002) B and Li in Proterozoic metapelites from the Black Hills, USA: Implications for the origin of leucogranitic magmas. *American Mineralogist* 87: 491-500.
- Woodland AB, Seitz HM, Altherr R, Marschall H, Olker B, Ludwig T (2002) Li abundances in eclogite minerals: a clue to a crustal or mantle origin? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 587-601.
- Yang P & Rivers T (2000) Trace element partitioning between coexisting biotite and muscovite from metamorphic rocks, Western Labrador: Structural, compositional and thermal controls. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (8): 1451-1472.
- Yang P, Rivers T, Jackson S (1999) Crystal-Chemical And Thermal Controls On Trace-Element Partitioning Between Coexisting Granet And Biotite In Metamorphic Rocks From Western Labrador. *The Canadian Mineralogist* 37: 443-468.
- You CF, Castillo PR, Gieskes JM, Chan LH, Spivack AJ (1996) Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 140: 41-52.
- Zack T, Foley SF, Rivers T (2002) Equilibrium and Disequilibrium Trace Element Partitioning in Hydrous Eclogites (Trescolmen, Central Alps). *Journal of Petrology* 43 (10): 1947-1974.
- Zulauf G (1994) Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone (Moldanubian/Tepla-Berrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Internides. *Geologische Rundschau* 83: 276-292.

ANHANG

	Seite
Anhang A1: Li-, Be- und B-Gehalte der untersuchten Minerale	A-1
Tab. A1-1 Li-, Be- und B-Gehalte in Mineralen der Insel Ikaria	A-1
Tab. A1-2 Li-, Be- und B-Gehalte in Mineralen des Künischen Gebirges	A-4
Tab. A1-3 Li-, Be- und B-Gehalte in Mineralen von Campo Tencia	A-5
Anhang A2: F- und Cl-Konzentrationen der OH-haltigen Phasen	A-7
Tab. A2-1 F- und Cl-Konzentrationen in OH-haltigen Phasen der Insel Ikaria	A-7
Tab. A2-2 F- und Cl-Konzentrationen in OH-haltigen Phasen des Künischen Gebirges	A-8
Tab. A2-3 F- und Cl-Konzentrationen in OH-haltigen Phasen von Campo Tencia	A-8
Anhang A3: H₂O-Gehalte der OH-haltigen Minerale	A-9
Tab. A3-1 H ₂ O-Gehalte der OH-haltigen Minerale der Insel Ikaria	A-9
Tab. A3-2 H ₂ O-Gehalte der OH-haltigen Minerale des Künischen Gebirges	A-9
Tab. A3-3 H ₂ O-Gehalte der OH-haltigen Minerale von Campo Tencia	A-9
Anhang A4: Auswahl repräsentativer Analysen (EMS und SIMS) der wichtigsten Minerale	A-10
Tab. A4-1 Plagioklas-Analysen aller Probenlokalitäten	A-10
Tab. A4-2 Muskovit-Analysen aller Probenlokalitäten	A-13
Tab. A4-3 Biotit-Analysen aller Probenlokalitäten	A-16
Tab. A4-4 Chlorit-Analysen aller Probenlokalitäten	A-19
Tab. A4-5 Granat-Analysen aller Probenlokalitäten	A-22
Tab. A4-6 Staurolith-Analysen aller Probenlokalitäten	A-24
Tab. A4-7 Alumosilikat-Analysen aller Probenlokalitäten	A-28
Tab. A4-8 Epidot-Analysen der Insel Ikaria und Campo Tencia	A-29
Tab. A4-9 Klinopyroxen-Analysen der Insel Ikaria	A-30
Tab. A4-10 Chloritoid-Analysen des Künischen Gebirges	A-31
Tab. A4-11 Amphibol-Analysen aller Probenlokalitäten	A-32
Tab. A4-12 Turmalin-Analysen aller Probenlokalitäten	A-34

Hinweis: ein kompletter Satz mit Rohdaten befindet sich auf der beiliegenden CD!

Tab. A1-1 Li-, Be-, und B-Gehalte in Mineralen der Insel Icaria

Probe	Li	St	Bt	Chl	Ms	Grt	Tur	Pl	Ky	Amph	Cpx	Ep
I22-1 (KK)	Min					10.70	63.89	3.07		24.81	43.20	0.55
	Mittel					12.20	77.86	12.17		32.42	42.63	0.71
	Stabw					1.42	12.41	9.84		5.38	9.18	0.16
	Max					13.60	87.58	27.30		39.84	59.30	0.87
I23-3 (KK)	Min			106						0.94		0.03
	Mittel			118						0.95		0.05
	Stabw			9.14						0.02		0.04
	Max			128						0.96		0.08
I23-8 (M)	Min	722	279	190	51.09	23.00		11.80	0.07			
	Mittel	733	312	214	56.40	29.30	12.20	12.85	0.23			
	Stabw	9.25	21.92	31.75	5.80	8.91		1.48	0.25			
	Max	739	336	250	62.59	35.60		13.90	0.52			
I23-9 (Q)	Min		216		62.00		6.56					0.42
	Mittel		227		71.03		16.62					0.50
	Stabw		9.36		6.15		15.12					0.11
	Max		242		75.00		46.00					0.58
I24 (M)	Min		132		45.60		9.67	0.06				
	Mittel		137		51.84		12.74	0.18				
	Stabw		5.57		8.77		4.61	0.15				
	Max		143		66.70		19.60	0.39				
I34-1 (M)	Min	224	76.40	47.90	3.51	5.64	6.31	0.48				
	Mittel	244	77.37	52.33	5.64	6.26	6.35	0.62				
	Stabw	32.16	1.59	4.14	3.01	0.66	0.01	0.13				
	Max	281	79.20	56.10	7.76	6.96	6.39	0.73				
I35-10 (M)	Min	619	113	186	17.92		6.31	0.87	1.29			
	Mittel	634	154	192	22.13	16.00	12.02	1.70	1.66			
	Stabw	13.48	28.23	5.97	4.73		5.63	0.76	0.53			
	Max	645	199	200	28.81		22.20	2.62	2.04			
I36-1 (M)	Min						6.47					
	Mittel											
	Stabw											
	Max											
I45-4 (M)	Min	512	254		30.90	10.30		0.02	0.01			
	Mittel	566	297		34.53	31.85		0.25	0.97			
	Stabw	55.32	31.59		3.86	13.01		0.24	1.62			
	Max	643	334		40.90	59.14		0.56	2.85			
53-2 (A)	Min									1.02		1.34
	Mittel									17.10		1.42
	Stabw									9.99		0.14
	Max									30.37		1.62
I102-2 (M)	Min		82.50	62.90	8.09	4.83		0.01				
	Mittel		85.15	66.88	8.55	6.31		0.05				
	Stabw		2.22	5.70	0.42	1.63		0.05				
	Max		89.20	75.20	9.10	8.84		0.13				
I103 (M)	Min	458	137		16.30	8.40	5.42	0.36	0.14			
	Mittel	500	143		17.10	10.15	21.42	0.62	0.26			
	Stabw	31.06	5.06		1.13	2.48	8.72	0.23	0.14			
	Max	551	149		17.90	11.91	36.80	0.79	0.41			
I105-1 (M)	Min	606	133	91.10	16.10	12.91	8.26	0.21				
	Mittel	647	141	97.55	17.00	21.97	30.14	0.40				
	Stabw	39.38	7.94	9.12	1.20	5.90	21.91	0.17				
	Max	715	148	104	18.70	31.91	54.50	0.63				
I105-3 (M)	Min	625	164		23.30	8.59	3.29	0.79				
	Mittel	658	171		24.66	16.59	7.79	1.30				
	Stabw	25.00	6.35		1.43	4.05	3.00	0.59				
	Max	683	175		26.60	23.24	14.90	2.15				
I108 (M)	Min	191	47.90	30.30	8.25	7.18	1.13	0.20				
	Mittel	237	51.93	35.23	8.64	13.57	2.42	0.61				
	Stabw	26.56	3.93	8.12	0.54	4.24	1.08	0.62				
	Max	256	57.30	44.60	9.02	23.97	3.80	1.33				
I110 (M)	Min		122	59.42	17.50	7.48		0.27				
	Mittel		129	68.88	23.45	9.32		0.81				
	Stabw		9.19	9.17	8.41	1.57		0.70				
	Max		135	84.13	29.40	12.20		1.60				
I123-3 (M)	Min	292	66.30		8.55	3.19	3.90	0.03				
	Mittel	301	73.76	nm	9.70	7.20	4.12	0.14				
	Stabw	7.44	8.72		1.24	2.38	0.19	0.16				
	Max	308	85.60		11.80	14.80	4.27	0.40				

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelit / Q: Quarzit

Li-Gehalte in ppm

nm: nicht mit SIMS messbar

Tab. A1-1 Li-, Be-, und B-Gehalte in Mineralen der Insel Icaria

Probe	Be	St	Pl	Ms	Bt	Tur	Chl	Ky	Grt	Cpx	Amph	Ep
I22-1 (KK)	Min		11.20			0.60			0.02	15.10	12.95	2.04
	Mittel		19.94			0.76			0.06	21.77	15.81	2.42
	Stabw		5.00			0.15			0.08	3.74	2.36	0.36
	Max		26.70			0.90			0.17	26.40	18.94	2.76
I23-3 (KK)	Min						0.94				9.09	3.74
	Mittel						1.07				10.28	3.80
	Stabw						0.09				1.68	0.08
	Max						1.18				11.47	3.86
I23-8 (M)	Min	13.70	7.52	1.02	0.54		0.22	0.01	0.01			
	Mittel	13.81	8.43	1.04	0.64	0.57	0.31	0.02	0.06			
	Stabw	0.09	1.28	0.03	0.13		0.09	0.01	0.07			
	Max	13.87	9.33	1.08	0.86		0.40	0.02	0.11			
I23-9 (Q)	Min			3.59	1.72	0.05						0.25
	Mittel			4.21	1.91	0.23						0.36
	Stabw			0.55	0.16	0.21						0.16
	Max			4.78	2.07	0.64						0.48
I24 (M)	Min		11.10	3.49	0.87	1.24						
	Mittel		13.08	4.44	0.89	1.39						
	Stabw		1.56	1.00	0.02	0.18						
	Max		14.90	6.04	0.91	1.64						
I34-1 (M)	Min	37.47	6.06	0.04	0.76	0.42	0.24		0.02			
	Mittel	38.43	6.24	2.05	0.79	0.43	0.30		0.02			
	Stabw	1.07	0.24	2.83	0.03	0.01	0.08		0.004			
	Max	39.59	6.51	4.05	0.81	0.44	0.39		0.03			
I35-10 (M)	Min	15.40	6.28	1.23	0.88	0.07	0.46	0.06				
	Mittel	16.60	6.81	1.46	1.09	0.29	0.64	0.06	0.12			
	Stabw	1.88	0.64	0.18	0.18	0.30	0.18	0.000				
	Max	18.76	7.58	1.65	1.31	0.73	0.88	0.06				
I36-1 (M)	Min					0.80						
	Mittel											
	Stabw											
	Max											
I45-4 (M)	Min	10.51	0.23	0.75	0.30			0.005	0.001			
	Mittel	10.89	0.30	1.11	0.53			0.02	0.01			
	Stabw	0.32	0.05	0.39	0.26			0.02	0.02			
	Max	11.28	0.36	1.86	0.96			0.05	0.07			
53-2 (A)	Min										0.12	0.03
	Mittel										0.42	0.04
	Stabw										0.63	0.01
	Max										1.84	0.06
I102-2 (M)	Min		8.62	1.81	0.81		0.29		0.02			
	Mittel		9.22	2.26	0.93		0.34		0.04			
	Stabw		0.35	0.41	0.10		0.03		0.01			
	Max		9.69	2.78	1.08		0.35		0.06			
I103 (M)	Min	19.48	6.96	1.30	0.44	0.17		0.20	0.003			
	Mittel	20.89	7.64	1.32	0.49	0.29		0.24	0.01			
	Stabw	0.81	0.98	0.02	0.04	0.25		0.05	0.01			
	Max	22.00	8.76	1.33	0.52	1.34		0.29	0.01			
I105-1 (M)	Min	13.77	9.94	1.30	0.50	0.16	0.12		0.003			
	Mittel	18.57	10.09	1.43	0.69	0.51	0.14		0.01			
	Stabw	2.39	0.11	0.14	0.26	0.54	0.03		0.004			
	Max	20.69	10.20	1.62	0.98	1.30	0.16		0.12			
I105-3 (M)	Min	24.07	11.50	1.20	0.42	0.12			0.005			
	Mittel	25.27	12.60	1.57	0.66	1.09			0.01			
	Stabw	0.99	1.33	0.31	0.24	0.93			0.01			
	Max	26.31	14.50	1.89	0.91	2.89			0.02			
I108 (M)	Min	23.96	3.95	2.07	0.58	0.31	0.11		0.01			
	Mittel	25.05	4.26	2.12	0.60	0.37	0.11		0.02			
	Stabw	0.70	0.29	0.07	0.01	0.05	0.003		0.02			
	Max	25.69	4.52	2.17	0.61	0.43	0.12		0.06			
I110 (M)	Min		4.32	1.68	0.43		0.08		0.002			
	Mittel		6.28	1.79	0.44		0.11		0.02			
	Stabw		3.39	0.15	0.02		0.04		0.02			
	Max		10.20	1.89	0.46		0.17		0.03			
I123-3 (M)	Min	19.70	1.90	1.54	0.55	0.83			0.001			
	Mittel	21.51	2.67	2.04	0.56	0.88	nm		0.01			
	Stabw	1.58	0.73	0.74	0.01	0.05			0.005			
	Max	23.26	3.65	3.33	0.58	0.92			0.01			

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelit / Q: Quarzit

Be-Gehalte in ppm

nm: nicht mit SIMS messbar

Tab. A1-1 Li-, Be-, und B-Gehalte in Mineralen der Insel Ikaria

Probe	B	Tur	Ms	Chl	Bt	Pl	Grt	Ky	St	Amph	Cpx	Ep
I22-1 (KK)	Min	31500				8.10	1.04			15.31	6.43	3.51
	Mittel	32167				22.19	1.69			19.59	11.04	4.81
	Stabw	586				9.69	0.85			2.09	3.41	1.13
	Max	32600				39.20	2.92			22.07	17.20	5.50
I23-3 (KK)	Min			0.92						5.91		1.23
	Mittel			1.45						6.43		1.29
	Stabw			0.39						0.74		0.08
	Max			1.96						6.95		1.35
I23-8 (M)	Min		14.76	1.31	0.21	0.78	0.28	0.54	0.05			
	Mittel	28900	16.52	1.53	0.34	0.90	0.38	0.61	0.09			
	Stabw		2.11	0.22	0.15	0.17	0.14	0.12	0.05			
	Max		18.86	1.74	0.60	1.02	0.49	0.74	0.14			
I23-9 (Q)	Min	28400	48.80		1.94							1.05
	Mittel	31250	57.60		4.03							2.15
	Stabw	1220	6.90		1.97							1.56
	Max	32300	65.60		6.34							3.26
I24 (M)	Min	29500	48.70		1.57	3.05						
	Mittel	29850	57.08		1.81	4.00						
	Stabw	300	6.93		0.27	1.23						
	Max	30100	63.60		2.11	5.80						
I34-1 (M)	Min	31200	2.95	1.10	1.09	0.78	1.43		0.11			
	Mittel	31250	3.61	1.97	1.33	0.88	1.49		0.16			
	Stabw	70.71	0.93	1.00	0.29	0.08	0.07		0.07			
	Max	31300	4.26	3.06	1.65	0.94	1.56		0.23			
I35-10 (M)	Min	31100	32.94	1.43	3.08	1.96		0.91	0.54			
	Mittel	31917	48.42	1.83	5.22	2.66	2.95	1.07	0.71			
	Stabw	598	18.86	0.39	1.83	0.61		0.23	0.18			
	Max	32600	75.88	2.34	8.21	3.25		1.24	0.89			
I36-1 (M)	Min											
	Mittel	30600										
	Stabw											
	Max											
I45-4 (M)	Min		24.20		1.47	0.10	0.04	0.17	0.14			
	Mittel		30.77		3.53	0.30	0.24	0.22	0.18			
	Stabw		4.43		2.92	0.31	0.35	0.08	0.05			
	Max		35.30		8.51	0.76	1.85	0.31	0.25			
53-2 (A)	Min									3.25		1.80
	Mittel									3.94		2.13
	Stabw									0.51		0.22
	Max									4.56		2.29
I102-2 (M)	Min		29.70	1.73	0.62	1.18	2.05					
	Mittel		37.72	3.30	0.67	1.47	3.89					
	Stabw		7.62	2.25	0.06	0.45	1.62					
	Max		48.00	6.60	0.79	2.46	6.84					
I103 (M)	Min	29800	23.50		11.40	1.26	0.83	0.38	0.12			
	Mittel	31545	29.20		13.85	1.39	0.88	0.44	0.14			
	Stabw	707	8.06		2.20	0.15	0.07	0.08	0.03			
	Max	32300	34.90		16.50	1.56	0.93	0.54	0.21			
I105-1 (M)	Min	31300	23.80	2.57	5.99	1.36	0.71		0.39			
	Mittel	31857	25.63	3.92	6.78	1.70	0.94		0.55			
	Stabw	457	1.98	1.90	0.83	0.41	0.22		0.11			
	Max	32400	27.80	5.26	7.64	2.29	1.29		0.68			
I105-3 (M)	Min	30600	24.60		1.32	1.51	0.46		0.60			
	Mittel	32520	49.72		2.95	1.83	0.61		0.66			
	Stabw	877	25.90		1.73	0.29	0.09		0.05			
	Max	33600	81.90		4.77	2.21	0.76		0.70			
I108 (M)	Min	31400	37.20	2.00	1.99	1.57	0.64		0.17			
	Mittel	31860	37.60	5.19	2.83	2.01	1.68		0.24			
	Stabw	428	0.57	2.76	0.63	0.46	0.95		0.08			
	Max	32300	38.00	6.79	3.52	2.49	3.13		0.36			
I110 (M)	Min		32.80	0.21	7.48	1.19	0.19					
	Mittel		35.45	1.11	12.44	2.03	0.44					
	Stabw		3.75	0.81	7.01	1.13	0.24					
	Max		38.10	2.09	17.40	3.32	0.76					
I123-3 (M)	Min	32800	24.60		1.50	1.05	0.66		0.60			
	Mittel	33133	25.98	nm	1.93	1.34	1.21		0.98			
	Stabw	306	1.43		0.43	0.46	0.65		0.44			
	Max	33400	28.30		2.63	2.14	3.81		1.43			

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelit / Q: Quarzit

B-Gehalte in ppm

nm: nicht mit SIMS messbar

Tab. A1-2 Li-, Be-, und B-Gehalte in Mineralen des Künischen Gebirges

Probe	Li	St	Bt	Chl	Ms	Grt	Tur	And	Pl	Cld	Amph
LR4 (Q)	Min		174	100	12.27	17.27				0.03	
	Mittel		186	105	14.87	28.30				0.81	
	Stabw		9.43	4.13	1.48	9.47				1.07	
	Max		203	110	15.86	41.56				2.84	
LR7 (M)	Min		132	93.97	8.12		1.46	0.19	0.01		
	Mittel		136	110	10.48		5.59	0.25	0.02		
	Stabw		4.24	13.67	1.78		2.50	0.04	0.002		
	Max		142	119	13.41		9.52	0.31	0.02		
LR11 (M)	Min		161	115	18.15	4.92			0.01		
	Mittel		181	144	19.97	14.27			0.03		
	Stabw		18.75	14.91	1.89	7.15			0.01		
	Max		204	159	23.26	33.17			0.03		
LR16 (M)	Min	359	174	72.47	22.60	19.28	3.21	0.22	0.03		
	Mittel	468	238	84.07	27.56	30.91	3.79	0.26	0.05		
	Stabw	75.31	43.92	14.49	2.98	8.13	0.81	0.05	0.03		
	Max	603	305	107	30.51	41.41	4.36	0.35	0.10		
LR19 (A)	Min			28.57					0.004		0.62
	Mittel			29.95					0.01		5.57
	Stabw			0.96					0.003		2.88
	Max			30.93					0.01		9.90
LR33 (M)	Min		397	184	36.06	11.77					
	Mittel		424	196	40.65	22.86	nm		nm		
	Stabw		17.56	9.00	3.70	5.35					
	Max		447	213	44.49	36.64					
LR58 (M)	Min	362	146	76.19	17.35	10.52		0.13			
	Mittel	433	148	82.41	20.51	38.28	nm	0.16	nm		
	Stabw	46.32	2.50	5.72	1.42	25.28		0.05			
	Max	488	153	91.77	21.77	95.57		0.26			
LR92 (M)	Min	421	118		22.97	9.47	3.47		0.01		
	Mittel	478	136		25.13	20.42	5.85		0.02		
	Stabw	42.56	12.44		1.50	6.79	1.78		0.02		
	Max	528	160		27.24	31.30	8.02		0.05		

A: Amphibolit / M: Metapelit / Q: Quarzit / Li-Gehalte in ppm / nm: nicht mit SIMS messbar

Tab. A1-2 Li-, Be-, und B-Gehalte in Mineralen des Künischen Gebirges

Probe	Be	St	Pl	Ms	Bt	Cld	Tur	Chl	Grt	And	Amph
LR4 (Q)	Min			6.03	2.21	1.23		0.35	0.000		
	Mittel			6.66	2.34	1.97		0.38	0.003		
	Stabw			0.64	0.10	0.63		0.02	0.003		
	Max			7.40	2.46	2.93		0.42	0.01		
LR7 (M)	Min		0.45	0.25	0.59		0.26	0.11		0.02	
	Mittel		0.63	0.77	0.63		0.82	0.11		0.02	
	Stabw		0.19	0.68	0.03		0.54	0.001		0.003	
	Max		0.90	2.04	0.67		2.09	0.11		0.03	
LR11 (M)	Min		3.42	7.50	2.32			0.51	0.000		
	Mittel		5.08	7.88	2.49			0.65	0.01		
	Stabw		0.96	0.46	0.12			0.10	0.01		
	Max		6.32	8.68	2.57			0.75	0.04		
LR16 (M)	Min	3.24	0.01	0.18	0.31		0.21	0.08	0.001	0.000	
	Mittel	3.60	0.03	0.47	0.44		0.22	0.37	0.07	0.002	
	Stabw	0.22	0.01	0.21	0.10		0.004	0.42	0.11	0.001	
	Max	3.87	0.05	0.81	0.65		0.22	1.12	0.35	0.002	
LR19 (A)	Min		1.45					0.04			0.59
	Mittel		1.57					0.05			0.76
	Stabw		0.10					0.01			0.12
	Max		1.71					0.07			1.04
LR33 (M)	Min			6.84	1.40			0.18	0.000		
	Mittel		nm	7.08	1.53		nm	0.23	0.01		
	Stabw			0.20	0.08			0.03	0.004		
	Max			7.31	1.66			0.27	0.02		
LR58 (M)	Min	3.90		0.22	0.41			0.14	0.001	0.004	
	Mittel	4.52	nm	0.34	0.56		nm	0.59	0.01	0.01	
	Stabw	0.53		0.15	0.10			0.45	0.01	0.002	
	Max	5.13		0.68	0.70			1.15	0.07	0.01	
LR92 (M)	Min	82.07	7.34	5.06	1.34		0.49		0.002		
	Mittel	85.45	7.49	5.66	1.61		0.88		0.01		
	Stabw	2.96	0.19	0.36	0.15		0.27		0.01		
	Max	90.88	7.70	6.01	1.84		1.07		0.02		

A: Amphibolit / M: Metapelit / Q: Quarzit / Be-Gehalte in ppm / nm: nicht mit SIMS messbar

Tab. A1-2 Li-, Be-, und B-Gehalte in Mineralen des Künischen Gebirges

Probe	B	Tur	Ms	And	Chl	Bt	Pl	Grt	Cld	St	Amph
LR4 (Q)	Min		41.53		2.41	0.37		0.28	0.13		
	Mittel		46.68		3.99	0.89		0.36	0.25		
	Stabw		4.71		1.66	0.51		0.10	0.11		
	Max		51.46		6.62	1.59		0.57	0.40		
LR7 (M)	Min	30503	27.61	6.60	1.01	0.49	0.59				
	Mittel	30822	34.43	10.57	1.37	0.86	0.63				
	Stabw	201	5.99	2.84	0.33	0.36	0.05				
	Max	31244	41.05	14.07	1.65	1.50	0.70				
LR11 (M)	Min		30.24		0.57	10.79	0.35	0.23			
	Mittel		35.91		1.89	14.94	0.53	0.38			
	Stabw		2.93		1.50	6.13	0.08	0.09			
	Max		39.22		4.71	24.00	0.60	0.59			
LR16 (M)	Min	32200	22.10	3.44	32.44	2.95	0.81	0.32		0.27	
	Mittel	32250	24.53	4.64	42.33	5.99	1.02	0.72		0.31	
	Stabw	71	2.06	0.88	12.03	1.76	0.17	0.39		0.04	
	Max	32300	28.17	5.89	56.35	8.25	1.24	1.69		0.38	
LR19 (A)	Min				0.31		2.37				2.14
	Mittel				0.66		2.57				3.10
	Stabw				0.44		0.31				0.59
	Max				1.46		3.18				4.58
LR33 (M)	Min		27.60		3.21	0.47		0.26			
	Mittel		32.98		4.48	1.59	nm	0.40			
	Stabw		5.62		1.13	0.92		0.07			
	Max		39.98		6.53	3.20		0.58			
LR58 (M)	Min		17.97	0.80	0.51	0.26		0.11		0.19	
	Mittel		21.70	1.22	0.77	0.35	nm	0.31		0.25	
	Stabw		2.53	0.39	0.16	0.05		0.09		0.05	
	Max		25.11	2.04	0.94	0.40		0.54		0.32	
LR92 (M)	Min	31445	33.24			0.73	1.17	0.30		0.15	
	Mittel	31698	38.81			1.62	1.21	0.40		0.21	
	Stabw	190	7.32			0.93	0.04	0.08		0.05	
	Max	31942	52.88			3.17	1.24	0.57		0.27	

A: Amphibolit / M: Metapelit / Q: Quarzit / B-Gehalte in ppm / nm: nicht mit SIMS messbar

Tab. A1-3 Li-, Be-, und B-Gehalte in Mineralen von Campo Tencia

Probe	Li	St	Bt	Chl	Ms	Grt	Tur	Pl	Ky	Amph	Ep
AC1 (M)	Min		172		35.09	10.32	2.90	0.93			
	Mittel		196		39.69	25.25	7.00	1.99			
	Stabw		11.17		4.02	11.63	3.40	0.58			
	Max		205		47.75	50.49	14.20	2.93			
C1 (A)	Min		130	92.28		5.67		0.01		3.62	
	Mittel		140	115		9.52		0.12		5.42	
	Stabw		7.71	12.81		2.59		0.17		1.60	
	Max		152	131		12.50		0.41		9.72	
C2 (A)	Min		198					0.24		12.00	0.06
	Mittel		211					0.39		15.43	0.11
	Stabw		11.13					0.08		2.67	0.05
	Max		228					0.50		18.17	0.20
CCT8.1 (M)	Min	275	129	68.17	16.53	3.53	3.59	0.83	0.04		
	Mittel	294	133	72.97	18.47	7.88	5.81	1.07	0.08		
	Stabw	19.92	3.25	3.60	1.26	3.41	1.46	0.18	0.05		
	Max	363	139	77.78	19.81	13.28	9.80	1.35	0.17		
E1 (M)	Min	198	88.41	47.71	7.76	6.11		0.02	0.06		
	Mittel	231	94.78	48.71	9.42	10.57	3.55	0.08	0.09		
	Stabw	35.80	4.47	1.36	1.17	2.36		0.05	0.02		
	Max	284	101	50.80	11.70	14.33		0.18	0.11		

A: Amphibolit / M: Metapelit / Li-Gehalte in ppm / nm: nicht mit SIMS messbar

Tab. A1-3 Li-, Be-, und B-Gehalte in Mineralen von Campo Tencia

Probe	Be	St	Pl	Ms	Bt	Tur	Chl	Ky	Grt	Amph	Ep
AC1 (M)	Min		11.24	4.98	1.55	0.20			0.000		
	Mittel		16.49	5.94	1.65	1.20			0.01		
	Stabw		5.84	0.53	0.06	0.80			0.01		
	Max		25.28	6.64	1.75	3.00			0.03		
C1 (A)	Min		1.35		0.13		0.09		0.004	1.85	
	Mittel		1.82		0.17		0.20		0.01	2.00	
	Stabw		0.45		0.05		0.12		0.004	0.09	
	Max		2.53		0.29		0.37		0.01	2.26	
C2 (A)	Min		0.85		0.06					1.47	0.03
	Mittel		1.11		0.08					1.66	0.04
	Stabw		0.19		0.01					0.12	0.01
	Max		1.32		0.09					1.84	0.07
CCT8.1 (M)	Min	19.29	8.33	1.78	0.66	0.50	0.11	0.004	0.005		
	Mittel	20.29	9.12	2.18	0.74	0.64	0.14	0.03	0.02		
	Stabw	0.80	0.81	0.37	0.05	0.11	0.03	0.03	0.01		
	Max	22.49	10.15	2.62	0.80	0.95	0.19	0.08	0.03		
E1 (M)	Min	57.20	8.28	4.55	1.18		0.28	0.02	0.001		
	Mittel	62.29	8.41	5.69	1.39	0.87	0.32	0.08	0.003		
	Stabw	5.85	0.13	0.60	0.18		0.03	0.05	0.002		
	Max	70.88	8.64	6.29	1.68		0.36	0.14	0.01		

A: Amphibolit / M: Metapelit / Be-Gehalte in ppm / nm: nicht mit SIMS messbar

Tab. A1-3 Li-, Be-, und B-Gehalte in Mineralen von Campo Tencia

Probe	B	Tur	Ms	Chl	Bt	Pl	Grt	Ky	St	Amph	Ep
AC1 (M)	Min	31800	57.23		1.01	1.40	0.08				
	Mittel	32670	49.09		1.86	1.93	0.13				
	Stabw	597	4.09		0.87	0.50	0.04				
	Max	33900	57.20		3.46	2.66	0.21				
C1 (A)	Min			3.46	3.17	3.25	0.43			4.34	
	Mittel			5.17	5.90	3.59	0.62			4.88	
	Stabw			1.63	1.68	0.32	0.13			0.36	
	Max			7.50	8.58	3.96	0.75			6.14	
C2 (A)	Min				1.44	3.87				6.74	0.27
	Mittel				1.52	5.30				7.29	0.71
	Stabw				0.06	1.05				0.45	0.45
	Max				1.63	6.37				7.88	1.40
CCT8.1 (M)	Min	31500	32.41	0.36	0.34	1.40	0.21	0.17	0.16		
	Mittel	32210	42.79	0.72	0.67	1.59	1.26	0.22	0.25		
	Stabw	441	11.29	0.33	0.41	0.14	1.08	0.04	0.10		
	Max	33200	59.93	1.15	1.30	1.77	3.32	0.29	0.58		
E1 (M)	Min	32600	27.57	0.35	1.17	1.21	0.08	0.37	0.09		
	Mittel	32600	36.14	1.06	1.53	1.28	0.12	1.50	0.12		
	Stabw	32600	4.52	0.65	0.21	0.07	0.02	1.33	0.02		
	Max	32600	40.69	2.20	1.81	1.43	0.16	3.70	0.14		

A: Amphibolit / M: Metapelit / B-Gehalte in ppm / nm: nicht mit SIMS messbar

Tab. A2-1 F- und Cl-Konzentrationen in OH-haltigen Phasen der Insel Ikaria

Probe	Gestein	Cl (Gew.%) in Ms	F (Gew.%) in Ms	Cl (Gew.%) in Bt	F (Gew.%) in Bt	Cl (Gew.%) in Chl	F (Gew.%) in Chl
I23-3	Kalksilikat					0.004 - 0.018	0.193 - 0.248
I23-8	Metapelit	0.000 - 0.010	0.011 - 0.070	0.000 - 0.026	0.185 - 0.273	0.000 - 0.007	0.000 - 0.035
I23-9	Quarzit	0.000 - 0.008	0.154 - 0.218	0.000 - 0.018	0.607 - 0.661		
I24	Metapelit	0.000 - 0.018	0.022 - 0.065	0.005 - 0.028	0.103 - 0.223		
I34-1	Metapelit	0.000 - 0.026	0.044 - 0.065	0.000 - 0.014	0.130 - 0.221	0.000	0.000 - 0.007
I35-10	Metapelit	0.002 - 0.015	0.057 - 0.216	0.003 - 0.031	0.384 - 0.483	0.000 - 0.028	0.012 - 0.057
I36-1	Metapelit	0.000 - 0.009	0.008 - 0.063	0.000 - 0.016	0.079 - 0.106	0.000 - 0.015	0.000
I45-4	Metapelit	0.000 - 0.023	0.024 - 0.064	0.000 - 0.034	0.166 - 0.255		
I53-2	Amphibolit			0.000 - 0.012	0.197 - 0.264		
I102-2	Metapelit	0.000 - 0.021	0.026 - 0.111	0.000 - 0.026	0.136 - 0.205	0.000 - 0.018	0.000 - 0.012
I103	Metapelit	0.000 - 0.022	0.022 - 0.087	0.016 - 0.030	0.314 - 0.396		
I105-1	Metapelit	0.000 - 0.008	0.054 - 0.116	0.001 - 0.030	0.264 - 0.331	0.000 - 0.016	0.000 - 0.024
I105-3	Metapelit	0.000 - 0.007	0.068 - 0.251	0.000 - 0.021	0.358 - 0.432		
I108	Metapelit	0.000 - 0.012	0.001 - 0.053	0.000 - 0.017	0.172 - 0.240	0.005 - 0.010	0.000 - 0.057
I110	Metapelit	0.000 - 0.016	0.046 - 0.110	0.017 - 0.053	0.228 - 0.308	0.000 - 0.019	0.000 - 0.049
I123-3	Metapelit	0.000 - 0.012	0.017 - 0.058	0.000 - 0.017	0.196 - 0.294		

Probe	Gestein	Cl (Gew.%) in St	F (Gew.%) in St	Cl (Gew.%) in Tur	F (Gew.%) in Tur	Cl (Gew.%) in Hbl	F (Gew.%) in Hbl
I22-1	Kalksilikat			0.000 - 0.039	0.501 - 0.906	0.000 - 0.091	0.320 - 0.621
I23-3	Kalksilikat					0.000 - 0.014	0.000 - 0.405
I23-8	Metapelit	0.000 - 0.018	0.000 - 0.032	0.000 - 0.016	0.086 - 0.348		
I23-9	Quarzit			0.000 - 0.016	0.086 - 0.430		
I24	Metapelit			0.000 - 0.035	0.094 - 0.358		
I34-1	Metapelit	0.000 - 0.018	0.000 - 0.033	0.000 - 0.029	0.135 - 0.332		
I35-10	Metapelit	0.000 - 0.025	0.000 - 0.026	0.000 - 0.215	0.135 - 0.318		
I36-1	Metapelit			0.000 - 0.031	0.026 - 0.144		
I45-4	Metapelit	0.001 - 0.014	0.000 - 0.050				
I53-2	Amphibolit					0.000 - 0.019	0.066 - 0.171
I103	Metapelit	0.000 - 0.009	0.000 - 0.031	0.000 - 0.320	0.142 - 0.481		
I105-1	Metapelit	0.000 - 0.018	0.002 - 0.032	0.000 - 0.036	0.136 - 0.422		
I105-3	Metapelit	0.000 - 0.007	0.000 - 0.070	0.000 - 0.019	0.204 - 0.469		
I108	Metapelit	0.000 - 0.021	0.000 - 0.025	0.000 - 0.025	0.098 - 0.390		
I123-3	Metapelit	0.000 - 0.010	0.000 - 0.024	0.000 - 0.005	0.157 - 0.399		

Probe	Gestein	Cl (Gew.%) in Ep	F (Gew.%) in Ep
I22-1	Kalksilikat	0.000 - 0.019	0.043 - 0.083
I23-3	Kalksilikat	0.002 - 0.013	0.019 - 0.049
I53-2	Amphibolit	0.000 - 0.004	0.000 - 0.035

Tab. A2-2 F- und Cl-Konzentrationen in OH-haltigen Phasen des Künischen Gebirges

Probe	Gestein	Cl (Gew.%) in Ms	F (Gew.%) in Ms	Cl (Gew.%) in Bt	F (Gew.%) in Bt	Cl (Gew.%) in Chl	F (Gew.%) in Chl
LR4	Quarzit	0.000 - 0.011	0.112 - 0.176	0.000 - 0.008	0.470 - 0.541	0.000 - 0.011	0.000
LR7	Metapelite	0.000 - 0.011	0.028 - 0.133	0.000 - 0.006	0.214 - 0.299	0.000 - 0.017	0.000
LR11	Metapelite	0.000 - 0.013	0.101 - 0.138	0.004 - 0.025	0.377 - 0.443	0.000 - 0.005	0.007 - 0.034
LR16	Metapelite	0.000 - 0.010	0.070 - 0.112	0.000 - 0.012	0.367 - 0.429	0.000 - 0.025	0.000 - 0.024
LR19	Amphibolit					0.000 - 0.008	0.000 - 0.011
LR33	Metapelite	0.000 - 0.018	0.067 - 0.199	0.002 - 0.010	0.650 - 0.742	0.000 - 0.012	0.039 - 0.058
LR58	Metapelite	0.001 - 0.043	0.044 - 0.130	0.001 - 0.009	0.289 - 0.374	0.000 - 0.014	0.000
LR92	Metapelite	0.000 - 0.007	0.070 - 0.121	0.003 - 0.016	0.360 - 0.397		

Probe	Gestein	Cl (Gew.%) in St	F (Gew.%) in St	Cl (Gew.%) in Tur	F (Gew.%) in Tur	Cl (Gew.%) in Hbl	F (Gew.%) in Hbl
LR7	Metapelite			0.000 - 0.022	0.056 - 0.373		
LR11	Metapelite			0.000 - 0.015	0.135 - 0.215		
LR16	Metapelite	0.000 - 0.015	0.000 - 0.041	0.000 - 0.010	0.212 - 0.398		
LR19	Amphibolit					0.000 - 0.057	0.036 - 0.204
LR58	Metapelite	0.000 - 0.015	0.000 - 0.010				
LR92	Metapelite	0.000 - 0.019	0.000 - 0.030	0.000 - 0.011	0.134 - 0.261		

Probe	Gestein	Cl (Gew.%) in Cld	F (Gew.%) in Cld
LR4	Quarzit	0.000 - 0.008	0.000

Tab. A2-3 F- und Cl-Konzentrationen in OH-haltigen Phasen von Campo Tencia

Probe	Gestein	Cl (Gew.%) in Ms	F (Gew.%) in Ms	Cl (Gew.%) in Bt	F (Gew.%) in Bt	Cl (Gew.%) in Chl	F (Gew.%) in Chl
AC1	Metapelite	0.000 - 0.007	0.039 - 0.121	0.036 - 0.076	0.182 - 0.285		
C1	Amphibolit			0.000 - 0.050	0.101 - 0.131	0.000	0.000 - 0.002
C2	Amphibolit			0.000 - 0.018	0.050 - 0.094		
CCT8.1	Metapelite	0.000 - 0.011	0.028 - 0.082	0.005 - 0.020	0.269 - 0.371	0.000 - 0.016	0.000 - 0.028
E1	Metapelite	0.000 - 0.001	0.061 - 0.088	0.000 - 0.012	0.352 - 0.414	0.000 - 0.014	0.000 - 0.047

Probe	Gestein	Cl (Gew.%) in St	F (Gew.%) in St	Cl (Gew.%) in Tur	F (Gew.%) in Tur
AC1	Metapelite			0.000 - 0.017	0.112 - 0.462
CCT8.1	Metapelite	0.000 - 0.014	0.000 - 0.051	0.000 - 0.012	0.166 - 0.342
E1	Metapelite	0.000 - 0.014	0.000 - 0.034	0.000 - 0.036	0.212 - 0.362

Probe	Gestein	Cl (Gew.%) in Hbl	F (Gew.%) in Hbl	Cl (Gew.%) in Ep	F (Gew.%) in Ep
C1	Amphibolit	0.000 - 0.098	0.000 - 0.318		
C2	Amphibolit	0.000 - 0.062	0.001 - 0.087	0.000	0.000

Tab. A3-1 H₂O-Gehalte in OH-haltigen Mineralen der Insel Ikaria

Probe	Gestein	Ms Gew.% H ₂ O	Tur Gew.% H ₂ O	Bt Gew.% H ₂ O	St Gew.% H ₂ O
I23-8	Metapelit	4.82	2.98	2.21 - 2.23	1.21 - 2.04
I24	Metapelit		3.21 - 3.66		
I34-1	Metapelit		3.22	2.35	1.35
I35-10	Metapelit		3.21 - 3.42	2.31 - 2.40	
I45-4	Metapelit				1.34 - 1.43
I103	Metapelit		3.14 - 3.25	2.39 - 2.66	1.31 - 1.51
I105-1	Metapelit		3.17 - 3.42		1.58 - 1.64
I105-3	Metapelit		3.50 - 3.52		1.65 - 1.68
I108	Metapelit		2.83 - 3.15		1.52 - 1.53
I123-3	Metapelit		3.22 - 3.35		1.43 - 1.48

Tab. A3-2 H₂O-Gehalte in OH-haltigen Mineralen des Künischen Gebirges

Probe	Gestein	Ms Gew.% H ₂ O	Tur Gew.% H ₂ O	Bt Gew.% H ₂ O	St Gew.% H ₂ O	Amph Gew.% H ₂ O
LR7	Metapelit		2.64 - 2.95	2.14 - 2.21		
LR11	Metapelit	5.13	2.75			
LR16	Metapelit		2.84 - 3.04	1.95 - 2.02	1.54 - 1.56	
LR19	Amphibolit					1.10 - 1.17
LR58	Metapelit				1.22 - 1.25	
LR92	Metapelit		3.01 - 3.09		1.52	

Tab. A3-3 H₂O-Gehalte in OH-haltigen Mineralen von Campo Tencia

Probe	Gestein	Ms Gew.% H ₂ O	Tur Gew.% H ₂ O	Bt Gew.% H ₂ O	St Gew.% H ₂ O	Amph Gew.% H ₂ O	Ep Gew.% H ₂ O
AC1	Metapelit	4.79 - 5.01	3.05 - 3.33	2.20 - 2.22			
CCT8.1	Metapelit		3.07 - 3.29	2.36 - 2.40	1.32 - 1.36		
C1	Amphibolit			2.08 - 2.45		1.01 - 1.18	
C2	Amphibolit			2.26 - 2.32		0.98 - 1.02	
E1	Metapelit	4.99 - 5.22	2.89	2.46 - 2.55			0.88 - 0.95

Tab. A4-1 Plagioklas-Analysen aller Probenlokalitäten

Lokalität: Insel Ikaría

Probe	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I23-8	I23-8	I24	I24	I24	I34-1	I34-1	I34-1	I35-10
Gestein	KK	KK	KK	KK	KK	KK	KK	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	I22-1-18 E	I22-1-20 E	I22-1-22 E	I22-1-23 E	I22-1-26 E	I22-1-27 E	I22-1-28 E	I23/8-6/29 E	I23/8-6/31 E	I24-44 E	I24-46 E	I24-48 E	I34-1-71 E	I34-1-72 E	I34-1-73 E	I35-10-193 E
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	46.25	46.69	47.31	49.20	51.17	49.17	46.35	58.97	59.23	64.26	64.26	63.65	63.12	62.43	62.13	63.00
Al ₂ O ₃	35.02	34.80	34.40	32.99	31.57	33.23	35.00	25.91	25.98	22.89	22.74	23.02	23.50	24.03	24.26	24.04
FeO	0.10	0.02	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.07	0.13	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02
CaO	17.36	17.07	16.79	15.38	13.55	15.46	17.22	7.10	7.40	3.41	3.35	3.67	4.29	4.70	4.88	4.80
Na ₂ O	1.53	1.70	1.89	2.73	3.72	2.66	1.56	7.54	7.52	9.65	10.00	9.97	9.43	9.26	9.19	9.20
K ₂ O	0.02	0.04	0.04	0.05	0.09	0.06	0.01	0.08	0.08	0.29	0.18	0.20	0.07	0.08	0.08	0.09
Summe	100.27	100.32	100.43	100.37	100.11	100.61	100.14	99.67	100.34	100.50	100.56	100.51	100.42	100.52	100.56	101.15
Si	2.119	2.136	2.159	2.238	2.321	2.231	2.124	2.639	2.635	2.822	2.822	2.802	2.781	2.753	2.741	2.760
Al	1.891	1.876	1.850	1.768	1.688	1.777	1.891	1.366	1.362	1.185	1.177	1.195	1.220	1.249	1.261	1.241
Fe ³⁺	0.004	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.003	0.005	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.852	0.837	0.821	0.749	0.659	0.751	0.846	0.340	0.353	0.160	0.158	0.173	0.203	0.222	0.231	0.225
Na	0.135	0.151	0.167	0.241	0.327	0.234	0.138	0.654	0.648	0.821	0.852	0.851	0.805	0.792	0.786	0.782
K	0.001	0.002	0.002	0.003	0.005	0.003	0.001	0.005	0.004	0.016	0.010	0.011	0.004	0.005	0.004	0.005
Summe	5.002	5.003	5.000	5.000	5.001	4.999	5.000	5.006	5.008	5.005	5.020	5.032	5.013	5.021	5.024	5.013
Sumox	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Li (ppm)	23.60	3.07	20.20	7.71	4.18	6.83	4.50	13.90	11.80	0.10	0.06	0.15	0.65	0.73	0.48	0.87
Be (ppm)	11.20	18.70	23.30	18.50	17.10	26.70	18.70	7.52	9.33	13.30	13.00	14.90	6.51	6.06	6.16	7.09
B (ppm)	24.40	17.40	31.00	17.70	15.80	23.90	8.10	0.78	1.02	3.72	3.41	3.05	0.91	0.94	0.78	1.96
An	86.17	84.51	82.91	75.44	66.44	75.98	85.87	34.07	35.09	16.07	15.45	16.71	20.03	21.80	22.59	22.25

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelit
 K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar
 Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl
 An = Ca/(Ca+Na+K)

Lokalität: Insel Ikaría

Probe	I35-10	I35-10	I35-10	I36-1	I36-1	I36-1	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I53-2	I53-2	I53-2
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	A	A	A
Analyse	I35-10-195 E	I35-10-196 E	I35-10-198 E	I36-1-146 E	I36-1-148 E	I36-1-151 E	I45-4-158 E	I45-4-160 E	I45-4-162 E	I45-4-165 E	I45-4-169 E	I45-4-350 E	I45-4-352 E	I53-2-1 E	I53-2-6 E	I53-2-7 E	
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	
SiO ₂	62.92	61.97	63.04	58.07	56.59	58.14	68.01	67.82	68.34	68.23	65.09	65.19	65.21	61.18	61.65	61.61	
Al ₂ O ₃	24.12	23.56	23.68	26.97	28.15	27.24	19.81	19.52	19.73	19.93	21.92	21.63	21.70	24.64	24.37	24.49	
FeO	0.00	0.02	0.00	0.20	0.20	0.20	0.01	0.04	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.10	0.08	0.09	
CaO	4.81	4.67	4.83	8.08	9.23	8.32	0.10	0.09	0.07	0.12	2.41	2.68	2.63	5.34	5.08	5.30	
Na ₂ O	8.96	8.95	9.27	6.84	6.10	6.78	12.14	12.14	11.84	12.04	10.53	10.40	10.46	8.46	8.65	8.51	
K ₂ O	0.07	0.07	0.08	0.15	0.12	0.18	0.08	0.09	0.11	0.07	0.08	0.08	0.09	0.20	0.24	0.25	
Summe	100.88	99.24	100.90	100.31	100.39	100.86	100.14	99.70	100.11	100.44	100.04	99.98	100.11	99.91	100.07	100.25	
Si	2.760	2.764	2.769	2.589	2.528	2.580	2.973	2.979	2.984	2.973	2.865	2.870	2.869	2.718	2.733	2.727	
Al	1.247	1.239	1.225	1.417	1.482	1.425	1.021	1.010	1.015	1.023	1.137	1.123	1.125	1.290	1.273	1.278	
Fe ³⁺	0.000	0.001	0.000	0.007	0.007	0.007	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.003	
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ca	0.226	0.223	0.227	0.386	0.442	0.395	0.004	0.004	0.003	0.006	0.114	0.126	0.124	0.254	0.241	0.252	
Na	0.762	0.774	0.790	0.592	0.529	0.583	1.029	1.034	1.003	1.017	0.899	0.888	0.892	0.729	0.744	0.731	
K	0.004	0.004	0.004	0.008	0.007	0.010	0.004	0.005	0.006	0.004	0.004	0.004	0.005	0.011	0.014	0.014	
Summe	4.999	5.005	5.016	4.999	4.995	5.001	5.032	5.035	5.012	5.025	5.018	5.012	5.016	5.006	5.008	5.004	
Sumox	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Li (ppm)	1.34	2.62	1.97	nm	nm	nm	0.46	0.56	0.08	0.02	nm	nm	nm	nm	nm	nm	
Be (ppm)	6.30	6.28	7.58	nm	nm	nm	0.31	0.34	0.23	0.36	nm	nm	nm	nm	nm	nm	
B (ppm)	3.09	2.35	3.25	nm	nm	nm	0.11	0.10	0.76	0.11	nm	nm	nm	nm	nm	nm	
An	22.80	22.29	22.24	39.16	45.21	40.00	0.43	0.41	0.33	0.56	11.18	12.40	12.15	25.57	24.17	25.26	

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelit
 K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar
 Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl
 An = Ca/(Ca+Na+K)

Tab. A4-1 Plagioklas-Analysen aller Probenlokalitäten (Fortsetzung)

Lokalität: Insel Ikaría

Probe	I102-2	I102-2	I102-2	I102-2	I103	I103	I103	I105-1	I105-1	I105-1	I105-1	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	I102-2-62 E	I102-2-63 E	I102-2-64 E	I102-2-65 E	I103-140 E	I103-149 E	I103-150 E	I105-73 E	I105-77 E	I105-80 E	I105-82 E	I105-3-57 E	I105-3-58 E	I105-3-60 E	I105-3-61 E	I105-3-62 E
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	62.01	61.79	62.26	62.08	59.10	59.53	58.45	59.04	59.22	59.17	59.01	60.93	59.49	58.83	58.38	60.70
Al ₂ O ₃	24.33	24.17	24.09	24.14	26.22	25.66	26.15	26.55	26.51	26.29	26.41	25.36	25.82	26.52	26.53	25.31
FeO	0.00	0.04	0.00	0.05	0.07	0.10	0.13	0.07	0.04	0.03	0.06	0.04	0.07	0.04	0.09	0.07
CaO	5.51	5.40	4.99	5.23	7.47	6.95	7.55	7.78	7.65	7.85	7.60	6.14	6.99	7.67	7.66	6.16
Na ₂ O	8.57	8.68	8.61	8.66	7.45	7.73	7.61	7.43	7.45	7.35	7.37	8.13	7.87	7.21	7.33	8.10
K ₂ O	0.06	0.09	0.11	0.10	0.10	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.09	0.09	0.06	0.07	0.10
Summe	100.49	100.17	100.06	100.24	100.39	100.04	99.96	100.95	100.95	100.77	100.52	100.69	100.32	100.33	100.06	100.43
Si	2.736	2.737	2.754	2.745	2.628	2.653	2.615	2.614	2.620	2.623	2.621	2.689	2.646	2.617	2.607	2.687
Al	1.265	1.262	1.256	1.258	1.374	1.347	1.379	1.385	1.382	1.374	1.382	1.319	1.353	1.390	1.396	1.320
Fe ³⁺	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	0.004	0.005	0.003	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.260	0.256	0.237	0.248	0.356	0.332	0.362	0.369	0.363	0.373	0.362	0.290	0.333	0.366	0.366	0.292
Na	0.733	0.745	0.738	0.742	0.642	0.668	0.660	0.638	0.639	0.632	0.635	0.696	0.678	0.622	0.635	0.695
K	0.004	0.005	0.006	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.005	0.005	0.003	0.004	0.005
Summe	4.999	5.007	4.991	4.999	5.008	5.008	5.025	5.013	5.009	5.008	5.006	5.001	5.018	5.000	5.012	5.002
Sumox	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Li (ppm)	0.01	0.01	0.13	0.10	0.36	0.71	0.79	0.41	0.36	0.63	0.21	1.21	1.21	1.05	2.15	1.21
Be (ppm)	8.62	9.06	9.56	9.28	8.76	7.21	6.96	10.10	10.10	10.20	9.94	12.50	12.50	11.90	11.50	12.50
B (ppm)	1.35	1.32	1.35	2.46	1.26	1.36	1.56	1.57	1.58	1.36	2.29	1.51	1.51	1.72	2.21	1.51
An	26.11	25.45	24.11	24.88	35.45	33.05	35.27	36.51	36.08	36.94	36.18	29.29	32.77	36.89	36.45	29.43

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar

Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

An = Ca/(Ca+Na+K)

Lokalität: Insel Ikaría

Lokalität: Künisches Gebirge

Probe	I108	I108	I108	I110	I110	I110	I123-3	I123-3	I123-3	LR7	LR7	LR7	LR11	LR11	LR11	LR11
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	pl1a-41 P	pl1a-49 P	pl1a-56 P	I110-122 E	I110-124 E	I110-126 E	I123-3-42 E	I123-3-43 E	I123-3-45 E	LR7-1 E	LR7-2 E	LR7-4 E	LR11-4 E/K	LR11-12 E/K	LR11-8 E/R	LR11-20 E/R
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	63.76	63.70	62.06	62.53	62.72	62.48	64.00	64.20	64.34	65.34	64.55	65.60	67.31	67.95	65.00	65.57
Al ₂ O ₃	23.40	23.15	23.55	24.09	23.98	23.95	22.95	22.94	22.93	21.99	22.52	21.89	20.63	20.33	22.17	22.24
FeO	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	0.05	0.01	0.02	0.05	0.09	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.08
CaO	4.05	4.00	4.89	4.91	4.87	4.68	3.33	3.28	3.15	2.43	3.09	2.47	1.18	0.75	2.87	2.64
Na ₂ O	9.48	9.49	8.70	9.06	9.07	9.06	10.13	10.12	10.12	10.59	9.96	10.54	11.12	11.45	10.35	10.23
K ₂ O	0.05	0.05	0.09	0.13	0.09	0.11	0.08	0.07	0.09	0.09	0.06	0.11	0.05	0.06	0.06	0.06
Summe	100.74	100.39	99.28	100.79	100.79	100.32	100.50	100.63	100.67	100.53	100.21	100.60	100.30	100.53	100.46	100.82
Si	2.796	2.802	2.766	2.751	2.757	2.758	2.813	2.817	2.820	2.863	2.838	2.870	2.939	2.958	2.851	2.861
Al	1.209	1.200	1.237	1.249	1.242	1.246	1.189	1.186	1.185	1.135	1.167	1.129	1.062	1.043	1.146	1.143
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.003
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.190	0.189	0.233	0.231	0.230	0.221	0.157	0.154	0.148	0.114	0.145	0.116	0.055	0.035	0.135	0.123
Na	0.806	0.810	0.752	0.773	0.773	0.775	0.863	0.860	0.860	0.900	0.849	0.894	0.941	0.967	0.880	0.866
K	0.003	0.003	0.005	0.007	0.005	0.006	0.004	0.004	0.005	0.005	0.004	0.006	0.003	0.003	0.003	0.004
Summe	5.004	5.004	4.994	5.013	5.009	5.009	5.026	5.022	5.019	5.020	5.004	5.015	5.001	5.005	5.017	5.000
Sumox	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Li (ppm)	0.32	1.33	0.20	0.27	1.60	0.55	0.03	0.05	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	nm	nm
Be (ppm)	3.95	4.52	4.32	4.33	4.32	10.20	3.65	3.06	2.74	0.54	0.90	0.65	5.18	3.42	nm	nm
B (ppm)	2.49	1.57	1.97	1.59	1.19	3.32	2.14	1.05	1.09	0.64	0.61	0.59	0.56	0.35	nm	nm
An	19.04	18.85	23.57	22.87	22.78	22.08	15.30	15.14	14.61	11.26	14.63	11.47	5.53	3.50	13.29	12.48

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar

Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

An = Ca/(Ca+Na+K)

Tab. A4-1 Plagioklas-Analysen aller Probenlokalitäten (Fortsetzung)

Lokalität: Künisches Gebirge

Probe	LR16	LR16	LR16	LR16	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR33	LR33	LR33	LR33	LR58	LR58	LR58
Gestein	M	M	M	M	A	A	A	A	A	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	LR16-90 E/K	LR16-91 E/K	LR16-92 E/K	LR16-94 E/K	LR19-39 E/K	LR19-46 E/K	LR19-47 E/K	LR19-50 E/R	LR19-54 E/R	LR33-57 E/K	LR33-58 E/K	LR33-60 E/K	LR33-64 E/K	LR58-67 E/K	LR58-75 E/K	LR58-76 E/K
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	65.95	66.29	66.25	66.00	60.73	60.60	60.43	57.13	57.72	64.11	63.60	63.43	63.53	64.78	65.06	64.49
Al ₂ O ₃	21.93	21.82	21.85	21.55	24.83	25.25	25.37	27.26	26.87	23.43	23.57	23.71	23.64	22.25	22.20	22.49
FeO	0.05	0.05	0.07	0.04	0.00	0.04	0.07	0.16	0.20	0.10	0.11	0.13	0.07	0.16	0.18	0.19
CaO	1.67	1.60	1.63	1.57	6.18	6.33	6.25	8.62	8.33	3.53	4.01	3.98	3.97	2.42	2.51	2.71
Na ₂ O	10.90	10.83	10.86	11.01	8.12	8.12	8.15	6.75	6.89	9.58	9.39	9.48	9.53	10.30	10.32	10.07
K ₂ O	0.09	0.11	0.10	0.12	0.08	0.07	0.08	0.05	0.06	0.08	0.08	0.07	0.07	0.11	0.04	0.09
Summe	100.59	100.70	100.75	100.29	99.94	100.41	100.34	99.97	100.07	100.85	100.76	100.80	100.82	100.01	100.31	100.04
Si	2.881	2.890	2.888	2.892	2.701	2.684	2.679	2.561	2.582	2.804	2.789	2.781	2.785	2.851	2.855	2.839
Al	1.129	1.121	1.122	1.113	1.301	1.318	1.326	1.440	1.416	1.208	1.218	1.225	1.221	1.155	1.148	1.167
Fe ³⁺	0.002	0.002	0.003	0.002	0.000	0.002	0.003	0.006	0.008	0.004	0.004	0.005	0.003	0.006	0.006	0.007
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.078	0.075	0.076	0.074	0.295	0.300	0.297	0.414	0.399	0.166	0.188	0.187	0.186	0.114	0.118	0.128
Na	0.923	0.916	0.917	0.935	0.700	0.697	0.700	0.586	0.597	0.813	0.798	0.806	0.810	0.879	0.878	0.860
K	0.005	0.006	0.006	0.006	0.005	0.004	0.004	0.003	0.003	0.005	0.004	0.004	0.004	0.006	0.002	0.005
Summe	5.018	5.009	5.011	5.022	5.001	5.006	5.009	5.010	5.006	4.999	5.002	5.009	5.010	5.011	5.008	5.006
Sumox	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Li (ppm)	0.03	0.06	0.04	0.10	0.01	0.004	0.008	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Be (ppm)	0.03	0.03	0.03	0.01	1.71	1.64	1.55	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
B (ppm)	1.15	0.92	1.00	0.81	3.18	2.41	2.45	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
An	7.82	7.52	7.65	7.29	29.62	30.10	29.78	41.39	40.06	16.85	19.00	18.75	18.63	11.49	11.83	12.94

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelite

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar

Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

An = Ca/(Ca+Na+K)

Lokalität: Künisches Gebirge Lokalität: Campo Tencia

Probe	LR92	LR92	LR92	AC1	AC1	AC1	AC1	C1	C1	C1	C1	C2	C2	C2	C2	C2
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	A	A	A	A	A	A	A	A	A
Analyse	LR92-71 E/K	LR92-74 E/K	LR92-76 E/K	AC1-45 E/K	AC1-46 E/K	AC1-49 E/K	AC1-55 E/K	C1-46 E/K	C1-47 E/K	C1-49 E/K	C1-56 E/K	C2-12 E/K	C2-13 E/K	C2-14 E/K	C2-15 E/K	C2-16 E/K
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	66.17	65.86	65.66	65.15	62.92	65.09	61.93	63.19	63.02	61.66	63.12	65.10	64.99	63.75	63.62	62.26
Al ₂ O ₃	21.67	21.78	21.54	21.94	23.49	22.15	24.01	23.47	23.72	24.76	23.74	22.29	22.38	23.35	22.99	24.13
FeO	0.12	0.00	0.03	0.01	0.00	0.07	0.10	0.06	0.01	0.06	0.10	0.07	0.11	0.08	0.03	0.07
CaO	2.06	2.10	2.12	2.87	4.44	2.89	5.11	4.18	4.41	5.31	4.25	3.03	3.05	4.20	4.06	4.93
Na ₂ O	10.71	10.52	10.67	10.08	9.12	10.03	8.85	9.57	9.39	8.57	9.53	9.96	10.19	9.35	9.45	8.87
K ₂ O	0.10	0.07	0.11	0.14	0.09	0.13	0.09	0.16	0.17	0.11	0.16	0.21	0.21	0.14	0.15	0.13
Summe	100.83	100.32	100.12	100.19	100.06	100.35	100.09	100.62	100.71	100.47	100.91	100.65	100.93	100.87	100.30	100.40
Si	2.885	2.884	2.884	2.863	2.781	2.856	2.737	2.781	2.771	2.722	2.771	2.850	2.842	2.794	2.804	2.748
Al	1.114	1.124	1.115	1.136	1.223	1.145	1.260	1.217	1.229	1.288	1.228	1.150	1.153	1.206	1.194	1.255
Fe ³⁺	0.004	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.004	0.002	0.000	0.002	0.004	0.003	0.004	0.003	0.001	0.003
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.096	0.098	0.100	0.135	0.210	0.136	0.253	0.197	0.208	0.251	0.200	0.142	0.143	0.197	0.192	0.233
Na	0.905	0.893	0.908	0.858	0.782	0.853	0.746	0.816	0.800	0.733	0.811	0.845	0.864	0.794	0.807	0.759
K	0.005	0.004	0.006	0.008	0.005	0.008	0.005	0.009	0.009	0.006	0.009	0.012	0.012	0.008	0.008	0.007
Summe	5.011	5.003	5.015	5.001	5.001	5.000	5.006	5.022	5.019	5.003	5.023	5.002	5.017	5.002	5.006	5.006
Sumox	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Li (ppm)	0.01	0.01	0.05	1.94	1.78	2.93	2.13	0.03	0.03	0.02	0.02	0.41	0.41	0.36	0.45	0.24
Be (ppm)	7.34	7.42	7.70	11.24	22.53	12.86	22.43	1.60	1.46	2.04	1.55	0.93	0.85	1.18	1.24	1.32
B (ppm)	1.24	1.17	1.22	1.40	2.29	1.49	2.66	3.67	3.25	3.82	3.28	4.38	3.87	5.74	6.15	6.31
An	9.61	9.93	9.88	13.48	21.10	13.65	25.20	19.27	20.43	25.33	19.59	14.38	14.20	19.90	19.19	23.51

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelite

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar

Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

An = Ca/(Ca+Na+K)

Tab. A4-1 Plagioklas-Analysen aller Probenlokalitäten (Fortsetzung)

Lokalität: Campo Tencia

Probe	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	E1	E1	E1	E1	E1
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	CCT8.1-74 E / K	CCT8.1-75 E / K	CCT8.1-76 E / K	E1-1 E / K	E1-2 E / K	E1-5 E / K	E1-6 E / K	E1-8 E / K
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl

SiO ₂	62.99	63.79	64.02	65.15	64.13	64.94	65.02	64.58
Al ₂ O ₃	23.79	23.51	23.64	22.20	22.35	22.31	22.28	22.54
FeO	0.01	0.03	0.07	0.06	0.04	0.01	0.06	0.00
CaO	4.76	4.12	4.23	2.59	2.60	2.65	2.63	2.76
Na ₂ O	8.95	9.47	9.26	10.33	10.36	10.25	10.45	10.47
K ₂ O	0.08	0.12	0.09	0.08	0.10	0.12	0.11	0.09
Summe	100.58	101.03	101.32	100.42	99.58	100.28	100.56	100.44

Si	2.771	2.791	2.791	2.856	2.839	2.852	2.850	2.836
Al	1.233	1.212	1.215	1.147	1.166	1.154	1.151	1.167
Fe ³⁺	0.000	0.001	0.003	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.224	0.193	0.198	0.122	0.123	0.125	0.123	0.130
Na	0.764	0.803	0.783	0.878	0.889	0.873	0.888	0.892
K	0.004	0.007	0.005	0.005	0.006	0.007	0.006	0.005
Summe	4.997	5.008	4.994	5.010	5.024	5.011	5.021	5.029

Sumox	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Li (ppm)	1.13	0.95	1.05	0.02	0.03	0.08	0.09	0.07
Be (ppm)	10.11	8.94	8.52	8.36	8.42	8.29	8.28	8.64
B (ppm)	1.77	1.54	1.52	1.30	1.25	1.27	1.26	1.21

An	22.61	19.23	20.06	12.11	12.09	12.42	12.13	12.63
----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelit
 K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar
 Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl
 An = Ca/(Ca+Na+K)

Tab. A4-2 Muskovit-Analysen aller Probenlokalitäten

Lokalität: Insel Ikaria

Probe	I23-8	I23-8	I23-8	I23-9	I23-9	I23-9	I24	I24	I24	I34-1	I34-1	I35-10	I35-10	I35-10	I35-10	I36-1
Gestein	M	M	M	Q	Q	Q	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	I23/8-7/39 E	I23/8-7/40 E	I23/8-7/41 E	I23-9-27 E	I23-9-28 E	I23-9-29 E	I24-35 E	I24-36 E	I24-37 E	I34-1-13 E	I34-1-89 E	I35-10-163 E	I35-10-164 E	I35-10-165 E	I35-10-166 E	I36-1-177 E
Mineral	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms

SiO ₂	49.86	47.10	49.41	49.67	49.44	49.49	49.01	48.74	48.13	46.13	46.46	49.95	50.25	50.28	50.32	48.11
TiO ₂	0.25	0.42	0.23	0.29	0.49	0.30	0.93	0.97	1.05	0.38	0.38	0.38	0.39	0.36	0.40	0.29
Al ₂ O ₃	28.98	31.96	29.66	28.77	29.22	28.81	34.15	34.65	34.88	36.98	35.96	31.38	30.14	30.64	30.43	33.42
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.15	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00
FeO	2.87	2.73	2.89	3.17	3.49	3.25	1.45	1.61	1.41	0.72	0.83	1.23	1.36	1.20	1.40	3.67
MnO	0.00	0.03	0.02	0.02	0.05	0.05	0.09	0.00	0.05	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	2.17	1.26	2.04	2.51	2.42	2.49	1.30	1.38	1.15	0.41	0.49	1.67	1.91	1.81	1.86	1.00
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.62	0.82	0.65	0.21	0.18	0.19	0.37	0.31	0.31	1.60	1.72	0.78	0.65	0.73	0.68	0.31
K ₂ O	9.09	9.59	9.02	9.76	9.65	9.62	10.31	10.28	10.23	8.62	8.50	9.43	9.43	9.62	9.49	8.51
H ₂ O	4.45	4.43	4.46	4.46	4.48	4.45	4.63	4.65	4.62	4.54	4.51	4.53	4.50	4.52	4.52	4.53
Summe	98.29	98.35	98.37	98.86	99.42	98.65	102.29	102.61	101.98	99.47	98.84	99.40	98.64	99.15	99.11	99.83

Si	3.357	3.190	3.325	3.342	3.313	3.336	3.171	3.145	3.124	3.047	3.087	3.304	3.350	3.336	3.340	3.188
Ti	0.013	0.021	0.012	0.014	0.025	0.015	0.045	0.047	0.051	0.019	0.019	0.019	0.020	0.018	0.020	0.014
Al	2.300	2.550	2.352	2.282	2.308	2.290	2.604	2.634	2.669	2.878	2.816	2.447	2.368	2.395	2.380	2.609
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.008	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.162	0.155	0.162	0.178	0.195	0.183	0.079	0.087	0.076	0.040	0.046	0.068	0.076	0.067	0.077	0.204
Mn	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.003	0.005	0.000	0.003	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.218	0.127	0.205	0.252	0.242	0.250	0.125	0.132	0.111	0.041	0.048	0.165	0.189	0.179	0.184	0.099
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.081	0.108	0.085	0.027	0.023	0.025	0.046	0.038	0.039	0.205	0.221	0.100	0.084	0.094	0.088	0.040
K	0.781	0.829	0.775	0.838	0.825	0.828	0.851	0.846	0.848	0.726	0.720	0.796	0.802	0.814	0.803	0.719
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	6.911	6.982	6.917	6.935	6.933	6.930	6.929	6.932	6.929	6.961	6.957	6.901	6.889	6.902	6.894	6.873

Sumox	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Li (ppm)	62.59	51.09	55.53	74.90	72.20	62.00	66.70	45.60	48.20	3.51	7.76	17.92	28.81	19.98	21.80	nm
Be (ppm)	1.02	1.03	1.08	4.55	3.93	3.59	3.49	3.90	4.04	4.05	0.04	1.23	1.42	1.55	1.65	nm
B (ppm)	15.94	18.86	14.76	48.80	65.60	58.70	50.90	63.60	63.20	4.26	2.95	75.88	41.49	32.94	43.38	nm

Pg	9.43	11.49	9.87	3.09	2.74	2.97	5.13	4.32	4.35	22.04	23.48	11.14	9.45	10.31	9.84	5.23
XMg#	0.57	0.45	0.56	0.59	0.55	0.58	0.61	0.60	0.59	0.51	0.51	0.71	0.71	0.73	0.70	0.33
XMg*	0.57	0.45	0.56	0.58	0.55	0.57	0.60	0.60	0.58	0.48	0.51	0.71	0.71	0.73	0.70	0.33

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelit / Q: Quarz
 K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar
 Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl
 Pg = Na/(Na+K+Ca) ; XMg# = Mg/(Mg+Fe³⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe³⁺)

Tab. A4-2 Muskovit-Analysen aller Probenlokalitäten (Fortsetzung)

Lokalität: Insel Ikaria

Probe	I36-1	I36-1	I36-1	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I102-2	I102-2	I102-2	I103	I103	I105-1	I105-1
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	I36-1-178 E	I36-1-179 E	I36-1-180 E	I45-4-73 E	I45-4-74 E	I45-4-76 E	I45-4-79 E	I45-4-83 E	I45-4-84 E	I102-2-52 E	I102-2-53 E	I102-2-54 E	I103-153 E	I103-158 E	I105-1-4 E	I105-1-5 E
Mineral	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
SiO ₂	46.95	46.81	46.88	48.07	47.32	48.14	46.85	46.60	47.57	46.82	46.41	46.81	46.14	46.05	46.70	46.79
TiO ₂	0.17	1.02	0.35	0.42	0.38	0.30	0.36	0.26	0.33	0.40	0.42	0.34	0.51	0.39	0.48	0.47
Al ₂ O ₃	32.96	31.73	31.82	35.54	35.08	35.24	36.00	37.08	35.53	35.85	36.07	35.16	35.17	35.99	35.53	35.62
Cr ₂ O ₃	0.00	0.15	0.03	0.00	0.05	0.03	0.01	0.04	0.01	0.00	0.09	0.01	0.04	0.08	0.01	0.05
FeO	3.27	3.78	4.00	0.85	0.94	0.82	0.88	0.84	0.97	0.97	0.85	0.83	0.91	0.74	0.92	0.88
MnO	0.06	0.02	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00
MgO	0.83	1.05	1.25	0.67	0.69	0.79	0.61	0.48	0.89	0.66	0.59	0.83	0.67	0.42	0.69	0.69
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.26	0.27	0.30	1.18	1.39	1.33	1.42	1.55	1.29	1.15	1.18	1.15	1.04	1.03	1.18	1.07
K ₂ O	9.79	9.91	10.20	9.18	8.73	8.85	8.49	8.43	8.55	9.27	9.44	9.24	9.61	9.64	9.41	9.65
H ₂ O	4.44	4.44	4.43	4.59	4.53	4.58	4.53	4.57	4.56	4.54	4.53	4.50	4.47	4.49	4.52	4.53
Summe	98.72	99.20	99.33	100.50	99.15	100.08	99.14	99.85	99.70	99.69	99.56	98.88	98.57	98.82	99.51	99.76
Si	3.170	3.163	3.171	3.141	3.135	3.155	3.099	3.060	3.128	3.094	3.074	3.116	3.091	3.074	3.096	3.095
Ti	0.009	0.052	0.018	0.021	0.019	0.015	0.018	0.013	0.016	0.020	0.021	0.017	0.026	0.019	0.024	0.023
Al	2.622	2.527	2.537	2.737	2.738	2.721	2.806	2.870	2.753	2.792	2.816	2.758	2.777	2.832	2.776	2.777
Cr	0.000	0.008	0.002	0.000	0.003	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.005	0.001	0.002	0.004	0.001	0.003
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.185	0.214	0.226	0.046	0.052	0.045	0.049	0.046	0.054	0.054	0.047	0.046	0.051	0.041	0.051	0.049
Mn	0.003	0.001	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000
Mg	0.083	0.106	0.128	0.066	0.068	0.078	0.060	0.047	0.087	0.065	0.058	0.082	0.067	0.041	0.068	0.068
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.034	0.036	0.039	0.150	0.178	0.169	0.192	0.197	0.164	0.147	0.151	0.148	0.136	0.133	0.151	0.138
K	0.843	0.854	0.880	0.765	0.738	0.740	0.716	0.707	0.717	0.781	0.798	0.785	0.822	0.821	0.796	0.815
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	6.949	6.963	7.002	6.927	6.934	6.924	6.929	6.942	6.920	6.954	6.969	6.954	6.972	6.966	6.966	6.967
Sumox	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Li (ppm)	nm	nm	nm	16.36	19.43	18.62	20.26	21.80	18.65	8.87	8.26	9.10	17.90	16.30	17.00	16.20
Be (ppm)	nm	nm	nm	0.59	0.57	0.63	0.55	0.50	0.62	1.88	2.78	2.30	1.30	1.33	1.39	1.62
B (ppm)	nm	nm	nm	0.59	0.56	0.63	0.55	0.50	0.62	42.70	36.50	31.70	34.90	23.50	24.10	23.80
Pg	3.92	4.03	4.26	16.36	19.43	18.62	20.26	21.80	18.65	15.83	15.90	15.91	14.16	13.95	15.97	14.47
XMg#	0.31	0.33	0.36	0.59	0.57	0.63	0.55	0.50	0.62	0.55	0.55	0.64	0.57	0.50	0.57	0.58
XMg*	0.31	0.33	0.35	0.59	0.56	0.63	0.55	0.50	0.62	0.54	0.55	0.64	0.57	0.50	0.56	0.58

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelite / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar

Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

Pg = Na/(Na+K+Ca) ; XMg# = Mg/(Mg+Fe³⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe³⁺)

Lokalität: Insel Ikaria

Probe	I105-1	I105-1	I105-3	I105-3	I105-3	I108	I108	I110	I110	I123-3	I123-3	I123-3	I123-3	LR4	LR4	LR4
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	Q	Q	Q
Analyse	I105-1-6 E	I105-1-9 E	I105-3-67 E	I105-3-68 E	I105-3-69 E	I108-65 E	I108-67 E	I110-49 E	I110-50 E	I123-3-17 E	I123-3-19 E	I123-3-112 E	I123-3-114 E	LR4-15 E/K	LR4-46 E/K	LR4-48 E/K
Mineral	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
SiO ₂	46.59	46.69	46.87	46.79	46.36	48.10	46.54	45.99	46.10	46.50	46.50	46.19	46.61	46.33	46.38	46.22
TiO ₂	0.49	0.51	0.54	0.40	0.33	0.36	0.34	0.61	0.50	0.29	0.46	0.48	0.47	0.20	0.05	0.02
Al ₂ O ₃	35.44	35.49	36.78	36.56	35.59	36.84	36.88	35.09	35.41	35.28	35.76	36.71	37.33	35.98	35.67	35.61
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.04	0.03	0.00	0.09	0.04	0.09	0.13	0.00	0.04	0.04	0.02	0.04	0.00	0.05
FeO	0.96	0.85	0.91	0.90	1.84	0.79	0.74	1.22	1.15	0.80	0.62	1.03	0.58	1.19	1.24	1.37
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.76	0.65	0.62	0.58	0.64	0.55	0.43	0.85	0.70	0.42	0.42	0.46	0.41	0.34	0.38	0.42
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	1.05	1.04	0.86	0.88	0.62	1.74	1.77	0.71	0.97	1.86	1.75	1.62	1.71	0.98	0.92	1.07
K ₂ O	9.52	9.52	9.17	8.96	9.75	7.02	7.51	9.87	9.46	8.44	8.41	7.22	6.91	9.78	9.94	9.93
H ₂ O	4.51	4.51	4.58	4.55	4.51	4.62	4.54	4.48	4.49	4.48	4.49	4.56	4.61	4.51	4.49	4.49
Summe	99.34	99.25	100.39	99.67	99.64	100.14	98.82	98.89	98.93	98.07	98.16	99.09	99.67	99.35	99.06	99.19
Si	3.094	3.101	3.069	3.081	3.083	3.119	3.072	3.079	3.079	3.113	3.087	3.085	3.097	3.083	3.097	3.088
Ti	0.024	0.025	0.027	0.020	0.017	0.018	0.017	0.031	0.025	0.015	0.023	0.024	0.023	0.010	0.002	0.001
Al	2.774	2.777	2.838	2.837	2.789	2.815	2.870	2.769	2.787	2.784	2.817	2.845	2.861	2.822	2.807	2.804
Cr	0.002	0.000	0.002	0.002	0.000	0.005	0.002	0.005	0.007	0.000	0.002	0.002	0.001	0.002	0.000	0.003
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.053	0.047	0.050	0.050	0.102	0.043	0.041	0.068	0.064	0.045	0.034	0.057	0.031	0.066	0.069	0.077
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.075	0.064	0.061	0.057	0.063	0.053	0.042	0.085	0.070	0.042	0.042	0.045	0.040	0.034	0.038	0.042
Ca	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001
Na	0.135	0.134	0.110	0.112	0.079	0.219	0.227	0.092	0.125	0.241	0.226	0.206	0.216	0.126	0.119	0.139
K	0.806	0.806	0.766	0.753	0.827	0.581	0.633	0.843	0.806	0.721	0.718	0.606	0.573	0.830	0.847	0.847
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	6.964	6.955	6.922	6.912	6.960	6.854	6.905	6.971	6.965	6.961	6.952	6.874	6.843	6.973	6.980	7.000
Sumox	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Li (ppm)	18.70	16.10	23.40	23.30	26.60	9.02	8.25	29.40	17.50	11.80	9.15	8.55	9.68	15.59	15.59	15.86
Be (ppm)	1.42	1.30	1.59	1.87	1.89	2.17	2.07	1.68	1.89	1.54	1.93	1.61	1.79	7.40	7.40	7.27
B (ppm)	27.80	26.60	36.00	31.20	24.60	37.20	39.00	38.10	32.80	24.60	28.30	26.20	25.10	41.53	41.53	41.86
Pg	14.37	14.23	12.52	12.96	8.75	27.34	26.39	9.83	13.44	25.03	23.99	25.31	27.32	13.21	12.34	14.10
XMg#	0.59	0.58	0.55	0.54	0.38	0.55	0.51	0.55	0.52	0.49	0.55	0.45	0.56	0.34	0.35	0.35
XMg*	0.58	0.58	0.55													

Tab. A4-2 Muskovit-Analysen aller Probenlokalitäten (Fortsetzung)

Lokalität: Campo Tencia

Probe	CCT8.1	CCT8.1	E1	E1	E1
Gestein	M	M	M	M	M
Analyse	CCT8.1-126	CCT8.1-127	E1-79	E1-80	E1-81
Mineral	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms

SiO ₂	47.85	47.55	47.39	47.10	48.35
TiO ₂	0.53	0.48	0.47	0.46	0.39
Al ₂ O ₃	34.91	35.59	35.23	36.16	34.61
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.03	0.02	0.02
FeO	1.00	0.87	0.92	0.85	0.93
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.87	0.76	0.77	0.50	0.87
CaO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
Na ₂ O	1.35	1.27	1.94	2.36	1.63
K ₂ O	8.93	9.13	7.70	7.18	7.90
H ₂ O	4.56	4.57	4.54	4.56	4.56
Summe	100.02	100.26	98.98	99.23	99.31

Si	3.145	3.119	3.131	3.098	3.180
Ti	0.026	0.024	0.023	0.023	0.019
Al	2.704	2.751	2.743	2.804	2.683
Cr	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.055	0.048	0.051	0.047	0.051
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.085	0.074	0.075	0.049	0.085
Ca	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003
Na	0.172	0.162	0.248	0.301	0.208
K	0.749	0.764	0.649	0.603	0.662
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	6.937	6.944	6.922	6.929	6.894

Sumox	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
-------	--------	--------	--------	--------	--------

Li (ppm)	18.63	18.08	9.37	9.55	7.76
Be (ppm)	2.09	1.78	5.49	5.77	4.55
B (ppm)	59.93	46.98	37.65	39.61	35.31

Pg	18.71	17.50	27.70	33.24	23.85
XMg#	0.61	0.61	0.60	0.51	0.62
XMg*	0.61	0.61	0.60	0.51	0.62

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelite / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar

Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

Pg = Na/(Na+K+Ca) ; XMg# = Mg/(Mg+Fe²⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe²⁺)

Tab. A4-3 Biotit-Analysen aller Probenlokalitäten

Lokalität: Insel Ikaría

Probe	I23-8	I23-8	I23-8	I23-8	I23-9	I23-9	I24	I24	I24	I34-1	I34-1	I34-1	I35-10	I35-10	I35-10	I35-10
Gestein	M	M	M	M	Q	Q	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	bt1a-59	bt1a-62	bt1a-67	bt1a-68	I23-9-9	I23-9-10	I24-52	I24-53	I24-54	I34-1-56	I34-1-59	I34-1-60	I35-10-79	I35-10-82	I35-10-83	I35-10-84
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt

SiO ₂	36.54	36.73	36.37	36.44	36.90	37.05	35.86	35.84	35.78	35.66	35.68	35.41	35.37	35.57	35.49	34.98
TiO ₂	1.57	1.62	1.59	1.65	1.61	1.73	2.96	2.77	3.01	1.72	1.69	1.66	1.16	1.15	1.15	1.02
Al ₂ O ₃	18.38	18.08	18.04	18.16	17.18	16.81	18.25	18.20	17.88	19.44	19.50	19.24	19.25	19.26	19.41	19.50
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.01	0.06	0.01	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05	0.05	0.10	0.05	0.05	0.05	0.06
FeO	16.95	16.88	17.25	17.35	14.44	13.54	18.10	17.12	17.85	17.66	17.87	17.82	19.73	19.27	18.74	19.30
MnO	0.20	0.21	0.17	0.19	0.39	0.35	0.47	0.47	0.44	0.18	0.13	0.17	0.03	0.02	0.06	0.08
MgO	11.70	11.72	11.88	11.71	14.14	14.19	10.15	10.23	9.78	10.89	10.79	10.94	9.24	9.15	9.27	9.37
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
Na ₂ O	0.41	0.36	0.31	0.33	0.10	0.09	0.05	0.07	0.06	0.22	0.24	0.21	0.22	0.22	0.23	0.30
K ₂ O	8.83	8.71	8.69	8.76	9.22	9.33	9.67	9.73	9.47	8.78	8.68	8.83	9.08	9.31	9.13	8.98
H ₂ O	3.97	3.97	3.96	3.97	3.98	3.96	3.96	3.93	3.92	3.96	3.96	3.94	3.89	3.90	3.89	3.88
Summe	98.58	98.25	98.27	98.63	97.98	97.07	99.52	98.40	98.20	98.55	98.58	98.34	97.99	97.90	97.44	97.48

Si	2.757	2.776	2.756	2.753	2.779	2.806	2.713	2.732	2.739	2.699	2.701	2.693	2.723	2.738	2.736	2.705
Ti	0.089	0.092	0.091	0.094	0.091	0.099	0.168	0.159	0.173	0.098	0.096	0.095	0.067	0.067	0.067	0.059
Al	1.634	1.611	1.611	1.617	1.525	1.500	1.627	1.635	1.613	1.735	1.739	1.724	1.747	1.747	1.764	1.777
Cr	0.002	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.003	0.003	0.006	0.003	0.003	0.003	0.004
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	1.070	1.067	1.093	1.096	0.910	0.857	1.145	1.091	1.143	1.118	1.131	1.133	1.270	1.241	1.208	1.248
Mn	0.013	0.013	0.011	0.012	0.025	0.022	0.030	0.031	0.029	0.011	0.008	0.011	0.002	0.001	0.004	0.005
Mg	1.316	1.320	1.342	1.319	1.587	1.602	1.145	1.163	1.117	1.230	1.217	1.240	1.061	1.050	1.065	1.081
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002
Na	0.059	0.053	0.046	0.049	0.015	0.014	0.007	0.010	0.008	0.033	0.036	0.036	0.031	0.033	0.034	0.044
K	0.850	0.840	0.840	0.844	0.886	0.902	0.933	0.947	0.925	0.848	0.838	0.857	0.892	0.915	0.898	0.886
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	7.791	7.772	7.790	7.789	7.818	7.803	7.773	7.769	7.747	7.775	7.770	7.794	7.796	7.794	7.781	7.810

Sumox	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Li (ppm)	304	279	319	324	242	216	132	136	143	76	76.50	79.20	164	143	113	157
Be (ppm)	0.57	0.54	0.61	0.86	1.78	1.72	0.90	0.87	0.91	0.76	0.81	0.79	1.00	0.93	1.31	1.22
B (ppm)	0.21	0.25	0.35	0.60	2.58	1.94	1.75	1.57	2.11	1.65	1.09	1.26	3.67	4.84	8.21	5.62

XMg#	0.55	0.55	0.55	0.55	0.64	0.65	0.50	0.52	0.49	0.52	0.52	0.52	0.46	0.46	0.47	0.46
XMg*	0.55	0.55	0.55	0.54	0.63	0.65	0.49	0.51	0.49	0.52	0.52	0.52	0.45	0.46	0.47	0.46

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelite / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar

Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

XMg# = Mg/(Mg+Fe²⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe²⁺)

Tab. A4-3 Biotit-Analysen aller Probenlokalitäten (Fortsetzung)

Lokalität: Campo Tencia

Probe	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C2	C2	C2	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	E1	E1	E1
Gestein	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	M	M	M	M	M	M
Analyse	bt1-38 P	bt1-45 P	bt1-49 P	bt1-56 P	bt1-63 P	bt1-73 P	bt1-77 P	C2-18 E	C2-19 E	C2-20 E	CCT8.1-16 E	CCT8.1-17 E	CCT8.1-18 E	E1-46 E/R	E1-88 E/K	E1-89 E/K
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	36.70	36.61	36.51	36.39	36.53	36.32	36.25	35.96	35.86	35.88	36.03	36.53	37.05	35.54	36.15	35.80
TiO ₂	2.79	2.76	2.94	2.87	2.85	3.02	2.89	2.61	2.54	2.67	1.43	1.60	1.56	1.01	1.42	1.27
Al ₂ O ₃	15.51	15.59	15.58	15.46	15.40	15.44	15.54	15.70	15.79	15.58	18.90	18.84	18.53	19.64	19.25	19.27
Cr ₂ O ₃	0.08	0.03	0.10	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	0.03	0.04	0.07	0.03	0.03	0.02	0.00	0.05
FeO	18.22	18.45	18.43	18.33	18.74	18.70	18.63	20.37	20.67	20.77	17.72	17.38	17.28	19.25	18.88	19.10
MnO	0.15	0.20	0.17	0.19	0.16	0.16	0.17	0.24	0.26	0.28	0.07	0.06	0.11	0.02	0.00	0.04
MgO	12.17	12.12	12.10	11.94	12.24	11.93	12.12	10.70	10.50	10.66	11.44	11.35	11.58	10.30	10.37	10.46
CaO	0.00	0.07	0.03	0.01	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.17	0.15	0.20	0.21	0.19	0.18	0.24	0.11	0.13	0.11	0.22	0.24	0.31	0.43	0.35	0.46
K ₂ O	8.85	8.18	8.72	8.69	8.83	8.32	8.55	9.13	9.14	8.89	8.19	8.56	8.73	8.22	8.03	8.02
H ₂ O	3.94	3.93	3.94	3.91	3.94	3.91	3.92	3.89	3.89	3.89	3.95	3.96	4.00	3.94	3.96	3.95
Summe	98.57	98.10	98.71	98.06	98.93	98.07	98.34	98.76	98.80	98.77	98.04	98.55	99.20	98.36	98.42	98.42
Si	2.795	2.795	2.780	2.789	2.781	2.782	2.772	2.770	2.766	2.767	2.731	2.753	2.774	2.706	2.739	2.719
Ti	0.160	0.159	0.168	0.166	0.163	0.174	0.166	0.151	0.147	0.155	0.082	0.090	0.088	0.058	0.081	0.073
Al	1.392	1.403	1.398	1.396	1.382	1.394	1.401	1.426	1.436	1.416	1.689	1.673	1.635	1.763	1.719	1.725
Cr	0.005	0.002	0.006	0.004	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.004	0.001	0.002	0.001	0.000	0.003
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.161	1.178	1.173	1.175	1.193	1.198	1.191	1.312	1.333	1.340	1.123	1.095	1.082	1.226	1.196	1.214
Mn	0.010	0.013	0.011	0.012	0.011	0.010	0.011	0.016	0.017	0.018	0.004	0.004	0.007	0.001	0.000	0.002
Mg	1.382	1.380	1.373	1.364	1.389	1.362	1.382	1.229	1.207	1.225	1.293	1.274	1.293	1.169	1.171	1.185
Ca	0.000	0.006	0.002	0.001	0.001	0.003	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Na	0.026	0.022	0.029	0.030	0.029	0.027	0.036	0.016	0.020	0.016	0.033	0.036	0.046	0.063	0.051	0.067
K	0.859	0.797	0.847	0.850	0.857	0.812	0.834	0.897	0.899	0.874	0.792	0.823	0.834	0.798	0.776	0.777
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	7.789	7.754	7.788	7.786	7.807	7.766	7.795	7.821	7.827	7.815	7.753	7.749	7.760	7.785	7.735	7.766
Sumox	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Li (ppm)	136	130	140	139	150	152	152	203	228	219	134	133	139	101	97.87	95.81
Be (ppm)	0.13	0.29	0.20	0.21	0.16	0.19	0.13	0.07	0.08	0.08	0.75	0.74	0.71	1.47	1.22	1.51
B (ppm)	8.13	8.58	7.61	3.17	4.71	4.57	3.97	1.55	1.47	1.54	0.34	0.35	1.05	1.46	1.43	1.81
XMg#	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.53	0.54	0.48	0.48	0.48	0.54	0.54	0.54	0.49	0.49	0.49
XMg*	0.54	0.54	0.54	0.53	0.54	0.53	0.53	0.48	0.47	0.47	0.53	0.54	0.54	0.49	0.49	0.49

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelit / Q: Quarzit
 K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar
 Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl
 XMg# = Mg/(Mg+Fe³⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe³⁺)

Tab. A4-4 Chlorit-Analysen aller Probenlokalitäten

Lokalität: Insel Ikaria

Probe	I23-3	I23-3	I23-3	I23-3	I23-8	I23-8	I23-8	I34-1	I34-1	I34-1	I35-10	I35-10	I35-10	I35-10	I36-1	I36-1
Gestein	KK	KK	KK	KK	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	I23-3-3 E	I23-3-4 E	I23-3-5 E	I23-3-6 E	I23-8-88 E	I23-8-90 E	I23-8-91 E	I34-1-1 E	I34-1-2 E	I34-1-4 E	I35-10-12 E	I35-10-13 E	I35-10-14 E	I35-10-15 E	I36-1-124 E	I36-1-174 E
Mineral	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl
SiO ₂	27.17	26.91	27.21	27.07	24.78	24.59	24.85	24.34	24.43	24.46	25.21	25.14	25.01	24.50	23.76	24.49
TiO ₂	0.02	0.08	0.04	0.03	0.14	0.08	0.14	0.12	0.16	0.12	0.11	0.15	0.19	0.11	0.08	0.10
Al ₂ O ₃	19.05	18.86	19.05	18.77	22.53	22.48	22.94	23.05	23.12	23.38	20.16	20.17	20.54	20.38	19.45	19.54
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.07	0.04	0.01	0.02	0.05	0.02	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00
FeO	22.37	21.68	21.52	21.39	21.03	20.77	20.41	22.81	21.98	22.15	29.72	29.91	29.19	30.16	37.28	37.53
MnO	0.17	0.13	0.20	0.17	0.32	0.27	0.26	0.21	0.16	0.16	0.14	0.11	0.11	0.12	0.86	0.88
MgO	17.69	18.30	17.69	18.60	17.51	17.57	17.42	16.24	16.07	16.05	10.90	11.00	11.21	10.92	6.20	6.15
CaO	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03
Na ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
K ₂ O	0.12	0.07	0.35	0.11	0.01	0.02	0.08	0.00	0.11	0.03	0.19	0.29	0.03	0.08	0.07	0.12
H ₂ O	11.43	11.38	11.39	11.41	11.44	11.39	11.47	11.40	11.36	11.40	10.93	10.95	10.96	10.87	10.56	10.72
Summe	98.05	97.46	97.51	97.59	97.75	97.29	97.64	98.22	97.43	97.81	97.38	97.71	97.28	97.20	98.33	99.55
Si	1.426	1.418	1.432	1.422	1.299	1.294	1.300	1.280	1.290	1.286	1.383	1.376	1.369	1.351	1.349	1.371
Ti	0.001	0.003	0.001	0.001	0.006	0.003	0.006	0.005	0.006	0.005	0.004	0.006	0.008	0.005	0.004	0.004
Al	1.178	1.171	1.182	1.162	1.392	1.395	1.414	1.428	1.439	1.449	1.304	1.302	1.325	1.325	1.301	1.289
Cr	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.982	0.955	0.947	0.940	0.922	0.914	0.893	1.003	0.971	0.974	1.364	1.369	1.336	1.391	1.770	1.756
Mn	0.007	0.006	0.009	0.008	0.014	0.012	0.012	0.009	0.007	0.007	0.007	0.005	0.005	0.006	0.041	0.042
Mg	1.384	1.437	1.388	1.457	1.368	1.379	1.358	1.273	1.265	1.259	0.892	0.898	0.914	0.898	0.524	0.513
Ca	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002
Na	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
K	0.008	0.005	0.024	0.008	0.000	0.001	0.005	0.000	0.007	0.002	0.013	0.020	0.002	0.005	0.005	0.008
OH	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Summe	4.989	4.997	4.988	5.000	5.000	5.004	4.992	5.001	4.987	4.984	4.967	4.977	4.962	4.984	4.999	4.9

Tab. A4-4 Chlorit-Analysen aller Probenlokalitäten (Fortsetzung)

Lokalität: Künisches Gebirge

Lokalität: Campo Tencia

Probe	LR19	LR19	LR19	LR33	LR33	LR33	LR58	LR58	LR58	C1	C1	C1	C1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1
Gestein	A	A	A	M	M	M	M	M	M	A	A	A	A	M	M	M
Analyse	LR19-15	LR19-16	LR19-18	LR33-27	LR33-28	LR33-29	LR58-42	LR58-47	LR58-48	C1-21	C1-23	C1-26	C1-70	CCT8.1-71	CCT8.1-72	CCT8.1-80
Mineral	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl
SiO ₂	25.62	25.19	25.24	24.22	24.12	24.05	23.68	24.01	23.68	25.97	25.70	26.51	25.95	25.07	24.81	25.15
TiO ₂	0.08	0.09	0.08	0.04	0.05	0.07	0.12	0.13	0.07	0.03	0.04	0.08	0.09	0.18	0.16	0.14
Al ₂ O ₃	20.51	19.90	20.47	22.66	22.78	22.42	22.28	22.42	22.58	19.71	19.92	18.67	19.75	22.21	21.84	21.71
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.07	0.01	0.04	0.08	0.02	0.07	0.02
FeO	25.24	25.61	25.49	25.83	26.28	25.62	27.06	26.82	26.81	25.77	25.59	25.67	25.22	22.13	22.06	21.86
MnO	0.21	0.30	0.24	0.32	0.22	0.19	0.37	0.46	0.49	0.30	0.26	0.20	0.25	0.14	0.10	0.07
MgO	14.96	15.08	14.59	13.89	13.53	13.96	13.03	12.67	12.71	15.52	15.24	15.69	15.63	16.91	16.78	17.00
CaO	0.02	0.01	0.03	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.02
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.05	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00
H ₂ O	11.25	11.13	11.15	11.24	11.22	11.16	11.08	11.10	11.07	11.30	11.23	11.25	11.28	11.44	11.32	11.36
Summe	97.94	97.36	97.30	98.25	98.24	97.52	97.72	97.66	97.40	98.69	98.04	98.19	98.28	98.11	97.16	97.34
Si	1.366	1.358	1.358	1.292	1.289	1.292	1.281	1.297	1.283	1.379	1.373	1.414	1.380	1.314	1.315	1.327
Ti	0.003	0.003	0.003	0.001	0.002	0.003	0.005	0.005	0.003	0.001	0.002	0.003	0.004	0.007	0.006	0.005
Al	1.289	1.264	1.298	1.425	1.435	1.419	1.421	1.427	1.442	1.233	1.254	1.173	1.237	1.372	1.364	1.350
Cr	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.003	0.001	0.003	0.001
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	1.125	1.154	1.147	1.152	1.175	1.151	1.224	1.212	1.215	1.144	1.143	1.145	1.121	0.970	0.977	0.965
Mn	0.009	0.014	0.011	0.014	0.010	0.008	0.017	0.021	0.022	0.014	0.012	0.009	0.011	0.006	0.004	0.003
Mg	1.189	1.211	1.170	1.105	1.078	1.118	1.051	1.020	1.027	1.228	1.213	1.247	1.239	1.321	1.325	1.338
Ca	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001
Na	0.000	0.001	0.000	0.002	0.003	0.000	0.004	0.003	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001
K	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
OH	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Summe	4.986	5.009	4.990	4.995	4.993	4.995	5.006	4.986	4.993	5.003	5.001	4.998	4.998	4.993	4.997	4.992
Sumox	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000
Li (ppm)	29.08	30.90	30.93	193	213	197	91.77	76.19	77.84	131	114	92.28	113	77.78	76.53	68.17
Be (ppm)	0.06	0.04	0.05	0.21	0.24	0.27	0.14	0.58	0.43	0.09	0.35	0.12	0.14	0.13	0.15	0.11
B (ppm)	0.42	0.40	0.47	5.45	3.85	3.21	0.94	0.66	0.79	4.74	4.96	3.64	6.73	1.03	0.49	0.36
XMg#	0.51	0.51	0.51	0.49	0.48	0.49	0.46	0.46	0.46	0.52	0.51	0.52	0.52	0.58	0.58	0.58
XMg*	0.51	0.51	0.50	0.49	0.48	0.49	0.46	0.45	0.45	0.51	0.51	0.52	0.52	0.58	0.57	0.58

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelite / Q: Quarzit
 K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar
 Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl
 XMg# = Mg/(Mg+Fe²⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe²⁺)

Lokalität: Campo Tencia

Probe	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	E1	E1	E1
Gestein	M	M	M	M	M	M
Analyse	CCT8.1-81	CCT8.1-144	CCT8.1-145	E1-69	E1-70	E1-71
Mineral	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl
SiO ₂	25.05	24.73	24.96	23.96	24.48	24.06
TiO ₂	0.22	0.08	0.14	0.08	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	21.68	22.34	22.28	22.70	22.85	22.89
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.01	0.00	0.04	0.04
FeO	22.03	22.12	22.28	26.00	24.75	25.74
MnO	0.05	0.08	0.06	0.07	0.02	0.02
MgO	16.94	16.31	16.93	14.17	14.57	14.90
CaO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.05	0.00
Na ₂ O	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.02	0.04	0.00	0.03	0.01
H ₂ O	11.35	11.31	11.44	11.23	11.31	11.35
Summe	97.32	97.06	98.14	98.21	98.18	99.09
Si	1.324	1.311	1.309	1.279	1.298	1.271
Ti	0.009	0.003	0.006	0.003	0.003	0.003
Al	1.350	1.396	1.377	1.429	1.428	1.425
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.973	0.980	0.977	1.161	1.097	1.137
Mn	0.002	0.004	0.003	0.003	0.001	0.001
Mg	1.334	1.289	1.324	1.128	1.152	1.173
Ca	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000
Na	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001
OH	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Summe	4.993	4.990	4.998	5.003	4.986	5.013
Sumox	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000
Li (ppm)	68.91	72.25	72.87	50.05	47.80	47.76
Be (ppm)	0.11	0.14	0.17	0.30	0.32	0.36
B (ppm)	0.67	0.37	1.15	1.09	2.20	0.61
XMg#	0.58	0.57	0.58	0.49	0.51	0.51
XMg*	0.58	0.57	0.57	0.49	0.51	0.51

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapelite / Q: Quarzit
 K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar
 Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl
 XMg# = Mg/(Mg+Fe²⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe²⁺)

Tab. A4-5 Granat-Analysen aller Probenlokalitäten

Lokalität: Insel Ikaria

Probe	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I23-8	I23-8	I34-1	I34-1	I34-1	I34-1	I34-1	I35-10	I35-10	I35-10	I36-1	I36-1
Gestein	KK	KK	KK	KK	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	g1-7 P	g1-18 P	g2-3 P	g2-6 P	I23-8-130 E / K	I23-8-133 E / K	g1-7 P	g1-15 P	g1-17 P	I34-1-30 E / R	I34-1-63 E / R	g2-7 P	I35-10-42 E / K	I35-10-310 E / R	I36-1-18 E / K	I36-1-136 E / K
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37.86	38.09	37.97	37.88	37.54	37.34	36.67	36.80	36.66	36.51	36.69	37.55	37.26	37.31	37.37	37.94
TiO ₂	0.05	0.17	0.15	0.23	0.07	0.05	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.07	0.07	0.03	0.13
Al ₂ O ₃	20.94	20.61	20.21	20.35	20.63	20.53	20.96	20.66	20.74	20.84	21.05	20.66	20.52	20.47	20.26	20.54
Cr ₂ O ₃	0.07	0.05	0.08	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.04	0.00	0.00	0.05
FeO	18.16	16.15	15.82	15.71	27.21	26.91	32.40	31.76	31.40	31.42	30.75	32.98	32.70	32.81	28.15	22.80
MnO	5.99	5.08	4.80	5.19	7.02	7.72	4.43	4.54	5.74	5.74	5.80	2.24	0.37	3.20	4.37	5.99
MgO	0.75	0.69	0.64	0.65	3.24	2.95	2.87	2.86	2.65	2.34	2.36	2.59	2.22	2.24	1.28	0.95
CaO	16.20	18.99	19.51	19.20	4.82	4.74	2.57	2.88	2.65	3.09	3.50	4.34	6.87	3.92	8.75	11.98
Na ₂ O	0.03	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03
Summe	100.06	99.85	99.19	99.28	100.54	100.24	99.94	99.59	99.90	100.03	100.23	100.42	100.05	100.07	100.20	100.42

Si	2.995	3.005	3.014	3.006	2.996	2.996	2.967	2.984	2.973	2.963	2.964	3.010	2.995	3.012	3.007	3.017
Ti	0.003	0.010	0.009	0.014	0.004	0.003	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.004	0.004	0.002	0.008
Al	1.953	1.916	1.891	1.903	1.940	1.942	1.999	1.975	1.983	1.993	2.004	1.952	1.944	1.948	1.921	1.925
Cr	0.004	0.003	0.005	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000	0.003
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.201	1.065	1.050	1.043	1.816	1.806	2.192	2.154	2.130	2.133	2.077	2.211	2.198	2.215	1.894	1.517
Mn	0.402	0.339	0.323	0.349	0.475	0.524	0.304	0.312	0.394	0.394	0.397	0.152	0.025	0.219	0.298	0.403
Mg	0.089	0.081	0.076	0.077	0.385	0.353	0.346	0.346	0.320	0.283	0.284	0.309	0.266	0.269	0.153	0.113
Ca	1.373	1.605	1.660	1.633	0.412	0.407	0.223	0.250	0.231	0.269	0.303	0.373	0.592	0.339	0.754	1.021
Na	0.005	0.002	0.000	0.004	0.001	0.000	0.001	0.004	0.000	0.004	0.006	0.000	0.001	0.002	0.000	0.003
K	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.002	0.001	0.004	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.003
Summe	8.026	8.027	8.028	8.031	8.030	8.030	8.034	8.029	8.034	8.044	8.037	8.011	8.028	8.013	8.030	8.013

Sumox	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Li (ppm)	10.70	13.20	11.30	13.60	23.00	35.60	5.64	6.17	6.96	nm	nm	16.00	nm	nm	nm	nm
Be (ppm)	0.02	0.02	0.02	0.17	0.01	0.11	0.03	0.02	0.02	nm	nm	0.12	nm	nm	nm	nm
B (ppm)	1.54	1.25	1.04	2.92	0.28	0.49	1.43	1.56	1.47	nm	nm	2.95	nm	nm	nm	nm

Prp	2.89	2.61	2.43	2.49	12.47	11.41	11.29	11.30	10.42	9.19	9.27	10.15	8.63	8.85	4.95	3.70
Alm	39.19	34.48	33.78	33.62	58.80	58.44	71.54	70.35	69.26	69.27	67.86	72.62	71.34	72.80	61.11	49.67
Grs	44.81	51.94	53.40	52.65	13.35	13.18	7.26	8.16	7.50	8.74	9.89	12.23	19.21	11.15	24.33	33.43
Sps	13.11	10.98	10.39	11.24	15.38	16.97	9.91	10.19	12.82	12.81	12.97	5.00	0.82	7.20	9.61	13.21

Lokalität: Insel Ikaria

Probe	I36-1	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I45-4	I102-2	I102-2	I102-2	I103	I103	I103	I103	I105-1
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	g1-4 P / R	g2-5 P / R	g2-13 P / R	g2-8 P / K	g2-99 P / K	g2-127 P / K	g2-176 P / R	g2-185 P / R	g1-9 P	g1-28 P	g1-32 P	I103-98 E / K	I103-106 E / K	I103-109 E / R	I103-110 E / R	g1-41 P
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37.32	37.37	37.35	36.33	36.60	37.00	37.36	37.21	36.96	36.81	36.92	37.09	36.93	37.83	37.14	37.56
TiO ₂	0.12	0.04	0.03	0.07	0.10	0.01	0.02	0.05	0.01	0.02	0.03	0.11	0.03	0.05	0.11	0.08
Al ₂ O ₃	20.47	20.78	20.84	20.40	20.48	20.76	21.10	20.95	20.37	20.46	20.34	20.62	21.00	20.71	20.90	20.88
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	0.04	0.03	0.08	0.00	0.06	0.05	0.00	0.02	0.06	0.04
FeO	20.34	34.61	33.31	32.50	32.61	31.46	33.37	33.27	32.54	33.28	33.08	32.91	32.53	31.17	31.45	32.07
MnO	14.45	0.82	1.03	6.83	7.59	5.73	1.10	0.73	4.28	4.58	4.66	2.06	1.44	0.66	0.89	0.88
MgO	0.85	3.10	2.67	1.74	1.78	1.81	2.54	2.82	2.58	2.48	2.50	2.60	2.80	2.57	2.57	2.52
CaO	6.62	3.69	4.75	1.61	1.18	2.98	4.98	4.94	2.58	1.89	2.31	4.56	4.85	7.13	6.83	6.21
Na ₂ O	0.04	0.03	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.02	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.04	0.02
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00
Summe	100.22	100.49	99.98	99.53	100.37	99.78	100.55	100.05	99.47	99.53	99.95	100.19	100.00	100.15	100.00	100.24

Si	3.013	2.993	3.000	2.983	2.984	3.004	2.987	2.986	3.006	2.999	2.998	2.989	2.978	3.017	2.977	3.001
Ti	0.007	0.003	0.002	0.004	0.006	0.001	0.001	0.003	0.000	0.001	0.002	0.006	0.002	0.003	0.007	0.005
Al	1.947	1.961	1.973	1.974	1.968	1.987	1.988	1.981	1.953	1.965	1.947	1.958	1.995	1.946	1.974	1.966
Cr	0.000	0.003	0.001	0.002	0.000	0.000	0.003	0.002	0.005	0.000	0.004	0.003	0.000	0.001	0.004	0.002
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.373	2.318	2.238	2.232	2.223	2.136	2.231	2.233	2.213	2.268	2.247	2.218	2.193	2.079	2.108	2.143
Mn	0.988	0.056	0.070	0.475	0.524	0.394	0.074	0.050	0.295	0.316	0.320	0.140	0.098	0.045	0.060	0.059
Mg	0.102	0.370	0.319	0.213	0.216	0.219	0.303	0.337	0.313	0.301	0.303	0.312	0.337	0.305	0.307	0.300
Ca	0.572	0.316	0.409	0.141	0.103	0.259	0.427	0.425	0.225	0.165	0.201	0.394	0.419	0.609	0.587	0.531
Na	0.007	0.005	0.000	0.000	0.006	0.006	0.002	0.004	0.006	0.001	0.004	0.001	0.001	0.000	0.006	0.002
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.002	0.000	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.000
Summe	8.010	8.025	8.012	8.026	8.029	8.005	8.018	8.023	8.019	8.018	8.027	8.025	8.024	8.007	8.032	8.011

Sumox	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Li (ppm)	nm</
----------	------

Tab. A4-5 Granat-Analysen aller Probenlokalitäten (Fortsetzung)

Lokalität: Insel Ikaria

Probe	I105-1	I105-1	I105-1	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I108	I108	I108	I108	I108	I110	I110	I110	I110
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	g1-163 P	g1-184 P	g1-263 P	g1-4 P	g1-15 P	g2-15 P	g1-57 P	g1a-69 P	g1a-81 P	g2a-6 P	g2a-46 P	g2a-88 P	g2-34 P	g2-44 P	g2-60 P	g2-66 P
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37.39	37.88	37.67	37.24	37.26	37.20	37.01	37.04	37.29	37.53	37.16	37.11	37.17	37.06	37.03	37.14
TiO ₂	0.21	0.05	0.06	0.12	0.02	0.10	0.10	0.10	0.07	0.06	0.09	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	20.64	20.81	20.88	20.91	20.67	20.95	20.91	20.71	20.63	20.77	20.41	20.88	20.90	20.61	20.48	20.43
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.02	0.03	0.03	0.06	0.05	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.12	0.08	0.00
FeO	31.40	30.99	30.91	30.41	32.45	32.25	33.57	29.77	31.49	33.45	29.42	33.12	33.53	33.97	34.13	33.99
MnO	3.28	2.34	1.94	1.69	0.99	0.94	1.15	5.06	4.36	3.57	6.91	2.36	4.27	4.21	4.32	4.50
MgO	2.19	2.24	2.29	2.20	2.51	2.36	2.49	1.84	2.26	2.58	1.66	2.29	2.78	2.85	2.99	2.97
CaO	5.03	6.19	6.62	7.45	6.32	6.29	4.71	5.66	4.08	2.68	4.68	4.45	1.46	1.39	1.11	1.13
Na ₂ O	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.05	0.02	0.04	0.00	0.02	0.00
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Summe	100.21	100.55	100.39	100.06	100.26	100.17	100.01	100.20	100.23	100.63	100.41	100.24	100.18	100.21	100.19	100.15

Si	3.004	3.020	3.006	2.983	2.988	2.982	2.981	2.986	3.003	3.011	3.001	2.988	2.999	2.997	2.997	3.006
Ti	0.012	0.003	0.003	0.007	0.001	0.006	0.006	0.006	0.004	0.004	0.006	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	1.955	1.955	1.964	1.974	1.953	1.979	1.984	1.968	1.959	1.964	1.943	1.981	1.987	1.964	1.954	1.949
Cr	0.003	0.000	0.001	0.002	0.002	0.004	0.003	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.007	0.005	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.110	2.066	2.063	2.037	2.176	2.162	2.261	2.007	2.121	2.244	1.987	2.230	2.262	2.297	2.310	2.300
Mn	0.223	0.158	0.131	0.115	0.068	0.064	0.078	0.345	0.297	0.243	0.473	0.161	0.292	0.288	0.296	0.308
Mg	0.262	0.266	0.272	0.263	0.300	0.282	0.299	0.222	0.272	0.308	0.199	0.275	0.334	0.344	0.361	0.358
Ca	0.433	0.529	0.566	0.639	0.543	0.540	0.407	0.489	0.352	0.230	0.405	0.384	0.126	0.121	0.096	0.098
Na	0.004	0.004	0.001	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001	0.003	0.000	0.007	0.003	0.006	0.000	0.003	0.000
K	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Summe	8.007	8.003	8.009	8.023	8.034	8.021	8.020	8.025	8.014	8.003	8.025	8.022	8.009	8.018	8.024	8.019

Sumox	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Li (ppm)	25.32	31.91	19.64	15.52	19.14	16.53	21.26	16.64	23.97	11.51	13.67	7.18	12.19	7.48	7.99	10.29
Be (ppm)	0.003	0.000	0.01	0.005	0.000	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.06	0.03	0.03	0.004	0.002
B (ppm)	0.82	0.74	1.10	0.50	0.59	0.76	0.52	1.06	0.64	1.77	3.13	2.66	0.46	0.36	0.76	0.19

Prp	8.65	8.81	8.97	8.60	9.72	9.25	9.82	7.24	8.93	10.19	6.50	9.02	11.09	11.27	11.78	11.70
Alm	69.68	68.43	68.03	66.70	70.51	70.92	74.24	65.53	69.72	74.18	64.85	73.13	75.05	75.32	75.41	75.06
Grs	14.30	17.52	18.68	20.93	17.59	17.72	13.36	15.96	11.58	7.62	13.21	12.58	4.18	3.95	3.14	3.18
Sps	7.38	5.24	4.32	3.76	2.19	2.10	2.58	11.27	9.77	8.02	15.44	5.27	9.68	9.46	9.67	10.06

Lokalität: Insel Ikaria

Lokalität: Künisches Gebirge

Probe	I123-3	I123-3	I123-3	I123-3	LR4	LR4	LR4	LR11	LR11	LR11	LR11	LR16	LR16	LR16	LR16	LR33
Gestein	M	M	M	M	Q	Q	Q	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	g1-57 P	g1-78 P	g1-109 P	g1-300 P	LR4-17 E	LR4-51 E	LR4-52 E	g1-37 P	g1-76 P	g1-89 P	g1-139 P	g1-378 P	g1-445 P	g1-453 P	g1-556 P	g3-11 P
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37.07	37.07	37.30	37.16	36.22	36.29	36.33	36.52	36.64	36.65	36.91	36.71	36.90	36.75	36.58	37.06
TiO ₂	0.00	0.00	0.08	0.03	0.04	0.03	0.02	0.32	0.16	0.24	0.08	0.04	0.09	0.05	0.08	0.12
Al ₂ O ₃	20.58	20.77	20.52	20.48	20.39	20.45	20.27	20.26	19.75	19.86	20.32	20.02	19.91	20.03	20.22	20.29
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
FeO	32.45	32.86	30.84	30.77	39.34	40.32	39.60	29.87	23.13	23.07	32.95	33.54	32.70	33.38	32.48	34.25
MnO	4.10	4.01	5.19	6.54	1.99	1.74	1.97	6.32	13.72	13.62	3.30	4.52	4.63	4.72	6.09	2.29
MgO	2.59	3.23	2.40	2.47	1.22	1.18	1.14	0.71	0.47	0.45	1.03	1.95	1.77	1.72	2.02	1.86
CaO	3.00	2.03	3.60	2.18	0.53	0.52	0.47	6.04	6.30	6.37	5.71	2.91	3.81	3.50	2.51	4.10
Na ₂ O	0.03	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.04	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
Summe	99.85	99.82	99.93	100.05	99.79	100.56	99.84	100.12	100.18	100.29	100.39	99.73	99.83	100.17	100.02	100.00

Si	3.000	2.991	3.011	3.014	2.985	2.977	2.995	2.976	2.994	2.989	2.994	3.000	3.009	2.995	2.984	3.006
Ti	0.000	0.000	0.005	0.002	0.003	0.002	0.001	0.020	0.010	0.014	0.005	0.003	0.005	0.003	0.005	0.007
Al	1.963	1.975	1.952	1.958	1.981	1.976	1.969	1.945	1.902	1.909	1.942	1.928	1.914	1.924	1.945	1.940
Cr	0.002	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.196	2.217	2.082	2.087	2.711	2.765	2.730	2.035	1.580	1.574	2.235	2.293	2.230	2.275	2.216	2.323
Mn	0.281	0.274	0.355	0.450	0.139	0.121	0.137	0.436	0.949	0.941	0.226	0.313	0.319	0.326	0.421	0.157
Mg	0.313	0.389	0.289	0.299	0.150	0.144	0.140	0.086	0.057	0.055	0.125	0.237	0.215	0.209	0.246	0.225
Ca	0.260	0.175	0.311	0.189	0.046	0.046	0.042	0.527	0.552	0.557	0.496	0.254	0.333	0.306	0.220	0.356
Na	0.005	0.002	0.000	0.004	0.005	0.004	0.006	0.004	0.001	0.005	0.007	0.005	0.005	0.001	0.007	0.000
K	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000
Summe	8.020	8.023	8.009	8.008	8.023	8.036	8.022	8.033	8.046	8.044	8.034	8.036	8.031	8.041	8.042	8.017

Sumox	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Tab. A4-6 Staurolith-Analysen aller Probenlokalitäten (Fortsetzung)

Lokalität: Insel Ikaría

Probe	I105-1	I105-1	I105-1	I105-1	I105-1	I105-1	I105-1	I105-1	I105-3	I105-3	I108	I108	I108	I108	I123-3	
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	
Analyse	st1-10	st1-31	st1-42	st1-50	st1-61	st1-78	st1-94	st1-119	st1-10	st1-18	st1-3	st1-8	st1-19	st1-26	st1-32	st1a-23
Mineral	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St
SiO ₂	28.05	28.35	28.17	28.13	28.22	28.35	28.24	28.04	27.92	27.62	28.08	27.76	27.74	27.35	27.66	28.01
TiO ₂	0.60	0.61	0.57	0.53	0.48	0.50	0.56	0.63	0.53	0.57	0.53	0.50	0.61	0.70	0.57	0.60
Al ₂ O ₃	54.14	53.97	53.92	53.87	53.69	54.25	54.55	53.88	53.49	53.52	53.52	53.39	53.38	52.50	52.79	53.50
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	0.02	0.00	0.00	0.08	0.13	0.08	0.04	0.05
FeO	12.52	12.61	12.80	12.66	12.73	12.80	12.55	12.58	12.69	12.55	12.75	13.03	12.92	14.07	13.72	13.21
MnO	0.19	0.19	0.19	0.27	0.24	0.24	0.19	0.23	0.23	0.18	0.21	0.27	0.30	0.35	0.31	0.35
MgO	1.20	1.24	1.38	1.46	1.44	1.28	1.25	1.28	1.45	1.35	1.49	1.51	1.47	1.53	1.49	1.70
CaO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.06	0.03	0.04	0.01	0.01	0.05	0.03	0.04	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00
ZnO	0.17	0.17	0.16	0.20	0.19	0.22	0.15	0.22	0.92	1.00	0.39	0.47	0.45	0.49	0.46	0.22
H ₂ O	2.15	2.16	2.16	2.16	2.15	2.17	2.17	2.15	2.15	2.14	2.15	2.14	2.15	2.13	2.14	2.16
Summe	99.06	99.34	99.37	99.32	99.16	99.86	99.71	99.22	99.43	99.10	99.15	99.18	99.20	99.23	99.23	99.82
Si	3.903	3.934	3.913	3.910	3.928	3.918	3.903	3.903	3.894	3.865	3.915	3.881	3.878	3.849	3.882	3.890
Ti	0.062	0.064	0.060	0.055	0.050	0.052	0.058	0.066	0.055	0.060	0.055	0.052	0.064	0.074	0.061	0.063
Al	8.879	8.826	8.828	8.825	8.808	8.838	8.884	8.837	8.793	8.845	8.795	8.793	8.793	8.711	8.732	8.756
Cr	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.004	0.004	0.005	0.003	0.000	0.000	0.008	0.015	0.009	0.004	0.005
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.457	1.464	1.487	1.472	1.481	1.480	1.450	1.464	1.480	1.469	1.487	1.524	1.510	1.656	1.610	1.535
Mn	0.022	0.022	0.022	0.032	0.029	0.028	0.022	0.027	0.027	0.025	0.025	0.032	0.032	0.042	0.036	0.042
Mg	0.249	0.257	0.285	0.302	0.298	0.263	0.256	0.266	0.301	0.281	0.311	0.314	0.306	0.320	0.311	0.352
Ca	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.009	0.000	0.003	0.002	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000
Na	0.004	0.005	0.000	0.004	0.000	0.001	0.002	0.016	0.007	0.011	0.003	0.004	0.013	0.008	0.010	0.002
K	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.002	0.000	0.004	0.002	0.002	0.001	0.000	0.003	0.003	0.004	0.000
Zn	0.018	0.018	0.016	0.020	0.019	0.023	0.016	0.023	0.094	0.103	0.040	0.049	0.046	0.051	0.047	0.023
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	14.596	14.592	14.615	14.623	14.619	14.610	14.596	14.620	14.657	14.659	14.634	14.666	14.663	14.723	14.697	14.667
Sumox	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
Li (ppm)	715	677	628	612	612	653	673	606	683	625	256	241	252	247	191	307
Be (ppm)	13.77	18.58	20.04	20.69	19.50	20.38	19.38	16.22	24.07	24.92	25.62	25.69	24.87	25.12	23.96	20.80
B (ppm)	0.57	0.50	0.68	0.44	0.66	0.66	0.50	0.39	0.70	0.60	0.17	0.19	0.19	0.36	0.30	1.30
XMg#	0.15	0.15	0.16	0.17	0.17	0.15	0.15	0.15	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.19
XMg*	0.14	0.15	0.16	0.17	0.17	0.15	0.15	0.15	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.18

M: Metapellit / K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar / Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl
 XMg# = Mg/(Mg+Fe³⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe³⁺)

Lokalität: Insel Ikaría

Lokalität: Künisches Gebirge

Probe	I123-3	I123-3	I123-3	LR16	LR16	LR16	LR58	LR58	LR58	LR58	LR92	LR92	LR92	LR92	LR92	
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	
Analyse	st1a-24	st1a-25	st1a-26	LR16-106	LR16-107	st1-22	LR58-113	LR58-114	st1-26	st1-34	LR92-52	LR92-53	LR92-56	LR92-58	LR92-93	LR92-94
Mineral	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St
SiO ₂	28.00	27.97	28.07	26.85	26.57	27.05	27.01	26.95	26.42	26.76	27.70	27.05	27.18	27.00	27.29	27.53
TiO ₂	0.67	0.56	0.62	0.60	0.54	0.58	0.57	0.52	0.52	0.61	0.60	0.64	0.62	0.69	0.61	0.59
Al ₂ O ₃	53.50	53.41	53.93	53.27	53.26	53.38	52.80	53.23	53.38	53.45	53.85	53.82	54.32	53.73	53.74	53.76
Cr ₂ O ₃	0.02	0.05	0.04	0.01	0.02	0.05	0.01	0.00	0.04	0.05	0.05	0.03	0.06	0.02	0.03	0.02
FeO	13.12	12.99	12.95	12.83	12.76	12.33	13.79	13.51	13.98	13.37	12.78	13.07	12.78	12.68	13.06	12.70
MnO	0.46	0.46	0.41	0.50	0.49	0.56	0.76	0.80	0.88	0.88	0.08	0.18	0.18	0.18	0.25	0.14
MgO	1.63	1.58	1.64	1.44	1.35	1.29	1.39	1.35	1.55	1.66	1.30	1.34	1.39	1.38	1.44	1.39
CaO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.03	0.05	0.07	0.03	0.04
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02
ZnO	0.24	0.31	0.30	1.74	1.86	1.89	0.84	0.97	0.51	0.56	1.52	1.63	1.71	1.59	1.55	1.57
H ₂ O	2.16	2.15	2.17	2.13	2.12	2.13	2.13	2.13	2.13	2.14	2.16	2.15	2.16	2.14	2.15	2.15
Summe	99.80	99.47	100.13	99.42	99.02	99.33	99.30	99.47	99.42	99.52	100.12	99.94	100.46	99.50	100.16	99.93
Si	3.890	3.896	3.882	3.778	3.758	3.804	3.809	3.791	3.724	3.757	3.850	3.781	3.775	3.784	3.804	3.836
Ti	0.070	0.058	0.065	0.064	0.057	0.062	0.061	0.054	0.055	0.064	0.063	0.067	0.066	0.072	0.064	0.062
Al	8.758	8.770	8.791	8.836	8.876	8.846	8.776	8.825	8.868	8.844	8.822	8.866	8.891	8.875	8.829	8.830
Cr	0.002	0.005	0.004	0.001	0.003	0.006	0.001	0.000	0.005	0.005	0.005	0.003	0.007	0.002	0.003	0.002
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.524	1.513	1.497	1.510	1.509	1.450	1.626	1.589	1.648	1.570	1.485	1.528	1.484	1.486	1.522	1.480
Mn	0.054	0.054	0.048	0.060	0.058	0.067	0.091	0.096	0.105	0.105	0.009	0.021	0.021	0.021	0.030	0.017
Mg	0.338	0.327	0.337	0.302	0.284	0.270	0.292	0.283	0.325	0.347	0.270	0.279	0.287	0.288	0.299	0.289
Ca	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003
Na	0.000	0.000	0.000	0.005	0.012	0.019	0.000	0.000	0.000	0.008	0.023	0.008	0.015	0.019	0.009	0.011
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.000	0.005	0.000	0.004
Zn																

Tab. A4-6 Staurolith-Analysen aller Probenlokalitäten (Fortsetzung)

Lokalität: Campo Tencia

Probe	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	st1-1 P	st1-11 P	st1-16 P	st1-25 P	st1-31 P	st1-38 P	st1-45 P	st1-50 P	st1-55 P	st1-60 P	st1-67 P	st1-73 P	st1-79 P	st1-84 P	st1-90 P	st1-99 P
Mineral	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St	St
SiO ₂	27.73	27.76	27.73	27.51	27.80	27.70	27.78	27.54	27.44	27.59	27.83	27.59	27.74	27.56	27.77	27.44
TiO ₂	0.63	0.68	0.75	0.62	0.62	0.58	0.56	0.60	0.61	0.59	0.52	0.67	0.60	0.57	0.61	0.58
Al ₂ O ₃	53.46	53.29	53.49	53.69	53.58	53.22	53.17	53.53	53.54	53.28	53.27	53.39	53.50	53.28	52.97	53.54
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.10	0.03
FeO	13.44	13.17	12.95	13.09	13.19	13.36	13.20	13.08	13.14	12.97	13.28	13.51	13.05	13.18	13.07	13.11
MnO	0.08	0.12	0.11	0.19	0.16	0.17	0.11	0.12	0.16	0.10	0.14	0.14	0.15	0.19	0.10	0.13
MgO	2.00	2.04	2.05	2.07	2.03	2.07	1.97	2.07	2.10	2.04	2.15	2.07	2.03	2.08	2.06	1.64
CaO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
Na ₂ O	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
ZnO	0.83	0.73	0.71	0.75	0.75	0.77	0.80	0.86	0.78	0.83	0.75	0.86	0.88	0.76	0.77	0.87
H ₂ O	2.16	2.16	2.16	2.16	2.16	2.16	2.15	2.16	2.15	2.16	2.16	2.16	2.16	2.15	2.15	2.15
Summe	100.39	100.03	100.03	100.14	100.34	100.05	99.80	100.02	99.95	99.58	100.16	100.43	100.12	99.77	99.64	99.55
Si	3.845	3.857	3.848	3.819	3.850	3.853	3.870	3.829	3.818	3.849	3.864	3.828	3.851	3.841	3.873	3.833
Ti	0.066	0.071	0.078	0.065	0.065	0.061	0.059	0.062	0.064	0.061	0.054	0.070	0.062	0.059	0.064	0.061
Al	8.735	8.727	8.749	8.784	8.747	8.724	8.729	8.770	8.779	8.760	8.717	8.732	8.753	8.753	8.707	8.813
Cr	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.002	0.002	0.004	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.010	0.003
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.559	1.530	1.502	1.519	1.528	1.554	1.538	1.520	1.529	1.513	1.542	1.567	1.515	1.536	1.524	1.531
Mn	0.009	0.014	0.013	0.022	0.019	0.020	0.013	0.014	0.019	0.012	0.017	0.017	0.017	0.022	0.011	0.015
Mg	0.414	0.422	0.424	0.429	0.420	0.429	0.408	0.430	0.435	0.423	0.446	0.428	0.419	0.431	0.429	0.341
Ca	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.005
Na	0.007	0.009	0.002	0.005	0.003	0.000	0.010	0.004	0.005	0.005	0.008	0.006	0.004	0.004	0.009	0.011
K	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Zn	0.084	0.075	0.073	0.077	0.076	0.079	0.082	0.089	0.080	0.086	0.077	0.089	0.090	0.078	0.080	0.090
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	14.724	14.712	14.899	14.726	14.712	14.725	14.712	14.724	14.730	14.712	14.727	14.739	14.712	14.726	14.709	14.704
Sumox	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
Li (ppm)	294	289	284	290	287	286	291	298	285	304	281	275	279	281	309	299
Be (ppm)	21.12	21.06	20.21	19.69	19.29	19.81	20.28	19.86	19.69	19.60	19.89	20.66	20.48	20.20	19.48	21.04
B (ppm)	0.17	0.16	0.21	0.26	0.20	0.41	0.19	0.27	0.18	0.24	0.31	0.24	0.28	0.21	0.58	0.20
XMg#	0.21	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22	0.18
XMg*	0.21	0.21	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22	0.22	0.22	0.21	0.21	0.22	0.22	0.18

M: Metapellit / K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar / Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl
 XMg# = Mg/(Mg+Fe³⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe³⁺)

Lokalität: Campo Tencia

Probe	E1	E1	E1
Gestein	M	M	M
Analyse	E1-102 E	E1-104 E	E1-105 E
Mineral	St	St	St
SiO ₂	27.34	27.37	27.41
TiO ₂	0.70	0.76	0.71
Al ₂ O ₃	53.31	53.11	53.37
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.02
FeO	13.82	13.70	13.51
MnO	0.10	0.08	0.05
MgO	1.76	1.72	1.74
CaO	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.02	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.86	0.82	0.86
H ₂ O	2.15	2.14	2.15
Summe	100.11	99.71	99.83
Si	3.812	3.827	3.824
Ti	0.073	0.080	0.075
Al	8.761	8.753	8.776
Cr	0.002	0.000	0.002
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.612	1.602	1.577
Mn	0.011	0.009	0.005
Mg	0.365	0.358	0.362
Ca	0.001	0.000	0.000
Na	0.011	0.007	0.004
K	0.000	0.000	0.000
Zn	0.088	0.085	0.089
OH	2.000	2.000	2.000
Summe	14.738	14.720	14.714
Sumox	24.000	24.000	24.000
Li (ppm)	232	202	208
Be (ppm)	64.39	57.46	57.24
B (ppm)	0.10	0.14	0.12
XMg#	0.18	0.18	0.19
XMg*	0.18	0.18	0.19

M: Metapellit / K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar / Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl
 XMg# = Mg/(Mg+Fe³⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe³⁺)

Tab. A4-7 Alumosilikat-Analysen aller Probenlokalitäten

Lokalität: Insel Ikaría

Lokalität: Kúnisches Gebirge

Probe	I23-8	I23-8	I23-8	I35-10	I35-10	I35-10	I45-4	I45-4	I45-4	I103	I103	I103	LR7	LR7	LR7	LR16
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	I23-8-51	I23-8-53	I23-8-54	I35-10-54	I35-10-56	I35-10-59	I45-4-131	I45-4-133	I45-4-137	I103-29	I103-32	I103-34	LR7-32	LR7-33	LR7-34	LR16-10
Mineral	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	And	And	And	And

SiO ₂	37.23	37.07	36.89	37.26	37.08	36.98	37.06	37.29	36.93	36.97	36.98	37.04	36.63	36.64	36.94	36.52
TiO ₂	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	61.61	61.84	61.23	62.19	62.46	62.42	62.55	62.65	62.70	62.30	61.89	62.54	63.07	62.98	62.78	61.20
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.02	0.00	0.05	0.01	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02	0.10	0.09	0.13	0.04	0.00
FeO	1.14	0.68	1.12	0.12	0.08	0.21	0.29	0.24	0.19	0.14	0.16	0.16	0.24	0.33	0.19	1.15
MnO	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
MgO	0.02	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.04
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Summe	100.05	99.75	99.28	99.59	99.72	99.64	100.01	100.22	99.91	99.48	99.09	99.88	100.12	100.15	100.07	98.97

Si	1.007	1.005	1.005	1.009	1.003	1.001	1.001	1.004	0.998	1.003	1.007	1.001	0.989	0.989	0.997	0.999
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	1.963	1.975	1.966	1.985	1.992	1.993	1.990	1.988	1.997	1.992	1.986	1.992	2.006	2.003	1.997	1.973
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.003	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.026	0.015	0.025	0.003	0.002	0.005	0.007	0.005	0.004	0.003	0.004	0.004	0.005	0.007	0.004	0.026
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	2.998	2.999	2.999	2.997	3.000	3.000	3.000	2.999	3.002	3.000	2.998	2.999	3.005	3.004	3.002	3.002

Sumox	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Li (ppm)	0.52	0.07	0.10	1.29	2.04	5.21	0.07	0.01	2.85	0.14	0.22	0.41	0.22	0.26	0.31	0.35
Be (ppm)	0.01	0.01	0.02	0.06	0.06	0.13	0.005	0.01	0.05	0.22	0.20	0.29	0.03	0.02	0.02	0.002
B (ppm)	0.54	0.54	0.74	1.24	0.91	1.32	0.19	0.17	0.31	0.54	0.38	0.41	11.90	7.96	14.07	5.89

M: Metapelit
 K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar
 Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

Lokalität: Kúnisches Gebirge

Lokalität: Campo Tencia

Probe	LR16	LR16	LR16	LR58	LR58	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	E1	E1
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	LR16-11	LR16-12	LR16-13	LR58-31	LR58-32	CCT8.1-1	CCT8.1-2	CCT8.1-4	CCT8.1-90	E1-61	E1-64
Mineral	And	And	And	And	And	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky	Ky

SiO ₂	36.50	36.55	36.19	36.40	36.06	37.44	37.40	37.27	37.18	36.34	36.58
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.01	0.00	0.03	0.04	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	60.68	60.85	61.15	60.90	61.10	62.73	63.06	62.84	62.63	62.66	62.84
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.03	0.02	0.06	0.00	0.07	0.08	0.02	0.00	0.01
FeO	1.27	1.12	1.16	1.75	1.34	0.16	0.10	0.22	0.10	0.27	0.11
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00
Summe	98.53	98.60	98.57	99.19	98.68	100.37	100.65	100.48	100.01	99.32	99.57

Si	1.003	1.003	0.994	0.995	0.990	1.006	1.003	1.001	1.003	0.988	0.992
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
Al	1.965	1.968	1.980	1.963	1.978	1.987	1.992	1.990	1.991	2.008	2.008
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.029	0.026	0.027	0.040	0.031	0.004	0.002	0.005	0.002	0.006	0.002
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Summe	3.000	3.000	3.003	3.002	3.004	2.998	3.000	3.000	2.999	3.004	3.003

Sumox	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Li (ppm)	0.23	0.26	0.27	0.14	0.16	0.14	0.07	0.05	0.06	0.11	0.06
Be (ppm)	0.000	0.002	0.002	0.004	0.007	0.08	0.01	0.00	0.02	0.14	0.02
B (ppm)	3.44	5.37	4.69	1.11	2.04	0.22	0.29	0.23	0.17	1.41	0.37

M: Metapelit
 K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar
 Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

Tab. A4-8 Epidot-Analysen der Insel Icaria und Campo Tencia

Lokalität: Insel Icaria

Probe	I22-1	I22-1	I22-1	I23-3	I23-3	I23-3	I23-3	I23-8	I23-8	I23-8	I23-8	I23-9	I23-9	I23-9	I23-9	I36-1
Gestein	KK	KK	KK	KK	KK	KK	KK	M	M	M	M	Q	Q	Q	Q	M
Analyse	ep2-4	ep2-24	ep2-37	I23-3-9	I23-3-10	I23-3-11	I23-3-12	ep1-2	ep1-4	ep1-6	ep1-10	I23-9-11	I23-9-23	I23-9-26	I23-9-44	I36-1-29
Mineral	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep
SiO ₂	38.37	38.30	37.50	37.96	37.85	37.80	37.71	37.56	37.86	38.11	38.03	37.83	37.76	37.73	37.83	37.88
TiO ₂	0.25	0.14	0.31	0.08	0.11	0.11	0.07	0.04	0.02	0.08	0.07	0.08	0.06	0.02	0.06	0.09
Al ₂ O ₃	26.89	28.04	27.21	24.23	24.21	24.47	24.02	24.07	23.98	23.92	24.86	24.75	25.59	24.23	24.61	25.15
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.03
Fe ₂ O ₃	7.30	6.06	7.59	11.27	11.48	10.94	11.07	12.93	13.13	12.35	11.74	11.89	10.78	12.27	12.09	10.42
MnO	0.15	0.10	0.12	0.07	0.08	0.07	0.10	0.21	0.16	0.24	0.50	0.10	0.08	0.16	0.04	0.29
MgO	0.04	0.06	0.07	0.00	0.01	0.03	0.02	0.07	0.07	0.01	0.05	0.08	0.05	0.05	0.03	0.00
CaO	23.86	23.91	23.28	23.73	23.75	23.48	23.90	22.54	22.69	23.16	22.66	22.65	22.89	22.87	22.95	23.48
Na ₂ O	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.07	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
H ₂ O	1.90	1.91	1.89	1.88	1.89	1.88	1.87	1.88	1.89	1.89	1.90	1.89	1.89	1.88	1.89	1.89
Summe	98.79	98.54	98.06	99.29	99.42	98.79	98.79	99.35	99.81	99.81	99.85	99.32	99.12	99.26	99.50	99.24

Si	3.022	3.010	2.979	3.019	3.010	3.016	3.017	2.994	3.005	3.021	3.006	3.003	2.993	3.005	3.001	3.005
Ti	0.015	0.008	0.019	0.005	0.007	0.006	0.004	0.002	0.001	0.005	0.004	0.005	0.003	0.001	0.004	0.005
Al	2.497	2.598	2.547	2.271	2.269	2.302	2.265	2.261	2.242	2.235	2.315	2.316	2.391	2.274	2.301	2.352
Cr	0.001	0.001	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.002
Fe ³⁺	0.433	0.358	0.454	0.675	0.687	0.657	0.667	0.776	0.784	0.737	0.698	0.710	0.643	0.735	0.722	0.622
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.010	0.007	0.008	0.004	0.005	0.005	0.007	0.014	0.011	0.016	0.033	0.007	0.005	0.011	0.002	0.019
Mg	0.005	0.006	0.008	0.000	0.002	0.004	0.002	0.008	0.008	0.002	0.006	0.009	0.006	0.006	0.004	0.000
Ca	2.014	2.014	1.981	2.022	2.024	2.007	2.049	1.925	1.929	1.968	1.919	1.927	1.944	1.951	1.950	1.966
Na	0.002	0.000	0.004	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.000	0.002
K	0.000	0.000	0.007	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002	0.004	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
OH	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Summe	7.999	8.003	8.008	8.001	8.007	8.000	8.014	7.985	7.982	7.986	7.986	7.980	7.989	7.989	7.985	8.003

Sumox	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Li (ppm)	0.55	0.87	0.70	0.03	nm	nm	0.08	nm	nm	nm	nm	0.58	0.42	nm	nm	nm
Be (ppm)	2.76	2.04	2.47	3.74	nm	nm	3.86	nm	nm	nm	nm	0.48	0.25	nm	nm	nm
B (ppm)	5.42	3.51	5.50	1.23	nm	nm	1.35	nm	nm	nm	nm	3.26	1.05	nm	nm	nm

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapellit / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar / Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

Lokalität: Insel Icaria

Lokalität: Campo Tencia

Probe	I36-1	I36-1	I36-1	I53-2	I53-2	I53-2	I53-2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2
Gestein	M	M	M	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
Analyse	I36-1-31	I36-1-32	I36-1-112	ep1-4	ep1-25	ep1-34	ep1-46	ep1-2	ep1-9	ep1-16	ep1-21	ep1-30	ep1-34	ep1-40
Mineral	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep

SiO ₂	37.75	37.60	37.78	37.48	37.96	37.60	38.02	37.70	37.70	37.68	37.92	38.44	38.15	37.57
TiO ₂	0.20	0.15	0.05	0.03	0.11	0.11	0.07	0.12	0.12	0.12	0.13	0.15	0.14	0.16
Al ₂ O ₃	23.91	23.75	23.90	24.44	25.66	25.72	27.79	25.35	25.03	25.18	24.91	25.05	24.76	24.79
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.07	0.15	0.06	0.13	0.14	0.16	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02
Fe ₂ O ₃	12.58	12.56	12.11	11.31	9.65	9.20	6.99	9.30	9.98	9.76	9.93	10.03	10.14	10.03
MnO	0.31	0.32	0.29	0.16	0.09	0.16	0.12	0.18	0.23	0.22	0.20	0.20	0.21	0.22
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.05	0.03	0.04	0.06	0.05	0.05
CaO	23.03	22.91	23.28	23.30	23.64	23.79	24.08	23.14	23.08	23.21	22.85	23.63	23.11	22.76
Na ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
H ₂ O	1.89	1.88	1.88	1.87	1.89	1.88	1.91	1.89	1.89	1.89	1.89	1.91	1.91	1.88
Summe	99.72	99.26	99.40	98.74	99.08	98.62	99.14	98.93	99.24	99.20	98.99	100.63	99.61	98.58

Si	3.001	3.003	3.011	2.998	3.007	2.993	2.984	2.996	2.993	2.992	3.014	3.011	3.018	3.002
Ti	0.012	0.009	0.003	0.002	0.006	0.007	0.004	0.007	0.007	0.007	0.008	0.009	0.008	0.009
Al	2.240	2.235	2.244	2.304	2.395	2.413	2.571	2.375	2.343	2.356	2.333	2.312	2.308	2.334
Cr	0.002	0.003	0.005	0.010	0.004	0.008	0.008	0.010	0.003	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.753	0.755	0.726	0.681	0.575	0.551	0.413	0.618	0.663	0.648	0.660	0.657	0.671	0.670
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.021	0.022	0.019	0.011	0.006	0.011	0.008	0.012	0.015	0.015	0.013	0.013	0.014	0.015
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.003	0.006	0.004	0.005	0.007	0.005	0.005
Ca	1.961	1.960	1.988	1.997	2.006	2.028	2.025	1.971	1.963	1.974	1.946	1.983	1.959	1.948
Na	0.003	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	0.002	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000
K	0.000	0.005	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000
OH	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Summe	7.992	7.993	8.001	8.003	8.002	8.014	8.017	7.996	7.996	7.998	7.984	7.996	7.986	7.986

Sumox	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Li (ppm)	nm	nm	nm	1.34	1.62	1.37	1.35	0.20	0.12	0.10	0.10	0.08	0.09	0.06
Be (ppm)	nm	nm	nm	0.05	0.03	0.03	0.06	0.04	0.07	0.06	0.03	0.04	0.04	0.04
B (ppm)	nm	nm	nm	2.21	1.80	2.20	2.29	1.26	1.40	0.43	0.36	0.71	0.27	0.51

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / M: Metapellit / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar / Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

Tab. A4-9 Klinopyroxen-Analysen der Insel Icaria

Lokalität: Insel Icaria

Probe	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1
Gestein	KK	KK	KK	KK	KK	KK	KK	KK	KK
Analyse	cpx1-11 P / R	cpx1-56 P / K	cpx1-63 P / K	cpx1-102 P / R	cpx2-16 P / K	cpx2-24 P / R	cpx3-10 P / R	cpx3-19 P / K	cpx3-30 P / R
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO₂	52.24	51.41	51.22	51.82	49.11	52.03	52.03	51.99	51.97
TiO₂	0.02	0.08	0.04	0.04	0.12	0.01	0.03	0.05	0.02
Al₂O₃	0.43	0.67	0.56	0.86	4.88	0.57	0.46	0.39	0.41
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.09	0.03	0.02
FeO	12.54	15.45	16.19	13.82	14.57	13.31	13.60	13.49	14.34
MnO	0.66	0.89	0.69	0.72	0.59	0.56	0.51	0.83	0.55
MgO	10.23	8.32	8.02	9.28	8.31	9.67	9.46	9.38	9.23
CaO	23.95	23.20	22.99	23.25	21.01	23.62	23.90	23.79	23.67
Na₂O	0.15	0.15	0.17	0.21	0.44	0.20	0.17	0.12	0.16
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.02
Summe	100.19	100.17	99.88	100.00	99.18	99.98	100.23	100.06	100.40
Si	1.992	1.987	1.991	1.989	1.899	1.993	1.992	1.995	1.993
Ti	0.001	0.002	0.001	0.001	0.004	0.000	0.001	0.002	0.001
Al	0.019	0.030	0.026	0.039	0.222	0.026	0.021	0.017	0.018
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.000
Fe³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	0.400	0.500	0.526	0.443	0.471	0.426	0.435	0.433	0.460
Mn	0.021	0.029	0.023	0.023	0.019	0.018	0.016	0.027	0.018
Mg	0.581	0.479	0.465	0.531	0.479	0.552	0.540	0.537	0.528
Ca	0.978	0.961	0.957	0.956	0.870	0.970	0.980	0.978	0.973
Na	0.011	0.011	0.013	0.016	0.033	0.015	0.012	0.009	0.012
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001
Summe	4.003	4.001	4.002	3.998	4.005	4.001	4.001	3.998	4.003
Sumox	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Li (ppm)	40.34	34.58	58.43	39.46	59.29	45.53	36.94	36.45	41.05
Be (ppm)	22.60	22.21	25.50	20.87	15.06	24.32	23.56	26.37	21.23
B (ppm)	9.93	6.43	14.71	9.87	17.22	8.58	6.96	11.93	11.28
XMg#	0.52	0.54	0.54	0.54	0.50	0.56	0.55	0.55	0.53
XMg*	0.50	0.44	0.43	0.41	0.49	0.55	0.54	0.54	0.52

KK: Kalksilikat

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt

Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

XMg# = Mg/(Mg+Fe²⁺); XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe²⁺)

Tab. A4-10 Chloritoid-Analysen des Künischen Gebirges

Lokalität: Künisches Gebirge

Probe	LR4	LR4	LR4	LR4	LR4	LR4
Gestein	Q	Q	Q	Q	Q	Q
Analyse	LR4-25 E	LR4-26 E	LR4-27 E	LR4-29 E	LR4-43 E	LR4-44 E
Mineral	Cld	Cld	Cld	Cld	Cld	Cld

SiO ₂	23.68	23.76	23.78	23.99	24.25	24.28
TiO ₂	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	39.48	39.59	39.11	39.85	39.80	39.40
Cr ₂ O ₃	0.00	0.07	0.01	0.00	0.05	0.03
FeO	26.94	26.30	26.40	26.18	26.37	26.14
MnO	0.23	0.27	0.27	0.15	0.17	0.17
MgO	1.35	1.32	1.44	1.29	1.49	1.65
CaO	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.03
Na ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	7.09	7.09	7.06	7.12	7.16	7.14
Summe	98.80	98.45	98.16	98.60	99.33	98.87

Si	2.002	2.010	2.020	2.022	2.030	2.040
Ti	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002
Al	3.935	3.948	3.916	3.958	3.926	3.903
Cr	0.000	0.005	0.000	0.000	0.003	0.002
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.905	1.861	1.875	1.845	1.845	1.837
Mn	0.017	0.019	0.019	0.011	0.012	0.012
Mg	0.170	0.166	0.183	0.162	0.186	0.207
Ca	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.003
Na	0.001	0.000	0.003	0.001	0.002	0.001
K	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001
OH	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Summe	8.031	8.013	8.022	8.001	8.007	8.007

Sumox	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Li (ppm)	0.16	2.84	0.26	1.16	0.43	0.03
Be (ppm)	2.35	2.93	2.08	1.86	1.23	1.37
B (ppm)	0.13	0.40	0.33	0.23	0.28	0.13

XMg#	0.08	0.08	0.09	0.08	0.09	0.10
XMg*	0.08	0.08	0.09	0.08	0.09	0.10

Q: Quarzit

E: Einzelmesspunkt

Sumox: angenommene, konstante Sauerstoff-Anzahl

XMg# = Mg/(Mg+Fe³⁺) ; XMg* = Mg/(Mn+Mg+Fe³⁺)

Tab. A4-11 Amphibol-Analysen aller Probengebiete

Lokalität: Insel Ikaría

Probe	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I22-1	I23-3	I23-3	I53-2	I53-2	I53-2	I53-2	I53-2	I53-2
Gestein	KK	KK	KK	KK	KK	KK	KK	KK	KK	KK	A	A	A	A	A	A
Analyse	amph1-8	amph1-15	amph1-25	amph2-12	amph2-18	amph2-29	amph2-53	amph2-60	I23-3-41	I23-3-42	I53-2-4	I53-2-14	I53-2-21	I53-2-31	I53-2-44	I53-2-52
Mineral	Ferro-Prg	Ferro-Prg	Ferro-Prg	Ferro-Prg	Ferro-Prg	Ferro-Prg	Ferro-Prg	Ferro-Prg	Akt	Akt	Mg-Hbl	Akt	Akt	Akt	Akt	Akt
SiO ₂	41.73	41.65	41.77	42.01	41.72	43.29	42.50	41.65	53.50	53.34	46.41	52.82	54.16	52.60	53.72	53.78
TiO ₂	0.33	0.39	0.39	0.31	0.31	0.41	0.34	0.36	0.02	0.04	0.44	0.06	0.02	0.06	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	13.10	13.06	12.46	12.77	13.13	11.89	12.27	12.69	2.53	2.69	8.74	3.65	2.66	4.06	3.26	3.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.13	0.11	0.22	0.06	0.16	0.14	0.00	0.00	0.20	0.13	0.01	0.02	0.00	0.00
FeO	20.10	20.34	19.88	18.17	18.38	17.99	18.95	19.59	10.77	11.04	14.53	10.79	9.34	9.98	9.62	10.22
MnO	0.54	0.52	0.54	0.52	0.48	0.50	0.47	0.67	0.16	0.20	0.35	0.49	0.25	0.33	0.27	0.29
MgO	6.98	7.03	7.28	7.72	7.80	8.51	7.80	7.35	17.01	16.86	12.13	16.45	17.42	16.45	16.90	16.61
CaO	11.87	11.89	11.86	11.76	11.85	12.00	11.81	11.93	13.04	12.87	12.23	12.14	12.91	12.73	12.66	12.71
Na ₂ O	0.98	0.91	0.98	1.09	1.06	1.00	1.01	0.89	0.18	0.20	0.96	0.51	0.32	0.42	0.35	0.37
K ₂ O	1.89	1.80	1.80	1.70	1.77	1.62	1.69	1.72	0.07	0.09	0.83	0.16	0.12	0.14	0.12	0.13
Total	97.53	97.59	97.07	96.17	96.72	97.27	97.00	96.97	97.27	97.33	96.82	97.19	97.20	96.77	96.89	97.29
FeO*	18.67	18.22	18.21	17.62	17.29	17.38	17.90	17.47	7.38	7.46	12.99	9.09	9.01	9.31	9.13	9.82
Fe ₂ O ₃ *	1.59	2.36	1.85	0.62	1.22	0.68	1.16	2.35	3.77	3.98	1.72	1.90	0.37	0.74	0.54	0.44
H ₂ O*	1.97	1.98	1.97	1.96	1.97	1.99	1.98	1.97	2.11	2.11	2.03	2.11	2.12	2.10	2.11	2.11
Summe	99.66	99.80	99.22	98.20	98.81	99.33	99.09	99.17	99.76	99.84	99.02	99.49	99.36	98.94	99.06	99.44

Si	6.387	6.363	6.417	6.471	6.394	6.570	6.498	6.389	7.644	7.621	6.891	7.564	7.718	7.560	7.682	7.686
Al ^{IV}	1.613	1.637	1.583	1.529	1.606	1.430	1.502	1.611	0.356	0.379	1.109	0.436	0.282	0.440	0.318	0.314
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.750	0.714	0.672	0.790	0.765	0.696	0.710	0.682	0.070	0.075	0.420	0.181	0.164	0.247	0.231	0.212
Ti	0.038	0.044	0.046	0.036	0.035	0.047	0.040	0.041	0.002	0.005	0.049	0.006	0.002	0.006	0.000	0.006
Fe ²⁺	0.183	0.271	0.214	0.072	0.140	0.077	0.134	0.271	0.405	0.428	0.192	0.204	0.039	0.080	0.058	0.047
Cr	0.000	0.000	0.015	0.014	0.026	0.007	0.019	0.017	0.000	0.000	0.023	0.015	0.001	0.002	0.000	0.000
Mg - C	1.594	1.600	1.667	1.773	1.781	1.925	1.779	1.680	3.623	3.591	2.685	3.512	3.700	3.524	3.603	3.539
Fe ²⁺ - C	2.390	2.327	2.339	2.269	2.215	2.206	2.289	2.241	0.882	0.891	1.612	1.082	1.074	1.119	1.091	1.174
Mn - C	0.045	0.042	0.047	0.047	0.037	0.042	0.030	0.068	0.017	0.010	0.018	0.000	0.019	0.021	0.017	0.022
C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg - B	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺ - B	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn - B	0.025	0.025	0.023	0.020	0.025	0.022	0.030	0.019	0.002	0.014	0.026	0.059	0.011	0.019	0.017	0.013
Ca	1.947	1.945	1.951	1.941	1.946	1.951	1.935	1.960	1.997	1.969	1.945	1.862	1.971	1.960	1.939	1.945
Na - B	0.029	0.029	0.026	0.039	0.029	0.027	0.035	0.021	0.002	0.016	0.030	0.073	0.018	0.022	0.044	0.041
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na - A	0.262	0.241	0.264	0.287	0.287	0.269	0.264	0.243	0.048	0.038	0.248	0.067	0.070	0.095	0.051	0.062
K - A	0.370	0.351	0.352	0.334	0.346	0.314	0.330	0.336	0.012	0.016	0.157	0.029	0.021	0.026	0.022	0.024
A	0.632	0.592	0.616	0.621	0.633	0.583	0.594	0.580	0.060	0.055	0.405	0.096	0.091	0.121	0.073	0.085
Summe	15.632	15.592	15.616	15.621	15.633	15.583	15.594	15.580	15.060	15.055	15.405	15.096	15.091	15.121	15.073	15.085

Li (ppm)	39.84	31.87	34.34	32.37	24.81	25.53	32.00	38.61	0.96	0.94	15.87	28.96	13.60	14.44	30.37	15.43
Be (ppm)	16.31	17.82	18.94	18.33	13.37	14.63	12.95	14.12	9.09	11.47	1.84	0.34	0.12	0.15	0.17	0.15
B (ppm)	20.06	20.00	19.89	19.55	21.59	22.07	18.29	15.31	6.95	5.91	4.46	4.56	4.35	3.71	3.25	3.76

XMg#	0.38	0.38	0.39	0.43	0.43	0.46	0.42	0.40	0.74	0.73	0.60	0.73	0.77	0.75	0.76	0.74
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Lokalität: Insel Ikaría

Lokalität: Künisches Gebirge

Probe	I53-2	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19	LR19
Gestein	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
Analyse	I53-2-64	a1-4	a1-24	a1-77	a1-125	a2-14	a2-37	a2-54	a2-69	a2-84	a2-114	a2-123	a2-137	a2-148	a2-198	a2-209
Mineral	Mg-Hbl	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ts	Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts
SiO ₂	48.41	41.36	41.26	41.32	42.14	41.33	41.65	41.47	41.37	41.35	41.77	42.12	41.59	41.45	41.62	41.95
TiO ₂	0.24	0.62	0.51	0.43	0.58	0.32	0.36	0.35	0.38	0.38	0.37	0.45	0.42	0.43	0.43	0.35
Al ₂ O ₃	7.22	15.23	17.00	17.15	14.49	16.91	16.10	16.77	16.92	16.73	16.66	15.80	16.26	16.40	16.06	16.50
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
FeO	12.71	17.58	15.56	14.52	17.12	16.21	16.29	16.69	17.20	17.24	17.15	16.38	17.08	16.77	16.28	16.74
MnO	0.32	0.28	0.33	0.33	0.28	0.38	0.36	0.37	0.26	0.23	0.27	0.41	0.42	0.32	0.32	0.42
MgO	13.76	7.73	8.57	9.31	8.13	8.35	8.09	7.90	7.61	7.70	8.03	8.65	8.62	8.27	8.28	8.43
CaO	12.39	11.22	10.50	10.41	11.05	10.39	10.84	10.04	10.07	10.06	10.29	10.26	10.48	10.81	11.33	10.56
Na ₂ O	0.83	1.57	1.87	1.90	1.47	1.87	1.76	1.83	1.83	1.79	1.78	1.74	1.75	1.68	1.70	1.66
K ₂ O	0.50	0.41	0.26	0.25	0.43	0.23	0.29	0.29	0.34	0.33	0.39	0.35	0.33	0.37	0.38	0.34
Total	96.43	96.05	95.88	95.62	95.73	96.00	95.76	95.74	96.01	95.80	96.71	96.15	96.94	96.53	96.40	96.96
FeO*	11.32	15.51	12.46	11.08	15.03	12.73	14.00	13.26	13.82	13.77	13.60	12.79	12.95	13.68	14.43	13.12
Fe ₂ O ₃ *	1.54	2.30	3.45	3.82	2.33	3.87	2.55	3.81	3.75	3.86	3.94	3.99	4.59	3.43	2.05	4.03
H ₂ O*	2.05	1.99	2.02	2.03	2.00	2.02	2.01	2.01	2.01	2.01	2.03	2.02	2.03	2.02	2.01	2.04
Summe	98.64	98.27	98.24	98.04	97.96	98.41	98.03	98.14	98.40	98.19	99.13	98.57	99.43	98.89	98.62	99.41

Si	7.120	6.252	6.164	6.152	6.381	6.176	6.271	6.221	6.203	6.212	6.216	6.283	6.175	6.193
----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Tab. A4-11 Amphibol-Analysen aller Probengebiete (Fortsetzung)

Lokalität: Künisches Gebirge

Lokalität: Campo Tencia

Probe	LR19	LR19	LR19	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C2	C2	C2	C2
Gestein	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
Analyse	a2-245	a2-283	a2-292	a1-5	a1-12	a1-19	a1-27	a1-36	a1-43	a1-51	a1-58	a1-63	a1-2	a1-10	a1-19	a1-31
Mineral	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ferro-Ts	Ts	Ts	Ts	Ts	Ts	Ts	Ts	Ts	Ts	Hast	Ferro-Prg	Ferro-Prg	Hast

SiO ₂	41.93	40.89	40.97	42.21	43.30	42.69	42.50	42.53	42.04	42.30	42.59	42.90	41.12	41.24	41.43	41.31
TiO ₂	0.34	0.36	0.45	0.77	0.75	0.64	0.65	0.61	0.66	0.63	0.71	0.72	0.73	0.74	0.69	0.66
Al ₂ O ₃	16.18	17.30	16.71	13.56	14.05	14.20	14.43	14.20	14.45	14.25	14.06	13.45	12.99	13.20	13.08	12.99
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.02	0.06	0.05	0.09	0.00	0.04	0.03	0.02	0.06	0.07	0.05	0.05	0.00	0.00
FeO	16.28	15.65	16.38	15.79	15.57	15.50	15.94	15.63	15.71	16.10	15.88	16.14	19.84	19.19	19.23	19.68
MnO	0.36	0.36	0.34	0.34	0.33	0.36	0.25	0.39	0.35	0.33	0.44	0.33	0.45	0.51	0.43	0.46
MgO	8.76	8.32	8.36	9.26	9.62	9.27	9.45	9.23	9.08	9.29	9.14	9.28	8.27	8.16	8.54	8.45
CaO	10.42	10.82	10.74	11.63	11.58	11.58	11.42	11.48	11.55	11.50	11.56	11.39	11.44	11.23	11.25	11.25
Na ₂ O	1.71	1.76	1.60	1.23	1.18	1.33	1.33	1.39	1.47	1.42	1.29	1.14	1.63	1.72	1.73	1.57
K ₂ O	0.31	0.35	0.47	0.58	0.62	0.66	0.63	0.67	0.72	0.66	0.69	0.63	0.84	0.82	0.75	0.81
Total	96.31	95.82	96.05	95.43	97.04	96.34	96.60	96.16	96.06	96.49	96.42	96.05	97.35	96.85	97.13	97.19
FeO*	12.56	12.90	13.12	13.85	13.58	13.97	13.48	13.94	14.22	13.88	14.18	14.02	15.32	15.77	15.09	14.78
Fe ₂ O ₃ *	4.13	3.06	3.62	2.15	2.20	1.71	2.73	1.88	1.66	2.47	1.89	2.36	5.02	3.80	4.60	5.45
H ₂ O*	2.03	2.01	2.01	1.99	2.04	2.02	2.02	2.01	2.00	2.01	2.01	2.01	2.00	1.99	2.00	2.00
Summe	98.76	98.14	98.43	97.64	99.29	98.53	98.90	98.36	98.22	98.75	98.62	98.29	99.85	99.21	99.58	99.73

Si	6.240	6.131	6.145	6.398	6.424	6.400	6.344	6.391	6.340	6.342	6.392	6.451	6.226	6.271	6.264	6.244
Al ^{IV}	1.760	1.869	1.855	1.602	1.576	1.600	1.656	1.609	1.660	1.658	1.608	1.549	1.774	1.729	1.736	1.756
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	1.078	1.188	1.099	0.821	0.881	0.909	0.883	0.905	0.908	0.880	0.879	0.835	0.543	0.636	0.594	0.558
Ti	0.039	0.040	0.051	0.088	0.083	0.073	0.073	0.069	0.075	0.071	0.081	0.082	0.083	0.084	0.078	0.075
Fe ³⁺	0.463	0.345	0.409	0.245	0.246	0.192	0.307	0.212	0.189	0.278	0.213	0.267	0.572	0.435	0.523	0.620
Cr	0.003	0.002	0.003	0.007	0.006	0.011	0.000	0.005	0.003	0.003	0.007	0.008	0.006	0.006	0.000	0.000
Mg - C	1.942	1.860	1.868	2.091	2.128	2.073	2.103	2.068	2.041	2.077	2.046	2.080	1.866	1.849	1.925	1.904
Fe ³⁺ - C	1.475	1.564	1.571	1.748	1.656	1.742	1.634	1.741	1.784	1.711	1.775	1.728	1.930	1.880	1.880	1.842
Mn - C	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg - B	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺ - B	0.088	0.053	0.075	0.008	0.029	0.009	0.049	0.011	0.009	0.029	0.005	0.034	0.010	0.015	0.028	0.025
Mn - B	0.045	0.046	0.043	0.044	0.041	0.046	0.032	0.050	0.045	0.042	0.056	0.042	0.057	0.065	0.055	0.058
Ca	1.860	1.738	1.726	1.889	1.841	1.860	1.826	1.848	1.867	1.847	1.860	1.835	1.856	1.829	1.822	1.821
Na - B	0.206	0.163	0.156	0.059	0.089	0.085	0.093	0.092	0.080	0.082	0.080	0.088	0.077	0.091	0.095	0.095
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na - A	0.286	0.349	0.310	0.302	0.250	0.301	0.291	0.313	0.350	0.330	0.295	0.244	0.401	0.416	0.413	0.366
K - A	0.058	0.067	0.090	0.111	0.117	0.126	0.120	0.127	0.139	0.125	0.133	0.120	0.163	0.159	0.145	0.157
A	0.345	0.416	0.400	0.413	0.366	0.427	0.411	0.440	0.489	0.456	0.428	0.364	0.564	0.576	0.558	0.522
Summe	15.345	15.416	15.400	15.413	15.366	15.427	15.411	15.440	15.489	15.456	15.428	15.364	15.564	15.576	15.558	15.522

Li (ppm)	4.08	6.03	6.15	5.29	5.10	7.89	8.30	7.58	6.85	5.92	4.39	3.62	12.16	18.17	16.23	17.19
Be (ppm)	0.59	0.67	0.68	1.85	1.99	1.89	1.92	2.00	2.01	1.89	1.89	1.98	1.67	1.84	1.67	1.47
B (ppm)	3.02	2.89	3.35	5.23	4.47	4.62	4.79	5.12	5.08	4.86	4.87	4.67	7.72	7.88	7.32	6.74

XMg#	0.49	0.49	0.48	0.51	0.52	0.52	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.43	0.43	0.44	0.43
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Lokalität: Campo Tencia

Probe	C2	C2
Gestein	A	A
Analyse	a1-39	a1-49
Mineral	Ferro-Prg	Hast

SiO ₂	41.67	41.30
TiO ₂	0.61	0.64
Al ₂ O ₃	12.64	12.80
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03
FeO	19.20	19.71
MnO	0.51	0.43
MgO	8.67	8.37
CaO	11.23	11.49
Na ₂ O	1.65	1.51
K ₂ O	0.77	0.76
Total	96.97	97.05
FeO*	14.85	14.95
Fe ₂ O ₃ *	4.84	5.29
H ₂ O*	2.00	1.99
Summe	99.45	99.57

Si	6.307	6.258
Al ^{IV}	1.693	1.742
T	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.560	0.542
Ti	0.069	0.073
Fe ³⁺	0.551	0.604
Cr	0.002	0.003
Mg - C	1.957	1.891
Fe ³⁺ - C	1.860	1.887
Mn - C	0.000	0.000
C	5.000	5.000
Mg - B	0.000	0.000
Fe ³⁺ - B	0.019	0.007
Mn - B	0.065	0.056
Ca	1.821	1.865
Na - B	0.095	0.072
B	2.000	2.000
Na - A	0.387	0.372
K - A	0.149	0.146
A	0.537	0.519
Summe	15.537	15.519

Li (ppm)	16.83	12.00
Be (ppm)	1.61	1.70
B (ppm)	6.96	7.08

XMg#	0.45	0.43
------	------	------

A: Amphibolit / KK: Kalksilikat / K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt / nm: nicht mit SIMS messbar / * stöchiometrisch berechnet
XMg# = Mg/(Mg+Fe³⁺)

Tab. A4-12 Turmalin-Analysen aller Probengebiete

Lokalität: Insel Ikaría

Probe	I22-1	I22-1	I22-1	I23-8	I23-9	I23-9	I23-9	I23-9	I23-9	I24	I24	I24	I24	I34-1	I34-1	I35-10
Gestein	KK	KK	KK	M	Q	Q	Q	Q	Q	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	tur1-4 P/R	tur1-13 P/K	tur1-21 P/R	tur1-2 E	tur1-4 P	tur1-12 P	tur1-30 P	tur1-38 P	tur1-46 P	tur4-6 P	tur4-15 P	tur4-25 P	tur4-35 P	tur3-5 P	tur3-9 P	tur3-3 P
Mineral	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur
SiO ₂	35.40	34.88	35.01	35.39	36.13	35.68	34.70	35.16	35.70	36.37	36.02	36.36	35.80	36.20	36.38	35.78
TiO ₂	0.41	0.58	0.48	0.53	0.22	0.28	1.44	1.42	0.33	0.47	0.62	0.49	0.93	0.20	0.26	0.87
Al ₂ O ₃	28.28	28.46	28.53	30.88	30.50	30.88	31.96	31.52	30.62	31.47	32.21	32.37	31.06	31.18	30.97	30.62
Cr ₂ O ₃	0.14	0.29	0.01	0.12	0.00	0.00	0.02	0.09	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.01
FeO	9.31	8.29	9.06	7.35	6.96	9.12	5.74	6.18	6.02	4.46	5.38	5.25	6.18	6.90	7.07	5.86
MnO	0.09	0.05	0.06	0.06	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.03	0.04	0.09	0.00	0.01	0.05	0.03
MgO	7.65	8.23	7.68	7.57	8.33	6.63	7.87	7.88	8.78	9.29	7.99	7.93	8.14	7.82	7.76	7.99
CaO	2.50	2.87	2.81	0.99	0.36	0.27	1.65	1.38	0.47	0.30	0.43	0.36	0.74	0.12	0.12	1.10
Na ₂ O	1.46	1.37	1.35	2.09	2.67	2.22	1.63	1.64	2.60	2.75	2.76	2.77	2.62	2.77	2.80	2.17
K ₂ O	0.05	0.06	0.03	0.04	0.03	0.01	0.07	0.04	0.02	0.04	0.10	0.10	0.08	0.01	0.00	0.03
B ₂ O ₃	10.44	10.13	10.51	10.31	10.18	10.11	10.39	10.34	10.24	10.62	10.60	10.46	10.46	10.09	10.09	10.18
ZnO	0.14	0.09	0.09	0.07	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.07	0.04	0.09	0.08	0.07	0.06	0.00
H ₂ O*	3.20	3.20	3.20	3.50	3.50	3.50	3.50	3.50	3.50	3.54	3.54	3.54	3.54	3.22	3.22	3.42
F	0.71	0.91	0.82	0.13	0.31	0.18	0.25	0.28	0.24	0.35	0.12	0.14	0.19	0.24	0.23	0.20
Cl	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01
Summe	99.75	99.39	99.63	99.02	99.23	98.90	99.27	99.49	98.53	99.79	99.85	99.99	99.82	98.86	99.01	98.26
T-Platz																
Si	5.968	5.896	5.904	5.91	6.012	5.995	5.752	5.822	5.958	5.945	5.908	5.954	5.908	6.053	6.078	5.987
Al	0.032	0.104	0.096	0.09	0.000	0.005	0.248	0.178	0.042	0.055	0.092	0.046	0.092	0.000	0.000	0.013
Summe	6.000	6.000	6.000	6.00	6.012	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.053	6.078	6.000
Z-Platz																
Al	5.587	5.567	5.574	6.00	5.982	6.000	5.995	5.973	5.981	6.000	6.000	6.000	5.950	6.000	6.000	6.000
Mg	0.413	0.433	0.426	0.00	0.018	0.000	0.005	0.027	0.019	0.000	0.000	0.000	0.050	0.000	0.000	0.000
Summe	6.000	6.000	6.000	6.00	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Y-Platz																
Al	0.000	0.000	0.000	0.00	0.000	0.111	0.000	0.000	0.000	0.008	0.133	0.201	0.000	0.144	0.098	0.027
Mg	1.509	1.640	1.504	1.88	2.048	1.660	1.940	1.917	2.166	2.265	1.954	1.935	1.953	1.950	1.934	1.993
Ti	0.052	0.074	0.060	0.07	0.028	0.036	0.179	0.176	0.041	0.058	0.077	0.061	0.115	0.025	0.032	0.110
Fe ²⁺	1.312	1.172	1.277	1.03	0.969	1.281	0.795	0.856	0.840	0.610	0.738	0.718	0.853	0.965	0.987	0.820
Mn	0.012	0.007	0.009	0.01	0.000	0.000	0.003	0.008	0.000	0.004	0.005	0.012	0.000	0.001	0.007	0.004
Zn	0.017	0.011	0.011	0.01	0.005	0.003	0.003	0.000	0.000	0.008	0.004	0.011	0.010	0.008	0.008	0.000
Cr	0.018	0.039	0.001	0.02	0.000	0.000	0.003	0.011	0.001	0.004	0.000	0.002	0.000	0.003	0.003	0.001
Summe	2.920	2.943	2.862	3.01	3.050	3.091	2.923	2.968	3.048	2.957	2.911	2.940	2.931	3.096	3.069	2.955
X-Platz																
Na	0.476	0.449	0.442	0.68	0.860	0.722	0.524	0.527	0.841	0.872	0.877	0.881	0.837	0.897	0.906	0.705
Ca	0.451	0.520	0.507	0.18	0.064	0.049	0.293	0.244	0.083	0.052	0.075	0.064	0.131	0.022	0.021	0.197
K	0.011	0.012	0.006	0.01	0.007	0.003	0.015	0.009	0.005	0.008	0.021	0.020	0.017	0.003	0.000	0.006
Summe	0.938	0.981	0.955	0.86	0.931	0.774	0.832	0.780	0.929	0.932	0.973	0.965	0.985	0.922	0.927	0.908
BO ₃	3.038	2.956	3.059	2.97	2.924	2.933	2.972	2.955	2.950	2.997	3.001	2.957	2.980	2.912	2.910	2.941
OH	3.599	3.609	3.599	3.90	3.885	3.923	3.870	3.865	3.896	3.860	3.873	3.867	3.897	3.591	3.589	3.818
F	0.376	0.485	0.436	0.07	0.162	0.094	0.131	0.146	0.127	0.183	0.063	0.073	0.101	0.127	0.120	0.107
Cl	0.000	0.002	0.000	0.00	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.004	0.007	0.000	0.002	0.000	0.002
Li (ppm)	63.89	87.58	82.10	12.16	7.40	8.76	45.98	34.57	8.72	11.15	9.67	19.65	10.52	6.31	6.39	14.23
Be (ppm)	0.60	0.79	0.90	0.57	0.05	0.26	0.43	0.64	0.06	1.24	1.40	1.64	1.26	0.42	0.44	0.72

KK: Kalksilikat / M: Metapelite / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt

nm: nicht mit SIMS messbar

* H₂O mit SIMS gemessen

Tab. A4-12 Turmalin-Analysen aller Probengebiete (Fortsetzung)

Lokalität: Insel Ikaría

Probe	I35-10	I35-10	I35-10	I35-10	I36-1	I103	I103	I103	I103	I103	I103	I103	I103	I105-1	I105-1	I105-1
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	tur3-15 P	tur4-3 P	tur4-16 P	tur4-20 P	tur2-9 E	tur1-3 P	tur1-19 P	tur1-27 P	tur1-33 P	tur1-44 P	tur1-50 P	tur1-59 P	tur1-69 P	tur2-16 P	tur2-19 P	tur2-41 P
Mineral	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur
SiO ₂	35.97	35.99	36.69	36.47	34.86	35.74	36.43	36.15	36.45	36.36	36.06	36.37	35.44	35.80	35.77	35.19
TiO ₂	0.34	0.88	0.66	0.22	0.57	0.68	0.51	0.56	0.39	0.38	0.48	0.47	0.94	0.35	0.51	1.00
Al ₂ O ₃	30.34	29.30	30.29	30.60	28.59	32.97	30.44	30.59	31.44	31.90	31.67	31.18	30.22	31.62	30.78	30.44
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.04	0.05	0.05	0.06	0.02	0.01	0.03	0.09	0.04	0.02	0.01	0.07	0.00	0.04
FeO	7.28	7.13	5.48	6.03	11.36	5.38	5.11	5.06	4.47	4.28	4.58	4.77	8.25	5.16	5.06	8.10
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03	0.00
MgO	7.42	7.89	8.81	8.52	6.38	7.56	9.14	9.02	8.91	8.68	8.80	8.77	6.72	8.60	8.92	7.09
CaO	0.17	0.38	0.44	0.17	0.68	0.80	0.84	0.61	0.71	0.48	0.62	0.55	0.40	0.17	0.49	0.39
Na ₂ O	2.83	2.86	2.79	2.85	2.47	1.97	2.44	2.52	2.37	2.41	2.42	2.48	2.51	2.70	2.68	2.52
K ₂ O	0.19	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01
B ₂ O ₃	10.02	10.42	10.42	10.42	9.85	10.34	10.34	10.27	10.32	10.32	10.32	10.25	10.25	10.30	10.24	10.08
ZnO	0.03	0.04	0.09	0.11	0.06	0.07	0.10	0.10	0.07	0.10	0.08	0.08	0.04	0.05	0.08	0.00
H ₂ O*	3.42	3.21	3.21	3.21	3.50	3.25	3.25	3.25	3.25	3.25	3.25	3.25	3.25	3.42	3.42	3.42
F	0.19	0.26	0.26	0.25	0.11	0.22	0.43	0.39	0.35	0.32	0.34	0.41	0.25	0.38	0.35	0.32
Cl	0.16	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	98.44	98.37	99.18	98.91	98.49	99.05	99.05	98.56	98.79	98.60	98.66	98.60	98.31	98.68	98.33	98.60
T-Platz																
Si	6.059	6.059	6.082	6.069	5.980	5.912	6.039	6.020	6.031	6.017	5.978	6.038	5.993	5.940	5.964	5.929
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.088	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.007	0.060	0.036	0.071
Summe	6.059	6.059	6.082	6.069	6.000	6.000	6.039	6.020	6.031	6.017	6.000	6.038	6.000	6.000	6.000	6.000
Z-Platz																
Al	6.000	5.813	5.917	6.000	5.760	6.000	5.948	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	5.974
Mg	0.000	0.187	0.083	0.000	0.240	0.000	0.052	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026
Summe	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Y-Platz																
Al	0.022	0.000	0.000	0.001	0.000	0.340	0.000	0.003	0.131	0.222	0.166	0.101	0.016	0.124	0.012	0.000
Mg	1.863	1.793	2.095	2.114	1.391	1.863	2.208	2.239	2.196	2.142	2.174	2.169	1.694	2.128	2.217	1.756
Ti	0.043	0.111	0.082	0.028	0.073	0.084	0.064	0.070	0.048	0.047	0.059	0.059	0.119	0.044	0.064	0.126
Fe ²⁺	1.025	1.004	0.760	0.839	1.630	0.744	0.708	0.705	0.619	0.593	0.634	0.663	1.167	0.716	0.705	1.141
Mn	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.005	0.004	0.000
Zn	0.004	0.005	0.010	0.014	0.008	0.009	0.012	0.012	0.009	0.013	0.010	0.009	0.005	0.006	0.009	0.000
Cr	0.010	0.000	0.005	0.006	0.007	0.008	0.002	0.001	0.004	0.012	0.006	0.002	0.002	0.009	0.000	0.005
Summe	2.969	2.913	2.952	3.002	3.109	3.051	2.995	3.034	3.007	3.030	3.049	3.003	3.004	3.032	3.011	3.028
X-Platz																
Na	0.923	0.934	0.895	0.920	0.820	0.631	0.783	0.815	0.761	0.773	0.777	0.797	0.823	0.869	0.865	0.824
Ca	0.030	0.069	0.078	0.031	0.124	0.141	0.149	0.109	0.126	0.085	0.110	0.098	0.073	0.031	0.088	0.070
K	0.040	0.004	0.003	0.003	0.004	0.001	0.002	0.000	0.005	0.004	0.005	0.004	0.003	0.007	0.005	0.003
Summe	0.993	1.007	0.976	0.954	0.948	0.773	0.934	0.924	0.892	0.862	0.892	0.899	0.899	0.907	0.958	0.897
BO ₃	2.913	3.028	2.981	2.993	2.917	2.952	2.959	2.952	2.947	2.948	2.953	2.937	2.992	2.950	2.947	2.932
OH	3.842	3.605	3.549	3.563	4.005	3.586	3.594	3.610	3.587	3.588	3.594	3.599	3.666	3.786	3.804	3.844
F	0.104	0.137	0.136	0.129	0.057	0.114	0.224	0.206	0.185	0.170	0.176	0.214	0.133	0.201	0.182	0.173
Cl	0.047	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Li (ppm)	22.22	11.19	6.31	9.31	6.47	8.06	14.13	27.26	28.82	28.35	21.78	24.52	11.04	54.45	42.39	15.40
Be (ppm)	0.10	0.61	0.07	0.07	0.80	1.34	0.32	0.26	0.26	0.26	0.23	0.23	0.19	0.16	0.20	0.37

KK: Kalksilikat / M: Metapelite / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt

nm: nicht mit SIMS messbar

* H₂O mit SIMS gemessen

Tab. A4-12 Turmalin-Analysen aller Probengebiete (Fortsetzung)

Lokalität: Insel Ikaría

Probe	I105-1	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I105-3	I108	
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	
Analyse	tur2-46 P	tur3-7 P	tur3-23 P	tur3-40 P	tur3-65 P	tur3-78 P	tur3-90 P	tur3-105 P	tur3-116 P	tur3-128 P	tur3-140 P	tur3-150 P	tur3-170 P	tur3-175 P	tur3-185 P	tur1-20 P
Mineral	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur

SiO ₂	35.26	35.57	35.38	35.69	36.33	35.70	35.27	35.92	35.58	35.93	35.99	36.03	35.94	35.87	35.67	35.74
TiO ₂	0.74	0.59	0.97	0.76	0.68	0.76	1.26	0.77	0.69	0.58	0.56	0.75	0.54	0.39	0.62	0.51
Al ₂ O ₃	32.62	31.80	30.86	30.26	30.56	31.24	30.12	31.75	31.99	32.58	30.79	30.35	30.71	31.24	31.50	29.72
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.04	0.01	0.05	0.05	0.00	0.03	0.03	0.01	0.05	0.08	0.02	0.02	0.02	0.04
FeO	5.12	7.08	8.96	7.64	5.83	5.77	9.62	6.61	4.97	4.68	5.10	6.25	7.31	6.65	8.86	7.84
MnO	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
MgO	7.68	7.56	6.49	8.17	8.89	8.21	6.23	7.75	8.76	8.65	9.27	8.40	7.78	8.05	6.40	7.59
CaO	1.04	1.58	0.67	0.44	0.58	0.99	0.43	0.59	0.82	0.79	0.39	0.45	0.38	0.24	0.40	0.29
Na ₂ O	1.79	1.66	2.12	2.70	2.70	2.23	2.32	2.28	2.20	2.25	2.71	2.56	2.71	2.70	2.21	2.81
K ₂ O	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01	0.04	0.02
B ₂ O ₃	10.43	10.37	10.36	10.54	10.64	10.65	10.62	10.60	10.70	10.67	10.74	10.35	10.21	9.99	9.99	10.25
ZnO	0.00	0.00	0.05	0.10	0.09	0.06	0.08	0.00	0.13	0.01	0.17	0.04	0.08	0.03	0.02	0.05
H ₂ O*	3.42	3.52	3.52	3.52	3.52	3.52	3.52	3.52	3.52	3.52	3.52	3.52	3.52	3.52	3.52	2.89
F	0.21	0.25	0.25	0.41	0.34	0.31	0.21	0.29	0.29	0.32	0.43	0.39	0.33	0.35	0.28	0.20
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Summe	98.34	100.09	99.67	100.30	100.22	99.52	99.66	100.15	99.72	100.08	99.75	99.18	99.61	99.07	99.54	97.93

T-Platz																
Si	5.856	5.871	5.904	5.900	5.957	5.887	5.899	5.900	5.835	5.859	5.909	5.978	5.971	5.972	5.959	6.078
Al	0.144	0.129	0.096	0.100	0.043	0.113	0.101	0.100	0.165	0.141	0.091	0.022	0.029	0.028	0.041	0.000
Summe	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.078

Z-Platz																
Al	6.000	6.000	5.974	5.797	5.863	5.959	5.836	6.000	6.000	6.000	5.868	5.912	5.985	6.000	6.000	5.956
Mg	0.000	0.000	0.026	0.203	0.137	0.041	0.164	0.000	0.000	0.000	0.132	0.088	0.015	0.000	0.000	0.044
Summe	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000

Y-Platz																
Al	0.241	0.056	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.046	0.017	0.120	0.000	0.000	0.000	0.102	0.160	0.000
Mg	1.901	1.859	1.589	1.812	2.037	1.977	1.389	1.897	2.142	2.101	2.136	1.989	1.912	1.998	1.594	1.881
Ti	0.093	0.074	0.122	0.095	0.083	0.095	0.159	0.095	0.085	0.071	0.069	0.094	0.067	0.048	0.078	0.065
Fe ²⁺	0.711	0.978	1.251	1.057	0.800	0.796	1.345	0.908	0.682	0.638	0.701	0.868	1.016	0.926	1.238	1.115
Mn	0.000	0.008	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.005	0.003	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.006	0.012	0.011	0.007	0.009	0.000	0.016	0.001	0.021	0.005	0.010	0.003	0.003	0.006
Cr	0.003	0.004	0.005	0.002	0.006	0.007	0.000	0.004	0.004	0.002	0.006	0.010	0.003	0.003	0.003	0.005
Summe	2.949	2.979	2.973	2.983	2.937	2.882	2.902	2.952	2.946	2.938	2.936	2.966	3.016	3.080	3.076	3.072

X-Platz																
Na	0.575	0.532	0.685	0.867	0.857	0.712	0.751	0.727	0.699	0.712	0.861	0.824	0.873	0.872	0.715	0.926
Ca	0.184	0.280	0.119	0.078	0.102	0.175	0.077	0.103	0.144	0.139	0.068	0.079	0.067	0.043	0.071	0.052
K	0.004	0.004	0.000	0.001	0.004	0.004	0.000	0.004	0.008	0.009	0.006	0.003	0.006	0.001	0.009	0.003
Summe	0.763	0.816	0.804	0.946	0.963	0.891	0.828	0.834	0.851	0.860	0.935	0.906	0.946	0.916	0.795	0.981

BO ₃	2.990	2.955	2.984	3.008	3.012	3.031	3.066	3.005	3.029	3.003	3.044	2.964	2.928	2.871	2.880	3.009
OH	3.789	3.876	3.919	3.882	3.851	3.872	3.927	3.856	3.850	3.829	3.855	3.896	3.902	3.909	3.922	3.279
F	0.109	0.130	0.133	0.216	0.178	0.164	0.111	0.150	0.149	0.163	0.221	0.207	0.172	0.187	0.146	0.110
Cl	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002	0.000

Li (ppm)	8.26	11.05	10.39	6.30	4.31	7.06	6.56	7.52	8.45	8.42	7.82	3.29	6.94	10.00	14.92	2.94
Be (ppm)	1.30	2.89	1.17	0.50	0.44	1.99	1.44	1.70	1.87	2.05	1.95	0.17	0.14	0.16	0.81	0.32

KK: Kalksilikat / M: Metapelit / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt

nm: nicht mit SIMS messbar

* H₂O mit SIMS gemessen

Tab. A4-12 Turmalin-Analysen aller Probengebiete (Fortsetzung)

Lokalität: Insel Ikaría

Lokalität: Künisches Gebirge

Probe	I108	I108	I108	I108	I123-3	I123-3	I123-3	LR7	LR7	LR7	LR7	LR7	LR7	LR7	LR11	LR11
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	tur1-32 P	tur1-37 P	tur4-11 P	tur4-35 P	tur2-2 P	tur2-5 P	tur2-8 P	tur1-4 P/R	tur1-12 P/R	tur1-36 P/K	tur1-45 P/K	tur1-53 P/K	tur1-70 P/R	tur1-86 P/R	tur1-2 P	tur1-5 P
Mineral	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur

SiO ₂	35.59	35.13	35.57	35.52	35.27	35.71	35.78	34.54	34.46	34.50	34.28	34.30	34.55	34.46	34.94	35.10
TiO ₂	0.61	0.79	0.58	0.71	0.96	0.83	0.78	0.89	0.86	1.19	1.08	1.08	0.84	0.81	0.68	0.83
Al ₂ O ₃	29.56	29.48	30.00	29.86	29.54	32.41	32.32	31.00	30.59	29.61	29.63	29.89	30.49	30.84	28.83	28.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.00	0.03	0.04	0.04	0.13	0.05	0.05	0.05	0.02	0.04	0.07	0.00	0.03	0.01
FeO	8.01	7.72	7.88	8.27	7.14	5.93	5.75	9.17	9.99	11.24	11.10	11.06	9.88	9.29	11.24	10.54
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	7.58	7.78	7.70	7.44	8.20	6.90	7.12	5.98	5.85	5.60	5.48	5.61	5.79	6.07	5.30	6.36
CaO	0.28	0.30	0.31	0.34	0.49	0.53	0.55	0.59	0.31	0.27	0.27	0.30	0.29	0.56	0.42	0.12
Na ₂ O	2.72	2.73	2.76	2.69	2.75	2.11	2.12	2.20	2.53	2.78	2.55	2.71	2.55	2.27	2.47	2.82
K ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.06	0.00	0.04	0.03	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03	0.04	0.01
B ₂ O ₃	10.40	10.40	10.16	10.16	10.56	10.76	10.68	9.97	9.94	9.90	9.85	9.85	9.88	9.99	10.35	10.35
ZnO	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.01	0.00	0.04	0.08	0.00
H ₂ O*	2.89	2.89	3.03	3.03	3.35	3.35	3.35	2.83	2.83	2.83	2.83	2.83	2.83	2.83	2.75	2.75
F	0.25	0.30	0.22	0.17	0.38	0.18	0.16	0.23	0.24	0.23	0.23	0.24	0.24	0.30	0.21	0.17
Cl	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Summe	97.97	97.63	98.24	98.26	98.74	98.81	98.75	97.51	97.68	98.28	97.39	97.93	97.43	97.49	97.32	97.23

T-Platz																
Si	6.051	5.992	6.029	6.029	5.916	5.912	5.926	5.939	5.942	5.961	5.965	5.939	5.969	5.932	6.071	6.091
Al	0.000	0.008	0.000	0.000	0.084	0.088	0.074	0.061	0.058	0.039	0.035	0.061	0.031	0.068	0.000	0.000
Summe	6.051	6.000	6.029	6.029	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.071	6.091
Z-Platz																
Al	5.925	5.918	5.992	5.973	5.757	6.000	6.000	6.000	6.000	5.990	6.000	6.000	6.000	6.000	5.904	5.757
Mg	0.075	0.082	0.008	0.027	0.243	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.096	0.243
Summe	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Y-Platz																
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.237	0.235	0.221	0.159	0.000	0.042	0.040	0.178	0.188	0.000	0.000
Mg	1.845	1.897	1.938	1.855	1.809	1.704	1.757	1.532	1.503	1.433	1.422	1.449	1.491	1.556	1.277	1.402
Ti	0.078	0.101	0.074	0.091	0.121	0.103	0.097	0.116	0.111	0.154	0.142	0.141	0.109	0.104	0.089	0.109
Fe ²⁺	1.139	1.101	1.117	1.174	1.002	0.822	0.796	1.319	1.440	1.624	1.615	1.601	1.427	1.337	1.633	1.529
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.004	0.000	0.002	0.006	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.005
Zn	0.006	0.006	0.004	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.006	0.005	0.001	0.000	0.005	0.010	0.000
Cr	0.000	0.009	0.000	0.005	0.006	0.005	0.017	0.007	0.007	0.006	0.003	0.006	0.009	0.000	0.003	0.001
Summe	3.068	3.114	3.133	3.128	2.941	2.871	2.906	3.196	3.222	3.229	3.229	3.240	3.214	3.190	3.012	3.046
X-Platz																
Na	0.898	0.904	0.906	0.884	0.896	0.676	0.679	0.735	0.847	0.931	0.859	0.909	0.853	0.757	0.832	0.947
Ca	0.051	0.055	0.056	0.061	0.088	0.094	0.097	0.109	0.057	0.050	0.050	0.055	0.054	0.102	0.077	0.022
K	0.007	0.002	0.002	0.004	0.004	0.012	0.000	0.009	0.006	0.003	0.007	0.000	0.005	0.006	0.009	0.002
Summe	0.956	0.961	0.964	0.949	0.988	0.782	0.776	0.853	0.910	0.984	0.916	0.964	0.912	0.865	0.918	0.971
BO ₃	3.053	3.062	2.973	2.977	3.058	3.075	3.053	2.959	2.959	2.953	2.958	2.944	2.946	2.968	3.104	3.100
OH	3.278	3.288	3.426	3.431	3.748	3.700	3.701	3.246	3.255	3.262	3.285	3.269	3.261	3.249	3.187	3.183
F	0.133	0.161	0.117	0.094	0.204	0.096	0.082	0.124	0.129	0.123	0.124	0.132	0.133	0.165	0.113	0.095
Cl	0.000	0.000	0.002	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000
Li (ppm)	1.55	2.70	3.80	1.13	3.90	4.27	4.18	8.73	7.07	6.66	6.62	7.06	2.34	4.93	2.73	2.73
Be (ppm)	0.38	0.31	0.43	0.39	0.92	0.89	0.83	0.91	0.48	0.91	1.00	0.91	0.38	1.60	0.59	0.59

KK: Kalksilikat / M: Metapelite / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt

nm: nicht mit SIMS messbar

* H₂O mit SIMS gemessen

Tab. A4-12 Turmalin-Analysen aller Probengebiete (Fortsetzung)

Lokalität: Künisches Gebirge

Lokalität: Campo Tencia

Probe	LR16	LR16	LR92	LR92	LR92	LR92	AC1	AC1	AC1	AC1	AC1	AC1	AC1	AC1	AC1	AC1
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	tur1-5 E	tur3-5 E	tur2-9 P	tur2-17 P	tur2-25 P	tur2-32 P	tur3-3 P	tur3-10 P	tur3-17 P	tur3-23 P	tur3-30 P	tur3-38 P	tur3-44 P	tur3-53 P	tur3-63 P	tur3-70 P
Mineral	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur

SiO ₂	35.80	35.73	35.81	35.52	35.45	35.58	35.88	35.90	35.64	35.90	36.55	36.38	36.42	35.60	35.92	35.85
TiO ₂	0.48	0.57	0.30	0.42	0.34	0.61	0.83	0.85	0.76	0.79	0.33	0.39	0.34	0.72	0.63	0.35
Al ₂ O ₃	28.79	28.91	32.47	32.27	31.56	31.72	31.36	31.03	32.58	32.11	30.87	30.92	30.77	31.18	32.35	33.32
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.03	0.01	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.02	0.04	0.05	0.00
FeO	9.18	9.01	8.62	8.89	10.09	8.27	6.03	6.56	6.76	5.67	5.26	4.93	5.15	6.35	5.37	5.54
MnO	0.06	0.06	0.01	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.02	0.05	0.04	0.03	0.02
MgO	7.34	7.38	6.19	6.00	5.61	6.66	8.00	7.62	7.03	7.65	9.08	9.10	9.08	7.97	7.35	7.24
CaO	0.12	0.36	0.27	0.34	0.21	0.53	0.70	0.51	0.67	0.93	0.15	0.16	0.14	0.63	0.67	0.52
Na ₂ O	2.70	2.71	2.29	2.19	2.42	2.33	2.49	2.51	2.05	2.15	2.83	2.80	2.91	2.45	1.99	1.90
K ₂ O	0.03	0.03	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01
B ₂ O ₃	10.36	10.41	10.19	10.25	10.19	10.12	10.39	10.47	10.34	10.43	10.54	10.62	10.52	10.73	10.73	10.92
ZnO	0.00	0.03	0.04	0.00	0.03	0.00	0.08	0.08	0.00	0.08	0.09	0.03	0.08	0.00	0.10	0.07
H ₂ O*	3.04	3.04	3.09	3.09	3.09	3.09	3.33	3.33	3.33	3.33	3.33	3.33	3.33	3.33	3.33	3.33
F	0.31	0.40	0.15	0.18	0.18	0.17	0.20	0.22	0.21	0.20	0.38	0.30	0.46	0.27	0.25	0.18
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	98.26	98.69	99.47	99.21	99.26	99.17	99.31	99.08	99.40	99.32	99.46	99.00	99.31	99.31	98.79	99.25

T-Platz																
Si	6.092	6.058	5.987	5.960	5.983	5.971	5.949	5.971	5.906	5.934	6.023	6.008	6.013	5.901	5.937	5.890
Al	0.000	0.000	0.013	0.040	0.017	0.029	0.051	0.029	0.094	0.066	0.000	0.000	0.000	0.099	0.063	0.110
Summe	6.092	6.058	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.023	6.008	6.013	6.000	6.000	6.000
Z-Platz																
Al	5.775	5.776	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	5.995	6.000	5.987	5.992	6.000	6.000
Mg	0.225	0.224	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.013	0.008	0.000	0.000
Summe	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Y-Platz																
Al	0.000	0.000	0.386	0.341	0.261	0.246	0.077	0.054	0.268	0.190	0.000	0.018	0.000	0.000	0.239	0.341
Mg	1.638	1.641	1.542	1.501	1.412	1.667	1.977	1.889	1.736	1.885	2.224	2.239	2.220	1.961	1.812	1.774
Ti	0.061	0.073	0.038	0.053	0.043	0.077	0.103	0.106	0.094	0.098	0.041	0.048	0.042	0.090	0.078	0.043
Fe ²⁺	1.307	1.278	1.205	1.247	1.425	1.161	0.835	0.913	0.937	0.784	0.725	0.681	0.712	0.880	0.742	0.761
Mn	0.008	0.009	0.002	0.002	0.005	0.005	0.000	0.000	0.002	0.005	0.000	0.003	0.007	0.005	0.004	0.003
Zn	0.001	0.004	0.005	0.000	0.004	0.000	0.009	0.009	0.000	0.010	0.011	0.003	0.010	0.000	0.012	0.009
Cr	0.005	0.007	0.003	0.001	0.005	0.006	0.001	0.000	0.000	0.003	0.005	0.001	0.002	0.005	0.007	0.000
Summe	3.020	3.012	3.181	3.145	3.155	3.162	3.002	2.971	3.037	2.975	3.006	2.993	2.993	2.941	2.894	2.931
X-Platz																
Na	0.891	0.889	0.741	0.712	0.793	0.759	0.800	0.811	0.660	0.688	0.903	0.897	0.932	0.786	0.637	0.606
Ca	0.022	0.065	0.048	0.062	0.039	0.096	0.125	0.091	0.119	0.165	0.026	0.028	0.024	0.111	0.119	0.091
K	0.007	0.006	0.004	0.008	0.002	0.003	0.005	0.002	0.002	0.005	0.004	0.002	0.007	0.004	0.005	0.002
Summe	0.920	0.960	0.793	0.782	0.834	0.858	0.930	0.904	0.781	0.858	0.933	0.927	0.963	0.901	0.761	0.699
BO ₃	3.043	3.046	2.941	2.968	2.969	2.932	2.973	3.006	2.957	2.976	2.998	3.027	2.998	3.070	3.062	3.097
OH	3.451	3.438	3.446	3.458	3.479	3.460	3.683	3.695	3.681	3.672	3.660	3.668	3.667	3.681	3.672	3.649
F	0.169	0.213	0.078	0.094	0.098	0.089	0.104	0.118	0.111	0.107	0.201	0.159	0.241	0.142	0.132	0.095
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Li (ppm)	3.21	4.36	6.78	4.73	6.24	8.02	4.35	3.21	6.09	4.37	4.33	8.47	6.76	3.63	11.15	13.12
Be (ppm)	0.21	0.22	0.69	1.06	1.06	1.07	1.22	0.55	1.98	0.69	0.22	0.20	0.23	0.21	1.47	1.85

KK: Kalksilikat / M: Metapelit / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt

nm: nicht mit SIMS messbar

* H₂O mit SIMS gemessen

Tab. A4-12 Turmalin-Analysen aller Probengebiete (Fortsetzung)

Lokalität: Campo Tencia

Probe	AC1	AC1	AC1	AC1	AC1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1
Gestein	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
Analyse	tur3-77 P	tur3-84 P	tur3-92 P	tur3-99 P	tur3-116 P	tur1-2 P	tur1-7 P	tur1-12 P	tur1-17 P	tur1-22 P	tur1-27 P	tur1-30 P	tur1-33 P	tur1-40 P	tur1-45 P	tur1-50 P
Mineral	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur
SiO₂	35.84	36.01	35.49	35.86	35.85	35.73	35.99	35.86	36.01	35.69	35.79	36.03	36.01	35.87	35.62	35.52
TiO₂	0.48	0.68	0.65	0.62	0.72	0.66	0.38	0.40	0.45	0.59	0.45	0.32	0.28	0.54	0.74	0.79
Al₂O₃	33.38	32.58	30.43	30.83	31.65	31.70	31.42	31.47	31.19	31.71	31.77	31.86	32.15	31.53	31.49	31.70
Cr₂O₃	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.10	0.04	0.02	0.03	0.06	0.08	0.04	0.04	0.07	0.07	0.17
FeO	5.68	5.40	9.92	6.27	5.94	4.58	5.39	5.42	5.67	5.33	5.14	5.22	5.08	5.03	5.08	5.20
MnO	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	7.16	7.48	5.63	7.85	8.03	8.30	8.30	8.17	8.29	7.93	7.99	7.90	7.94	7.98	8.15	8.12
CaO	0.54	0.76	0.18	0.46	0.57	0.75	0.52	0.57	0.53	0.61	0.56	0.48	0.40	0.63	0.75	0.79
Na₂O	1.83	2.02	2.63	2.62	2.41	2.27	2.34	2.25	2.39	2.22	2.27	2.22	2.10	2.28	2.21	2.21
K₂O	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
B₂O₃	10.37	10.37	10.37	10.37	10.44	10.50	10.24	10.30	10.30	10.52	10.52	10.47	10.47	10.50	10.44	10.44
ZnO	0.04	0.02	0.06	0.01	0.07	0.00	0.08	0.00	0.04	0.07	0.00	0.04	0.07	0.07	0.01	0.09
H₂O*	3.33	3.33	3.33	3.33	3.33	3.29	3.29	3.29	3.29	3.29	3.29	3.29	3.29	3.29	3.29	3.29
F	0.18	0.26	0.14	0.24	0.22	0.25	0.25	0.27	0.25	0.29	0.28	0.20	0.18	0.25	0.30	0.30
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	98.84	98.97	98.89	98.49	99.28	98.22	98.28	98.06	98.49	98.33	98.16	98.08	98.05	98.05	98.15	98.66
T-Platz																
Si	5.926	5.953	5.997	5.993	5.936	5.940	6.005	5.991	6.002	5.941	5.959	6.000	5.991	5.979	5.939	5.905
Al	0.074	0.047	0.003	0.007	0.064	0.060	0.000	0.009	0.000	0.059	0.041	0.000	0.009	0.021	0.061	0.095
Summe	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.005	6.000	6.002	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Z-Platz																
Al	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Y-Platz																
Al	0.431	0.300	0.056	0.064	0.113	0.152	0.178	0.186	0.128	0.163	0.194	0.253	0.296	0.174	0.126	0.115
Mg	1.765	1.844	1.418	1.956	1.983	2.058	2.064	2.035	2.061	1.967	1.982	1.961	1.969	1.982	2.025	2.013
Ti	0.060	0.085	0.083	0.078	0.090	0.083	0.048	0.050	0.056	0.074	0.056	0.040	0.035	0.067	0.093	0.099
Fe²⁺	0.786	0.747	1.402	0.876	0.822	0.637	0.753	0.757	0.790	0.743	0.715	0.727	0.707	0.701	0.708	0.723
Mn	0.000	0.004	0.006	0.002	0.000	0.009	0.000	0.000	0.008	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Zn	0.004	0.003	0.007	0.001	0.009	0.000	0.010	0.000	0.005	0.009	0.000	0.004	0.009	0.009	0.001	0.011
Cr	0.002	0.002	0.002	0.001	0.005	0.012	0.005	0.003	0.004	0.008	0.010	0.005	0.005	0.009	0.010	0.022
Summe	3.048	2.985	2.974	2.978	3.022	2.951	3.058	3.031	3.052	2.964	2.958	2.990	3.021	2.942	2.963	2.986
X-Platz																
Na	0.586	0.647	0.861	0.848	0.775	0.730	0.756	0.729	0.771	0.718	0.731	0.716	0.677	0.737	0.713	0.713
Ca	0.096	0.135	0.032	0.082	0.102	0.134	0.093	0.102	0.094	0.108	0.101	0.086	0.072	0.112	0.133	0.140
K	0.001	0.004	0.004	0.003	0.003	0.006	0.008	0.007	0.004	0.003	0.004	0.005	0.005	0.004	0.002	0.002
Summe	0.683	0.786	0.897	0.933	0.880	0.870	0.857	0.838	0.869	0.829	0.836	0.807	0.754	0.853	0.848	0.855
BO₃	2.960	2.959	3.025	2.991	2.984	3.013	2.949	2.970	2.964	3.023	3.023	3.010	3.007	3.021	3.005	2.995
OH	3.673	3.672	3.753	3.712	3.678	3.649	3.661	3.666	3.658	3.653	3.654	3.655	3.651	3.658	3.659	3.648
F	0.092	0.137	0.074	0.125	0.113	0.133	0.130	0.145	0.130	0.153	0.147	0.105	0.097	0.130	0.161	0.159
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Li (ppm)	14.21	11.31	9.61	3.50	7.29	7.00	9.08	8.17	6.39	5.91	5.98	5.99	5.58	5.15	5.50	6.91
Be (ppm)	2.15	2.28	2.99	0.44	1.73	0.95	0.60	0.64	0.65	0.74	0.72	0.57	0.61	0.67	0.61	0.75

KK: Kalksilikat / M: Metapelite / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt

nm: nicht mit SIMS messbar

* H₂O mit SIMS gemessen

Tab. A4-12 Turmalin-Analysen aller Probengebiete (Fortsetzung)

Lokalität: Campo Tencia

Probe	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	CCT8.1	E1
Gestein	M	M	M	M	M	M
Analyse	tur1-55 P	tur1-65 P	tur1-70 P	tur1-75 P	tur1-80 P	tur1-9 E
Mineral	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur	Tur

SiO ₂	35.60	35.33	35.84	35.62	35.65	36.04
TiO ₂	0.75	0.74	0.71	0.72	0.66	0.72
Al ₂ O ₃	32.02	31.25	30.99	31.07	31.71	31.44
Cr ₂ O ₃	0.04	0.06	0.05	0.09	0.04	0.04
FeO	5.17	5.23	5.37	5.30	4.67	6.85
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	7.76	8.35	8.46	8.45	8.58	7.50
CaO	0.85	0.83	0.79	0.81	0.68	0.42
Na ₂ O	2.00	2.18	2.33	2.22	2.30	2.43
K ₂ O	0.00	0.04	0.02	0.04	0.03	0.01
B ₂ O ₃	10.37	10.39	10.39	10.29	10.13	10.47
ZnO	0.04	0.05	0.00	0.11	0.06	0.02
H ₂ O*	3.29	3.29	3.29	3.29	3.29	2.89
F	0.25	0.31	0.26	0.27	0.34	0.32
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Summe	98.15	98.05	98.53	98.29	98.14	99.17

T-Platz						
Si	5.934	5.909	5.969	5.951	5.947	6.013
Al	0.066	0.091	0.031	0.049	0.053	0.000
Summe	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.013

Z-Platz						
Al	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000

Y-Platz						
Al	0.224	0.069	0.051	0.069	0.180	0.183
Mg	1.929	2.082	2.102	2.103	2.134	1.867
Ti	0.094	0.093	0.089	0.090	0.083	0.090
Fe ²⁺	0.721	0.732	0.748	0.741	0.652	0.956
Mn	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Zn	0.005	0.006	0.000	0.014	0.007	0.003
Cr	0.005	0.007	0.007	0.012	0.005	0.005
Summe	2.978	2.989	3.001	3.029	3.061	3.104

X-Platz						
Na	0.647	0.708	0.751	0.718	0.743	0.787
Ca	0.152	0.149	0.141	0.145	0.121	0.075
K	0.001	0.008	0.005	0.008	0.007	0.002
Summe	0.800	0.865	0.897	0.871	0.871	0.864
BO ₃	2.984	3.000	2.987	2.967	2.917	3.015
OH	3.658	3.671	3.655	3.666	3.660	3.216
F	0.131	0.162	0.139	0.142	0.178	0.169
Cl	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000

Li (ppm)	7.17	4.99	5.31	5.57	5.24	3.55
Be (ppm)	0.81	0.55	0.52	0.50	0.72	0.87

KK: Kalksilikat / M: Metapelite / Q: Quarzit

K: Kern / R: Rand / E: Einzelmesspunkt / P: Profilmesspunkt

nm: nicht mit SIMS messbar

* H₂O mit SIMS gemessen

DANKSAGUNG

Mit dem Abschluss dieser Dissertation geht für mich die Ära "Universität" zu Ende. Während den letzten Jahren als Doktorandin am Mineralogischen Institut Heidelberg habe ich fachlich und menschlich viel gelernt, nicht zuletzt durch den vollzogenen Fachwechsel von der Geographie zur Mineralogie.

Ganz besonders möchte ich mich bei meiner Doktormutter Frau Prof. Dr. Angelika Kalt für die Chance und Themenfindung bedanken, eine mineralogisch-petrologische Arbeit schreiben zu können. Zudem stand sie jederzeit als Diskussionspartnerin zur Verfügung und deligierte geschickt aus der Ferne das Projekt. Ihr stetes Interesse an der Arbeit hat wesentlich zur erfolgreichen Durchführung der Dissertation beigetragen.

Bei Herrn Prof. Dr. Rainer Altherr möchte ich mich für die Zweitbetreuung und Erstellung des Zweitgutachtens bedanken. Er war immer ein verlässlicher Ansprechpartner vor Ort und half mir bereitwillig bei allen organisatorischen Dingen. Als "guter Geist" agierte er meist im Hintergrund.

Ganz herzlich möchte ich mich bei Thomas Ludwig und Hans-Peter Meyer bedanken, die bei Problemen aller Art (Computer, Drucker etc.) hilfsbereit zur Stelle waren und die Geräte (REM, EMS, SIMS) für einen stressfreien Messbetrieb gut präparierten.

Die gesamte "Minerlogie-Truppe" des Institutes sorgte die ganze Zeit über für eine angenehme Arbeitsatmosphäre. Den Arbeitsalltag bereicherten anregende fachliche und außerfachliche Diskussionen. Hierzu trugen vor allem Ralf Bernhard, Joan Cabato, Angela Helbling, Stefan Hepp, Jens Hopp, Melanie Kaliwoda, Stefan Klemme, Emily Lowe, Thomas Ludwig, Jörn Ogiemann, Bettina Olker, Jens Paquin und Thomas Zack bei. Des Weiteren haben zahlreiche nachmittägliche Kaffee- und Kuchenkränzchen zum stockwerksübergreifenden Informationsaustausch beigetragen.

Horst Marschall danke ich für die Bereitstellung des Excel-Programmes zur Erstellung von Dreiecksplots, ebenso wie Stefan Hepp und Stefan Prowatke für die Formelberechnungsprogramme der Amphibole bzw. Turmaline.

Bei Ilse Glass möchte ich mich für die Hilfestellung am REM bedanken. Ebenso gilt mein Dank Ilona Fin und Oliver Wienand für die Herstellung der Dünnschliffe.

Großen Beistand hatte ich von meinen Freunden innerhalb und außerhalb der Geowissenschaften. Ich konnte mich immer auf gute Ratschläge, eine Aufmunterung in schlechten Zeiten, aber auch konstruktive Kritik verlassen. Mein besonderer Dank gilt jedoch meinen Eltern, die voller Interesse die Dissertation verfolgten und mir finanziell über all die Jahre zur Seite standen. Die Gewissheit, immer einen festen Platz in der Familie zu haben, sorgte bei mir für eine gewisse Ruhe und Gelassenheit.

Zuletzt sei den Mitarbeitern der Firma Henkel Teroson GmbH gedankt, die mir innerhalb meiner Urlaubszeit die Möglichkeit gaben als Praktikantin im Analytiklabor meinen Horizont zu erweitern. Außerdem konnte ich Anfang des Jahres als studentische Aushilfe in der Firma arbeiten und mir somit die finanzielle Grundlage schaffen, um die Dissertation beenden zu können.