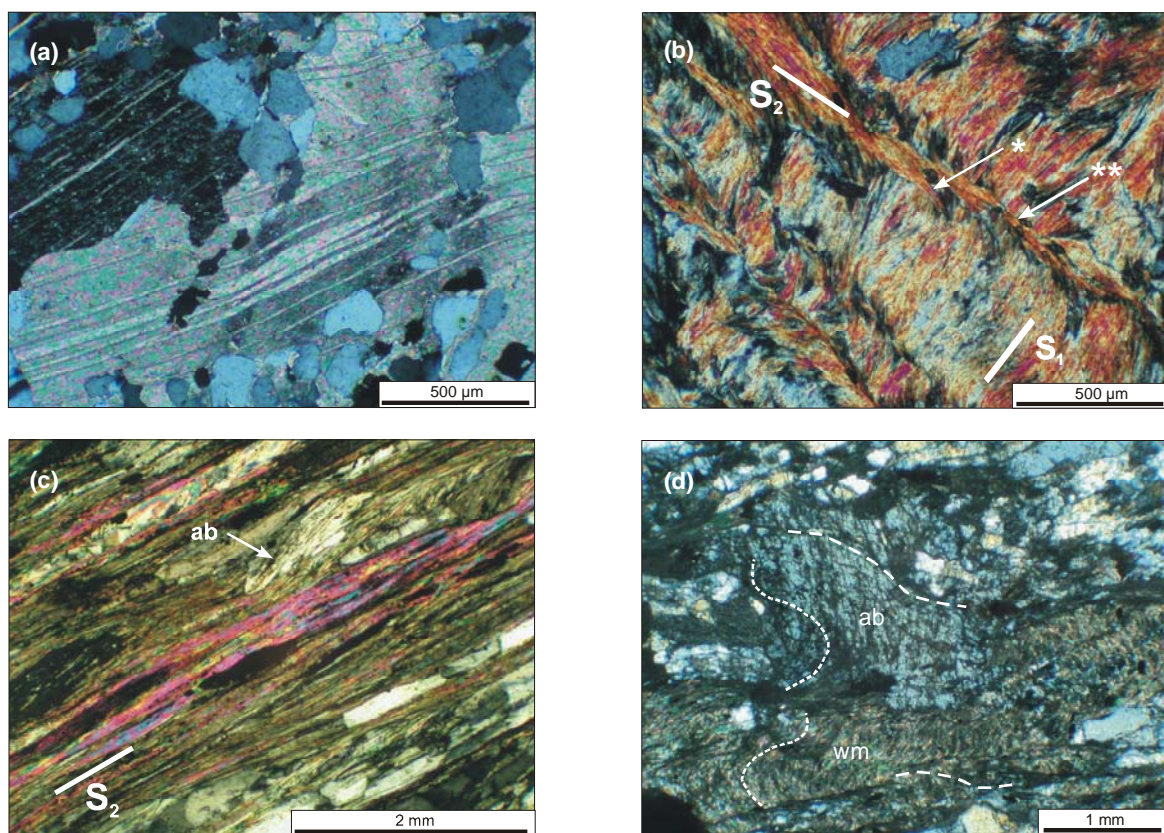


## 4. Die Metamorphite Südevias

### 4.1 Gesteinskomposition

Alle Gesteinsproben wurden von den unterschiedlichen Lithologien der Almyropotamos-, der Styra- und Ochi-Formationen auf Südevia entnommen (siehe Tabellen 1a und 1b). Ihre Auswahl erfolgte anhand von Gefügemerkmalen (strenge Foliation bzw. Isoklinalfaltung mit Krenulationsschieferung) und unterschiedlicher Gesteinskompositionen (z. B. Marmor, Glimmerschiefer und Amphibol-Glimmerschiefer), letztere unter besonderer Berücksichtigung sowohl des Hellglimmeranteils als auch des Vorhandenseins von Calcit und/oder Epidot. Die Orientierung von Gefügemerkmalen wie Foliation, Minerallineation und Faltenachsen wurde zur strukturellen Analyse vor Ort bestimmt.



**Abbildung I-4:** Dünnschliffaufnahmen der Proben St2675 (a und d), St2641 (b) und MW03-22 (c) mit gekreuzten Polarisatoren. (a) Gebogene Zwillinglamellen und verzwilligte Zwillinge im Calcit. (b) Hellglimmerpopulationen definieren breite  $S_1$ -Zonen und schmale  $S_2$ -Bänder. Der texturelle Übergang von  $S_1$  zu  $S_2$  wird einerseits durch gebogene Hellglimmer gekennzeichnet (\*). Andererseits werden  $S_1$ -Hellglimmer deutlich von  $S_2$ -Hellglimmern abgeschnitten (\*\*). (c) Hellglimmer verschiedener Größe definieren eine sehr strenge  $S_2$ -Foliation. Enthaltene Albitblasten (ab) sind der Hellglimmertextur angeglichen. (d) Albitblast (ab) zeichnet Textur der Hellglimmerpopulation (wm) nach.

Der Hauptmineralgehalt der Gesteinsproben für die Altersbestimmung ist weitestgehend identisch. Sie enthalten vor allem Hellglimmer, Calcit, Albit und Quarz. Unterschiedlich sind die jeweiligen Mengenanteile. Dies gilt auch für die Nebengemengteile und Akzessorien. Eine detaillierte Charakterisierung konnte erst mit Hilfe der Mikrosondenuntersuchungen erreicht werden, wobei sich bezüglich des Mineralbestandes, der Korngröße als auch der Mikrogefüge neue Einsichten ergaben. Der unreine Marmor (St2675) besteht zu 50 % aus Calcit, assoziiert mit Quarz. Hellglimmer ist in isolierten Lagen akkumuliert. Zerbrochene

Albitblasten liegen innerhalb der Hellglimmerlagen (Abbildung I-4a) und überwachsen sie teilweise. Submikroskopische Chloritschuppen, die sehr dicht mit breiteren Hellglimmerlagen verwachsen sind, konnten erst mit Hilfe der Mikrosonde identifiziert werden. Magnetit und Ilmenit sind vorherrschende opake Akzessorien. Im einzelnen zeigt der xenomorphe Calcit interlobate Korngrenzen und keine bevorzugte Orientierung. Er weist schmale und breite Zwillingslamellen auf, welche lokal gekrümmt sind (Abbildung I-4b), verzwillingte Zwillinge (Burkhard, 1993) und Korngrenzenmigration. Glimmerreiche Zonen sind nahezu calcitfrei. Auch Quarz bildet lobate Korngrenzen, Subkornrotation und -neubildung. Verformungsstrukturen wie undulöse Auslöschung ganzer Hellglimmerpopulationen, aber auch von Albit und Quarz, genauso wie gebogene Zwillingslamellen im Calcit sind typisch. Der Calcitgehalt aller drei Glimmerschiefer (St2641, MW02-01 und MW02-22) beträgt ca. 20 %. Isolierte Aggregate aus Calcit mit dichten Zwillingslamellen sind weniger groß und deutlich seltener als im Marmor. Im Gegensatz zum Marmor, wo Calcit ein dichtes Netzwerk zusammenhängender Körner oder Linsen formt, sind isolierte amöboide Calcite für den Glimmerschiefer charakteristisch. Die Hauptkomponente der Glimmerschiefer ist Hellglimmer. Dieser bildet in Populationen, die aus Einzelindividuen mit Korngrößen meist unter 10  $\mu\text{m}$ , aber auch um 200  $\mu\text{m}$  Korngröße bestehen. Unabhängig von der Korngröße löschen die Hellglimmerpopulationen meist undulös aus. Sedimentäre Glimmer sind optisch nicht zu identifizieren. Weiterhin bestimmt rekristallisierter Quarz vor Calcit und untergeordnet Albit den Mineralverband. Wie im Marmor fehlt Calcit nahezu in den Hellglimmerlagen. Der Amphibol-Glimmerschiefer MW02-25 enthält neben Hellglimmer, Quarz und Calcit auch Biotit und Hornblende. Letztere wurden jedoch nicht näher klassifiziert, da Biotit und Hornblende nicht im Fokus der Isotopenanalysen standen.

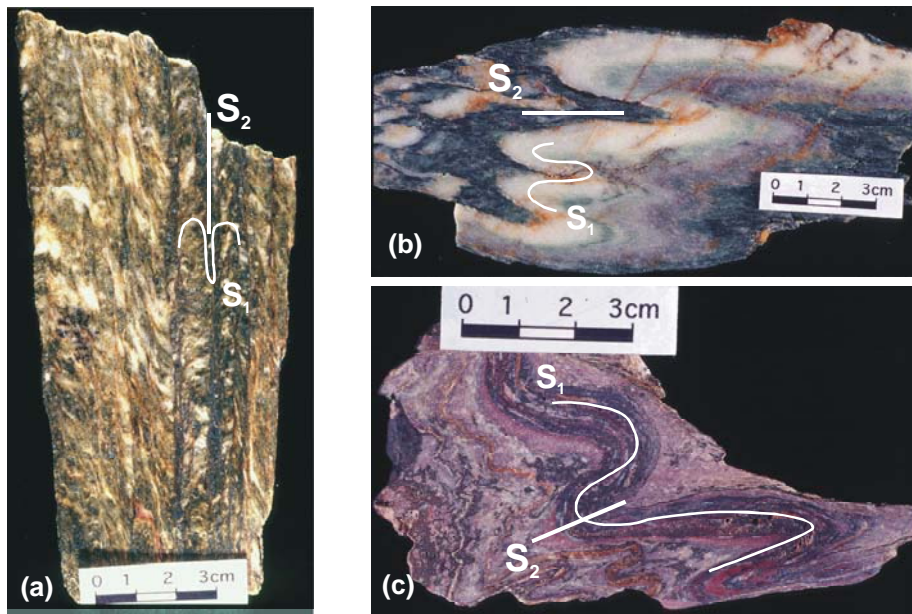
Die isopenchemischen Untersuchungen von Epidiot erfolgten an Mikroproben aus Schlifflen des Metabasites St2633. Seine Hauptbestandteile sind sehr feinkörniger Epidot, Na-Amphibole, Albit, und Quarz. Das Gestein wird von vielen parallel verlaufenden Dehnungsklüften durchzogen, die mit millimetergroßen Epidot-, Quarz- und Albitkristallen gefüllt sind. Die Komposition der Klüftmineralisationen ist demnach mit der des Mineralverbandes der unmittelbaren Nachbarschaft verwandt.

## 4.2 Strukturelle Merkmale

Die folgende Beschreibung der Mikrogefüge benutzt eine Nomenklatur, die aufgrund der strukturellen Eigenschaften der Gesteine Südevias entworfen wurde. So wird eine Unterteilung in  $S_1$ - und  $S_2$ -Foliation durchgeführt, die sich allein auf die Position und die räumliche Orientierung von Mineralpopulationen im Mineralverband, d. h. allein auf die Gefügegeometrie bezieht. Alle Lithologien der südevianischen Einheiten lassen sich weitestgehend in zwei textuell verschiedene Gruppe einordnen:

(I) Zwei Strukturelemente sind deutlich zu unterscheiden: Isoklinalfalten ( $S_1$ ) und Achsenebenen – bzw. Krenulationsschieferung ( $S_2$ ). Der calcitreiche Glimmerschiefer St2641, der unreine Marmor St2675 (Abbildung I-5) und der Amphibol-Glimmerschiefer MW02-25 zählen hierzu. Bei letzterem ist die Faltung weniger eng geschlossen, die Schieferung  $S_2$  weniger deutlich ausgeprägt als in den beiden ersten Beispielen.  $S_1$  and  $S_2$  werden durch die Position, Form und Orientierung von Hellglimmer und elongiertem und rekristallisiertem Quarz definiert. Mit Quarz assoziierter Calcit bildet makroskopisch Isoklinalfalten. Hellglimmerakkumulationen formen Foliationsbänder ( $S_2$ ). Längliche opake Minerale passen sich dem Faltenverlauf und der Foliation an. Sehr feinkörniger Hellglimmer bildet sowohl Isoklinalfalten  $S_1$  als auch Achsenebenenschieferung bzw. Krenulationsschieferung  $S_2$  ab. Breitere  $S_1$ -Zonen werden von schmalen  $S_2$ -Bändern durchzogen. Mikrokristalline Glimmeraggregate bilden hauptsächlich mm-breite Primärfalten. Undulöse Auslöschung entlang und quer zu  $S_1$ -Bändern ist charakteristisch. Der strukturelle Übergang von  $S_1$  zu  $S_2$  stellt sich unterschiedlich dar: einerseits liegen  $S_1$ -Glimmer quer zu  $S_2$ -Glimmern (Abbildung I-4b). Zweitens biegen Glimmer aus  $S_1$  mit markant undulöser Auslöschung in  $S_2$  ein oder, drittens, imitieren sehr kleine Glimmer en-echelon einen Orientierungswechsel von  $S_1$  zu  $S_2$ . Die  $S_2$ -Schieferung wird durch elongierten und rekristallisierten Quarz und schmale, vielgestaltige Glimmerbänder nachgezeichnet. Sedimentäre Strukturen sind nicht erhalten.

(II) Die zweite Gruppe der Gesteinsgefüge wird durch nur eine strenge Foliation definiert, die hauptsächlich durch Hellglimmerlagen und rekristallisierten Quarz definiert wird (Abbildung I-4c). Die räumliche Orientierung dieser strengen Foliation im Gelände ist gleich der der oben beschriebenen Krenulationsschieferung und wird deshalb nachfolgend ebenfalls mit  $S_2$  bezeichnet. Zu dieser zweiten Gefügegruppe gehören die Proben MW02-01 und MW02-22, beides calcitreiche Glimmerschiefer. Aufgrund der räumlichen Lage der strengen Foliation, deren Orientierung parallel zur Krenulationsschieferung anderer Gesteine ist, wurde sie mit  $S_2$  korreliert. Die Foliationsflächen  $S_2$  zeigen lineare Mineralgefüge mit L-Orientierung (vergleiche Abbildung I-3).



**Abbildung I-5:** Mesoskopische Ansichten von besonders farbenprächtigen Metamorphiten mit Isoklinalfaltung ( $S_1$ ) und Krenulationsschieferung ( $S_2$ ). (a) calcithaltiger Glimmerschiefer St2641, (b) unreiner Marmor St2675 und (c) Piemontitschiefer.

Die Bildung der Isoklinalfaltung und sekundärer Krenulationsschieferung wird interpretiert als Teil einer Plättungs- und Auslängungsphase im Zuge prograder Deformation. Wir korrelieren die sehr enge bis isoklinale Faltung ( $S_1$ ) mit liegenden Falten ( $D_2$  nach Xypolias, 2003), welche flach nach WSW einfallende  $B_2$ -Faltenachsen haben. Die Bildung der Achsenebenen- bzw. Krenulationsschieferung ( $S_2$ ) war scheinbar wie die Anlage der Isoklinalfalten auch mit der coaxialen Plättung und Auslängungsphase  $D_2$  gekoppelt.

Neben optischen Eigenschaften der Minerale an sich und der durch sie definierten strukturellen Elemente fordert eine detaillierte und umfassende Charakterisierung des Mineralverbandes Analysen der chemischen Zusammensetzung der Minerale und Untersuchungen bezüglich möglicher Internvariationen der Körner bzw. Mikrostrukturen, um notwendige Informationen über die Proben zu komplettieren.

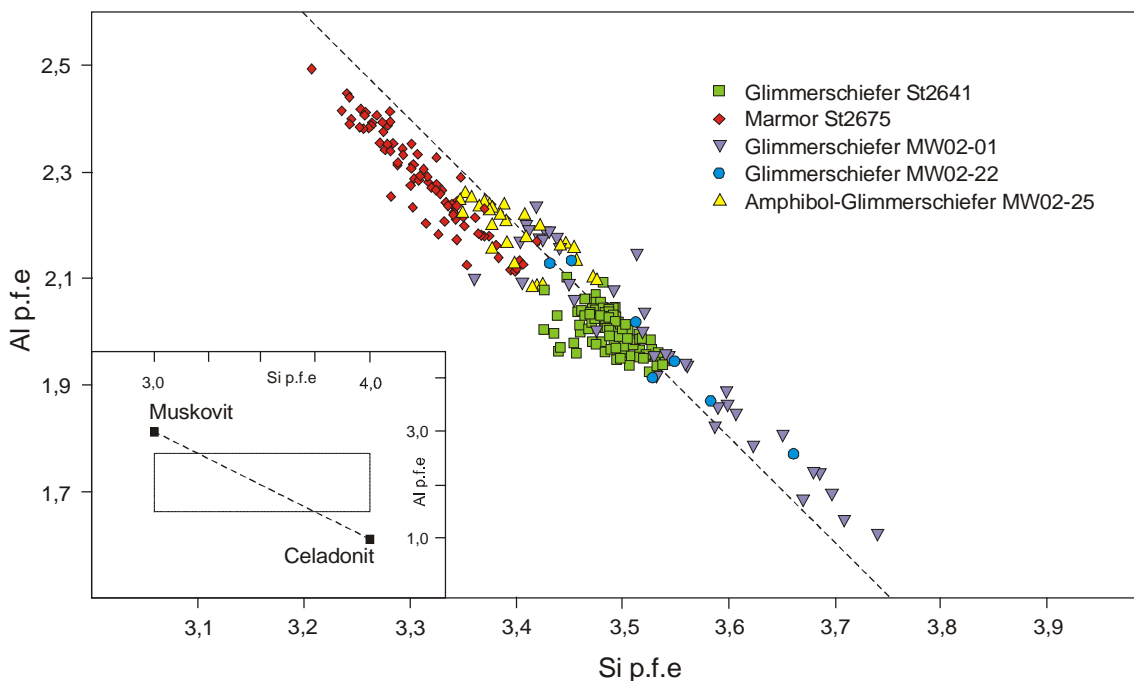
### 4.3 Chemische Zusammensetzung

Die hellglimmerhaltigen Gesteinsproben unterscheiden sich nicht nur maßgeblich durch ihre Mikrogefüge und insgesamt im Glimmer- und Calcitgehalt, sondern auch bezüglich der Hellglimmerkompositionen im einzelnen. Die strukturelle Komplexität der sehr feinkörnigen Mineralakkumulationen, welche sich bereits unter dem Polarisationsmikroskop andeutete, ist erst mit Hilfe der Mikrosonde in der detaillierten Abbildung von Elektronenrückstrahlung an der Probenoberfläche (BSE-Bilder) festzustellen. Intensitätsplots für

einzelne Hauptelemente in Form von Übersichtskarten und Detailabbildungen (vergleiche Farbtafeln 1 bis 10 im Anhang) ergänzen die petrographischen Analysen.

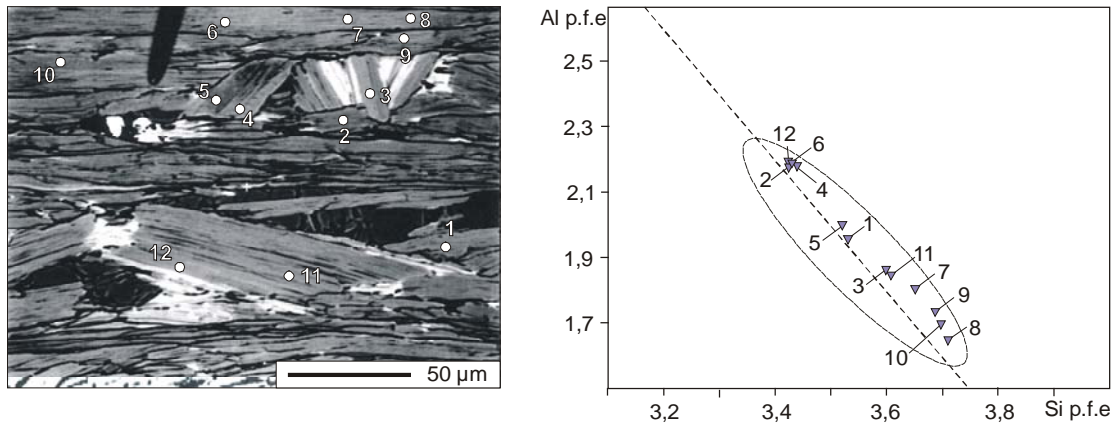
#### 4.3.1 K-Hellglimmer

Die Charakterisierung der K-Hellglimmer wird unter anderem durch die Relation zwischen Silizium- und Aluminiumgehalt pro Formeleinheit (p.f.e) bestimmt. Die Si-Al-Variation der K-Hellglimmer diverser Proben ist in einem Diagramm Aluminium vs. Silizium zusammengefasst (Abbildung I-6, vergleiche Tabellen 2a bis 6e im Anhang).

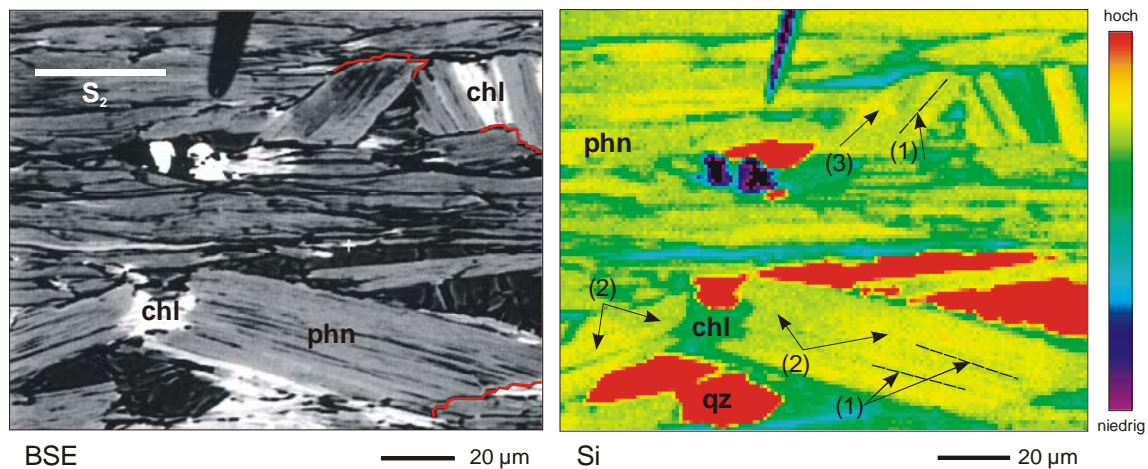


**Abbildung I-6:** Phengitzusammensetzung aus allen untersuchten Proben im Si/Al-Diagramm. Jeder Punkt repräsentiert eine Einzelpunktanalyse an der Elektronenstrahlmikrosonde. Die Berechnung der Si- und Al-Gehalte pro Formeleinheit (p.f.e) basiert auf 11 Sauerstoff. Die gestrichelte Linie zeigt den Muskovit-Celadonit-Übergang. Der Kasten links unten zeigt den Ausschnitt der Abbildung und die Si-Al-Verteilung der Endpunkte der Muskovit-Celadonit-Mischungslinie.

Obwohl jede Probe an sich mehr oder weniger breite Felder im Diagramm einnimmt, liegen im Si/Al-Diagramm alle K-Hellglimmer entlang der Muskovit-Celadonit-Linie (Evans and Patrick, 1987), d. h.  $(2 \cdot \text{Si} + \text{Al})$  ist nahe dem Wert 9. Die  $\text{Fe}^{3+}$ -Al-Substitution ist insgesamt geringfügig. Das Verhältnis  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  liegt bei 0,32 – 0,81. Die Paragonitkomponente ist sehr niedrig.  $\text{K}/(\text{K} + \text{Na} + \text{Ca})$  beträgt zwischen 0,91 und 1,00. Nur der Marmor enthält Paragonitphasen in nachweisbarer Größe. Die K-Hellglimmer enthalten 0,10 und 0,53 Eisen pro Formeleinheit und 0,01 - 0,56 Gewichtsprozent Titan. In einzelnen variieren die Si-Gehalte der K-Hellglimmer innerhalb einer Probe unterschiedlich stark. Diese Variation ist im Glimmerschiefer St2641 am geringsten. Sie reicht von 3,43 bis 3,54 Si p.f.e. Die hohen Si-Werte zeigen, dass es sich ausschließlich um Phengit handelt. Der Amphibol-Glimmerschiefer MW02-25 enthält K-Hellglimmer, dessen Zusammensetzung ähnlich gering variiert wie in St2641. Si-Gehalte von 3,21 – 3,42 p.f.e wurden ermittelt, was bedeutet, dass auch muskovitischerer Phengit enthalten ist. Die Marmorhellglimmer besitzen zwar insgesamt die niedrigsten Si-Gehalte, doch streuen sie nur zwischen 3,21 und 3,42 p.f.e. Diese Werte verweisen auf eine Hellglimmerzusammensetzung, die der von Muskovit (3,0 Si p.f.e, Abbildung I-6) am nächsten kommt. Phengite des Glimmerschiefers MW02-01 besitzen einen Si-Gehalt von 3,36 – 3,74 p.f.e, und im Glimmerschiefer MW02-22 einen Si-Gehalt von 3,43 – 3,66 p.f.e.



**Abbildung I-7:** In einem Detailausschnitt in BSE-Ansicht (links) der Glimmerschieferprobe MW02-01 sind Messpunkte (nicht maßstabgerecht) der Mikrosonde eingetragen. In sehr kleinen Phengitkörnern konnte nur ein Messpunkt gesetzt werden. Größere Individuen wurden an mehreren Stellen untersucht. Die Ergebnisse der Messungen sind im Si-Al-Diagramm (rechts) eingetragen. Die Punktnummern sind den Werten zugeordnet, um zu zeigen, wie stark die Si-Gehalte innerhalb eines Kornes variieren können (vergleiche Punkte 6, 7 und 8 sowie 11 und 12). Direkt benachbarte Phengite gleicher räumlicher Orientierung können sehr unterschiedliche Si-Gehalte besitzen (vergleiche 6 und 10). Ähnliche Si-Gehalte lassen sich jedoch in Körnern unterschiedlicher Orientierung finden (vergleiche 2 mit 4). Eingezeichnet sind zusätzlich die Muskovit-Celadonit-Linie (gestrichelt) und die Maximalstreuung aller Ergebnisse aus der gesamten Probe MW02-01 (Ellipse, vergleiche Abbildung I-6). Die Streuung innerhalb des 150 x 120 µm großen Ausschnittes entspricht annähernd der Maximalstreuung in der gesamten Probe.



**Abbildung I-8:** BSE-Bild (a) und Si-Verteilungsbild (b) desselben Ausschnittes einer Hellglimmerlage in  $S_2$ -Orientierung im Glimmerschiefer MW02-01. Auf der Farbtabelle II-X sind Verteilungsbilder weiterer Hauptelemente abgebildet.

(a) Erst die BSE-Ansicht zeigt, dass nicht alle Phengite (phn, hellgrau) parallel zur Foliation  $S_2$  ausgerichtet sind. Es existieren mehrere quergestellte Individuen, deren Ränder treppenartig (rot nachgezeichnet) ausgebildet sind. Vor allem an Bruchstellen bzw. Aufsplitterungen dieser zu  $S_2$  querstehenden Hellglimmer ist Chlorit (chl, weiß) zu finden.

(b) Der Farbverlauf im Balken rechts repräsentiert die relative Häufigkeit. Farbübergänge gehen nicht mit einer linearen Zu- oder Abnahme der Gehalte einher. Bereiche mittlerer Gehalte sind weiter aufgefächert, um auch geringe Änderungen innerhalb einzelner Hellglimmerkörner sichtbar zu machen. Extremwerte sind in der Skala unterrepräsentiert. Die Si-Verteilung im Mineralverband variiert aufgrund unterschiedlicher Mineralphasen. Es wird deutlich, dass die  $S_2$ -Foliation nicht allein durch Phengit (grün bis gelb) gebildet wird. Einschaltungen von Quarz (rot) und feinsten Chlorits (hellblau) werden sichtbar. Ränder der Phengitkörner besitzen meist niedrigere Si-Konzentrationen (grün). Die Si-Verteilung innerhalb aller Phengitkörner ist inhomogen, unabhängig von deren Orientierung. Diese Inhomogenität ist unterschiedlich ausgeprägt: (1) Die Si-Verteilung zeichnet durch Konzentrationsänderungen eine Streifung parallel zur Spaltbarkeit nach. (2) Bereiche eines Kornes besitzen insgesamt eine niedrigere Si-Konzentration (hellgrün) als andere (gelb). (3) Die Inhomogenität wirkt fleckenhaft. Das Fehlen jeglicher Symmetrie oder Periodizität, d. h. eines Zonarbaus, lässt keinerlei Schlüsse bezüglich einer Abfolge von hohen und niedrigen Si-Konzentrationen zu.

Die Phengite dieser beider Glimmerschiefer besitzen die insgesamt höchsten Si-Gehalte, die aber im einzelnen am stärksten streuen. Doch bilden beispielsweise Phengite des Marmors St2675 und des Glimmerschiefers St2641 zwei gut zu unterscheidende Cluster.

Betrachtet man die Si-Gehalte unter Berücksichtigung der räumlichen Orientierung der Körner bzw. ihrer Position im Mikrogefüge, gibt es keine eindeutige Zuordnung oder Tendenzen innerhalb der gesamten Streubreite. Einander angrenzende Phengitkörner gleicher räumlicher Orientierung können deutlich von einander abweichende Si-Gehalte besitzen (Abbildung I-7). Darüber hinaus ergaben Mikrosondeneinzelpunktanalysen eine mögliche kompositionelle Variationsbreite innerhalb einer Mikrostruktur und innerhalb eines Kornes (vergleiche Tabellen 2a bis 6e im Anhang). Karten der qualitativen Hauptelementverteilung innerhalb des Mineralverbandes sowie innerhalb einzelner Hellglimmerindividuen belegen diese räumliche Variation (Abbildung I-8). Diese ist in den einzelnen Proben unterschiedlich stark ausgeprägt. Detailaufnahmen zeigen, dass, selbst wenn sich ein Individuum als Ganzes von seinen Nachbarn unterscheidet, sich auch innerhalb eines Phengitkorns die Verteilung der Si-Gehalte, aber auch anderer Hauptelemente wie Kalium, schwankt. Sie kann dabei so stark variieren, wie es innerhalb der gesamten Phengitpopulation einer Probe möglich ist (Abbildung I-7, rechts). Sehr schmale Randbereiche können sich vom Zentralbereich unterscheiden; sie sind dann meist Si-ärmer. Die prägnantesten Unterschiede treten jedoch in Form von Bahnen parallel zur Spaltbarkeit auf oder auch flächenhaft in Teilen eines Phengitkorns. Eine radialsymmetrische Zonierung ist nicht festzustellen.

#### 4.3.2 Epidot

Die Verteilung der Hauptelemente in Epidot aus Kluftmineralisationen einer Gesteinsprobe erscheint selbst innerhalb großer Kristalle sehr homogen (Farbtafeln 11 bis 16). Es gibt Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung zwischen einzelnen Individuen. Die Si-Gehalte aller untersuchten Epidote liegen zwischen 6,35 und 5,65 p.f.e. Der Ca-Gehalt pro Formeleinheit beträgt 3,88 – 3,05 (vergleiche Tabellen 9a bis 9g im Anhang).

#### 4.3.3 Chlorit

Die Existenz feinkörnigen Chlorits innerhalb von Hellglimmerbändern wurde erst durch die Mikrosondenanalysen festgestellt. Im unreinen Marmor erscheint Chlorit sowohl in  $S_1$  als auch in  $S_2$ . Im Glimmerschiefer St2641 ist Chlorit auf  $S_1$  beschränkt. Im Glimmerschiefer MW02-22 ist jedoch Chlorit vorherrschend vor Hellglimmer. Die Hauptelementverteilung von Chlorit ist in den Tabelle 7 und 8 (siehe Anhang) zusammengefasst.

#### 4.3.4 Albit und Calcit

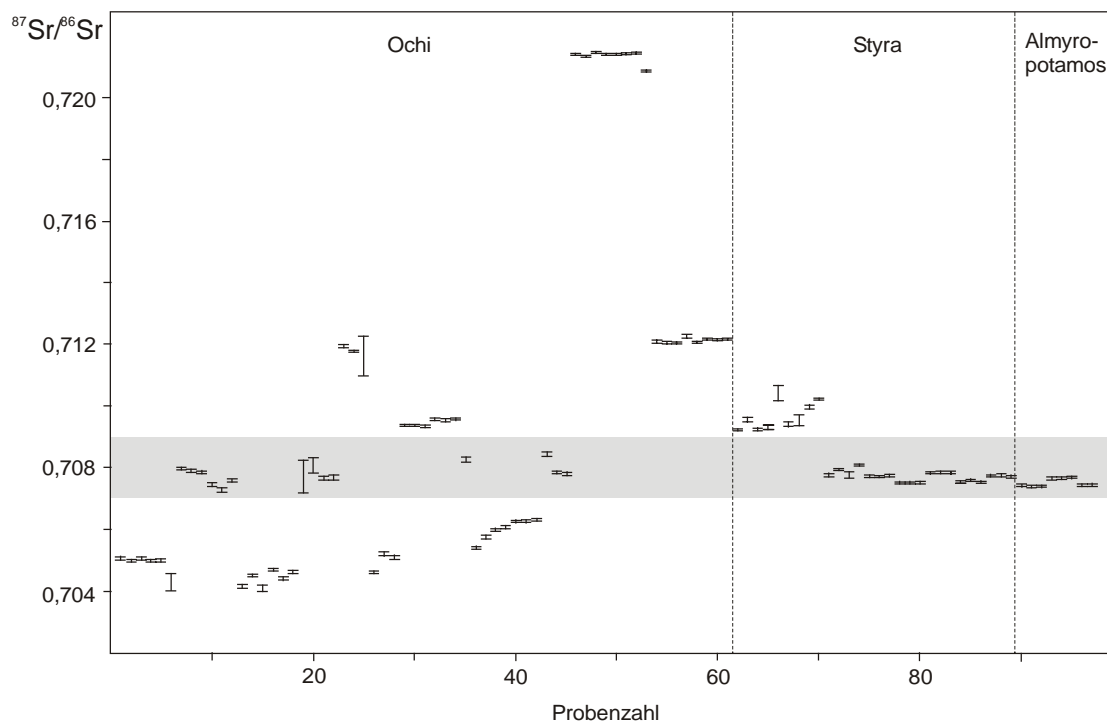
Die chemischen Analysen der Feldspäte in den Gesteinproben zeigen, dass es sich um reine Albite handelt. Calcit enthält keinen signifikanten Mg-Anteil.

## 4.4 Isotopenchemische Zusammensetzung

Die Entwicklung eines mikroanalytischen Verfahrens für Rb/Sr-Isotopenmessungen ermöglicht Untersuchungen der Rubidium- und der Strontiumkonzentration sowie der Isotopenverteilung von Strontium in Mineralphasen metamorpher Mikrostrukturen. Die besonderen Analyseverfahren dazu, die Laborversuche und Messtechniken sind in Teil II detailliert beschrieben. Die isotopenchemischen Untersuchungen von Calcit, Albit und Epidot aus unterschiedlichen Lithologien der Ochi-, Styra- und Almyropotamos-Formationen geben Aufschluss über Rubidium- und Strontiumkonzentrationen und die Strontiumisotopenverteilung in diesen Mineralphasen, welche aufgrund ihrer hohen Strontiumkonzentration Strontiumreservoirs darstellen. Darüber hinaus zielten die Isotopenanalysen auf die Bestimmung der Isotopenzusammensetzung von Hellglimmer-Calcit-Vergesellschaftungen in verschiedenen Lithologien ab, u. a. um Mineralalter der Hellglimmer zu berechnen.

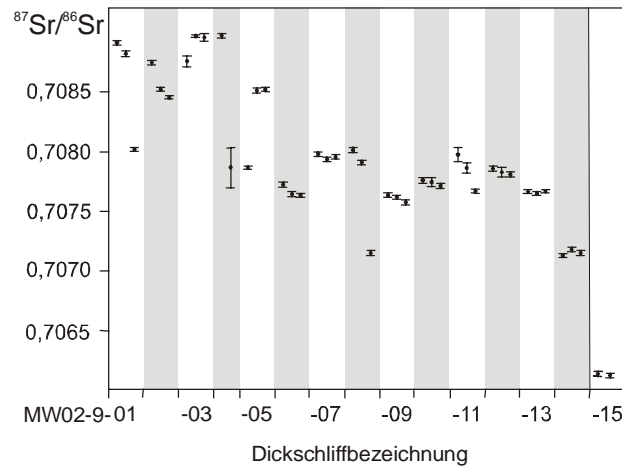
### 4.4.1 Calcit

Calcit stellt eine rubidiumarme Phase dar, die sehr reich an Strontium ist. Die Strontiumkonzentration der untersuchten Calcitproben schwankt zum Teil sehr, erreicht allerdings auch ungewöhnlich hohe Werte. Es wurden Strontiumkonzentrationen von über 1200 ppm ermittelt (vergleiche Tabelle 11 bis 14 im Anhang). Darüber hinaus wurde untersucht, wie sich die Werte von  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  im Calcit aus unterschiedlichen Lithologien innerhalb jeder Formation verhalten (Abbildung I-9).

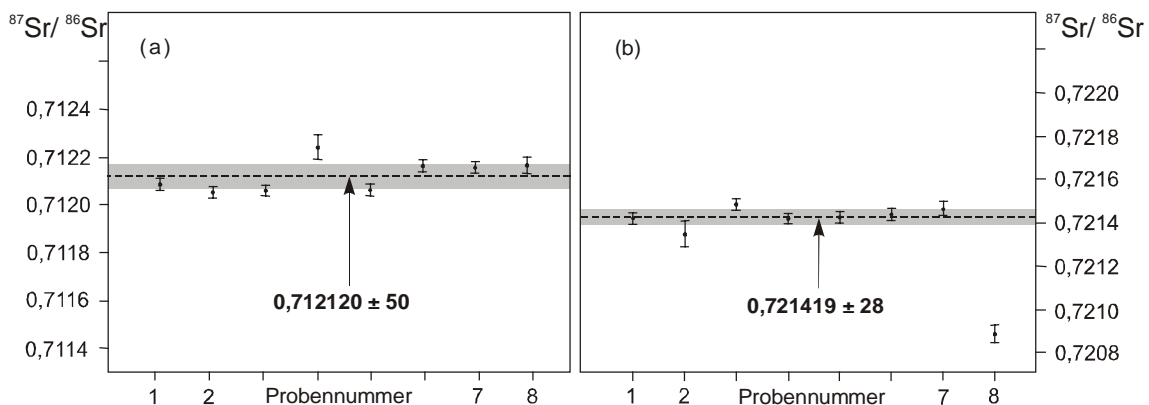


**Abbildung I-9:**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  von Calcitmikroproben aus unterschiedlichen Lithologien der Almyropotamos-, der Styra- und der Ochi-Einheit. Die senkrechten Balken repräsentieren den  $\pm 2\sigma_m$ -Fehler der jeweiligen Analyse. Die Reihenfolge der Probenzahl ist willkürlich und stellt keine stratigraphische Abfolge dar. Die Zweier- bzw. Dreiergruppierung ergibt sich aus der Mikroprobenanzahl pro Dickschliff (siehe Text). Innerhalb sehr unterschiedlicher, calcithaltiger Lithologien der Ochi-Einheit variieren  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  von Calcit zwischen 0,704 und 0,721. Die Styra-Einheit ist durch Marmore und Glimmerschiefer gekennzeichnet.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  von Calcit darin variiert maximal zwischen 0,7104 und 0,7074. Calcite aus Marmoren der Almyropotamos-Einheit ergeben  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  zwischen 0,70743 und 0,70768. Der hellgraue Bereich markiert die Strontiumzusammensetzung von Meerwasser der letzten 300 Ma (0,707 - 0,709; nach Burke et al., 1982).

Innerhalb der Marmore der Almyropotamos-Formation variieren die Werte der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  von Calcit minimal zwischen 0,70738 und 0,70768 (vergleiche Tabelle 10 im Anhang). In den Marmoren, Schiefen und Glimmerschiefen der Styra-Formation streuen diese Werte breiter von 0,7074 bis 0,7104. Die größte Variationsbreite tritt in der Ochi-Formation auf. Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte aller untersuchten Calcite aus den verschiedensten Lithologien der Ochi-Formation umfassen den weiten Bereich von 0,704 bis 0,721. Innerhalb einer Lithologie ist die Strontiumzusammensetzung nicht zwingend homogen. In einem calcitreichem Schiefer, welcher der Ochi-Formation zugeordnet wurde und aus vielen Lagen besteht, ist der Mittelwert aus 41 Mikroproben für  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   $0,70798 \pm 52$  (Abbildung I-10).



**Abbildung I-10:**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  von Calcit aus unterschiedlichen Lagen einer hellglimmer- und calcitdominierten Lithologie (vergleiche Tabelle II-X). Die Fehlerbalken entsprechen den  $2\sigma_m$ -Fehlern der jeweiligen Analyse. Entlang eines ca. 300m langen Aufschlusses wurden 14 Gesteinsproben entnommen und hieraus je ein Dickschliff gefertigt (MW02-9-01 bis MW02-9-14). Jedem Schliff wurden drei bzw. zwei Calcitmikroproben entnommen. Die wechselnde Farbgebung repräsentiert einen neuen Dickschliff. Die Probe MW02-9-15 repräsentiert den Übergang zu einer calcitärmeren, metabasitischen Lithologie, deren Calcite deutlich niedrigere  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  aufweisen. Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  innerhalb eines Dickschliffes variieren unterschiedlich stark und zeigen insgesamt eine Tendenz zu niedrigeren Werten in Richtung Lithologiewechsel.



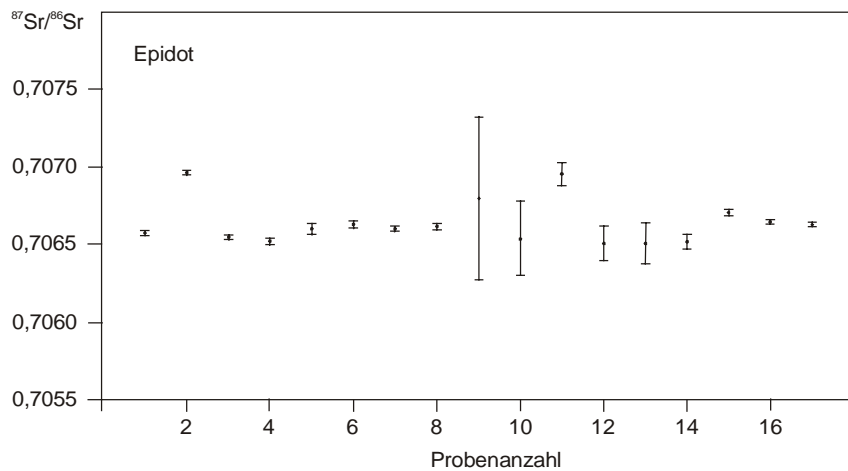
**Abbildung I-11:**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  von Calcitmikroproben mit  $2\sigma_m$ -Fehlerbalken (vergleiche Tabellen 10 a, b, c). Aus Dickschliffen des (a) glimmerhaltigen Marmors St2675 und (b) des calcithaltigen Glimmerschiefers St2641 wurden jeweils acht Mikroproben entnommen. Alle Werte einer Proben variieren um einen Mittelwert innerhalb sehr enger Grenzen, unterscheiden sich aber deutlich zwischen Marmor und Glimmerschiefer.



Die Ochi-Formation setzt sich aus sehr unterschiedlichen lithologischen Einheiten zusammen, aus denen mehrere näher untersucht wurden. Innerhalb eines Dickschliffes dagegen ist die Variation der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sehr gering (Abbildung I-11). Die Verhältnisse aller Calcite aus einem 2 x 4 cm großem Ausschnitt sind innerhalb der Fehlergrenzen ( $2\sigma_m$ ) identisch.

#### 4.4.2 Epidot

Die Strontiumkonzentration in Epidot aus Dehnungsklüften einer Gesteinsprobe konnte aufgrund der großen Korngrößen an Einzelmineralen ermittelt werden. Die Strontiumkonzentration variiert innerhalb der gesamten Population zwischen 520 ppm und 1520 ppm.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  derselben Epidote dagegen variiert sehr wenig innerhalb (Abbildung I-12). Der Mittelwert beträgt  $0,70663 \pm 14$  ( $n = 17$ ).



**Abbildung I-12:**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  von Epidot aus dem Metabasit St2633 mit  $2\sigma_m$ -Fehlerbalken. Aus zwei parallel geschnittenen Dickschliffen wurden je acht Mikroproben aus Dehnungsklüften an verschiedenen Positionen entnommen. Die geringe Variation der Werte untereinander verweist auf eine homogene Strontiumisotopenzusammensetzung der Epidote. Das lässt ein bezüglich der Isotopenzusammensetzung homogenes Bildungsmilieu vermuten.

#### 4.3.4 Albit

Albit zeigt innerhalb eines Dickschliffes eine ähnlich homogene Isotopenzusammensetzung wie Calcit. Die Bestimmung der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  von Albit ist zwar mit größeren analytischen Fehlern behaftet, da die Gesamtmenge an Strontium in den Mikroproben geringer ist (vergleiche Tabellen 13 und 14 im Anhang). Die zeitkorrigierten Werte (vergleiche Kapitel 6.1) sind jedoch nahe den Werten koexistierenden Calcits.