

3. Südevia - das Arbeitsgebiet

3.1 Der attisch-kykladische Blauschiefergürtel

Die metamorphen Einheiten des südlichen Teils der griechischen Insel Evia (deutsch oft als Euböa bezeichnet) bilden als exhumierte Hochdruckmetamorphite den nördlichsten Ausläufer des attisch-kykladischen Blauschiefergürtels (Shaked et al., 2000), welcher wiederum zum System der Helleniden-Subduktionszone im östlichen Mittelmeer gehört. Viele Arbeiten befassten sich bereits mit der Plattenkonvergenz zwischen Afrika und Eurasia im Mittelmeerraum (Meijer und Wortel, 1997; Ring et al., 1999; Schmädicke und Will, 2003, Hinsbergen et al., 2005), der bis heute tektonisch aktiv ist. Ausschlaggebend für diese Arbeit jedoch ist insbesondere der zeitliche Ablauf der Subduktion und der Exhumierung von Hochdruckmetamorphiten im ägäischen Raum, weshalb die nachfolgende Beschreibung der plattentektonischen Situation, der Subduktionsgeometrie etc. nur eine einfache Übersicht liefert. Resultat der afrikanisch-europäischen Konvergenz im Verlauf des späten Mesozoikums bis ins Känozoikum war zunächst eine Aufstapelung des Ägäischen Blocks. Im weiteren Verlauf der orogenen Entwicklung folgte eine NE-SW gerichtete Extension (Lister et al., 1984; Avigad und Garfunkel, 1991), welche im Norden Griechenlands im oberen Eozän einsetzte (Gautier et al., 1999; Lips et al., 2000). Im Übergang Oligozän-Miozän folgte die (postorogene) Exhumierung eozäner Hochdruckgesteine (Xypolias et al., 2003) und die Ausbildung von tektonischen Fenstern (Avigad et al., 1998; Ring et al., 2001), in Zentralgriechenland, z. B. das Almyropotamos-Fenster (siehe unten), und in Südgriechenland (z. B. auf Kreta). Es wird angenommen, dass der gesamte Ägäische Block durch verschiedene Gürtel aus Hochdruckgesteinen aufgebaut wird, deren Alter von 80 - 83 Ma im Nordosten bis 20 - 24 Ma im Südwesten reichen (Abbildung I-2). Drei Alterscluster wurden dabei zusammengefasst: ~75 - 85 Ma, ~55 - 60 Ma und ~20 - 25 Ma, die mit gestaffelten Kollisionen kontinentaler Fragmente in Verbindung gebracht werden (vergleiche Ring und Layer, 2003). Die tectonometamorphe Entwicklung des kykladischen Blauschiefergürtels beinhaltet im wesentlichen zwei Deformationsereignisse während der

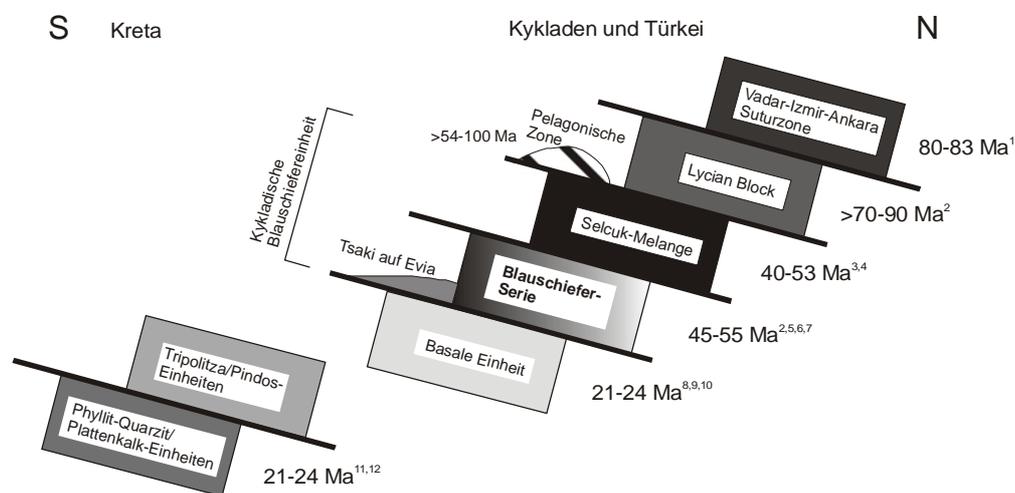


Abbildung I-2: Schematische Darstellung der tektonischen Einheiten im ägäischen Raum und der Westtürkei mit geochronologischen Daten (adaptiert nach Ring und Layer, 2003). Von Norden nach Süden werden die Metamorphosealter immer kleiner, wobei, um die Daten direkt vergleichen zu können, zu beachten bleibt, anhand welcher Systeme diese Alterwerte ermittelt wurden (vergleiche Text): 1 - Rb/Sr an Phengiten (Sherlock et al., 1999), 2 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ an Phengiten (Ring und Layer, 2003), 3 - U/Pb an Zirkonen und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ an Phengit und Paragonit (Tomaschek et al., 2003), 4 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ an Phengit und Paragonit (Maluski et al., 1987), 5 - Rb/Sr an Hellglimmer (Altherr et al., 1982), 6 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ an Phengit (Wijbrans et al., 1990), 7 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ an Phengit (Maluski et al., 1981), 8 - Rb/Sr an Phengit (Bröcker und Franz, 1998), 9 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ und Rb/Sr an Phengit (Ring et al., 2001), 10 - Rb/Sr an Phengit (Ring und Reischmann, 2002), 11 - K/Ar an Phengit (Seidel et al., 1982), 12 - Fission Tracks an Quarz (Thompson et al., 1999).

Hochdruckmetamorphose, wobei das zweite Deformationsereignis mit dem Einsetzen der Exhumierung der kykladischen Blauschiefereinheiten entlang zahlreicher Scherzonen korreliert wird, da währenddessen die basale Einheit (siehe unten Almyropotamos) von blauschieferfaziellen Einheiten (siehe unten Ochi- und Styra-Einheit) überschoben wurde (Ring et al., 1999; Shaked et al., 2000).

3.2 Die Geologie Südevias

Auf Südevia lassen sich vier geologische Einheiten metamorpher Gesteine unterscheiden: die Tsaki-, die Almyropotamos-, die Styra- und die Ochi-Formation (Abbildung I-2). Die Tsaki-Formation besteht aus Glimmer-Chlorit-Schiefern mit Einschaltungen aus unreinem Marmor. Ihre tektonische Position und die Beziehung zwischen Tsaki und Almyropotamos-Flysch sind unklar und werden immer noch diskutiert (Shaked et al., 2000). Die Almyropotamos-Formation besteht aus insgesamt ca. 2 km mächtigen Serien triassischer und mitteleozäner Marmore mit Zwischenlagen aus Schiefern. Die Marmore werden von ca. 1,5 km dicken Metaflysch des oberen Eozäns und Oligozän überlagert (Katsikatos et al., 1986). Die Almyropotamos-Formation wurde von den blauschieferfaziellen Einheiten überschoben und stellt somit ein parautochthones, tektonisches Fenster dar. Die Styra- und die Ochi-Formation repräsentieren die allochthonen Einheiten des kykladischen Blauschiefergürtels auf Südevia. Die Styra-Formation besteht überwiegend aus unreinen Marmoren mit Einschaltungen pelitischer Schiefer. Entlang ihres Übergangs zur Ochi-Formation erscheinen sporadisch Serpentinikörper (Jakobshagen, 1986). Die Ochiformation bildet auf Südevia die oberste geologische Einheit und besteht hauptsächlich aus Metapeliten und Kalksilikatschiefern mit kleinere Sequenzen aus Quarziten, Metatuffiten und Marmoren zusätzlich zu Metabasiten mit ophiolitischen Blöcken (Katzir et al., 2000).

Der Protolith der Hochdruckmetamorphite Südevias wurde von mesozoisch-känozoischen Plattformsedimenten wie Karbonate und Flysch aufgebaut, in den auch fossilienhaltige Hartgründe gefunden werden konnten, z. B. mit Nummuliten aus dem Ypres-Lutez (mittleres Eozän: Dubois und Binot, 1979). Diese marinen Sedimente liegen nun als Marmore und Metapelite vor. Hinzu kommen metamorphisierte Pillowbasalte und mafische bis ultramafische Linsen in der Ochi-Einheit, was ein ozeanisches Becken als prämetamorphes Ablagerungsmilieu nahe legt (Katzir et al., 2000).

Abschätzungen der p-T-Bedingungen vor und während der Versenkung werden erschwert, da Mineralisationen, die ausschließlich vor der Hochdruckmetamorphose gebildet wurden, und seither gänzlich unbeeinflusst blieben, bisher nicht eindeutig identifiziert werden konnten. Im Zuge ihrer Subduktion wurden die lithologisch verschiedenen Gesteinspakete ineinander geschoben. Sie unterlagen währenddessen einer Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose (hp-IT-Metamorphose). Während der Exhumierung der Hochdruckmetamorphite, einer nahezu isothermalen Dekompression, wurden sie sowohl duktil als auch bruchhaft deformiert. Klein-Helmkamp et al. (1995) bestimmten anhand verschiedener Geothermometer Temperaturen von $380 \pm 50^\circ\text{C}$. Dafür lieferten Granat-Chlorit-, Pumpellyit-Chlorit- und Aktinolit-Chlorit-Mg-Fe²⁺-Austauschmodelle Temperaturen zwischen 340 und 440°C . Mit Calcit-Dolomit-Solvus-Geothermometrie wurden Werte zwischen 320°C und 390°C berechnet. Für den Blauschiefergürtel Südevias schätzten Shaked et al. (2000) anhand der Calcit-Dolomit-Solvus-Geothermometrie einen Temperaturmittelwert von $350 \pm 50^\circ\text{C}$.

Basierend auf das reichliche Vorkommen von Na-Amphibolen (Glaukophan), Epidot, Chlorit oder Jadeit-Pyroxenen und dem teilweise hohen Si-Gehalt von Phengit in evianischen Formationen wurden bisher Druckverhältnisse von 10 - 12 kbar ermittelt. Die p-T-Bedingungen der retrograd-metamorphen, grünschieferfaziellen Überprägung wurden nicht an den Einheiten Südevias bestimmt. Nur anhand von Untersuchungen auf der benachbarten Kykladeninsel Tinos ließen sich Drücke von 4 - 7 kbar zuordnen (Okrusch und Bröcker, 1990). Granitoide Intrusiva oder Migmatite wie auf Naxos, Mykonos oder Tinos (Wijbrans und McDougall, 1986; Altherr et al., 1979; Bröcker, 1990) sind auf Evia nicht aufgeschlossen.

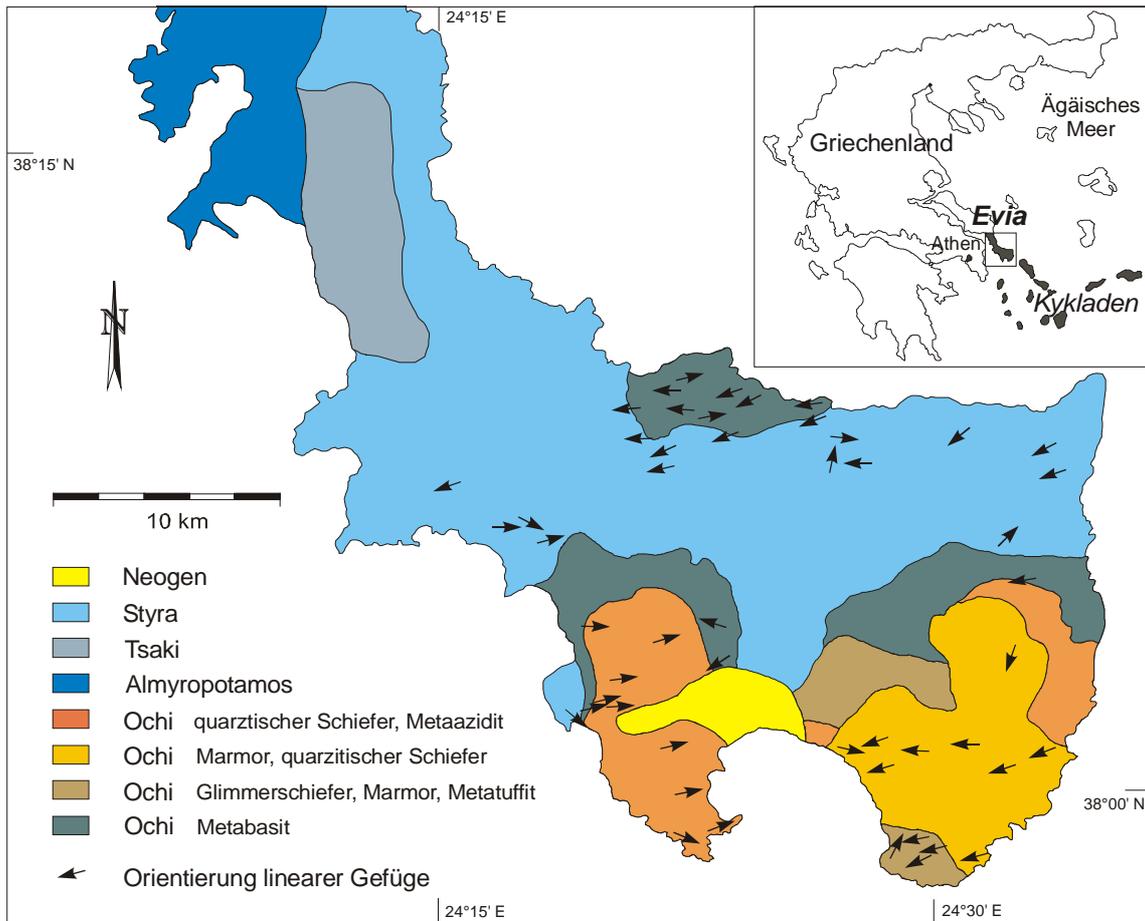


Abbildung I-3: Schematische geologische Karte (adaptiert nach Klein-Helmkamp, 1996) mit der Orientierung von linearen Gefügeelementen wie mineralische Lineation L (siehe Text) und Faltenachsen nach eigenen Geländeaufnahmen. Die Orientierung dieser linearen Gefüge ist sehr homogen. Sowohl Faltenachsen als auch die Minerallineationen fallen einheitlich nach W-SW bzw. E-NE ein.

Die Styra- und die Ochi-Formation weisen strukturelle Elemente sowohl duktiler als auch spröder Verformung auf. Diese Gefüge sind vielfältig und in den unterschiedlichsten Lithologien unabhängig vom Mineralbestand ähnlich ausgeprägt. Alle Gesteine der Styra- und Ochi-Formation sind streng foliiert.

Auf den Foliationsflächen befinden sich Minerallineationen, die unabhängig von der Foliationsorientierung oder einer Faltung der Foliation einheitlich sehr flach nach W-WSW und E-ENE einfallen (Abbildung I-3). Diese Orientierung wird im Folgenden als L-Orientierung bezeichnet. Besonders eindrucksvoll ausgeprägt sind sehr enge bis isoklinale Falten in allen Größenordnungen, mit millimeter- bis zu zehnermetergroßen Amplituden. Die Faltenachsen der Isoklinalfalten fallen ebenfalls flach nach W-WSW bzw. E-ENE ein und sind damit parallel zu den Minerallineationen L orientiert. Isoklinal gefaltete Gesteinspakete zeigen zusätzlich Achsenebenen- bzw. Krenulationsschieferung. Knickbänder und Klüfte sind senkrecht zur Foliation ausgebildet. Dehnungsklüfte sind mit Mineralen (z. B. Epidot, Albit und Quarz) gefüllt, deren Hauptwachstumsrichtung parallel zur Minerallineation L des Nebengesteins verläuft.

Vereinfacht lassen sich Ergebnisse von Strukturanalysen aus früheren und detaillierten, strukturanalytischen Arbeiten zur tektonischen und plattentektonischen Entwicklung des mittleren Teils der Insel, nördlich dieses Arbeitsgebietes, (Xypolias et al., 2003; Klein-Helmkamp, 1996; Shaked et al., 2000; Katzir et al., 1990) auf Südevia übertragen, wo identische Gefüge gleicher Orientierung zu finden sind. In diesen Arbeiten werden Isoklinalfalten beschrieben mit meist sehr flach nach WSW bzw. ENE einfallenden Faltenachsen, welche mit einer Plättungs- und Elongationsphase korreliert wurden. Durch zunehmende Deformationsintensität können

Achsenebenen- und Krenulationsschieferung entstehen. Bei extremen Gradienten entwickeln sich Scherbänder. Die Extensionskinematik ist top-to-ENE gerichtet.

Noch offen ist, inwieweit die südevianischen Einheiten durch den tektonischen Transport entlang des sogenannten Evia-Versatzes (Xypolias et al., 2003) beeinflusst wurden. Der Evia-Versatz befindet sich in der Mitte Evias, nördlich des Arbeitsgebietes. Mesoskopische und mikroskopische Formgefüge der östlichen Versatzflanke ähneln sehr den Gefügen in den Styra- und Ochi-Einheiten, doch ist eine eindeutige Korrelation mit dem vorhandenen Datensatz nicht möglich.

3.3 Geochronologische Daten der Kykladen

Über den kykladischen Archipel existieren bereits viele geochronologische Arbeiten, die es sich zum Ziel gesetzt hatten, ein eoziänes, blauschieferfazielles Ereignis, gefolgt von retrograder Überprägung unter grünschieferfaziellen Bedingungen, zeitlich einzuordnen. Bei der Datierung der Metamorphose wurden weit streuende Alter ermittelt, die unter verschiedenen Aspekten interpretiert worden sind. Die Diskussion darüber hält bis heute an, da keine schlüssigen Erklärungen für die breite Altersvariation gefunden werden konnten. Allein für Syros wurde bisher eine Vielzahl von Werten anhand unterschiedlichen Isotopensysteme produziert: U/Pb-Untersuchungen an Zirkonen, Ar/Ar an Phengiten und Rb/Sr-Untersuchungen an Phengit-Gesamtgesteinskombinationen. Die Ergebnisse spannen einen breiten Zeitrahmen von 83 ± 10 Ma bis $30,3 \pm 0,9$ Ma (vergleiche Putlitz et al., 2005). Lagos et al. (2003) beispielsweise ermittelten anhand des Lu/Hf-Isotopensystems mit Gesamtgestein-Granat-Omphacit-Proben von Syros Alter zwischen 47 und 51 Ma und mit Hilfe von U/Pb-SHRIMP-Analysen Alter metamorpher Zirkone von ca. 52 Ma, und setzen deren Bildung zeitlich gleich mit dem Erreichen des Maximaldrucks im Zuge der Hochdruckmetamorphose auf Syros. In Abhängigkeit vom Gesamtmineralbestand der Gesteine ergaben phengitische Hellglimmer mit $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Alter zum einen von 43 ± 2 Ma und zum anderen Alter zwischen 35 Ma und 48 Ma (Putlitz et al., 2003). Ergänzend ist hinzuzufügen, dass neueste $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Untersuchungen an Phengiten zeigen, dass Alterswerte innerhalb einer Gesteinsprobe zwischen 40 und 55 Ma variieren können (Putlitz et al., 2005). Ar/Ar-Alter von Hellglimmern aus verschiedenen Einheiten der Insel Sifnos besitzen Häufigkeitsmaxima um 42 - 30 Ma und bei 19 Ma (Wijbrans et al., 1990). Diese Werte entstammen Einzelkornanalysen. Den ermittelten Altersclustern wurden verschiedene Ereignisse zugeordnet. Ein Alterscluster zwischen 42 und 30 Ma markiere den Autoren zufolge ein blauschieferfazielles Ereignis und dessen Übergang in eine grünschieferfazielle Metamorphose. Alterswerte aus Metamorphiten von Sifnos zwischen 22 und 30 Ma wurde als Mischalter interpretiert, die durch nachfolgende Ereignisse bei 30 Ma und 19 Ma (Altherr et al., 1979) beeinflusst wurden. Ein Alter von 19 Ma weise auf ein Ereignis thermaler Überprägung hin (Wijbrans et al., 1990). Von Naxos wurden Alterswerte zwischen $38,5 \pm 0,4$ Ma und $16,4 \pm 0,1$ Ma (Wijbrans und McDougall, 1986) ermittelt. 20 - 19 Ma wurden einem Hochtemperaturereignis mit Fluidinfiltration zugeordnet (Andriessen, 1991). Diese Streuung wurde mit diffusionsbedingtem Argonverlust während der thermalen Überprägung erklärt und soll auf einen Durchfluss metamorpher Fluide entlang von Korngrenzen zurückzuführen sein. Der Fluideinfluss sei, so die Erklärung, in Abhängigkeit von der Volumendiffusionsrate innerhalb der betroffenen Minerale, ungleichmäßig gewesen. Phengite von Tinos wurden mit der Rb/Sr-Methode datiert (Bröcker und Franz, 1998). Verschiedene Fraktionen identischer Glimmerkonzentrate wurden mit Gesamtgesteinsanalysen verrechnet, um den tertiären Polymetamorphismus zu datieren. Alter zwischen 42 und 32 bzw. um 23 - 21 Ma wurden berechnet (Bröcker und Franz, 2003). Diese Streuung ist trotz einer homogenen chemischen Zusammensetzung bezüglich der Hauptelemente festzustellen. Eine Erklärung dafür sei eine unvollständige Homogenisierung des Rb/Sr-Isotopensystems während der grünschieferfaziellen Überprägung. Eine andere Erklärung sei in einem sporadischen Fluideinstrom zu suchen, der durch strukturelle und/oder lithologische Gegebenheiten bzw. durch die Fluidverfügbarkeit kontrolliert wurde (Bröcker and Franz, 1998).

Erste Arbeiten zur Datierung der blauschieferfaziellen Deformation auf Evia ergaben mit Hilfe der Ar/Ar-Methode Alter von 45 - 55 Ma (Maluski, 1981) und ein sogenanntes Verjüngungsereignis bei 30 - 35 Ma. Da aber keine Plateaulter ermittelt werden konnten, wurde die geologische Signifikanz der berechneten Alter durch die Autoren angezweifelt. Klein-Helmkamp (1996) versuchte, individuelle Deformationsepisoden im

Zuge der Exhumierung auf Evia aufzuschlüsseln, doch konnten nur Zeiträume metamorpher Aktivitäten um 37 Ma und 25 Ma ermittelt werden. Neueste Datierungen an Phengiten mit der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode erbrachten Werte zwischen $54,9 \pm 2,2$ Ma und $26,1 \pm 6,5$ Ma (Ring und Layer, 2003). Sie sind mit relativ hohen Fehlern belastet, kennzeichnen jedoch zwei deutlich voneinander getrennte Zeitpunkte.

Insgesamt ergeben alle Werte einen weiten Altersbereich zwischen 83 und 16 Ma. Es ist zu bemerken, dass sich dieser Zeitrahmen mit jenem deckt (bzw. sogar noch jüngere Alter impliziert), wie sie für den gesamten ägäischen Raum beschrieben wurden (vergleiche Kapitel 3.1). Des weiteren fällt auf, dass diese Variation von über 60 Ma nicht nur für die gesamten Kykladen gilt, sondern auch, wie das Beispiel Syros zeigt, innerhalb kleinerer Territorien und sogar innerhalb einer Gesteinsprobe zu finden ist. Die Vielfalt und Unschlüssigkeit von Erklärungsversuchen verdeutlichen die noch immer offene Beantwortung der Fragen nach den Ursachen für die breite Altersvariation. Einige Autoren (Wijbrans et al., 1990) stellen die Möglichkeit unterschiedlicher Abkühlungsraten zur Diskussion, welche unterschiedliche Hebungsraten verschiedener Einheiten implizieren würden. Andere erklärten die Altersvariabilität mit lokalen Unterschieden der Deformationsintensität bzw. der Fluidverfügbarkeit (Bröcker et al., 1993). Sowohl Fluidinfiltration, thermale oder retrograde Überprägung als auch Zerstörung bzw. unvollständiges Homogenisieren des Isotopensystems während der Deformation werden als Gründe aufgeführt (vergleiche Reddy et al., 2003). Diese Modelle werden ausführlich in Kapitel 6.1 und 6.3 diskutiert. Sämtliche Hinweise auf isotopensystembeeinflussende Prozesse für die Dateninterpretation beschränken sich darauf, das Problem nur ganz allgemein zu beschreiben bzw. zu erläutern. Dabei ist die Entwicklung von Isotopensystemen in einzelnen Mineralkörnern im Submillimeterbereich oder sogar auf Kristallgitterebene im Zuge von Deformation bisher nicht vollständig verstanden.