

## 5. Metamorphoseentwicklung

In den Kapiteln 1.3. und 2. wurde bereits kurz auf die Metamorphoseentwicklung im Kaokogürtel eingegangen. Der Kaokogürtel unterlag einer grünschieferfaziellen bis granulitfaziellen Metamorphose mit ansteigenden Metamorphosebedingungen von Osten nach Westen, die den gesamten Kaokogürtel westlich der Sesfontein-Störung erfaßte (Abb. 1.3 und 2.1).

Franz. et al. (1999) halten für den westlichen Kaokogürtel zwei panafrikanische granulitfazielle Metamorphoseereignisse aus: ein älteres bei  $645 \pm 3.5$  Ma und ein jüngeres zwischen 550 - 560 Ma. Das ältere Ereignis wurde durch U-Pb-Datierungen an Monaziten und Zirkonen aus *einem* granulitfaziellen Granat-Gneis von der Atlantikküste ermittelt. U-Pb-Datierungen an Monaziten und Zirkonen aus Orthogneisen des westlichen Kaokogürtels erbrachten panafrikanische Alter von  $553.6 \pm 1.2$  Ma und  $558.6 \pm 7.3$  Ma, die nach den genannten Autoren den Zeitraum einer granulitfaziellen Überprägung dieser Orthogneise und damit ein zweites granulitfazielles Metamorphoseereignis repräsentieren sollen. Das Ende der panafrikanischen metamorphen Überprägung wird von ihnen mit  $553.6 \pm 1.4$  Ma angegeben (U-Pb-Datierung an Monaziten aus einem postmetamorphen, postkinematischen Granit). Ob diese zwei panafrikanischen metamorphen Ereignisse nur auf den westlichen Teil des Kaokogürtels beschränkt sind oder auch in anderen Teilen des Kaokogürtels auftraten, läßt sich nur durch weitere Datierungsarbeiten genauer feststellen.

Nach Geländebefunden ist die zu beobachtende metamorphe Überprägung dem jüngeren Metamorphoseereignis zuzuordnen. Im westlichen Kaokogürtel ist zu beobachten, wie mit zunehmendem Metamorphosegrad die Metasedimente aufzuschmelzen beginnen und *gleichzeitig* syn- bis posttektonische oberkrustale Granitoidschmelzen (mit S-Typ-Anteilen) intrudieren, die ein Alter von 580 - 552 Ma aufweisen (Seth & Kröner, 1999; Seth 1999). Außerdem fällt im gesamten Kaokogürtel die Bildung der peakmetamorphen Mineralparagenesen mit der Hauptdeformation D 2 eines panafrikanischen Deformationszyklus (u.a. Dingeldey, 1997) zusammen, der durch keinen weiteren orogenen Deformationszyklus überprägt wurde. Auf das Zusammenfallen der Bildung peakmetamorpher Mineralparagenesen mit der Hauptdeformation wird in den nächsten Kapiteln noch näher eingegangen.

Bei der tektonischen Entwicklung des Kaokogürtels wird *ein* panafrikanischer Deformationszyklus mit 4 Deformationsphasen ausgehalten: einer duktilen Deformation D 1, einer duktilen Hauptdeformation D 2, einer duktilen bis spröden Deformation D 3 und einer Spröddeformation D 4 (z.B. Dingeldey et al., 1994, 1995, 1996; Dürr et al., 1996; Dingeldey, 1997). Wie sich diese auf die untersuchten metapelitischen Gesteinen auswirken, wird ebenfalls in den folgenden Kapiteln aufgezeigt.

In Kapitel 2. wurden bereits die im Kaokogürtel ausgehaltenen Metamorphosezonen für Metapelite und ihre Verbreitung vorgestellt. In den Unterkapiteln von Kapitel 5. wird nun näher auf die Metamorphoseentwicklung in den einzelnen Zonen eingegangen:

- Kapitel 5.1. Granat-Zone,
- Kapitel 5.2. Staurolith-Zone,

- Kapitel 5.3. Disthen-Zone,
- Kapitel 5.4. Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone (ky-sill-mu-Zone),
- Kapitel 5.5. Sillimanit-Muskovit-Zone (sill-mu-Zone),
- Kapitel 5.6. Sillimanit-Kalifeldspat-Zone (sill-ksp-Zone),
- Kapitel 5.7. Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone (g-cd-sill-ksp-Zone).

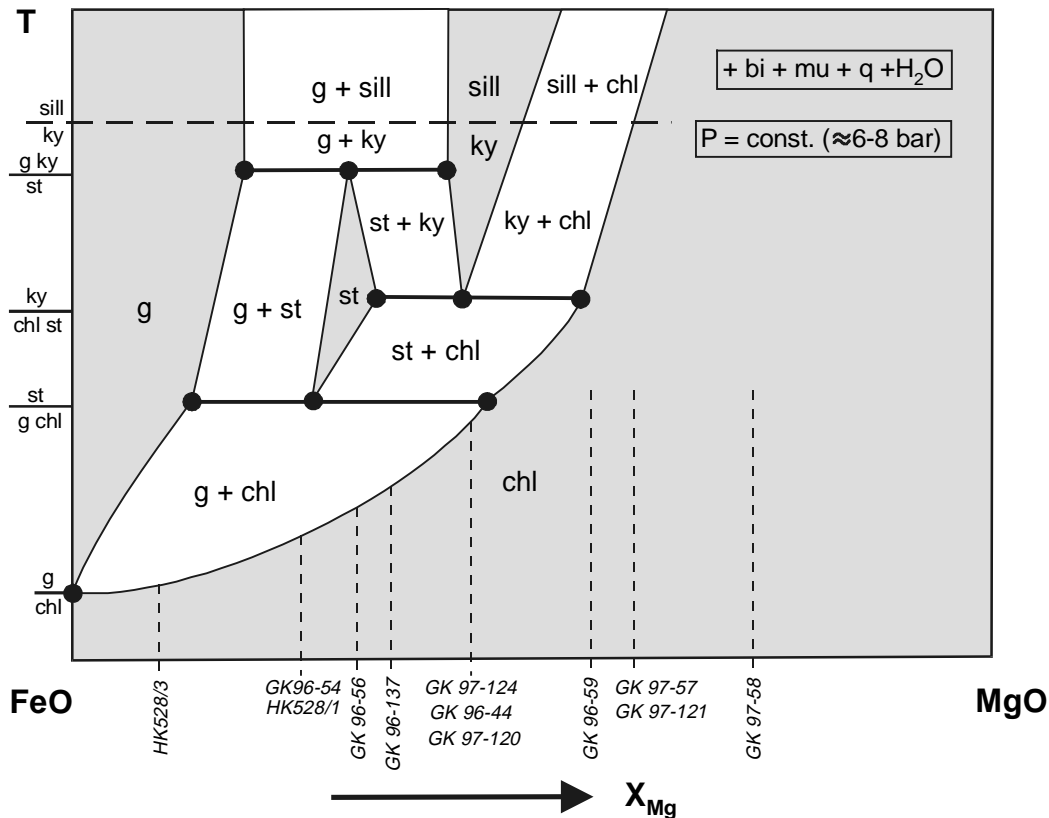
## 5.1. Granat-Zone

Die Granat-Zone erstreckt sich über etwa 30 km von einem Gebiet westlich des Ganamub-Tales (ca. 13°25,00 E) bis ins mittlere Gomatum-Tal (13°07,48 E) (Abb.2.1 und 2.2). Das erste Auftreten von Granat wurde durch Ben Goscombe vom Geologischen Dienst Namibias im Rahmen von Kartierungsarbeiten im Maßstab 1:50 000, Blatt Tomakas 1813CD, auskartiert und verläuft etwa zwischen 18°48,00 S / 13°24,00 E und 18°55,00 S / 13°26,50 E westlich des Tsongoari-Synklinoriums (Goscombe, pers. Mitt.). Das Schliffmaterial von Proben aus diesem Gebiet wurde von Ben Goscombe beim Geologischen Dienst in Windhoek zur Verfügung gestellt und konnte im Rahmen dieser Arbeit mikroskopisch untersucht werden. Die in der Gegend von Tsongoari durchgeführte Diplomkartierung von Elke Aurich (Universität Frankfurt) zeigt das erste Auftreten von Granat in Übereinstimmung mit den Kartierungsarbeiten von Ben Goscombe (Aurich, pers. Mitt.).

Allerdings kann kein scharfer Granat-Isograd auskartiert werden, da bis ins mittlere Gomatum-Tal immer wieder metapelitische Glimmerschiefer ohne Granatführung auftreten. Der Grund dafür ist, daß die Stabilisierung von Granat extrem stark vom Gesamtgesteinschemismus abhängt. Das wird in Abb. 5.1 verdeutlicht. Der T- $X_{\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})}$ -Schnitt zeigt, wie das erste Auftreten von Granat vom Eisen-Magnesium-Verhältnis im Gestein abhängt. In das Phasendiagramm sind die untersuchten Glimmerschieferproben aus der Granat-Zone mit den dazugehörigen Eisen-Magnesium-Verhältnissen eingetragen. Es wird deutlich, daß in eisenreichen Proben wie Probe HK528/1+3 oder GK 96-54 Granat bei niedrigeren Temperaturen stabilisiert werden kann als in den anderen, eisenärmeren Proben. In den Dünnschliffen der Proben ist außerdem zu erkennen, daß die Gesteine mit hohen Eisengehalten reichlich Granat führen (um 30 Vol-%), während die Proben mit mittleren Eisengehalten deutlich granatärmer sind (<15 Vol-%). Die magnesiumreicheren Proben GK 96-59, GK 97-57/58 führen demgegenüber reichlich Chlorit. Aber auch in diesen Proben treten untergeordnet Granate auf (<3 Vol-%, d.h. durchschnittlich ein Granatkorn < 2 mm pro Dünnschliff). Das kann auf eisenreichere Domänen in der Probe zurückzuführen sein. Die magnesiumreichen Gesteine sind aber auch manganführend (0.06 - 0.12 Gew.-%). Die Anwesenheit von Mangan im System führt zu einer Ausdehnung des Granatstabilitätsfeldes hin zu niedrigeren und höheren Temperaturen und Drucken (z.B. Spear & Cheney, 1989; Symmes & Ferry, 1992; Droop & Harte, 1995; Mahar et al., 1997; Will, 1998a,b). Die Manganführung ist im KFMASH -System des abgebildeten T-X-Schnittes nicht berücksichtigt.

Für die Granat-Zone sind metapelitische Granat-Glimmerschiefer, granatführende Glimmerschiefer und granatfreie Glimmerschiefer charakteristisch. In den Gesteinen wurden folgende Minerale beobachtet:

- Granat + Biotit + Chlorit + Muskovit ± Paragonit + Plagioklas + Quarz + Akzessorien.



**Abb. 5.1:** Isobarer T-X-Schnitt (+bi + mu + q + H<sub>2</sub>O) im System KFMASH (Will, 1998b). Die durchbrochenen Linien mit den kursiven Probennummern repräsentieren die Gesteinszusammensetzung von Glimmerschiefern der Granat-Zone. Dabei wird die Abhängigkeit des Granat-"in" vom Eisen-Magnesium-Verhältnis im Gestein deutlich. Die Auswirkung von Mangan-Gehalten im Gestein auf das Granat-"in" ist hier im System KFMASH noch nicht berücksichtigt.

Die fazieskritischen Minerale für die Granat-Zone sind Granat, Biotit und Chlorit. Vertreter der Granat-Glimmerschiefer und granatführenden Glimmerschiefer sind die Proben GK 96-44, GK 96-54/56/59, GK 96-137/138, GK 97-49, GK 97-56/57/58, GK 97-105, GK 97-120/121/124 und HK 528 (Probenpunkte und Koordinaten der Proben siehe Anhang B). Zu den granatfreien Glimmerschiefern gehört z.B. die Probe GK 96-60.

Auffällig ist das häufige Auftreten von epidotreichen, granatfreien Glimmerschiefern in der Granat-Zone. In ihnen treten die folgende Minerale auf:

- Epidot + Biotit + Chlorit + Muskovit + Plagioklas + Quarz + Akzessorien ± Karbonat

Zu diesen Glimmerschiefern gehören die Proben GK 96-40, GK 96-44 (ca. 4 cm-Lage), GK 96-46, GK 96-50 und GK 97-121. Auch bei der Durchsicht des Schliffmaterials von Ben Goscombe (Geologischer Dienst Namibia, Windhoek) trat eine große Anzahl solcher Proben auf, die alle aus dem östlichen Kaokogürtel stammen. Offensichtlich kommen in der Granat-Zone auch öfter pelitische Metasedimente mit mergeligen Anteilen vor.

Auf ausgewählte Proben wird nun in den nächsten Kapiteln detaillierter eingegangen.

### 5.1.1. Petrographie

#### *Probe GK 97-124*

Bei dieser Probe handelt es sich um einen Granat-Glimmerschiefer aus dem östlichen Gomatum-Tal (Pkt. 406) mit den Mineralen

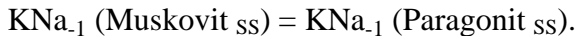
- Granat + Chlorit + Biotit + Muskovit + Paragonit + Plagioklas + Quarz + Ilmenit + Rutil + Karbonat + Akzessorien.

Granat (ca. 15 Vol-%) bildet Porphyroblasten bis zu 2.2 mm in einer feinkörnigen bis mittelkörnigen Matrix mit ausgeprägter Parallelschieferung (Abb. 5.2 c). Der Granat zeigt sowohl chemisch als auch optisch eine deutlich ausgeprägte Zonierung (Abb. 5.2 a und b). Der Spessartingehalt nimmt von 20 Mol-% im Kern zu 1 Mol-% am Rand ab und zeigt eine typische Glockenkurve. Der Almandin- steigt ebenso wie der Pyropgehalt vom Kern zum Rand an: Xalm 53 bis 71 Mol-%, Xprp 2 bis 5 Mol-%. Der Grossulargehalt ändert sich kaum. Diese Zonierungsmuster spiegeln eine prograde Wachstumszonierung wider. Im einschlußreichen Granatkern lassen sich parallel orientierte Einschlußbahnen mit Karbonat und Quarz erkennen. Das verlegte, z.T. S-förmige Interngefüge läßt auf ein syntektonisches Wachstum, bezogen auf die Hauptdeformation, unter Rotation schließen (Abb. 5.2 d). Der einschlußarme bis einschlußfreie Granatrand hebt sich deutlich hervor und wird auch im Elementverteilungsmuster des Granatprofils durch eine Stufe im  $X_{Fe}$  und Xprp deutlich (Abb. 5.2 a und b). Teilweise sind die Granate idiomorph ausgebildet, häufig sind sie spröde zerbrochen und werden am Rand oder entlang von Rissen zu retrogradem Chlorit und untergeordnet auch Biotit abgebaut (Abb. 5.2 e). Die Hell- und Dunkelglimmer umflansern häufig die Granatporphyroblasten.

Biotit (ca. 30 Vol-%) bildet meist Tafeln, die gemeinsam mit den Hellglimmern und Chlorit die Hauptschieferung im Gestein nachzeichnen. Er tritt (i) als Einschluß im Granatrand und in Plagioklas (selten), (ii) als lepidoblastische Tafeln bis 1.5 mm Länge in der Hauptschieferung, (iii) als Querbiotit und (iv) als Abbauprodukt von Granat auf. Mineralchemisch unterscheiden sich diese Biotite nur gering. Die Einschlüsse in Plagioklas sind etwas Ti-reicher ( $TiO_2 = 2.0$  Gew.-% bei  $X_{Fe} = 0.51$ ), die Biotite parallel zur Hauptschieferung und die Querbiotite unterscheiden sich nicht ( $TiO_2 = 1.7$  Gew.-%,  $X_{Fe} = 0.51 - 0.54$ ), die retrograden Biotite erbrachten keine guten Mikrosondenanalysen. Biotite von benachbarten Granat-Biotit-Paaren zeigen, daß bereits ein retrograder Eisen-Magnesium-Austausch zwischen Granat und Biotit stattgefunden hat, diese Biotite haben ein geringeres Eisen-Magnesium-Verhältnis mit  $X_{Fe} = 0.5 - 0.52$ . Häufig führen die Biotittafeln Zirkoneinschlüsse.

Interessant ist, daß im Granatkern keine Biotiteinschlüsse beobachtet wurden; diese treten erst, und dann nur sehr selten, im Granatrand auf. Der Sprung im Element-Zonierungsmuster des Granatprofils zwischen Granatkern und -rand kann als Hinweis auf einen Paragenesewechsel von Granat + Chlorit + Hellglimmer + Plagioklas + Quarz + Akzessorien zu Granat + Chlorit + Biotit + Hellglimmer + Plagioklas + Quarz + Akzessorien gesehen werden.

Hellglimmer (ca. 25 Vol-%) treten in Form von (i) phengitischen Einschlüssen in Plagioklas, (ii) von bis zu 2.5 mm langen Muskovit- und Paragonitschuppen, die die Hauptschieferung definieren und (iii) in Form von Quermuskoviten auf. Die winzigen phengitischen Hellglimmer weisen eine Celadonitkomponente von 11 - 16 Mol-% bei 0.62 - 0.63 Si p.d.f.u. auf. Die Muskovite und Paragonite liegen oft nebeneinander vor. Während der prograden Metamorphose kam es wahrscheinlich zu einem K-Na-Austausch zwischen Muskovit und Paragonit in der Form:



Ein Hinweis dafür ist, daß bei einem untersuchten Paragonit der Na-Gehalt vom Kern zum Rand abnimmt (von 1.78 zu 1.66 Na p.d.f.u.). Während es postdeformativ/ statisch gewachsene Quermuskovite gibt, wurden solche Paragonite nicht beobachtet. Der Quermuskovit unterscheidet sich chemisch nicht von dem entlang der Hauptschieferung gebildeten Muskovit.

Die Chlorite (ca. 7 Vol-%) sind meist dünntafelig bis schuppig ausgebildet; sie treten (i) als Chlorite parallel zur Hauptschieferung, (ii) als Querchlorite und (iii) als Abbauprodukte von Granat auf. Die Querchlorite sind meist dicktafelig und Mg-reicher als die parallel zur Hauptschieferung ausgerichteten Chlorite. Die Fe-reicheren Hauptschieferungschlorite wurden während der Hauptdeformation gebildet und spiegeln die prograde Metamorphoseentwicklung wider. Die Mg-reicheren Querchlorite wurden später, postdeformativ zur Hauptschieferung, zum Zeitpunkt des Temperaturhöhepunktes gebildet.

Die xenoblastischen Plagioklase (ca. 12 Vol-%) sind dünntafelig, leistenförmig gestreckt und bis zu 1 mm groß. Sie führen Einschlüsse von Biotit und phengitischen Hellglimmern. Obwohl in den Plagioklasen geringe Schwankungen im Anorthit- und Albitgehalt ( $\text{ab}_{80-83}$  und  $\text{an}_{16-19}$ ) gemessen wurden (Tabelle D.8), ist keine chemische Zonierung vom Kern zum Rand erkennbar.

Die bis zu 0.7 mm großen Quarze (ca. 12 Vol-%) zeigen ein granoblastisches Gefüge und sind häufig lagig in der Hauptschieferung angeordnet.

Als Akzessorien treten Ilmenit, Rutil, Monazit, Zirkon und Apatit auf. Ilmenit und Rutil kommen oft nebeneinander vor, sind häufig langgestreckt und in die Hauptschieferung eingeregelt. Die Monazite bilden winzige Körner in der Matrix und die Zirkone treten als Einschlüsse in Biotit auf.

#### Zusammenfassend läßt sich folgendes sagen:

Der Granat-Glimmerschiefer GK 97-124 aus der Granat-Zone zeigt eine deutliche Foliation, die vor allem von syndeformativ eingeregelteten Glimmern und Chlorit definiert wird. Rotierte Granatporphyroblasten liegen in einer feinkörnigen bis mittelkörnigen granoblastischen und lepidoblastischen Matrix. Die Granate begannen syndeformativ zu wachsen, worauf das verlegte Interngefüge im einschlußreichen Granatkern hinweist. Der Granatrand wurde durch statisches Wachstum postdeformativ gebildet. Die Quermuskovite, Querbiotite und Querchlorite sind ebenfalls Ergebnis eines postdeformativen Wachstums am Temperaturhöhepunkt.

Das alles deutet darauf hin, daß erst der Maximaldruck erreicht wurde und dann bei gleichbleibendem Druck oder bei Druckentlastung die Maximaltemperatur erreicht wurde. Retrograd

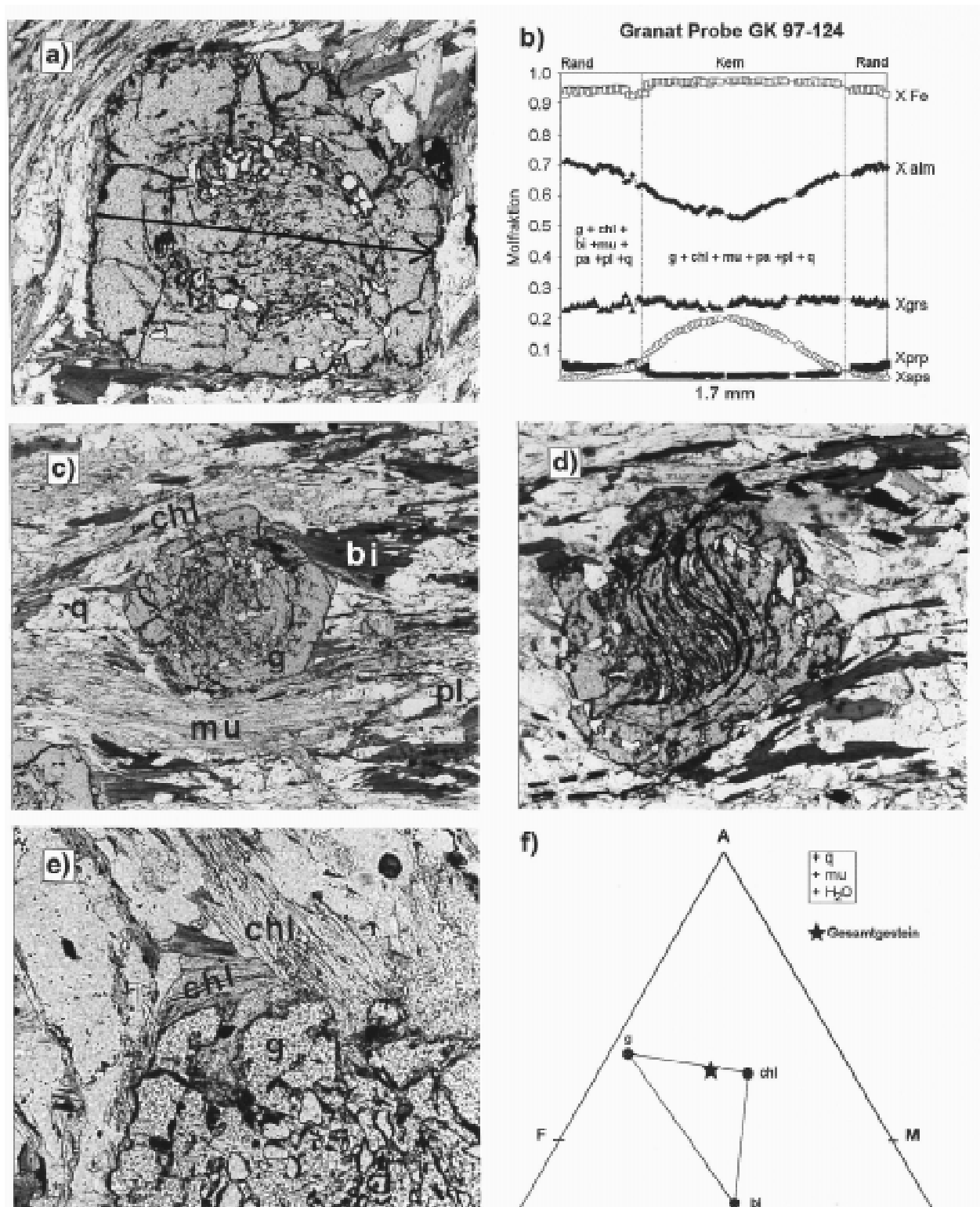


Abb. 5.2: Granat-Zone, Probe GK 97-124 (Pkt. 406). a) Porphyroblastischer Granat mit einschlußreichem Kern und einschlußfreiem Rand, mit Markierung des gemessenen Granatprofils. Bildbreite 2.0 mm. b) Zonierungsmuster des unter a) abgebildeten Granates. c) Granat-Porphyroblasten in einer Matrix aus Biotit, Chlorit, Muskovit, Quarz und Plagioklas. Bildbreite 6 mm. d) Syndeformativ zur Hauptdeformation gesproßter Granat mit verlegtem Interngefüge. Bildbreite 3 mm. e) Retrograde Chlorit-Neubildung auf Kosten von Granat. Bildbreite 1.2 mm. f) Darstellung der peakmetamorphen Mineralparagenese im AFM-Diagramm.

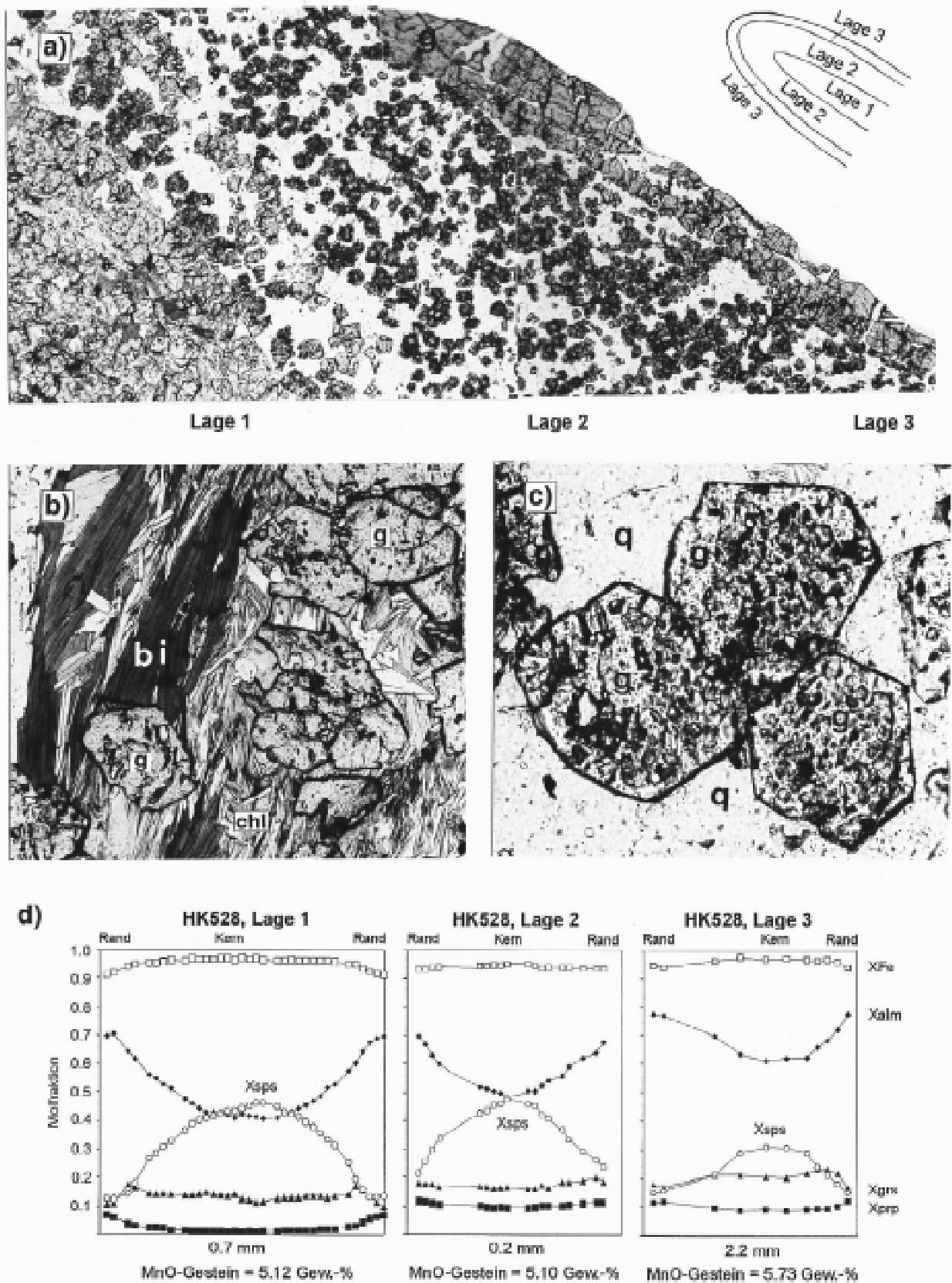


Abb. 5.3: Granat-Zone, Probe HK 528 (Pkt. 218). a) Überblick über die drei Lagen in der 2 x 4 cm großen Falte. Bildbreite ca. 1.5 cm. b) Lage 1 mit Granat + Biotit + Muskovit + Chlorit + Akzessorien. Bildbreite 2.1 mm. c) Lage 2 mit Granat + Quarz. Bildbreite 0.4 mm. d) Elementzonierungsmuster von Granaten aus den Lagen 1, 2 und 3. Zusätzlich sind die MnO-Gehalte für die einzelnen Gesteinslagen angegeben.

kam es dann zu Chlorit- und Biotitneubildung auf Kosten von Granat, gefolgt von einer Spröd- deformation und weiterem Granatabbau am Granatrand und entlang von Sprödrissen im Granat. Merkmale der prograden Metamorphoseentwicklung sind die Einschlüsse im Granat und die prograde Wachstumszonierung des Granates. Dabei weisen die Karbonateinschlüsse im Granatkern darauf hin, daß während des prograden Wachstums nicht nur eine wässrige Fluidphase präsent war, sondern auch CO<sub>2</sub>-reiche Fluide existierten.

### ***Probe HK 528***

Probe HK 528 stammt aus dem mittleren Gomatum-Tal (Pkt. 218) und ist eine ca. 2 x 4 cm große Falte, die aus drei 2 - 5 mm mächtigen Lagen besteht (Abb. 5.3 a):

- Lage 1 (Faltenmitte) mit Granat + Chlorit + Biotit + Muskovit + Quarz + Ilmenit + Rutil + Turmalin + Zirkon; Plagioklas wurde nicht beobachtet (Abb. 5.3 b);
- Lage 2 bestehend aus Granat + Quarz und Opakmineralen (Abb. 5.3 c) sowie
- Lage 3 (Faltenrand) mit Granat + Chlorit + Biotit + Muskovit + Quarz und Opakmineralen.

Diese Probe war von Interesse, da in allen drei Lagen unterschiedlich ausgebildete Granate beobachtet wurden, die möglicherweise auf das Auftreten von 2 verschiedenen Granatgenerationen hindeuten. Lage 3 zeigt extrem gestreckte, fragmentierte Granate bis zu 1.5 x 5 mm, die die Form der Falte nachzeichnen (Abb. 5.3 a). Demgegenüber sind die Granate der Lage 2 und 3 porphyroblastisch hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet (Abb. 5.3 b und c) und um 0.2 mm groß in Lage 2 (Abb. 5.3 c) sowie zwischen 0.3 und 0.8 mm groß in Lage 1 (Abb. 5.3 b). Zu Beginn der Arbeiten wurde vermutet, daß die stark ausgelängten, fragmentierten Granate der Lage 1 einer älteren Granatgeneration angehören als die hypidiomorphen und idiomorphen Granate der Lagen 2 und 3. Hinzu kommt, daß die Granate der Lage 3 eine etwas andere Elementzonierung zeigen als die von Lage 1 und 2 (Abb. 5.3 d - f).

Aus Abb. 5.3 d) ist deutlich ersichtlich, daß die almandinbetonten Granate aus allen drei Lagen eine prograde Wachstumszonierung zeigen; keines der Zonierungsmuster ist durch Diffusionsprozesse einer zweiten Metamorphose modifiziert. Daher ist es unwahrscheinlich, daß es sich um zwei Granatgenerationen handelt, die bei verschiedenen Metamorphoseereignissen gebildet wurden. Die unterschiedliche Ausbildung der Granatkristalle in den verschiedenen Lagen ist auf das Deformationsregime bei der Faltenbildung zurückzuführen und nicht auf Granatbildung bei verschiedenen Metamorphoseereignissen.

Besonders auffällig sind die hohen Spessartingehalte im Kern der Granate aus Lage 1 und 2. Der Granat aus Lage 3 zeigt ein deutlich flacheres Zonierungsmuster mit geringeren Spessartingehalten im Kern. Ursprünglich wurde angenommen, daß sich in Abhängigkeit vom MnO-Gehalt im Sediment, die Granate in Lage 1 und 2 früher, bei niedrigeren Temperaturen, und die Granate in Lage 3 später, bei höheren Temperaturen, gebildet haben. Das ist jedoch nicht möglich, da die MnO-Gehalte in allen drei Gesteinslagen etwa gleich sind: Lage 1: 5.12 Gew.-% MnO, Lage 2: 5.10 Gew.-% und in Lage 3: 5.73 Gew.-% (Abb. 5.3 d). Es standen also in allen drei Lagen ähnliche Mn-Gehalte zur Verfügung, und Mangan wird fast ausschließlich in Granat eingebaut.



Die unterschiedlichen Zonierungsmuster sind also höchstwahrscheinlich Ergebnis eines Anschnittseffekts im Dünnschliff; bei dem deutlich größeren Granat aus Lage 3 sind nur Randbereiche und nicht der Kern des Granates angeschnitten.

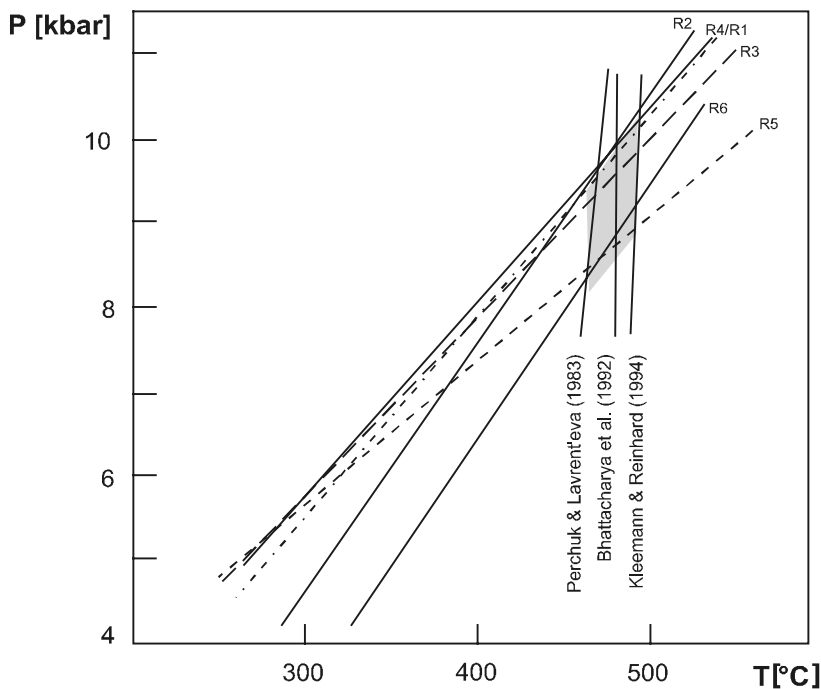
In den Gesteinslagen und in den Granaten der Probe HK 528 wurden die höchsten Mn-Gehalte von allen untersuchten Proben beobachtet. Das ist von Interesse, da sich an dieser Probe zeigen läßt, welche Auswirkungen die zusätzliche Systemkomponente Mn bei der Stabilisierung kritischer Mineralparagenesen hat. Darauf wird im nächsten Kapitel eingegangen.

### 5.1.2. Druck-Temperatur-Entwicklung

Die Methoden, die zur Rekonstruktion der Druck-Temperatur-Entwicklung angewendet wurden, sind in Anhang E.1 bis E.5 aufgezeigt und erläutert.

#### Metamorphosehöhepunkt

An Granat-Glimmerschiefern aus dem östlichen Gomatum-Tal (Probe GK 97-124) und dem mittleren Gomatum-Tal (Probe HK 528) wurden Druck-Temperatur-Abschätzungen mit konventioneller Geothermobarometrie durchgeführt, um die Metamorphosebedingungen zu ermitteln. Geeignete Einschlusparagenesen zur Rekonstruktion des prograden Metamorphoseastes sind nicht vorhanden oder peakmetamorph reequilbriert. Daher war es mit konventioneller Geothermobarometrie nur möglich, die peakmetamorphen Metamorphosebedingungen zu rekonstruieren.

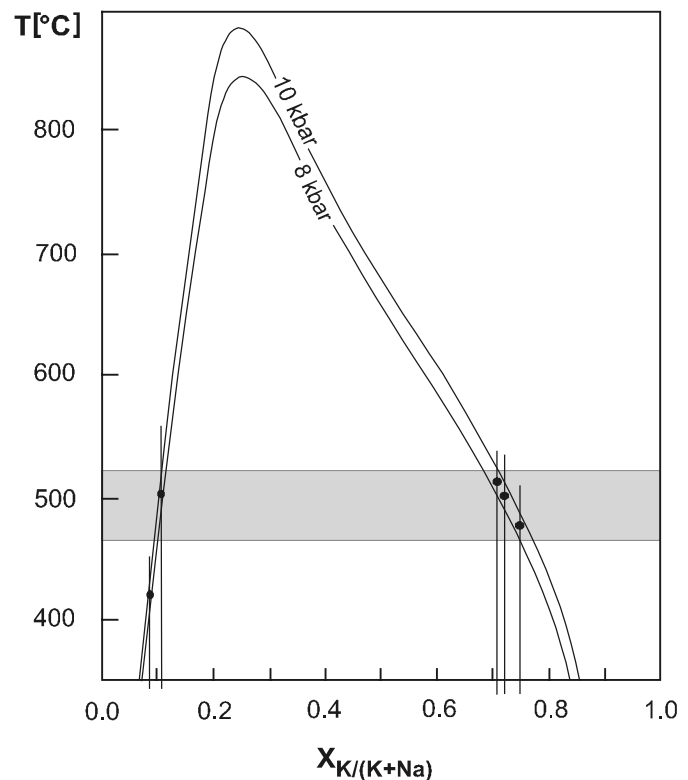


**Abb. 5.4:** Peakmetamorphe Bedingungen im Granat-Glimmerschiefer GK 97-124 aus der Granat-Zone (Pkt. 406 im östlichen Gomatum-Tal). Geobarometer nach Hoisch (1990) und Granat-Biotit-Geothermometer nach Perchuk & Lavrent'eva (1983), Bhattacharya et al. (1992) sowie Kleemann & Reinhard (1994).

Für den Granat-Glimmerschiefer *Probe GK 97-124* aus dem östlichen Gomatum-Tal wurden folgende peakmetamorphe Bedingungen ermittelt (Abb. 5.4):

- 470 - 505 °C mit Granat-Biotit-Thermometrie (Perchuk & Lavrent'eva, 1983; Bhattacharya et al., 1992; Kleemann & Reinhard, 1994),
- 490 - 500 °C mit Granat-Phengit-Thermometrie nach Green & Hellmann (1982),
- 8 - 10 kbar mit dem Geobarometer nach Hoisch (1990),
- 8 - 9 kbar mit dem Geobarometer nach Ghent & Stout (1981a,b).
- Die phengitischen Hellglimmer enthalten maximal 6.33 Si p.d.f.u., die nach dem Phengit-Barometer von Massonne & Schreyer (1987) Mindestdrücken von 5 kbar bei 500 °C entsprechen.

Bei der prograden Metamorphose findet mit steigenden Temperaturen ein K-Na-Austausch zwischen Muskovit und Paragonit statt. K wird in Paragonit und Na in Muskovit eingebaut, daher wird der Muskovit-Paragonit-Solvus bei Temperaturzunahme immer enger. Das Muskovit-Paragonit-Solvusthermometer nach Chatterjee & Flux (1986) ergibt ca. 470 - 510 °C; ist an steilen Abschnitten der Solvuskurve jedoch sehr ungenau. (Abb. 5.5).

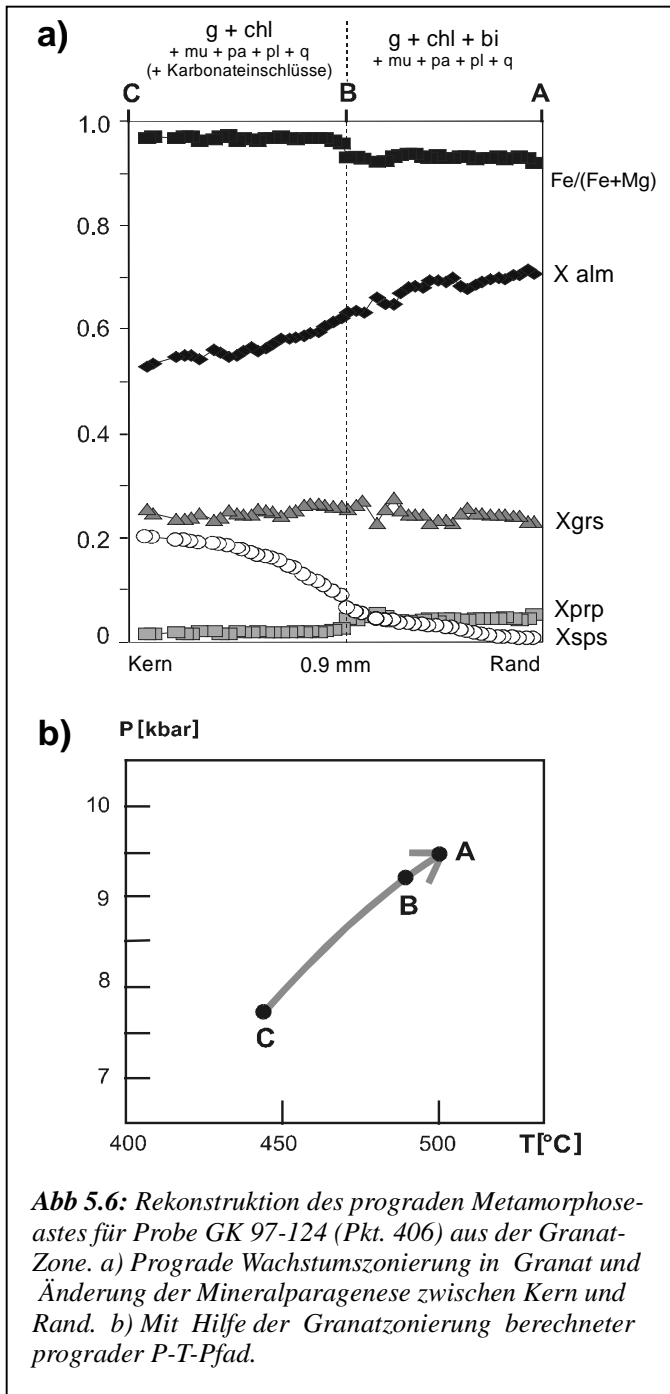


**Abb. 5.5:** Modifiziertes  $T$ - $X_{\text{K}/(\text{K}+\text{Na})}$ -Diagramm nach Chatterjee & Flux (1986) mit koexistierenden Muskoviten und Paragoniten der Probe GK 97-124. Die Solvusthermometrie ergibt bei Drücken zwischen 8 und 10 kbar Temperaturen von ca. 470 - 510  $^{\circ}\text{C}$ .

Die Granat-Biotit-Thermometrie an *Probe HK 528* aus dem mittleren Gomatum-Tal erbrachte Temperaturen von 480 - 510  $^{\circ}\text{C}$  für Granat-Biotit-Paare in Lage 1 und 480 - 530  $^{\circ}\text{C}$  in Lage 3 (jeweils Perchuk & Lavrent'eva, 1983; Bhattacharya et al., 1992; Kleemann & Reinhard, 1994). Da die Probe keinen Plagioklas und kein Alumosilikat enthält, war eine Druckabschätzung mit GASP-Barometrie oder dem Barometer von Hoisch (1990) nicht möglich. Das Chlorit-Biotit-Muskovit-Geobarometer von Bucher-Nurminen (1987) erbrachte keine geologisch sinnvollen Ergebnisse. Berücksichtigt man die ermittelten Drucke für das östliche und westliche Gomatum-Tal von 8 - 10 kbar bzw. 7- 9 kbar, können für diese Probe aus dem mittleren Gomatum-Tal Drucke von 8 - 9 kbar angenommen werden.

## Prograder Metamorphoseast

Um nicht nur die peakmetamorphen Bedingungen sondern einen P-T-Pfad der Metamorphoseentwicklung eines Gesteins zu rekonstruieren, sind auch die prograden und retrograden Metamorphosebedingungen von Interesse. Für die Rekonstruktion der prograden Metamorphoseentwicklung in der Granat-Zone wurde dabei die Wachstumszonierung in Granat genutzt.



Aus Abb. 5.2 b) und 5.6 a) ist ersichtlich, daß der Granat aus Probe GK 97-124 eine ausgeprägte prograde Wachstumszonierung aufweist. Der Spessartingehalt zeigt eine deutliche Glockenkurve und nimmt von 20 Mol-% im Kern auf 1 Mol-% am Rand ab. Der Almandingehalt und der Pyropgehalt nehmen von Kern zum Rand hin zu ( $X_{alm}$ : von 52 auf 68 Mol-%,  $X_{prp}$ : von 1.5 auf 5). Die Abnahme des Eisen-Magnesium-Verhältnisses ( $X_{Fe/(Fe+Mg)}$ ) vom Kern zum Rand zeigt, daß der Granat unter Temperaturzunahme gewachsen ist. Betrachtet man den Granatkristall in Verbindung mit seiner Elementzonierung (Abb. 5.2 a und b, 5.6 a) ist auffällig, daß es eine Stufe im Zonierungsmuster bei  $X_{prp}$  und  $Fe/(Fe+Mg)$  zwischen einem einschlußreichen Kern mit Quarz und Karbonateinschlüssen und einem einschlußfreien Rand gibt. Stufen im Elementverteilungsmuster können auf eine Änderung der Mineralparagenese während des Granatwachstums zurückgeführt werden. Der P-T-Pseudoschnitt für diese Probe (Abb. 5.8) und die Beobachtungen in Dünnschliff deuten auf eine prograde Entwicklung von einer Mineralparagenese

- Granat + Chlorit + Hellglimmer + Plagioklas + Quarz + Karbonat + Fluid zu
- Granat + Chlorit + Biotit + Hellglimmer + Plagioklas + Quarz + Fluid

hin. Ein Hinweis darauf ist z.B., daß im Kern der Granate keine Biotiteinschlüsse auftreten, während in einschlußfreien bis einschlußarmen Granaträndern vereinzelte Biotiteinschlüsse beobachtet wurden. Das Auftreten von Karbonat weist darauf hin, daß während der prograden Entwicklung gemischte H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Fluide präsent waren.

Mit Hilfe der Gibbs-Methode (Verfahren nach Spear & Selverstone, 1983) wurde für Probe GK 97-124 ein P-T-Pfadsegment der prograden Metamorphoseentwicklung berechnet. In Anhang E.4 ist das Verfahren ausführlicher beschrieben und sind die einzelnen Ergebnisse dokumentiert. Ausgehend von den peakmetamorphen Druck-Temperatur-Bedingungen und der Mineralzusammensetzung am Granatrand wurde, unter Verwendung der beschriebenen prograden Wachstumszonierung in Granat, von Punkt A (Granatrand) über Punkt B (Stufe im Granatzonierungsmuster) nach Punkt C (Granatkern) das folgende prograde P-T-Pfadsegment berechnet (Abb. 5.6 a + b):

Punkt A: 9.5 kbar, 500 °C (Ausgangspunkt aus der Geothermobarometrie),

Punkt B: 9.2 kbar, 484 °C, Mineralparagenese g + chl + bi + mu + pa + q + Fluid, Biotit -“in“,

Punkt C: 7.7 kbar, 447 °C, Mineralparagenese g + chl + mu + pa + q + Fluid.

Es wurde somit eine prograde Metamorphoseentwicklung unter Druck- und Temperaturzunahme rekonstruiert, während der ein Paragenesewechsel erfolgte.

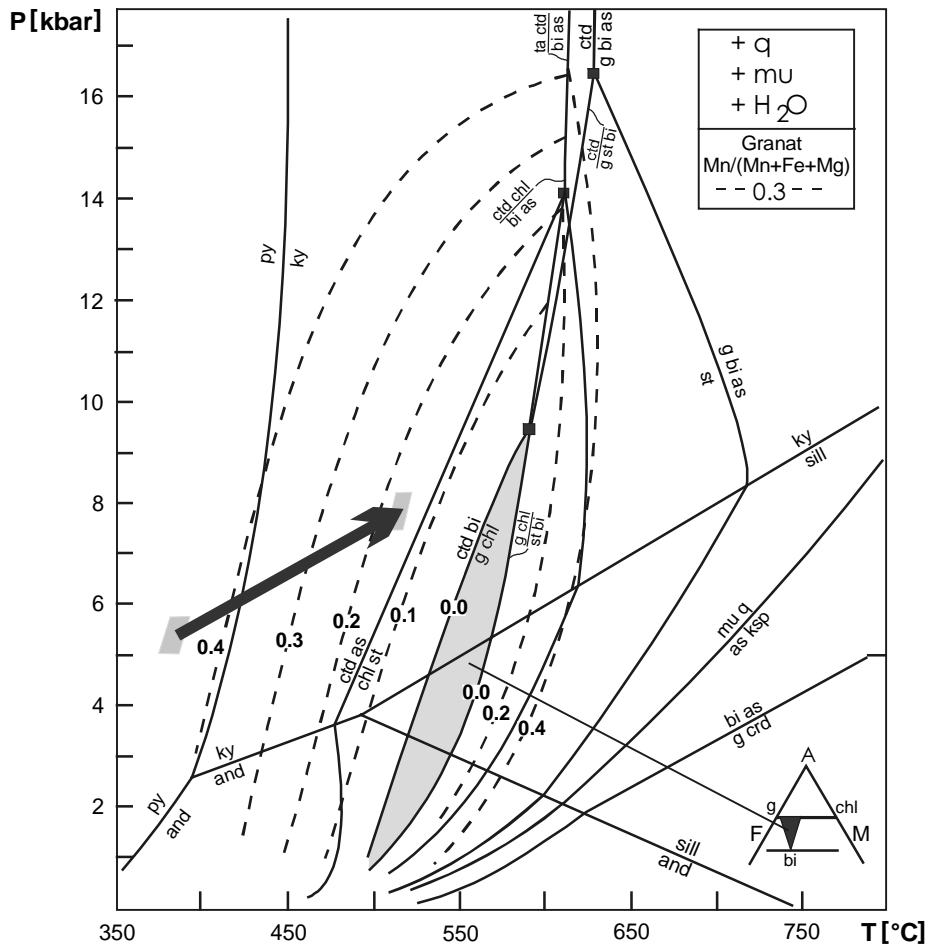
Auch die Granate aus **Probe HK 528** weisen eine deutliche prograde Wachstumszonierung auf (Abb. 5.3 d) und lassen sich zur Rekonstruktion des prograden Metamorphosepfadsegmentes nutzen. Dabei zeigen die Granate in Lage 1 und 2 eine extreme Mn-Zonierung mit Spessartingehalten von X<sub>sps</sub> ca. 45 Mol-% im Kern zu ca. 15 Mol-% am Rand (Abb. 5.3 d). Der hohe Mangengehalt in den Granatkernen ist von besonderem Interesse, da sich hier gut zeigen läßt, welchen Einfluß eine zusätzliche Systemkomponente bei der Stabilisierung von Mineralparagenesen hat. So ist bekannt, daß sich bei Anwesenheit der zusätzlichen Systemkomponente MnO (z.B. zusätzlich zum System KFMASH) die Granatstabilität und damit die Stabilitätsfelder granatführender Paragenesen vergrößern (z.B. Spear & Cheney, 1989; Symmes & Ferry, 1992; Droop & Harte, 1995; Mahar et al., 1997; Will, 1998a,b).

In Probe HK 528 liegen die Mn-reichen Granate der Lage 1 in der Mineralparagenese

- Granat + Chlorit + Biotit + Muskovit + Quarz + Akzessorien vor.

Das petrogenetische Netz von Spear & Cheney (1989) zeigt, wie sich das Stabilitätsfeld dieser Mineralparagenese in Abhängigkeit vom Mangengehalt in Granat ausdehnt, dargestellt durch die Isoplethen für Mn/(Mn+Fe+Mg) in Granat (Abb. 5.7). Im Granat aus Probe HK 528, Lage 1 reicht das Mn/(Mn+Fe+Mg) von 0.52 im Kern bis 0.14 am Rand. Damit weitet sich das Stabilitätsfeld der Mineralparagenese Granat + Chlorit + Biotit + Muskovit + Quarz deutlich aus und die Paragenese ist bereits ab ca. 380 °C stabil. Mit Hilfe der prograden Wachstumszonierung im Granat läßt sich eine prograde Metamorphoseentwicklung von ca. 380 °C (Granatkern) bis ca. 510 °C (Granatrand) rekonstruieren. Dabei stimmen die mit Hilfe der Mn-Isoplethen ermittelten peakmetamorphen Temperaturen von ca. 510 °C sehr gut mit den durch die Granat-Biotit-Thermometrie berechneten Temperaturen von 480 - 510 °C überein. Für die Druckab-

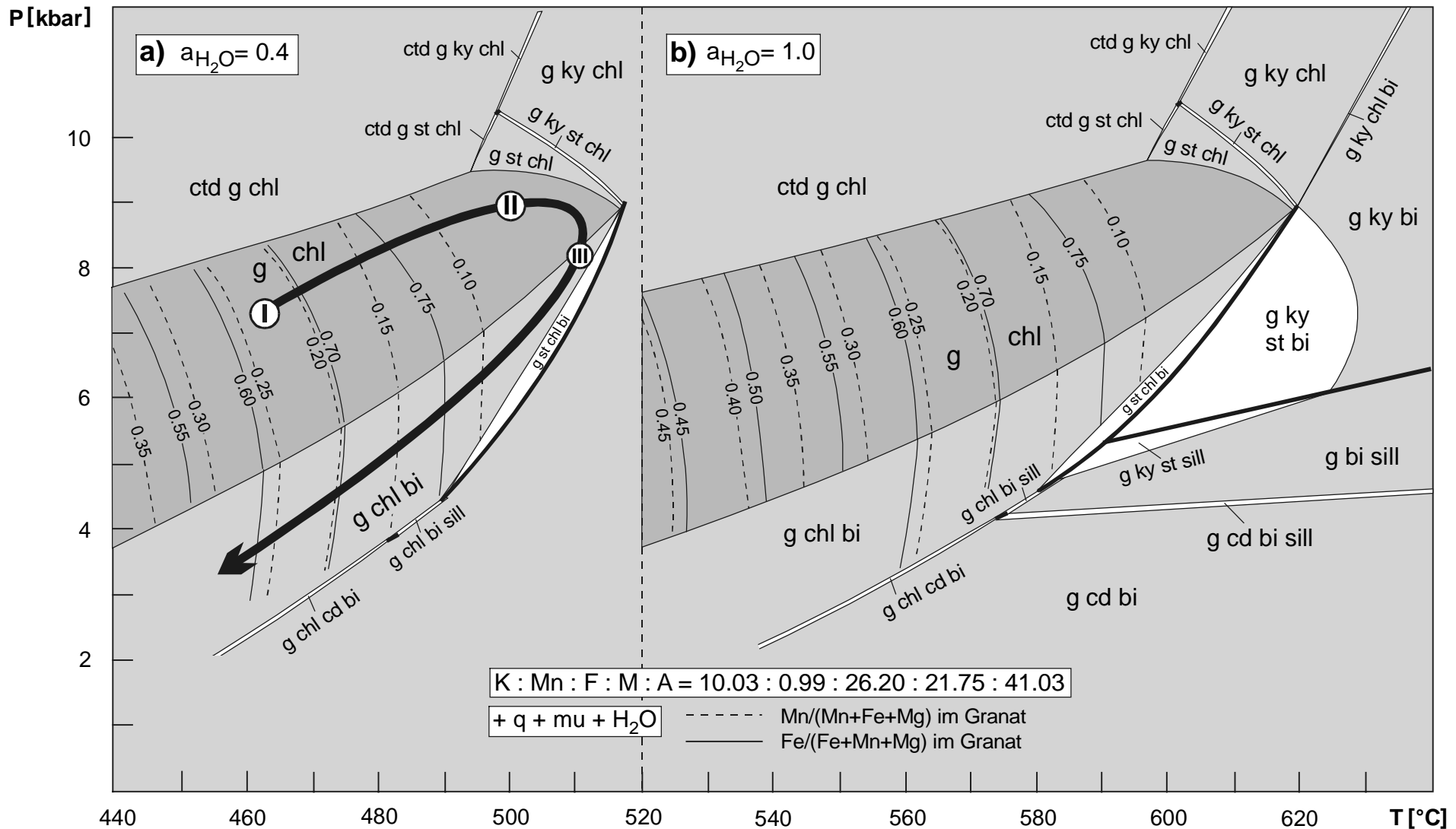
schätzung in Abb. 5.7 wurde die ermittelte Druckentwicklung der Proben GK 97-124 aus der Granat-Zone und GK 96-67 aus der Staurolith-Zone herangezogen.



**Abb. 5.7:** Vereinfachtes PT-Grid nach Spear und Cheney (1989) im System KFMASH (+q + mu + H<sub>2</sub>O). Die durchbrochenen Linien stellen die Isoplethen für Mn/(Mn+Fe+Mg) in Granat dar. Diese verdeutlichen, wie sich das Stabilitätsfeld der Mineralparagenese Granat-Chlorit-Biotit-Muskovit-Quarz in Abhängigkeit vom Mangengehalt im Granat ausdehnt. Der Granat in Probe HK 528/1 zeigt ein Mn/(Mn+Fe+Mg) von 0.52 im Kern und 0.14 am Rand. Bei solchen Mangengehalten im Granatkern kann sich die Paragenese Granat-Chlorit-Biotit-Muskovit-Quarz bereits bei ca. 380 °C stabilisieren. Weiterhin läßt sich mit Hilfe der Granatzonierung die prograde Metamorphoseentwicklung von ca. 380 auf ca. 510 °C rekonstruieren.

### P-T-Pfad: P-T-Pseudoschnitt

Es gibt jedoch noch eine andere Möglichkeit, den prograden Metamorphoseast sowie weitere Segmente eines von einem Gestein durchlaufenen P-T-Pfades zu rekonstruieren: die Berechnung eines P-T-Pseudoschnittes. Dieser P-T-Pseudoschnitt wird in einem Modellsystem für die Gesteinschemie einer ganz konkreten Probe berechnet. Das Ergebnis ist ein P-T-Phasendiagramm, das alle univarianten Reaktionen, Stabilitätsfelder von Mineralparagenesen und die Änderungen der Mineralchemie der beteiligten Mineralphasen zeigt, die von einem Gestein bestimmter chemischer Zusammensetzung während seiner P-T-Entwicklung „gesehen“ werden können. Grundlage für die Berechnung von P-T-Pseudoschnitten bilden petrogenetische



**Abb. 5.8:** P-T-Pseudoschnitt für den Granat-Glimmerschiefer GK 97-124 aus der Granat-Zone. Der Pseudoschnitt wurde im erweiterten metapelitischen Modellsystem KMnFMASH berechnet. Die Berechnung erfolgte für die unten angegebene normalisierte Gesamtgesteinschemie. In weiß: divariante Felder, in hellgrau: trivariante Felder, in dunkelgrau: quadrivariante Felder. In ausgewählten Bereichen sind die Granat-Isoplethen für Mn/(Mn+Fe+Mg) sowie Fe/(Fe+Mn+Mg) angegeben. a) Ausgewählte Stabilitätsfelder aus dem P-T-Pseudoschnitt in b) wurden für eine Wasseraktivität von 0.4 berechnet. Der rekonstruierte P-T-Pfad ist im Text näher erläutert. b) P-T-Pseudoschnitt der Probe GK 97-124 für eine Wasseraktivität von 1.0.

Netze bestimmter Modellsysteme. Ausführliche Erläuterungen zur phasenpetrologischen Methode der P-T-Pseudoschnitte, deren Grundlagen, Vorteile und zu beachtenden Faktoren werden in Anhang E.5 sowie in Will (1998a,b) gegeben.

Als Beispiel für die Granat-Zone wurde ein P-T-Pseudoschnitt für den Granat-Glimmerschiefer GK 97-124 berechnet. Grundlage für diesen Schnitt ist das petrogenetische Netz im erweiterten metapelitischen Modellsystem KMnFMASH nach Will (1998a) (Abb. E.4, Anhang E). Die Berechnung erfolgte für die normalisierte Gesamtgesteinschemie  $K_2O : MnO : FeO : MgO : Al_2O_3 = 10.03 : 0.99 : 26.20 : 21.75 : 41.03$  [Mol-%, normiert auf 100], und zwar für eine Wasseraktivität von  $a_{H_2O} = 1.0$ . Der P-T-Pseudoschnitt ist in Abb. 5.8 dargestellt. Er zeigt verschiedene univariante Reaktionen (dicke durchgehende Linien), divariante-, trivariante- und quadrivariante Felder. Die Felder stellen die P-T-Stabilitätsfelder der einzelnen Mineralparagenesen, jeweils + Quarz + Muskovit + Wasser, dar. Für einige Bereiche der Stabilitätsfelder von  $g + chl + q + mu + H_2O$  und  $g + chl + bi + q + mu + H_2O$  sind zusätzlich die berechneten Isoplethen für  $Mn/(Mn+Fe+Mg)$  und  $Fe/(Fe+Mn+Mg)$  im Granat angegeben.

Wie bereits in einem der vorherigen Absätze erwähnt, deutet die Anwesenheit von Karbonateinschlüssen im Granat darauf hin, daß während der prograden Metamorphoseentwicklung neben  $H_2O$  auch  $CO_2$  präsent war. Daher muß davon ausgegangen werden, daß eine Wasseraktivität von 1.0 bei der Metamorphose unrealistisch ist und eine geringere Wasseraktivität angenommen werden muß. Deshalb wurden ausgewählte Reaktionen und Stabilitätsfelder des P-T-Pseudoschnittes mit  $a_{H_2O} = 1.0$  (Abb. 5.8 b) für eine verringerte Wasseraktivität von  $a_{H_2O} = 0.4$  berechnet (siehe Abb. 5.8 a). Eine Kontrolle darüber, ob diese angenommene verringerte Wasseraktivität in der richtigen Größenordnung liegt, gibt ein Vergleich mit fluidunabhängigen Geothermobarometern. Im vorliegenden Fall stimmt die maximale P-T-Ausdehnung der peakmetamorphen Mineralparagenese  $g + chl + bi + q + mu + H_2O$  gut mit den durch konventionelle Geothermobarometrie ermittelten Peakmetamorphosebedingungen (um die 9 kbar, ca. 500°C) überein.

Der P-T-Pfad, den das Gestein während seiner metamorphen Entwicklung durchlaufen hat, ergibt sich nun durch die Verbindung von P-T-Pseudoschnitt mit den Beobachtungen im Dünnschliff und der Wachstumszonierung im Granat. Die gemessene Stufe in der Elementzonierung des Granates weist auf einen Paragenesewechsel während des Granatwachstums hin (Abb. 5.2 b und 5.6 a). Außerdem ist im Dünnschliff zu beobachten, daß der Granatkern keine Biotiteinschlüsse führt, während solche im Granatrand vereinzelt auftreten. Die benachbarten Stabilitätsfelder von  $g + chl + mu + q + Fluid$  und  $g + chl + bi + mu + q + Fluid$  im P-T-Pseudoschnitt zeigen diese Änderung der Mineralparagenese während der prograden Metamorphoseentwicklung auch im P-T-Pseudoschnitt. Chloritoid, Staurolith, Sillimanit/Disthen oder Cordierit wurden im Dünnschliff nicht beobachtet, was die während der Metamorphose durchlaufenen Mineralstabilitätsfelder auf das  $g + chl + mu + q + Fluid$ - und  $g + chl + bi + mu + q + Fluid$ -Feld beschränkt. Der Granat zeigt eine prograde Wachstumszonierung

- vom Kern zur „Stufe“:  $Mn/(Mn+Fe+Mg) = 0.26$  zu  $0.08$  sowie  $Fe/(Fe+Mn+Mg) = 0.70$  zu  $0.87$  in der Mineralparagenese  $g + chl + mu + q + Fluid$  und

- von der „Stufe“ zum Rand:  $Mn/(Mn+Fe+Mg) = 0.08$  zu  $0.01$  sowie  $Fe/(Fe+Mn+Mg) = 0.87$  zu  $0.9$  in der Mineralparagenese  $g + chl + bi + mu + q + Fluid$ .

Damit läßt sich eine prograde Metamorphoseentwicklung unter Temperaturzunahme von ca.  $460^{\circ}C$  auf  $510^{\circ}C$  bei Druckzunahme ermitteln. Dabei stimmt der mit der Gibbs-Methode berechnete prograde Metamorphoseast (System CNKMnFMASH, gemischtes Fluid; Abb. 5.6 b) sehr gut mit dem durch Isoplethen im P-T-Pseudoschnitt (System KMnFMASH,  $a_{H_2O} = 0.4$ ) ermittelten überein. Bei beiden Verfahren wurde die prograde Wachstumszonierung in Granat genutzt.

Retrograd wird Granat wieder zu Chlorit und Biotit abgebaut, die retrograde Metamorphoseentwicklung bleibt aber im  $g + chl + bi + mu + q + Fluid$ -Stabilitätsfeld.

### 5.1.3. Zusammenfassung Granat-Zone

Die Granat-Zone liegt im östlichen Kaokogürtel und erstreckt sich über ca. 30 km von etwa  $13^{\circ}25,00$  E bis  $13^{\circ}07,48$  E. Ein scharfer Granat-Isograd kann nicht beobachtet werden, da dieser sehr stark vom Stoffbestand des Gesteins abhängt.

Für Metapelite und mergelige metapelitische Gesteine sind folgende Minerale charakteristisch:

- Granat + Biotit + Chlorit + Muskovit ± Paragonit + Plagioklas + Quarz + Akzessorien bzw.
- Epidot + Biotit + Chlorit + Muskovit + Plagioklas + Quarz + Akzessorien ± Karbonat.

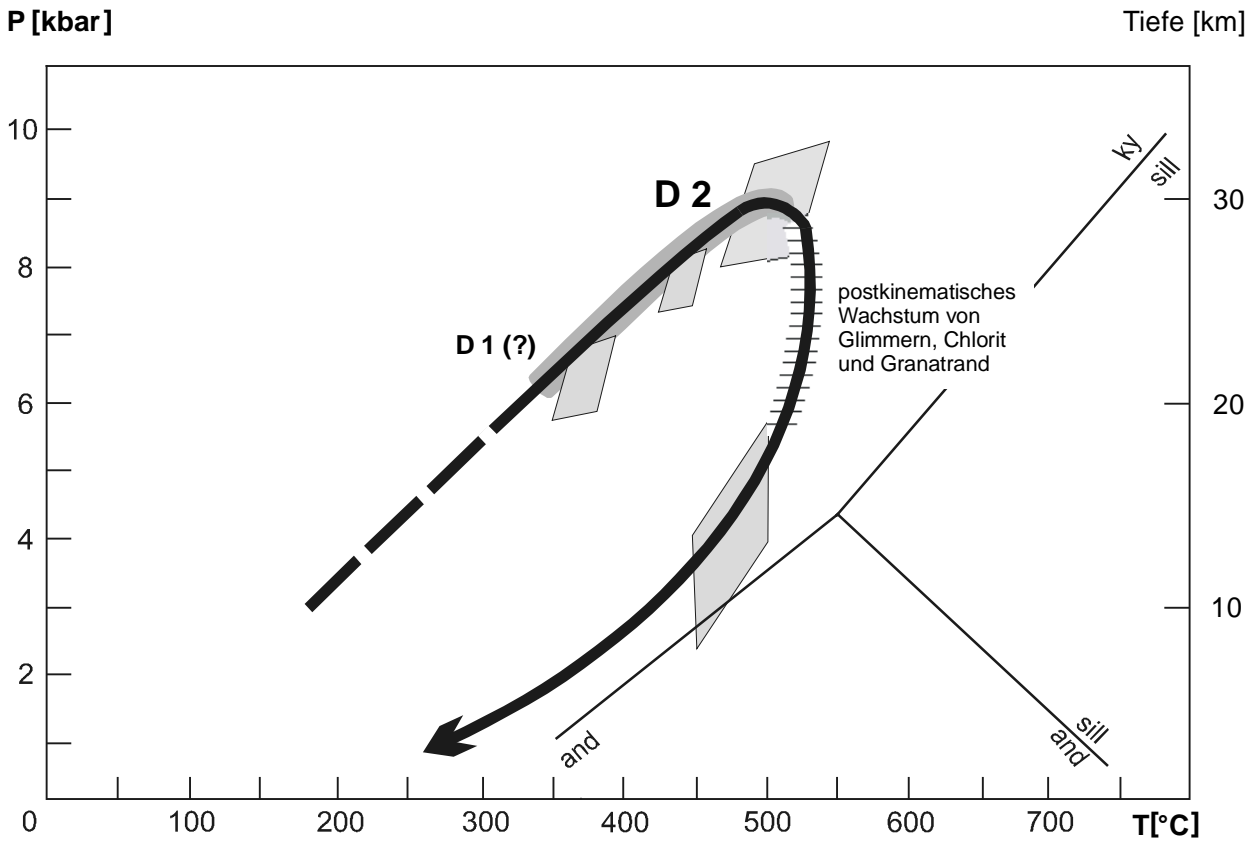
Je nach Stoffbestand des Ausgangsgesteins kann es Übergänge geben.

Die Granat-Glimmerschiefer zeigen eine ausgeprägte/markante Hauptschieferung (D 2 nach Dingeldey, 1997), die hauptsächlich von Glimmern und Chlorit definiert wird. Die syndeformativ zur Hauptschieferung gewachsenen Granatporphyroblasten besitzen ein verlegtes Interngefüge im Kern sowie postdeformativ gewachsene Granatränder. Ein Teil des Interngefüges in den Granaten ist möglicherweise bereits während einer ersten Deformation (D 1) angelegt worden, das ist jedoch aus den Gefügemerkmalen im Dünnschliff nicht eindeutig erkennbar. Die postdeformativ gesproßten Querglimmer und Querchlorite zeigen den postkinematischen Temperaturhöhepunkt der Metamorphoseentwicklung an. Zerbrochene Granate und Risse in Granat sind Zeugnisse einer späten Spröddeformation auf dem retrograden Metamorphoseast.

Die ursprüngliche sedimentäre Schichtung ist aufgrund des unterschiedlichen Stoffbestandes der Ausgangsgesteine noch gut erkennbar. Die Mächtigkeit der verschiedenen Metasedimentlagen schwankt im Aufschluß zwischen mehreren Millimetern bis Metern.

Für die Metamorphoseentwicklung wurde ein Druck-Temperatur-(Deformations)-Pfad in Uhrzeigerrichtung rekonstruiert (Abb.5.9). Der Metamorphosepeak liegt bei  $9 \pm 1$  kbar und  $500 \pm 30$  °C. Während der prograden Metamorphose erfolgte ein relativ flacher Druckanstieg bei gleichzeitiger Temperaturzunahme, gefolgt vom Temperaturhöhepunkt bei Druckentlastung (isothermale Dekompression) und einer etwa gleichmäßigen Druck- und Temperaturabnahme (Abb. 5.9).





**Abb. 5.9:** P-T-Pfad für die Granat-Zone im östlichen Kaokogürtel. Zusammenfassung der Ergebnisse aus der konventionellen Geothermobarometrie (Peakmetamorphose) und den phasenpetrologischen Untersuchungen (prograder und retrograder Metamorphoseast) sowie der Gefügemerkmale im Dünnschliff.