

Peridotite bestehen, wie Abb. 4.1 zeigt, zu mehr als 40 Gew.% aus Olivin. Ihr Name leitet sich von der heute nur noch für die klare, schleifbare Schmuckvarietät des Olivins gebrauchten Bezeichnung *Peridot* ab. Neben Duniten, die zu mehr als 90% aus Olivin bestehen, sind **Harzburgite** und **Lherzolithe** mit einem höheren Anteil an Pyroxenen (Klinopyroxen und/oder Orthopyroxen) die bedeutendsten Vertreter der Peridotite.

Harzburgite und Lherzolithe treten in größeren Gesteinsmassiven auf, sind aber auch als Bruchstücke in Kimberlitschloten und in vulkanischen Aschen aus Maaren sowie als Einschlüsse in Basaltlaven weltweit verbreitet. Zu den Magmen, die sie an die Erdoberfläche fördern, haben sie keine genetische Beziehung. Es sind also Fremdgesteine oder **Xenolithe**.

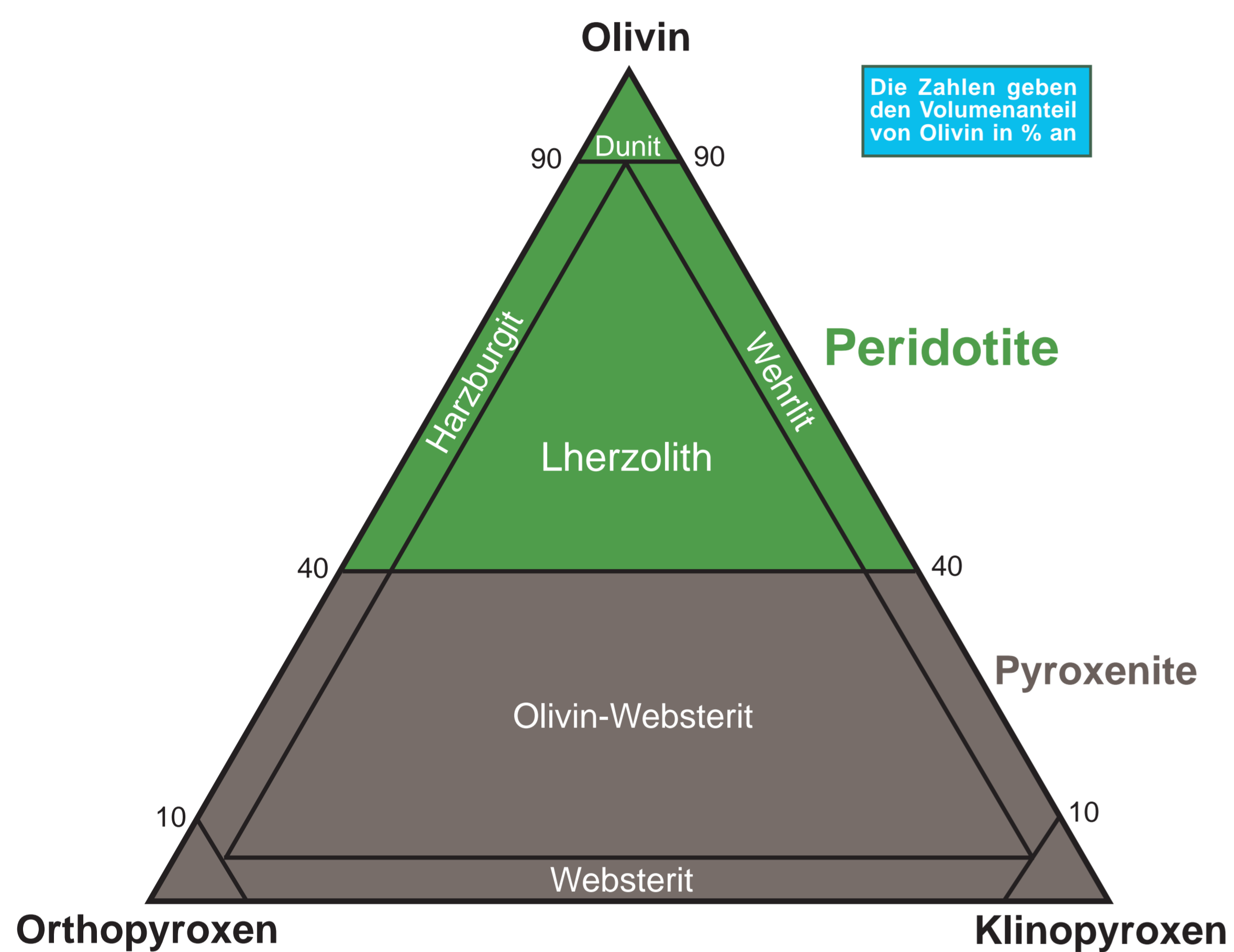


Abbildung 4.1

Woher kommen die peridotitischen Xenolithe?

Die Peridotit-Bruchstücke in Vulkaniten stammen aus dem oberen Erdmantel (siehe Kapitel: Die Eifelmaare, 4-5).

Erste Hinweise auf ihre Herkunft liefert uns die Mineralparagenese; das ist die gesetzmäßige Vergesellschaftung von Mineralen in einem Gestein. Bei identischer chemischer Zusammensetzung können bei den für unsere Betrachtungen wichtigen **Lherzolithen** drei verschiedene Paragenesen auftreten:

- (1) Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Plagioklas
- (2) Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Spinell
- (3) Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Granat.

Sie unterscheiden sich mineralogisch nur durch ein Mineral, das jeweils der Hauptträger des Aluminiums ist.

In den basaltischen Aschen und Laven überwiegen bei weitem die spinellführenden Peridotite, während sich die granatführende Varietät fast nur in kimberlitischen Schlotfüllungen findet. Beide Typen sind in **Vitrine 3** zusammen mit größeren Exemplaren der sie aufbauenden Minerale ausgestellt.

Auch in den Gesteinsdünnschliffen lassen sich die Einzelminerale von Spinell- und Granatperidotiten erkennen. Plagioklasführende Peridotite sind als Xenolithe sehr selten.

Die Bildungsbedingungen der Peridotite: Zustandsdiagramm für Lherzolithe

Die Frage, warum Peridotite mit gleichem Chemismus entweder Spinell oder Granat - gelegentlich auch beide Minerale gemeinsam - führen, läßt sich mit Hilfe von Zustandsdiagrammen beantworten, die durch Hochdruck-/Hochtemperaturexperimente im Labor (siehe Kapitel 6: Experimentelle Hochdruckforschung) gewonnen werden. Das Zustandsdiagramm (Abb. 4.2) zeigt, daß Spinell- und Granatperidotit sich erst bei Druckbedingungen von über 10 kilobar, das entspricht Erdtiefen von mehr als 30 km, und damit unterhalb der MOHO (Kapitel 3: Aufbau der Erde, Abb. 3.2) im oberen Erdmantel bilden. Aus Abb. 4.2 läßt sich auch ablesen, daß Granatperidotit das bei höheren Drücken stabile Gestein ist, also im obersten Erdmantel von Spinellperidotit überlagert wird. Daß der obere Erdmantel aus Peridotiten aufgebaut ist, läßt sich auch aus vielen anderen Indizien ableiten.

Kimberlite fördern in Gestalt von Granatperidotiten somit Mantelbruchstücke aus größerer Erdtiefe an die Oberfläche als die Vulkanexplosionen, denen die Eifel-Maare ihre Entstehung verdanken. In diesen trifft man ausschließlich Spinellperidotite an. Die exakte Erdtiefe, in der der Übergang von Spinellperidotit in Granatperidotit erfolgt, hängt von verschiedenen Einflußgrößen ab, u. a. vom Chemismus der Peridotite. So weisen die Spinelle der Harzburgite im Vergleich zu Lherzolithen ein höheres Cr/Al-Verhältnis auf. Dies bewirkt eine Stabilisierung von Spinell in Tiefen bis rund 90 km. Folglich entwickelt die Spinellperidotit-Lage bei harzburgitischer Zusammensetzung im Erdmantel eine höhere Mächtigkeit. Siehe hierzu auch die Grenze zwischen Spinellperidotit und Granatperidotit in Abb. 3.2, Kapitel 3: Aufbau der Erde.

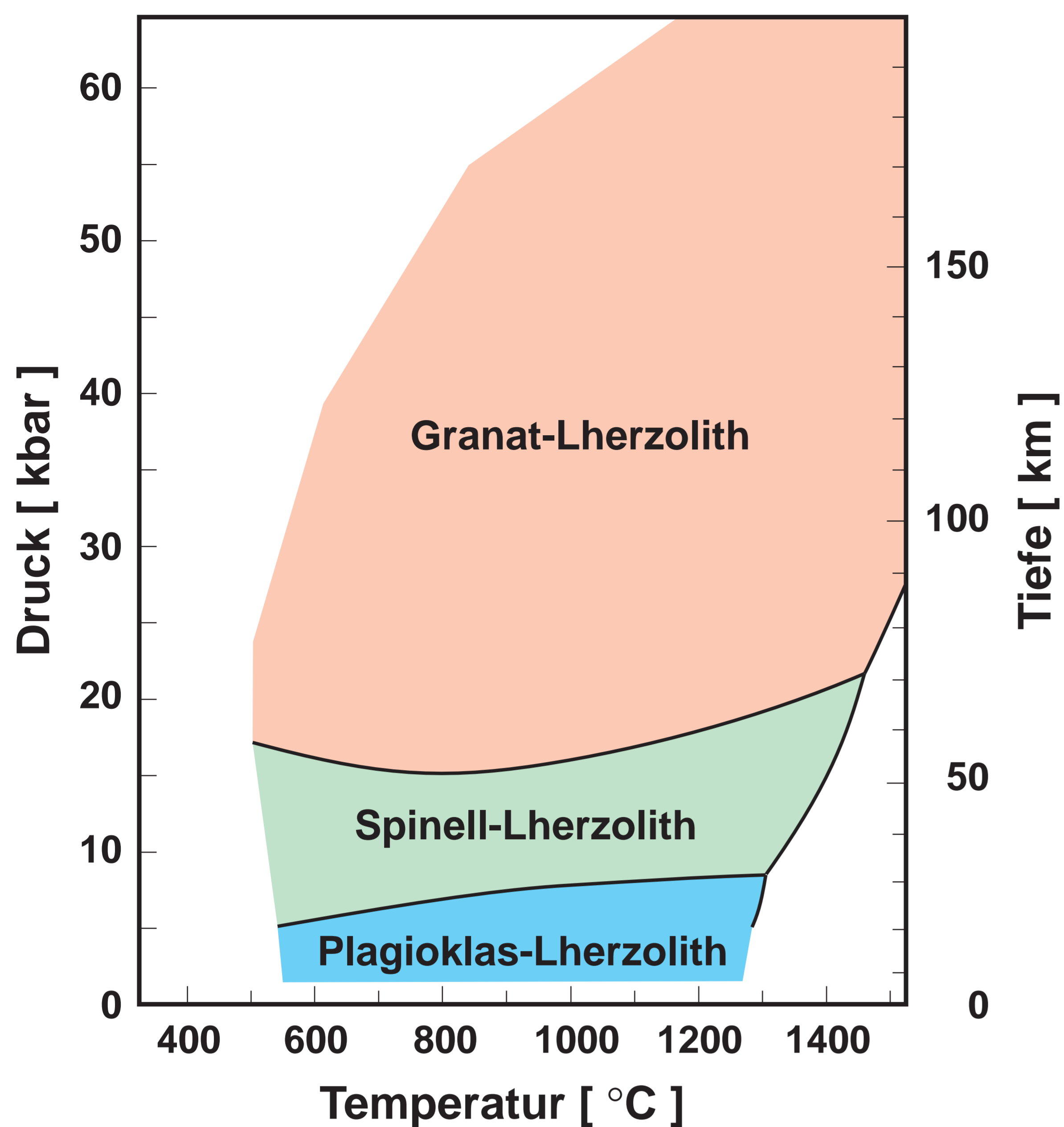


Abbildung 4.2

Minerale als Informationsträger: Geothermometrie-Geobarometrie

Sämtliche gesteinsbildende Minerale der Peridotite sind *Mischkristalle* mit variablem Chemismus, der von Temperatur und Druck abhängig ist. Für den Fall, daß die Mineralassoziation - im Falle der Peridotite also Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Spinell und/oder Granat - Paragenesen im Sinne chemischen Gleichgewichts darstellen, kann man aus dem Chemismus der Mischkristalle Angaben über die Temperatur und den Druck ihrer Gleichgewichtseinstellung ableiten. Somit lassen sich viel detailliertere Informationen über die Herkunft und Entwicklungsgeschichte eines Gesteins gewinnen als die relativ groben Hinweise auf die Herkunftstiefe, die sich aus dem Auftreten von Spinell oder Granat in Peridotiten ergeben. Das Mineral Orthopyroxen mit der idealisierten Formel $\text{MgMgSi}_2\text{O}_6$ kann z. B. über folgende Austauschreaktion



einige Prozent Aluminium in sein Kristallgitter aufnehmen. Die Austauschreaktion besagt, daß Mg^{2+} , das in der Orthopyroxenstruktur einen von 6 Sauerstoffen umgebenen Platz einnimmt, u. a. durch Al^{3+} ersetzt werden kann. Dieser Austausch ist von Temperatur und Druck abhängig. Kennt man also den Code, so läßt sich die im Aluminiumgehalt des Orthopyroxens enthaltene Information über Temperatur und Druck entschlüsseln.

Abb. 4.3 gibt an, wieviel Al - als Funktion von Temperatur und Druck - anstelle von Mg in die Orthopyroxenstruktur eingebaut werden kann. Die Daten sind durch Hochdruckexperimente im Labor (siehe Kapitel 6: Experimentelle Hochdruckforschung) gewonnen worden. Die Ziffern an den Linien konstanten Al-Gehalts geben an, wieviele Al-Atome pro 100 Mg-Atome in das Orthopyroxengitter eingebaut werden können. Der flache Verlauf dieser Linien im Spinellperidotitfeld bedeutet, daß die Löslichkeit von Al praktisch nur von der Temperatur abhängt und zwar in der Weise, daß mit zunehmender Temperatur die Löslichkeit zunimmt.

Mit moderner Analytik (siehe Kapitel 5 : Elektronenstrahlmikrosonde) läßt sich der Anteil der Al-Atome pro 100 Mg-Atome bestimmen und damit ermitteln, welcher Temperatur das z. B. durch eine Maarexplosion an die Erdoberfläche geförderte Bruchstück eines Spinellperidotits im Erdmantel ausgesetzt war. Im Falle der Granatperidotite haben die Linien konstanten Al-Gehalts in den Orthopyroxenen eine positive Neigung, d. h. die Aufnahme von Al in das Orthopyroxengitter ist in diesem Fall temperatur- und druckabhängig. Da es unabhängige Wege gibt, die Gleichgewichtstemperatur zu bestimmen (Zwei-Pyroxen-Thermometer), läßt sich hieraus der Druck und damit die Tiefe ableiten, aus der ein Granatperidotit gefördert wurde.

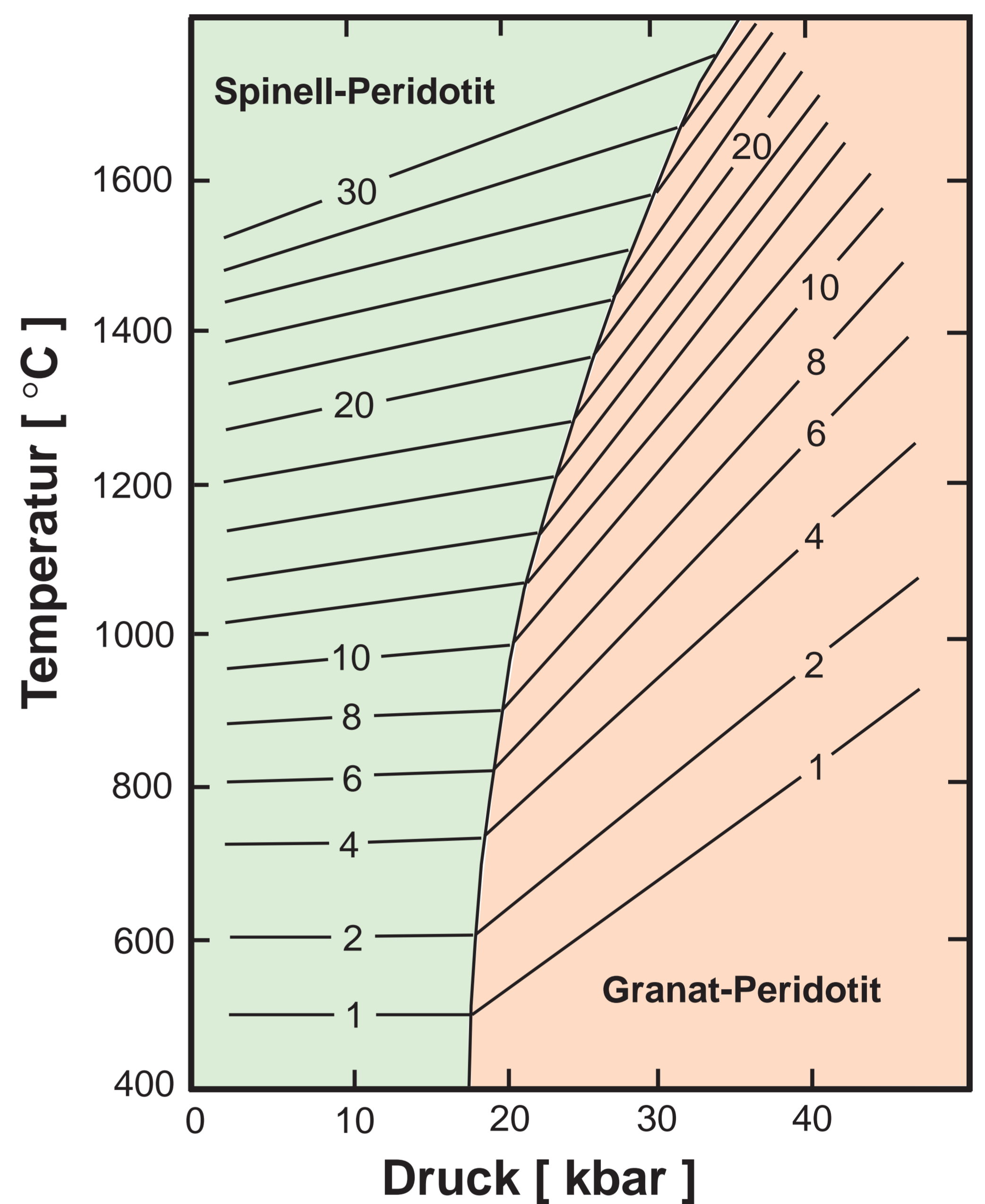


Abbildung 4.3

Was geschieht während des Transports mit den in den Mineralen gespeicherten Informationen?

Die peridotitischen Fragmente des Erdmantels werden während ihrer Förderung an die Erdoberfläche in kimberlitischen oder basaltischen Magmen auf Temperaturen zwischen 1.100 und 1.300 °C aufgeheizt. Es stellt sich also die Frage, ob die in den Peridotiten eingestellten Mineralgleichgewichte während des Transports verändert und den Temperaturen der heißen Schmelzen angepaßt werden.

Dies ist nicht der Fall. Es läßt sich zeigen, daß die Transportdauer sehr kurz ist und maximal mehrere Tage betragen kann. Bei geringerer Strömungsgeschwindigkeit würden die unter Umständen recht großen Blöcke von Peridotit (*Vitrine 3*) wegen ihrer hohen Dichte in der aufsteigenden Schmelze absinken und könnten die Erdoberfläche nicht erreichen. Dagegen erfordert die Einstellung neuer Gleichgewichte wegen der extrem langsamen Diffusion von Elementen in den beteiligten Silikaten Zeiträume in der Größenordnung von 1.000 bis 10.000 Jahren.

Es ist daher in der Tat möglich, aus den Mineralgleichgewichten die Temperatur- und Druckbedingungen zu bestimmen, unter denen sich ein Peridotit im Erdmantel befand, als er von dem aufsteigenden Magma losgerissen und als Bruchstück an die Erdoberfläche gefördert wurde.

Mantelxenolithe aus großen Erdtiefen: Die Granatperidotite aus Kimberlitschlotten

Kimberlite sind exotische und auf der Erde recht seltene Gesteine. Daß ihnen dennoch extrem große Aufmerksamkeit zuteil wird, hängt nicht zuletzt damit zusammen, daß sie Träger des wertvollsten Edelsteins überhaupt, des Diamanten sind. Diamant ist eine Hochdruck-Form des Kohlenstoffs, der an der Erdoberfläche oder in geringeren Erdtiefen als Graphit auftritt. Die bedeutendsten Diamantvorkommen befinden sich in den Kimberlitschlotten Südafrikas und Sibiriens. Im Gegensatz zum Maarvulkanismus, der fast ausschließlich Spinellperidotite fördert und an junge, tektonisch aktive Gebiete der Erde gebunden ist, steigen die Kimberlitschmelzen in extrem alten, konsolidierten Krustenblöcken von relativ großer Mächtigkeit auf. Charakteristisch für die Kimberlite sind granatperidotitische Fragmente des oberen Erdmantels, die wie in **Kapitel 3: Aufbau der Erde, Abb. 3.2** gezeigt ist, aus größerer Erdtiefe stammen als die Spinellperidotite. Das steht im Einklang damit, daß Kimberlit-Schmelzen aus größerer Tiefe kommen als Basalte (**Abb. 4.4**).

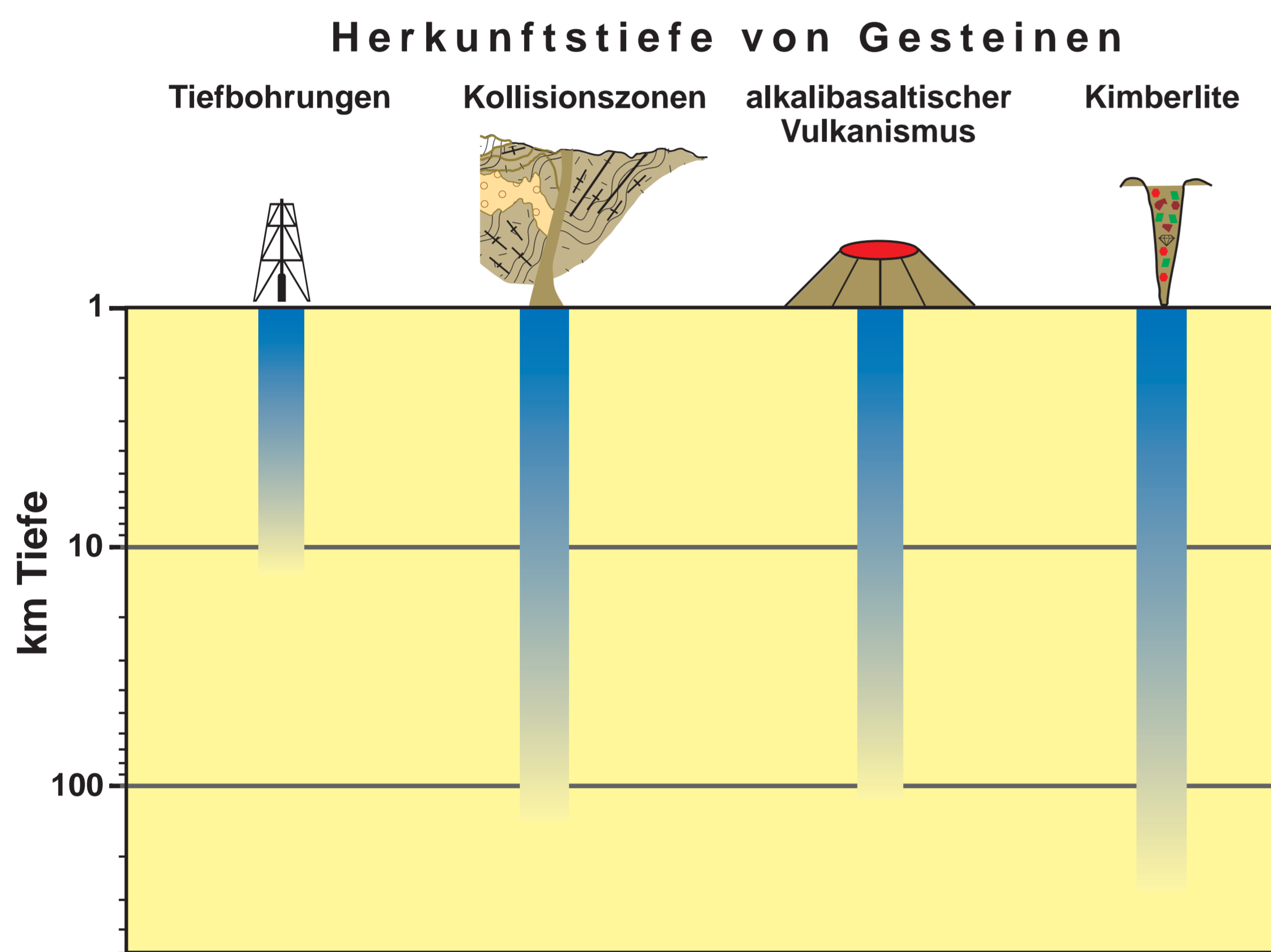


Abbildung 4.4

In Granatperidotiten läßt sich die Gleichgewichtstemperatur für die Paragenese Olivin-Klinopyroxen-Orthopyroxen-Granat mit Hilfe des Pyroxenthermometers bestimmen und der Druck über die Löslichkeit von Al im Orthopyroxen. Damit läßt sich der Tiefe, aus der ein Granatperidotit gefördert wurde, eine Temperatur zuordnen, die dort zur Zeit der Eruption der Kimberlitschmelzen - das war vor rund 100 Mill. Jahren - herrschte.

Diamantminen: Fundgruben für Wissenschaftler

Im Institut für Petrologie und Geochemie der Universität Frankfurt sind die Herkunftstiefen und die zugehörigen Temperaturen für eine Vielzahl von Granatperidotiten bestimmt worden. Trägt man die Temperatur- und Tiefenwerte für jeden Xenolith in ein Temperatur/Druck(Tiefen)-Diagramm ein wie in **Abb. 4.5**, so ergibt sich für Granatperidotite aus einer Anzahl von Diamantminen in Südafrika eine stetige Kurve, die die Zunahme der Temperatur mit der Erdtiefe, den sogenannten *geothermischen Gradienten* abbildet. Daraus ergibt sich für zwei der erfaßten Minen in einer Tiefe von 220 km, das sind die *größten* Tiefen aus denen in diesem Vorkommen Granatperidotite gefördert werden, eine Temperatur von ca. 1.200 °C. Interessanterweise erhält man für Granatperidotite aus zwei weiteren Gruben in der Tiefe von 200 km eine wesentlich höhere Temperatur. Dies wird als Folge des Aufstiegs heißen Materials aus tieferen Mantelbereichen in die Region um 200 km Tiefe gedeutet.

Die große Herkunftstiefe einer Anzahl von Granatperidotiten wird durch das Auftreten von Diamant bestätigt. Die Zustands-

4
—
3

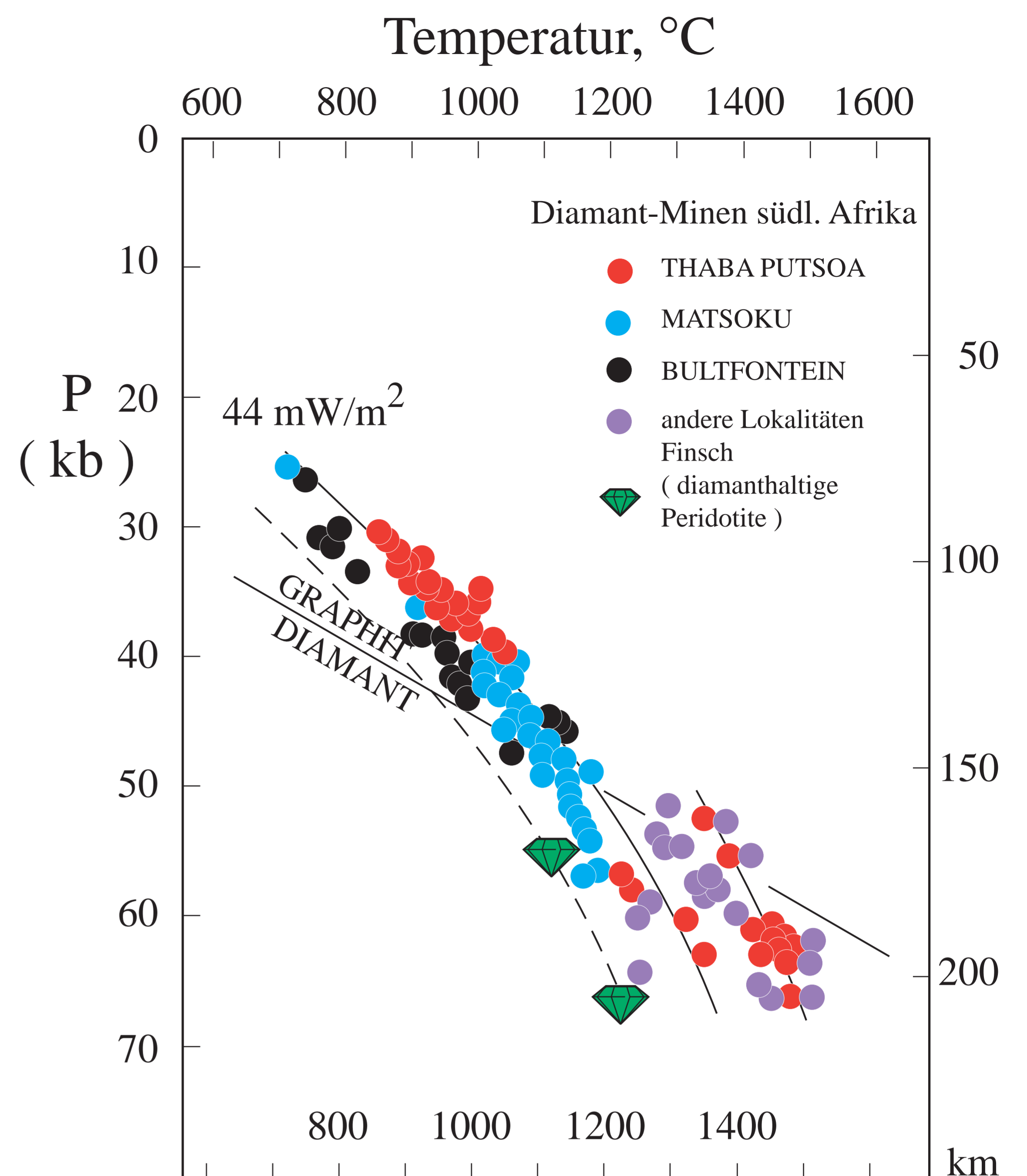


Abbildung 4.5

felder von Diamant und Graphit sind in **Abb. 4.5** und auch in **Abb. 3.2 (Kapitel 3: Aufbau der Erde)** eingetragen. Daraus läßt sich ablesen, daß Diamant nur in solchen Peridotiten gebildet werden kann, die aus einer Tiefe von mehr als 150 km kommen. Diamantführende Peridotite sind in der **Abb. 4.5** durch die grünen Symbole in Form eines Brillantschliffs wiedergegeben.

Geochemische Prozesse Im Erdmantel

Neben wertvollen Angaben zur Herkunftstiefe der Mantelxenolithe und zu den dort herrschenden Temperaturen, die sich aus den Phasenbeziehungen der Minerale herleiten lassen, erhalten wir aus den Haupt- und Spurenelementgehalten der Xenolithe wichtige Informationen über geochemische Prozesse, die die stoffliche Entwicklung des oberen Erdmantels steuern. Obwohl Spurenelemente¹ u. U. in extrem niedrigen Konzentrationen vorliegen, ist speziell ihr Verhalten für das Verständnis dieser Prozesse von großer Bedeutung.

Es besteht heute ein weitgehender Konsens, daß die chemische Zusammensetzung der Gesamterde, von leichtflüchtigen Elementen abgesehen, der der *kohligen Chondrite* entspricht. Das sind Meteorite, in denen die Zusammensetzung des solaren Nebels konserviert worden ist (**siehe Kapitel 2: Meteorite als Bausteine der Erde**). Als Folge der Segregation des metallischen Erdkerns im Frühstadium der Entstehung des Erdkörpers vor 4,49 Milliarden Jahren (Ga) weicht die chemische Zusammensetzung des Erdmantels von der der kohligen Chondrite ab. Während der Erdmantel an siderophilen Elementen (**siehe Abb. 2.4 in Kapitel 2**) verarmte, wurden - gemessen an der Materie der kohligen Chondrite - lithophile Elemente angereichert. Soweit die lithophilen Elemente nicht leichtflüchtig sind und, wie z. B. Natrium, durch Verdampfung verloren gingen, wiesen sie im Erdmantel ursprünglich chondritische Verhältnisse untereinander auf. Man spricht dann vom **primitiven Erdmantel**.

¹ Unter Spurenelementen versteht der Geochemiker Elemente, deren Konzentration unter 0,1 Gew.% liegen. Ihre Konzentration wird in der Regel in ppm (parts per million) oder ppb (parts per billion) angegeben, mit 0,1 Gew.% = 1000 ppm und 1 ppm = 1000 ppb.

Schmelzbildung und Basaltextraktion

Im Verlauf der Erdgeschichte ist die primitive Zusammensetzung des oberen Erdmantels, vermutlich bis in eine Tiefe von 650 km, durch die Extraktion basaltischer Magmen und deren Förderung an die Erdoberfläche nachhaltig verändert worden. Diesem Prozeß, der bis heute nicht abgeschlossen ist, verdankt die relativ geringmächtige Erdkruste ihre Entstehung. Er wird eindrucksvoll belegt durch die oft mächtigen Ströme rotglühender Lava auf Vulkaninseln wie Hawaii, Island oder dem Ätna, die aus dem Erdmantel gespeist werden (Abb. 4.6).



Abbildung 4.6

Gigantisch im Vergleich dazu sind die ungeheuren Massen von Schmelzen (ca. 20 km³ pro Jahr), die - für uns unsichtbar - an den ozeanischen Rücken im Atlantik, Pazifik und Indik gefördert werden und dadurch neue ozeanische Kruste bilden.

Mineralogisch spiegelt sich die Veränderung des peridotitischen Erdmantels durch die Extraktion basaltischer Schmelze in Suiten peridotitischer Xenolithe wieder, wie sie z. B. in der Eifel (Abb. 4.10) gefördert wurden. Dem primitiven Mantel, seiner mineralogischen Zusammensetzung nach ein Lherzolith, wird durch die Bildung von Schmelze vorwiegend Klinopyroxen entzogen, so daß schließlich ein an basaltischen Komponenten verarmter Harzburgit zurückbleibt. Im Chemismus der Hauptelemente wirkt sich die Extraktion basaltischer Schmelzen so aus, daß in den Harzburgiten, verglichen mit den Lherzolithen, eine starke Verarmung bestimmter chemischer Komponenten, wie CaO, Al₂O₃, TiO₂ und Na₂O zu sehen ist, da diese als Hauptbestandteile der Schmelzen abgeführt werden.

Die Extraktion der Basaltschmelzen läßt sich auch durch das Verhalten von Spurenelementen in den peridotitischen Xenolithen der Eifel und auch anderer Vulkangebiete der Erde belegen.

Modell der partiellen Aufschmelzung von Spinell- (■ ●) und Granatperidotit (□ ○) unter Bedingungen des „total equilibrium“

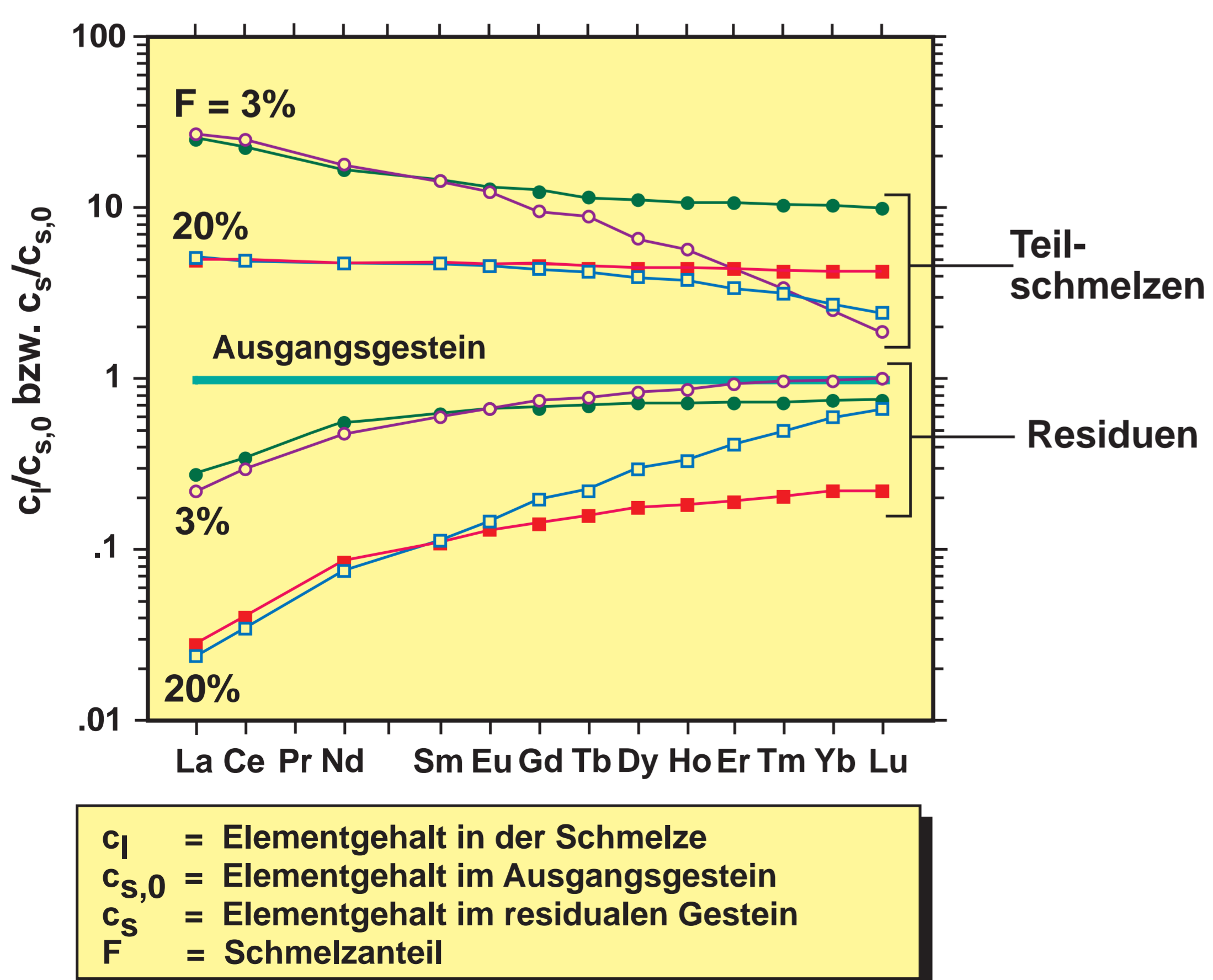


Abbildung 4.7

4
—
4

Inkompatible Elemente

Elemente, die sich bei der Teilschmelzung von Peridotiten in den basaltischen Schmelzen anreichern, werden als **inkompatibel** bezeichnet. Dazu gehört die Gruppe der Seltenen Erden (Abb. 4.7). Unter diesem Namen sind die Elemente der Ordnungszahlen 57 (Lanthan) bis 71 (Lutetium) zusammengefaßt, die sich durch sehr ähnliche chemische Eigenschaften auszeichnen.

Daß sie sich bei geologischen Prozessen, wie der Bildung basaltischer Schmelzen aus dem Erdmantel, dennoch sehr unterschiedlich verhalten, beruht auf der unterschiedlichen Größe ihrer dreiwertigen Ionen, die wir vereinfacht als starre Kugeln betrachten dürfen. Die Ionenradien nehmen in der Reihe der Seltenen Erden von Werten von 1,18 Å (1Å = 10⁻⁸ cm) für Lanthan auf 0,97 Å beim Lutetium ab. Die schweren Seltenen Erden werden dank ihrer kleineren Ionenradien den Peridotiten weniger stark entzogen als die größeren, leichten Seltenen Erden, die somit in Schmelzen stärker angereichert werden.

Dies erklärt die in Harzburgiten häufig beobachtete relative Verarmung der leichten Seltenen Erden. Zur Darstellung dieses Sachverhalts benutzt der Geochemiker Diagramme vom Typ der Abb. 4.8, in denen anstelle der Konzentrationen die chondritnormierte Häufigkeiten der einzelnen Elemente der Seltenen Erden aufgetragen werden. Ein primitiver Lherzolith mit chondritischen Elementverhältnissen erscheint in Abb. 4.8 als horizontale Linie. Die Extraktion basaltischer Schmelzen bewirkt in Abhängigkeit vom Schmelzanteil einen zunehmenden Grad der Verarmung der Seltenen Erden in einem Mantelperidotit, wie die berechneten Kurven für Schmelzanteile von 2 bis 25% anzeigen.

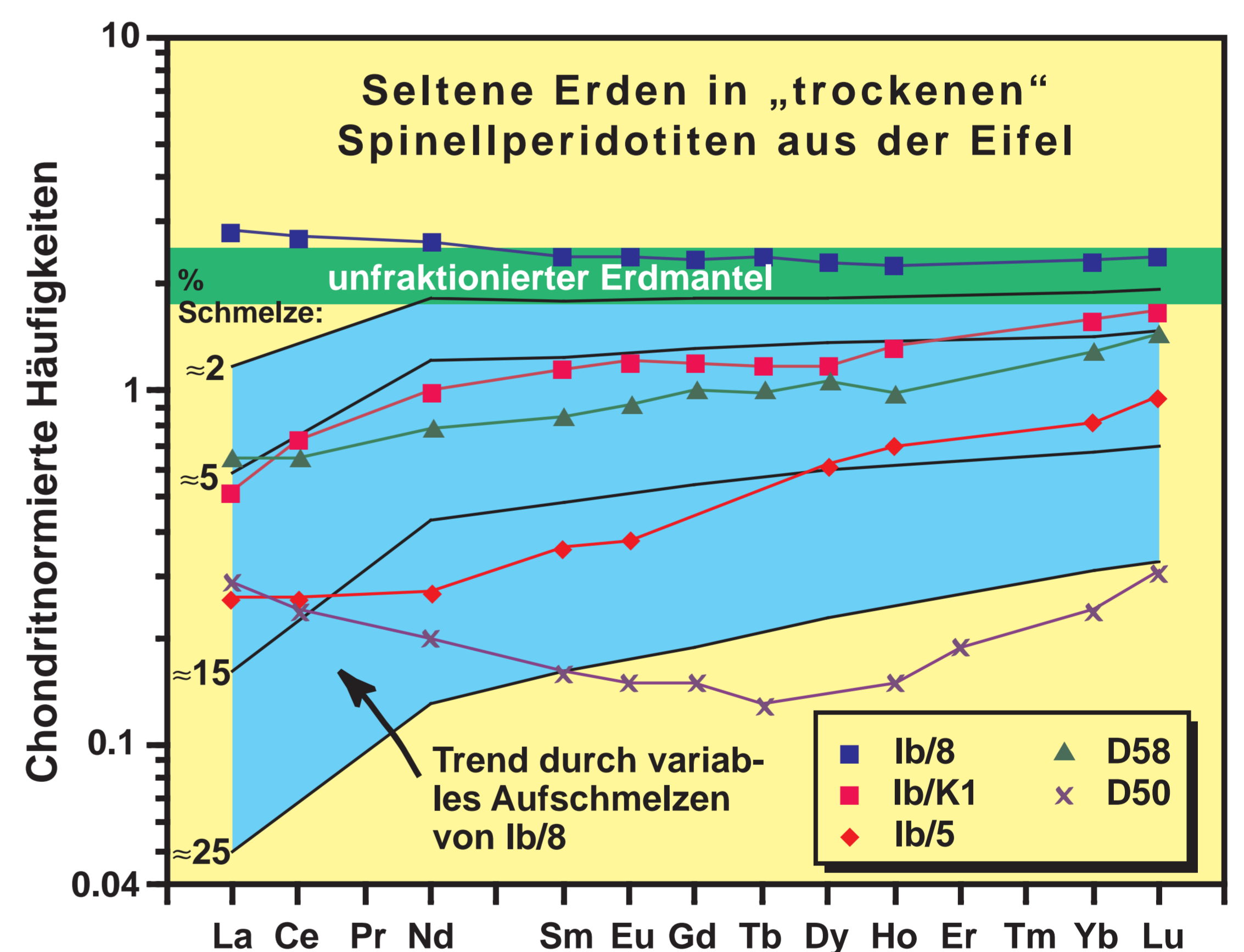


Abbildung 4.8

Mantelmetasomatose: Anreicherung inkompatibler Elemente

Ganz im Gegensatz dazu ist in Harzburgiten aus einer Vielzahl von Fundpunkten eine unter Umständen extrem starke relative Anreicherung der leichten Seltenen Erden und anderer inkompatibler Elemente zu sehen. Sie kann mit der Bildung von Amphibol oder dem Glimmermineral Phlogopit verbunden sein. Die Prozesse, die zur Anreicherung inkompatibler Elemente und zur Neubildung wasserhaltiger Minerale führen, sind komplexer Natur und noch nicht völlig verstanden. Sie werden in der Literatur unter dem Namen Mantelmetasomatose zusammengefaßt. Daß es sich bei der Mantelmetasomatose im Vergleich zur Extraktion basaltischer Schmelzen um ein jüngeres Ereignis handelt, läßt sich dadurch belegen, daß die ursprüngliche Verarmung der leichten Seltenen Erden in Mantelperidotiten durch eine spätere Anreicherung überprägt wird.

Unter den vielen Vorkommen von Peridotitxenolithen auf der Erde haben die Peridotite der Eifel, vom Sammler auch als *Olivinknollen* bezeichnet, bereits früh einen hohen Bekanntheitsgrad erreicht. Wichtige Vorkommen befinden sich in Ablagerungen vulkanischer Aschen (Vitrine 3) des Dreiser Weihers und des Meerfelder Maars.

Maare sind oft kreisrunde vulkanische Explosionstrichter (Abb. 4.9), die durch eine relativ geringe Menge ausgeworfenen Gesteins (etwa dem Volumen der Hohlform entsprechend) und einen geringen Anteil vulkanogenen Materials gekennzeichnet sind.



Abbildung 4.9

Das beinahe kreisrunde Pulvermaar, das wohl bekannteste Eifelmaar.

Veröffentlichungsgenehmigung und Copyright: Landesmedienzentrum Rheinland-Pfalz

Lange umstritten: Die Herkunft der Peridotite

In der Vergangenheit kam es immer wieder zu Wissenschaftlerstreit, ob es sich bei diesen Xenolithen wirklich um Bruchstücke des Erdmantels oder um Kristallite von Magmen handelt. Der Bonner Petrologe *Josef Frechen*, der die zahlreichen Mantelauswürflinge des Dreiser Weihers systematisch untersucht hat, sah die Peridotit-Auswürflinge 1948 in einer vielzitierten Publikation als kristalline Frühausscheidungen der Quartären Vulkanite der Westeifel an.

Die Vermutung, daß die Peridotiteinschlüsse in basaltischen Laven Fremdgesteine, also Xenolithe, seien, ist bereits sehr früh geäußert worden. Aufgrund sehr treffender Beobachtungen sprach *Alexander von Humboldt* im Jahre 1790 die Peridotiteinschlüsse des Hühnerbergs (Siebengebirge) als Fremdgesteine an. In den dreißiger Jahren hatte *Theodor Ernst* mit Hinweis auf ihre Gefügeeigenschaften die Peridotit-Auswürflinge des Dreiser Weihers als Mantelbruchstücke postuliert. Dies hat sich durch die Bearbeitung durch das Kölner Institut für Mineralogie und Geochemie in den letzten zwei Jahrzehnten bestätigt.

Frechens Hypothese der magmatischen Entstehung hat sich allerdings für eine Gruppe grobkörniger Pyroxenite - Gesteine, die im Gegensatz zu den Peridotiten vorwiegend aus Klinopyroxen bestehen - bestätigt (Vitrine 3).

Die peridotitischen Xenolithe sind aber eindeutig Mantelbruchstücke und liefern uns deshalb wichtige Informationen über die Prozesse, die sich unter der Eifel im Verlauf der Erdgeschichte abgespielt haben.

Extraktion basaltischer Schmelzen

Mantelperidotite des Meerfelder Maars und des Dreiser Weihers repräsentieren das gesamte in Abb. 4.10 dargestellte Spektrum von primitiven Lherzoliten bis hin zu Harzburgiten. In dieser Abfolge läßt sich die Extraktion basaltischer Schmelze an der Haupt- und Spurenelementchemie, sowie durch die relative Verarmung der leichten gegenüber den schweren Seltenen Erden (Abb. 4.5) belegen. Danach läßt sich die Suite der Peridotite der Eifel aus einem primitiven Erdmantel durch Extraktion von 5 bis 15 % basaltischer Schmelze ableiten. Zum Vergleich sind Daten für Xenolithe aus dem Baikar-Rift dargestellt, die den gleichen Trend zeigen.

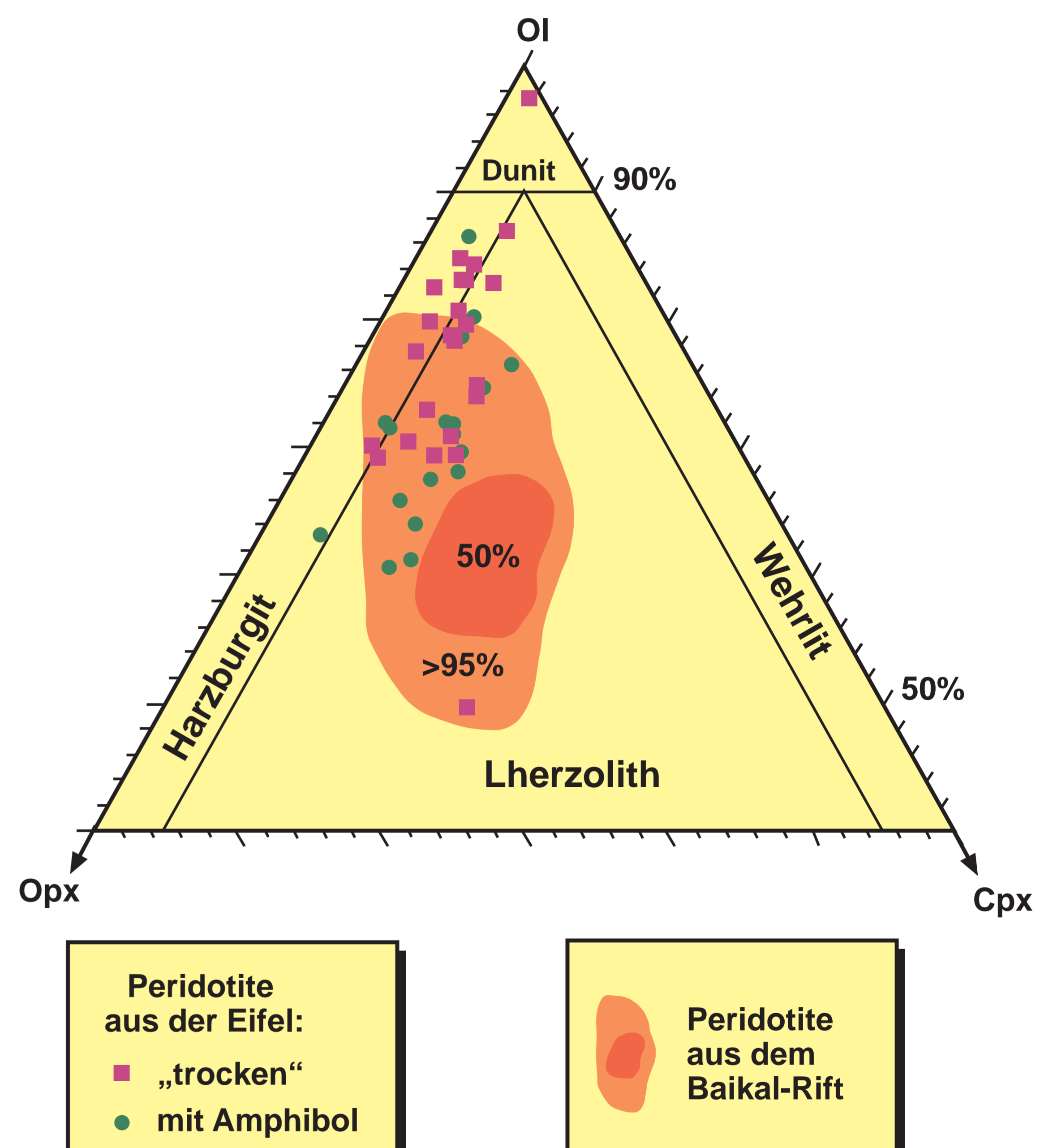


Abbildung 4.10

Heißes Mantelmaterial dringt aus größerer Tiefe auf

Von großem Interesse sind die Temperaturen, die mit Hilfe geothermometrischer Verfahren (siehe: **Minerale als Informationsträger**, 4-2) für die Mantelperidotite der Eifel bestimmt werden. Die für die amphibolfreien Peridotite der Eifel bestimmten Temperaturen von 1.150 °C liegen für den Mantelbereich, aus dem Spinellperidotite kommen, viel zu hoch. Dies zeigt, daß im obersten Erdmantel unter dem jungen Vulkangebiet der Eifel erhebliche Störungen des thermischen Gleichgewichts vorliegen.

Als Ursache hierfür gilt das Aufdringen heißen Mantelmaterials aus größerer Tiefe in den obersten Erdmantel. Hierfür sprechen ausgeprägte Deformationsgefüge, die in einer Anzahl der Hochtemperaturperidotite beobachtet werden (Abb. 4.11) und dem gescherten Randbereich des aufdringenden Körpers zugeordnet werden. In diese Vorstellung paßt auch, daß diese Peridotite in Kontakt mit den kühleren Rahmengesteinen des obersten Erdmantels eine Abkühlung auf Temperaturen um 850 °C erfahren haben.

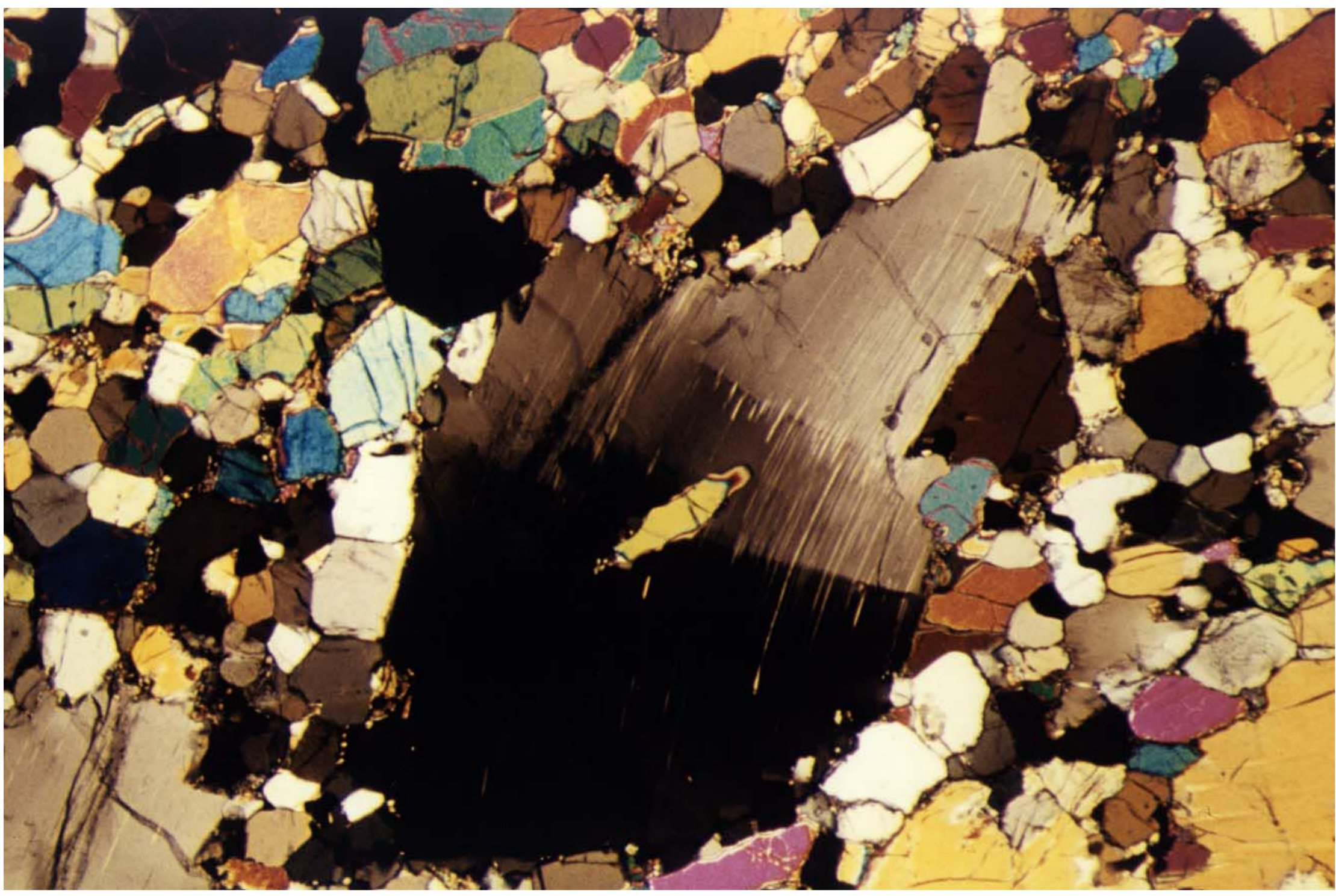


Abbildung 4.11
Dünnschliff-Aufnahme eines deformierten Peridotits der Eifel

Geochemische Anreicherungsprozesse unter der Eifel

In einer weiteren, amphibolführenden Gruppe (Abb. 4.12) von Mantelperidotiten der Eifel mit einem ausgeprägten tabularen Rekristallisationsgefüge (Abb. 4.13), ist eine starke, in Abschnitt 4-4: Mantelmetasomatose beschriebene Anreicherung der leichten Seltenen Erden zu beobachten. Sie ist auf den als Mantelmetasomatose bezeichneten Anreicherungsprozeß inkompatibler Elemente zurückzuführen. Da sich im Erdmantel unter der Eifel deutlich zwei Stufen der Mantelmetasomatose unterscheiden lassen, erlaubt dies interessante Einblicke in die Natur dieser Anreicherungsprozesse.

In einer ersten Stufe wurden inkompatible Elemente mit großen Ionenradien, sogenannte LIL (Large Ion Lithophile)-Elemente, wie K, Rb und die leichten Seltenen Erden angereichert. Diese wurde von einer zweiten Phase überprägt, die von kleinen Gängchen (Vitrine 3) ausgeht, durch die basische Schmelzen migrierten.

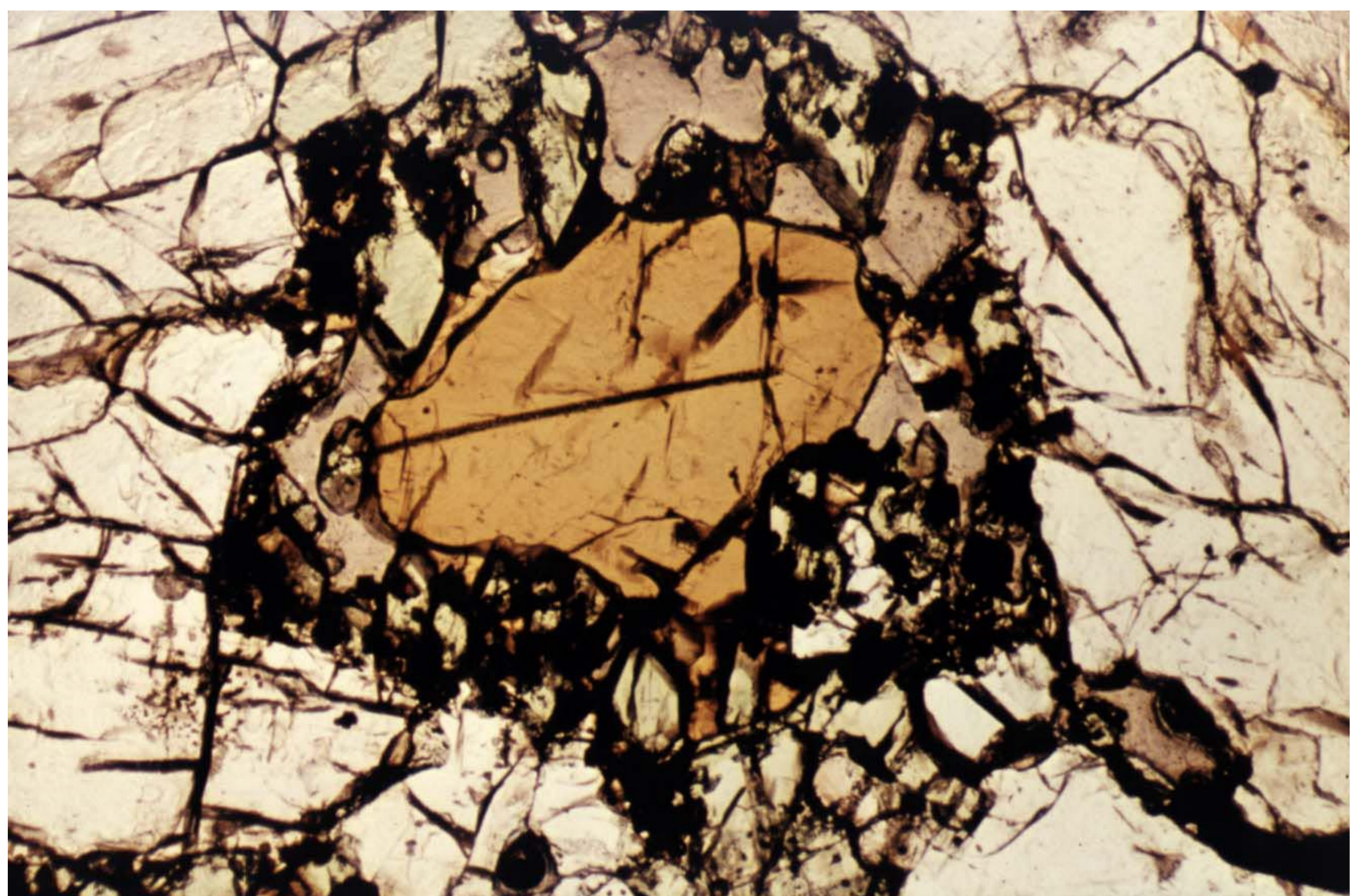


Abbildung 4.12
Amphibolkristall in einem Mantelperidotit der Eifel, der randlich in Schmelze, Olivin, Klinopyroxen und Spinell zerfallen ist. Der Zerfall wurde während des Transports in der heißen Basaltschmelze (ca. 1.200 °C) verursacht.

Von diesen Gängchen geht eine Anreicherung von Elementen wie Titan und Zirkon aus, wogegen LIL-Elemente, mit Ausnahme von Kalium, von den Schmelzen aufgenommen und abgeführt wurden. Die von der Mantelmetasomatose erfaßte, amphibolführende Gruppe weist zwar typischerweise niedrigere Temperaturen um 900 °C auf, jedoch läßt sich über Konzentrationsgradienten von Elementen in den Mineralkörnern eine Aufheizung auf Temperaturen um 1.050 °C nachweisen.

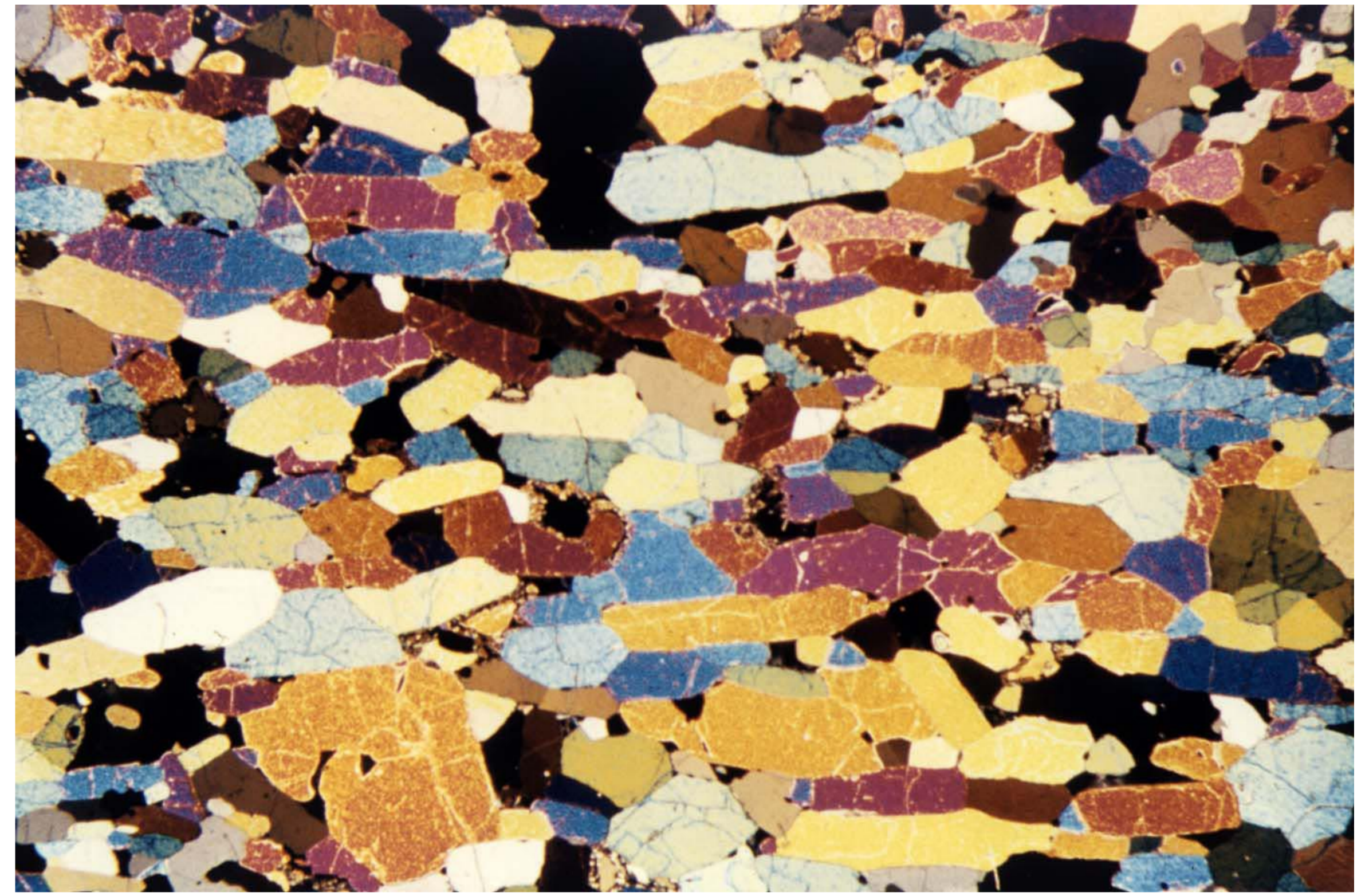


Abbildung 4.13
Dünnschliffaufnahme eines Peridotits mit planarem Rekristallisationsgefüge

In Abb. 4.14 ist der Anstieg des Al_2O_3 vom Kern zum Rand in einem Orthopyroxenkorn - Folge einer Aufheizung - durch unterschiedliche Farbschattierungen dargestellt. Es muß sich um eine geologisch kurzfristige, vermutlich junge Aufheizung des Erdmantels unter der Eifel handeln.

Wie in vielen Vulkangebieten spiegeln die Mantelxenolithe der Westeifel einen heterogenen Erdmantel wider. Er wurde vielfältig durch Prozesse modifiziert, die teilweise weiter in der Erdgeschichte zurückliegen, teilweise aber auch mit dem sehr jungen Vulkanismus zusammenhängen.

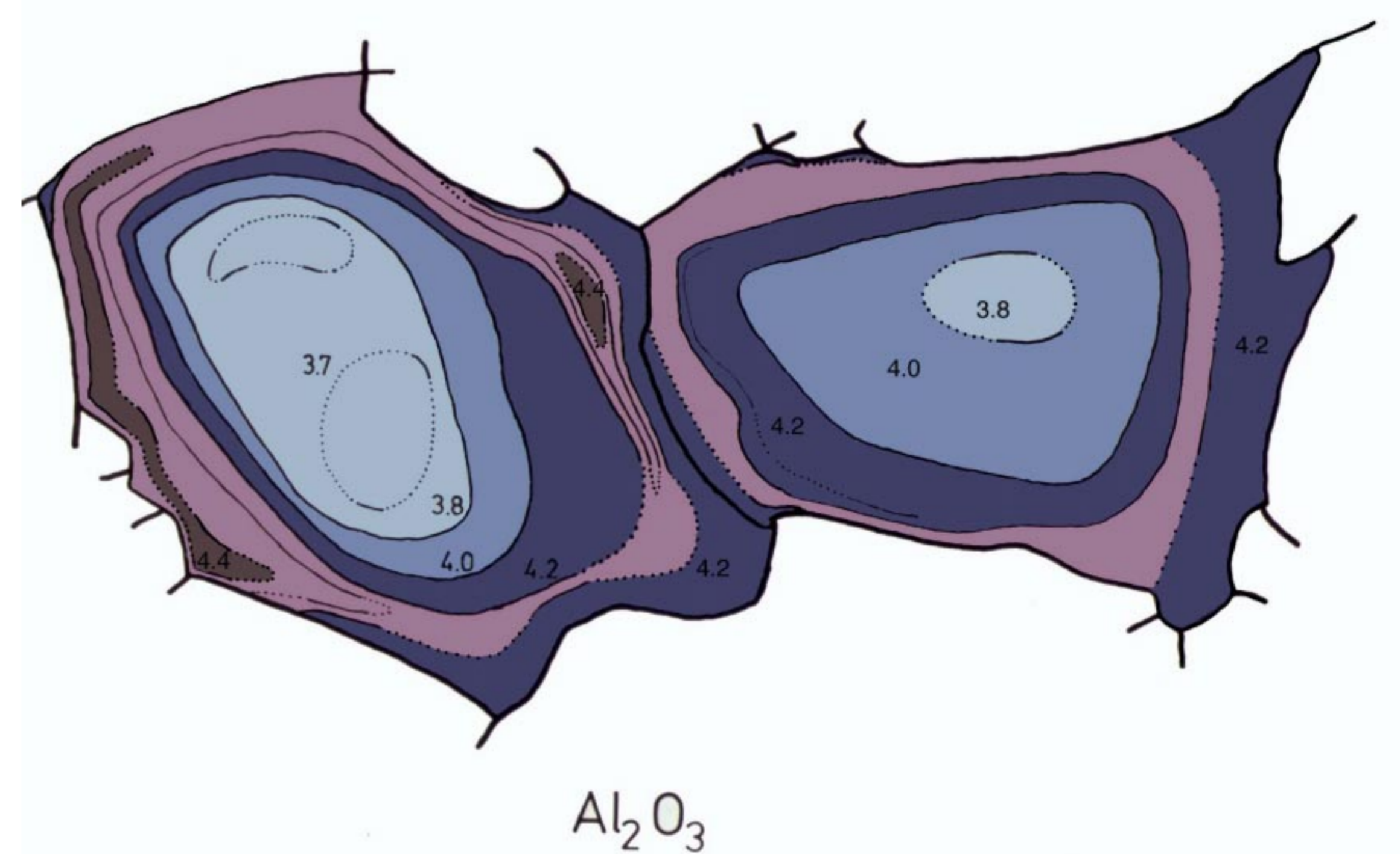


Abbildung 4.14
Konzentrische Zonierung von Al_2O_3 in Orthopyroxenkörnern eines Spinellperidotits der Eifel. Die Al_2O_3 -Werte von 3,7% im Kern der Körner entsprechen der ursprünglichen Equilibrierungstemperatur von ca. 900 °C. Der Anstieg der Al_2O_3 -Gehalte zum Rand hin ist durch eine Aufheizung des Peridotits im Erdmantel entstanden. Die Verweildauer während des Transports in der Schmelze ist viel zu kurz, um eine derartige, diffusionskontrollierte Zonierung hervorzurufen.