

„Geochemische und Isotopen – geochemische Untersuchungen an  
tertiären Vulkaniten der Hocheifel – Ein Beitrag zur Identifizierung  
der Mantelquellen von Rift – bezogenen Vulkaniten“

Dissertation  
zur  
Erlangung des Doktorgrades  
der  
Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

vorgelegt  
dem Fachbereich Geowissenschaften  
der Philipps – Universität Marburg  
von  
Caroline Jung, geb. Scholz  
aus Kiel

Marburg/Lahn  
Juni 2003

Vom Fachbereich Geowissenschaften

der Philipps – Universität Marburg

als Dissertation am \_\_\_\_\_ angenommen.

Erstgutachter            Prof. Dr. E. Hoffer

Zweitgutachter        PD Dr. P. Masberg

Tag der mündlichen Prüfung am \_\_\_\_\_.

## Inhaltsverzeichnis

|     |  |           |
|-----|--|-----------|
| 1.  | Zusammenfassung  | 4 - 5     |
| 2.  | Einleitung und Problemstellung                               | 6 - 15    |
| 3.  | Regionale Geologie   | 16 - 22   |
| 4.  | Geochemie der Gesteine                                       | 23 - 35   |
| 5.  | Interpretation der Haupt-, Spuren- und Seltenen Erd Elemente | 36 - 52   |
| 6.  | Zusammensetzung und Aufschmelzungsgrad des Mantels           | 53 - 68   |
| 7.  | Isotopie der Gesteine  | 69 - 88   |
| 8.  | Bildungsbereich der Magmen                                   | 89 - 90   |
| 9.  | Petrographic   | 91 - 101  |
| 10. | Modell des tertiären Vulkanismus                             | 103 - 111 |
| 11. | Analytische Methoden   | 112 - 113 |
| 12. | Literatur  | 114 - 119 |
| 13. | Anhang   |           |

## 1. Zusammenfassung

Die tertiären Alkaliolivinbasalte der Hocheifel sind die ältesten Vorkommen intrakontinentaler Riftzonenbasalte innerhalb des Mitteleuropäischen Vulkangebietes. Der tertiäre und quartäre Vulkanismus steht im Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese im Süden. Die hiermit verbundenen Plattenbewegungen bewirkten im alpinen Vorland die Entstehung eines Riftsystemes, welches von der Nordsee durch Deutschland und Frankreich bis in den Mittelmeerraum führte. Gleichzeitig wurden alte variszische Bruchstrukturen reaktiviert, so dass genügend Förderwege für die Schmelzen vorhanden waren, die durch die Aufwölbung der Asthenosphäre gebildet werden konnten.

Für die Genese intrakontinentaler Alkaliolivinbasalte sind:

- die Zusammensetzung des Mantels und dessen mögliche metasomatische Überprägung,
- der Aufschmelzungsgrad des Mantels,
- die Beteiligung verschiedener Mantelquellen in Asthenosphäre oder subkontinentaler Lithosphäre,
- die Veränderung der Anteile der einzelnen Quellen an den Magmen im Laufe der Zeit,
- die eventuelle Kontamination mit krustalen Komponenten und
- das Maß der Fraktionierung von Bedeutung.

Ziel dieser Arbeit ist es, den Beitrag dieser verschiedenen Prozesse an der Genese der tertiären Magmen herauszuarbeiten. Zu diesem Zweck wurde das Gebiet der Hocheifel flächig beprobt, wobei in der Hauptsache primitive Proben genommen wurden. Von den 66 Proben wurden Haupt-, Spuren- und Seltene Erd Elemente, sowie die Nd-, Sr- und Pb-Isotopie von 35 Proben analysiert. Anhand der Ergebnisse wurden zwei große Probengruppen unterschieden:

1. Primäre Proben mit hohen Mg-Zahlen, hohen Cr- und Ni- und niedrigen SiO<sub>2</sub>-Gehalten.
2. Entwickelte Proben mit niedrigen Mg-Zahlen und hohen SiO<sub>2</sub>-Gehalten.

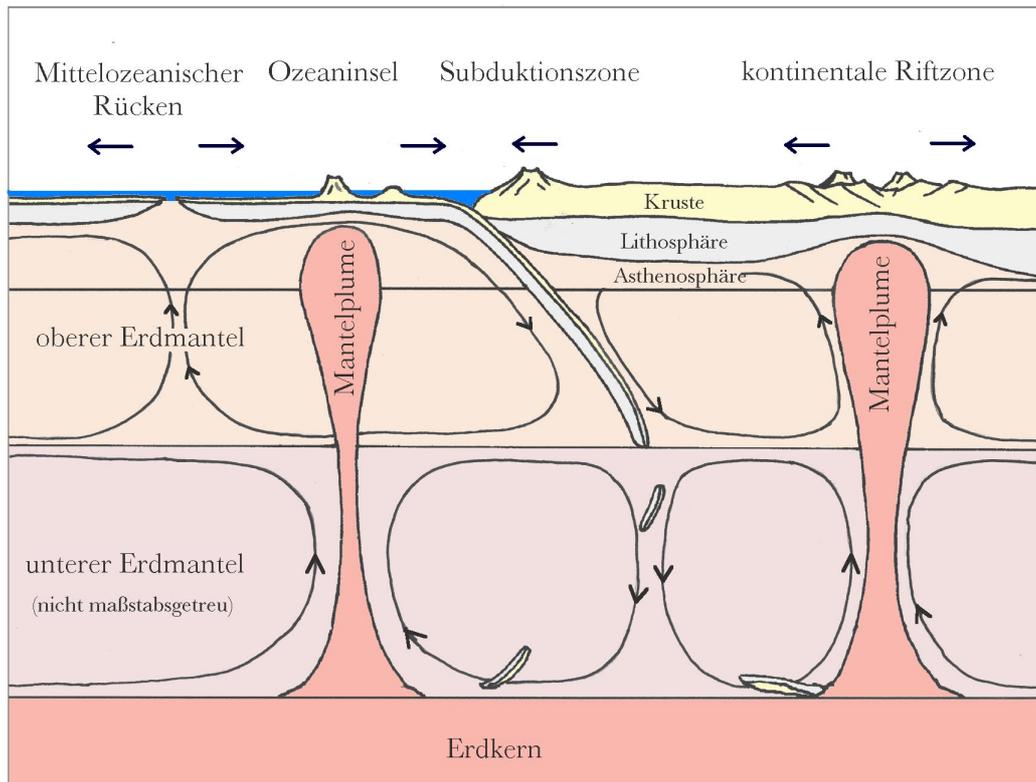
Bei den primären Proben kann davon ausgegangen werden, dass sie nicht maßgeblich den Prozessen von Fraktionierung und Kontamination unterworfen waren, so dass ihre Zusammensetzung die des Mantels, aus dem sie erschmolzen wurden, widerspiegelt.

Modellrechnungen zur Zusammensetzung des Mantels und dem Aufschmelzungsgrad für diese Probengruppen zeigen, dass die primären Magmen in drei weitere Gruppen unterteilt werden können, die jeweils aus unterschiedlich stark metasomatisch überprägtem Mantelmaterial hervorgegangen sind. Bei der Mantelmetasomatose, d.h. der Veränderung

des Stoffbestandes und damit der Mineralogie des Mantelmaterials infolge der Zufuhr von fluiden Phasen oder Schmelzen aus tieferen Mantelbereichen, haben sich Amphibol und Apatit gebildet. Granat und Spinell treten nebeneinander auf. So kann der Bildungsbereich der Magmen auf eine Tiefenlage zwischen 60 und 75 km Tiefe (20 – 25 kbar) eingegrenzt werden. Um in diesen Tiefen eine Schmelzbildung zu erzeugen, muss zusätzlich Wärme zugeführt worden sein, was einen ersten Hinweis auf den Aufstieg eines Mantelplumes liefert. Die Isotopenanalysen lassen auf die Beteiligung unterschiedlicher Mantelkomponenten an der Genese der Gesteine schließen. Für die primären Gesteine kann eine Mischung von drei Mantelkomponenten angenommen werden, der HIMU –, der EM 1 – und der DM – Komponente. Die HIMU – Komponente werden als Beitrag der Asthenosphäre, die EM 1 – Komponente wird im kontinentalen Bereich als Beitrag der Lithosphäre interpretiert. Im Vergleich mit den Gesteinen der übrigen deutschen tertiären und quartären alkaliolivinbasaltischen Vulkangebiete zeigen die primären Gesteine der Hoheifel die unradiogensten Sr – und Pb – Isotopien und die radiogensten Nd – Isotopien. Die entwickelten Gesteine zeichnen sich durch stark verarmte  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – und  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse aus. Dieses legt eine Entstehung dieser Magmen aus altem, an U und Th im Vergleich zu Pb verarmten Ausgangsgestein nahe. AFC – Modellrechnungen belegen qualitativ die Beteiligung unterer kontinentaler Kruste mit bisher unbeprobter Zusammensetzung an der Schmelzbildung. Geodynamisch stellen diese entwickelten Gesteine die ältesten Schmelzen im Gebiet der Hoheifel dar. Ein aufsteigender Mantelplume in Verbindung mit dem vorherrschenden tektonischen Stressfeld, das durch die alpine Orogenese vorlag, bewirkten das Aufschmelzen der zu der Zeit 100 bis 140 km mächtigen Lithosphäre. Die entwickelten Magmen wurden gebildet. Wie groß hierbei der Beitrag von Asthenosphäre und Lithosphäre waren, kann nicht ermittelt werden. Diese Magmen blieben in der Kruste stecken, wo sie kontaminiert wurden und fraktionierten. Mit zunehmendem Aufstieg des Mantelplumes in Laufe des Tertiärs wurde die Lithosphäre allmählich durch thermomechanische Erosion auf ca. 60 km Mächtigkeit ausgedünnt. Die primären Magmen bilden sich in dem aufsteigenden Mantelplume und können aufgrund der bereits geschaffenen Wege schnell die Erdoberfläche erreichen und somit ihren primitiven Charakter bewahren. Die in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse liefern somit einen weiteren wichtigen Beitrag zum känozoischen Vulkanismus in Mitteleuropa und schließen eine Lücke im bisher verfügbaren Datensatz über diese Gesteine.

## 2. Einleitung und Problemstellung

Die tertiären Alkaliolivinbasalte der Hocheifel sind Teil des in ganz Mitteleuropa im Känozoikum verbreiteten intrakontinentalen Vulkanismus. Neben der Hocheifel zählen hierzu die alkaliolivinbasaltischen und z.T. tholeiitischen Vorkommen der Heldburger Gangschar, des Siebengebirges und des Westerwaldes. Zeitlich folgen die Gebiete weiter im Osten, die Rhön, der Vogelsberg und die Hessische Senke, zuletzt kam es zu magmatischer Aktivität im Kaiserstuhl und im Hegau. Im Quartär kehrt der Vulkanismus in den Westerwald und die West – und Ost – Eifel zurück. Weitere Gebiete mit tertiärem und quartärem Vulkanismus sind das Massif Central in Frankreich und der Eger – Graben in Polen. Bei dem kontinentalen Vulkanismus in Mitteleuropa handelt es sich um alkaliolivinbasaltischen und tholeiitischen Riftzonenvulkanismus. Der Vulkanismus begann in der Kreide mit einzelnen Vorkommen im Rheinischen Massiv. Während des Zeitraumes oberstes Campan bis unterstes Unter – Maastricht (ca. 70 – 65 Ma Jahre) hatte es im Rheinischen Massiv eine erste Hebungsphase gegeben (Meyer, 1986). In der südlichen Fortsetzung der Eifeler Nord – Süd – Zone findet nach Lippolt (1983) während des Albiums dieser erste Vulkanismus statt. Diese tektonische und magmatische Aktivität steht zum einen in Zusammenhang mit der alpidischen Gebirgsbildung im Süden, zum anderen bewirkt wahrscheinlich ein aufsteigender Mantelplume die Hebung von kontinentaler Lithosphäre und die Bildung von Magmen (u.a. Wilson & Downes, 1992; Wedepohl & Baumann, 1999). Generell ist der Entstehung von Alkaliolivinbasalten in den letzten Jahrzehnten große Aufmerksamkeit gewidmet worden. In erster Linie wurde die Genese ozeanischer Inselbasalte untersucht, die ebenso wie die kontinentalen Riftzonenbasalte Intraplatten – Vulkanite darstellen. In beiden geotektonischen Milieus bilden sich alkaliolivinbasaltische neben tholeiitischen Magmen. Die geochemischen und isotopengeochemischen Signaturen dieser Gesteine lassen Rückschlüsse auf die Zusammensetzung des Erdmantels zu. Daraus wurden die Modelle für geodynamische Prozesse bei der Subduktion von Lithosphäre, deren erneutes Eintreten in den Kreislauf der gesteinsbildenden Prozesse und damit auch auf die Materialbewegungen im Erdmantel entwickelt. Die Grafik 1 zeigt ein vereinfachtes Modell des Aufbaus der Erde mit den vorhandenen geotektonischen Stoffkreisläufen und den daraus resultierenden Plattenbewegungen.



Grafik 1 Vereinfachtes plattentektonisches Modell der Erde. Die Pfeile zeigen Konvektionsströme im Erdmantel, bzw. die Bewegung der Lithosphärenplatten an. Für den oberen Erdmantel ist nicht abschließend geklärt, ob die Konvektion nur im asthenosphärischen Teil stattfindet oder so wie hier dargestellt, den gesamten oberen Mantel erfasst.

In den vier dargestellten großen plattentektonischen Milieus kommt es zur Bildung der jeweils typischen basaltischen Gesteinen:

- Die Basalte der Mittelozeanischen Rücken (MOR – Basalte), die an divergierenden Plattengrenzen inmitten der Ozeane gebildet werden.
- An konvergierenden Platten entstehen Subduktionszonen, entweder bei der Kollision zwischen einer ozeanischen und einer kontinentalen Platte an Kontinenträndern, unter Bildung von Inselbögen bei der Subduktion einer ozeanischen Platte unter eine andere oder die Bildung großer Orogengürtel bei der fortgesetzten Subduktion einer kontinentalen Platte unter eine weitere kontinentale Platte. In allen Subduktionszonen kommt es typischerweise zur Bildung von andesitischen Gesteinen.
- Intraplattenmagmatite bilden sich durch den Aufstieg großer Mantelplumes. Diese sind Massenbewegungen von Mantelmaterial, welches entweder an der Kern/Mantel – Grenze (s. Grafik 1) oder an der Grenze zwischen oberem und unterem Mantel in einer Tiefe von 660 km seinen Ursprung hat. Trifft solch ein Mantelplume auf kontinentale oder ozeanische

Lithosphäre, kommt es infolge von Druckentlastung und der hohen Temperatur des Plume-Materials zur Schmelzbildung. Auf ozeanischen Platten kommt es zur Bildung der Ozeanischen Inselbasalte (OIB), im kontinentalen Bereich kann ein Mantelplume zur Ausbildung einer Riftzone beitragen. Die in dem Zusammenhang geförderten Riftzonenmagmatite sind ebenso wie die Gesteine der ozeanischen Inseln vorwiegend Alkaliolivinbasalte.

Die Abbildung 1 zeigt die Spurenelementmuster normiert auf den primären Mantel dieser vier Gesteinstypen.

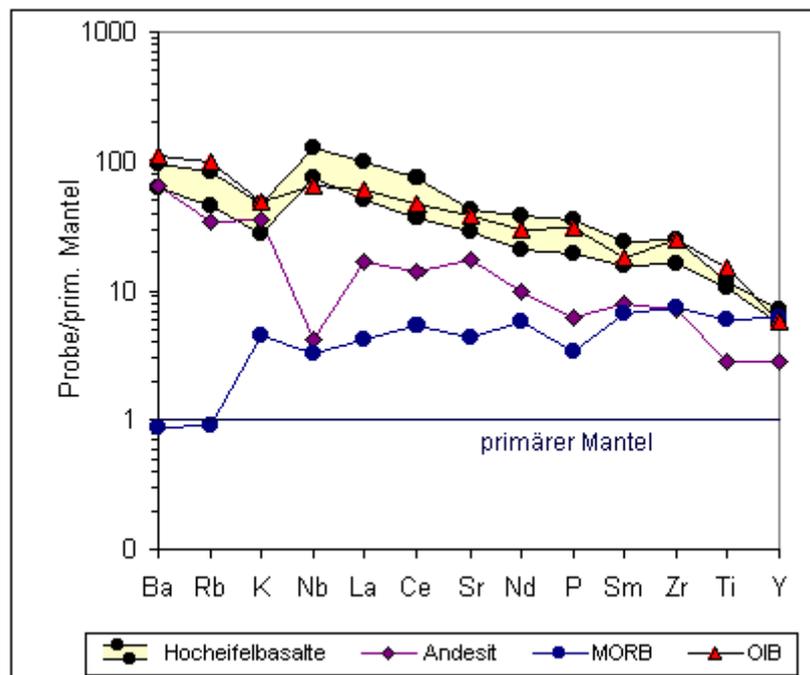


Abb. 1 Vergleich von N-Typ MORB, OIB (Sun & McDonough, 1989), einem Andesit (Probe CS 111, Diplomarbeit, Caroline Jung) und der Spannweite der primären Proben dieser Arbeit als Beispiel für kontinentale Riftzonenbasalte. Normierung auf den primären Mantel nach McDonough et al. (1991).

Die Spurenelemente sind von links nach rechts mit abnehmender Inkompatibilität angeordnet. Es zeigt sich, dass alle Gesteine im Vergleich zum primären Mantel an diesen Spurenelementen angereichert sind. Diese Anreicherung ist für die Intraplattenbasalte am stärksten. Charakteristisch für die MOR – Basalte ist das von links nach rechts ansteigende Muster. Die Andesite zeigen den für diese Gesteine typischen Nb – Trog und ein nach rechts fallendes Muster. Die OI – Basalte und die primären Riftzonenbasalte der Hocheifel als Beispiel für kontinentale Intraplattenbasalte zeigen ein sehr ähnliches Muster mit insgesamt

den höchsten Gehalten von inkompatiblen Spurenelementen mit gleichzeitig der stärksten Anreicherung der Spurenelemente mit der größten Inkompatibilität.

Diese inkompatiblen Elemente lassen sich aufgrund ihrer Struktur (Größe und Ladung) nicht so gut wie die kompatiblen Elemente in die Gitter der Mantelminerale Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Granat und Spinell einbauen. So wie sie sich während des Prozesses der fraktionierten Kristallisationsdifferentiation aufgrund ihrer Eigenschaften in der Restschmelze anreichern und so in die typischen Minerale der Differentiate eingebaut werden, so werden sie bei dem umgekehrten Prozess des Aufschmelzens von Mantel oder Krustenmaterial als erstes in der Schmelze angereichert und somit dem Ausgangsmaterial entzogen.

Die Anreicherung von inkompatiblen Spurenelementen aller Gesteine gegenüber dem primitiven Mantel mit Ausnahme der am stärksten inkompatiblen Spurenelemente bei den MOR – Basalten, wird dadurch erklärt, dass sich in allen Gesteinen die inkompatiblen Elemente im Vergleich zum primitiven Mantel durch Schmelzbildung anreichern.

Von den MOR-Basalten ist bekannt, dass sie aus dem oberen konvektierenden Teil des Erdmantels, der Asthenosphäre, stammen. Die Asthenosphäre ist durch vorausgegangene Krustenbildungsprozesse an inkompatiblen Spurenelementen verarmt. Die Verarmung der Asthenosphäre hat zwei Gründe: Zum einen sind diese bei der Subduktion ozeanischer Lithosphäre in Fluiden oder Schmelzen der ozeanischen Lithosphäre entzogen und in der kontinentalen Kruste angereichert worden. Zum anderen werden sie in den Teilen subduzierter ozeanischer Lithosphäre konserviert, die als Schollen auf die Basis des konvektierenden Mantelteils oder eventuell noch tiefer bis an die Kern – Mantel – Grenze abgesunken sind (Hofmann, 1997). Die MOR – Basalte zeichnen sich daher im Vergleich mit dem primären Mantel (dessen Zusammensetzung die ursprüngliche Zusammensetzung des Erdmantels vor dessen Differenzierung in unteren und oberen Mantel, sowie der Bildung der Erdkruste angibt) durch die niedrigeren Gehalte inkompatibler Elemente aus.

Für die Interpretation der Genese von ozeanischen Inselbasalten muss zunächst das potentielle Ausgangsmaterial bestimmt werden. Hier kommt der gesamte Erdmantel in Frage, der obere verarmte asthenosphärische Teil sowie der untere Mantel. Beim Vergleich der Spurenelementgehalte zwischen OIB und MORB zeigt sich, dass alle OIB weltweit ein auf die inkompatiblen Elemente bezogen angereichertes Muster zeigen. Demnach scheidet die Asthenosphäre als alleinige Mantelquelle für die OIB aus. Die Interpretation insbesondere von Isotopendaten der verschiedenen OIB führte zu der Erkenntnis, dass diese aus tiefliegenden Mantelquellen stammen, die in Form von Mantelplumes bis an die Lithosphäre oder Kruste aufsteigen. Wie auch in der Grafik 1 dargestellt, wird angenommen, dass

subduzierte alterierte ozeanische Lithosphäre in tiefen Bereichen des Mantels konserviert wird. Ob dieses an der Grenze oberer Mantel – unterer Mantel oder unterer Mantel – Kern oder in beiden Bereichen geschieht, ist bisher nicht eindeutig geklärt (Hofmann, 1997). Die Genese, bzw. die geochemische Charakteristik der OIB wird in jedem Fall damit erklärt, dass dieses alte Lithosphärenmaterial in die Mantelplumes (die ebenfalls entweder an der Kern-Mantel Grenze oder der Grenze zwischen unterem und oberem Mantel entstehen) aufgenommen wird.

Prinzipiell trifft dieses auch für die kontinentalen Riftzonenbasalte zu. Bei der Interpretation dieser Gesteine kommt im Vergleich zu den OI – Basalten jedoch hinzu, dass die kontinentale Lithosphäre im Unterschied zur ozeanischen Lithosphäre sehr heterogen zusammengesetzt ist. Diese Lithosphäre kann natürlich durch Assimilation und Kontamination in den Magmenbildungsprozess miteinbezogen werden. Dennoch bildet die Kenntnis der geochemischen und isotopengeochemischen Merkmale sowie der daraus abgeleiteten Genese der OI – Basalte eine wichtige Grundlage für die Interpretation intrakontinentaler Riftzonenbasalte.

Die Entstehung der OIB wird generell mit der unterschiedlichen starken Beteiligung verschiedener Mantelquellen erklärt. Diese Mantelquellen, die mit ihrer Zusammensetzung die extremen Endglieder von OI – Basalten darstellen, werden nachfolgend mit ihren wichtigsten geochemischen und isotopengeochemischen Merkmalen vorgestellt:

Zunächst werden der **DM** – „depleted mantle“ und der **MORB** – Mantel unterschieden. Die DM – Quelle beschreibt den asthenosphärischen Mantel, der durch in der Erdgeschichte vorangegangene Schmelzbildungsprozesse stark an inkompatiblen Spurenelementen verarmt ist. Der MORB – Mantel ist nicht so stark verarmt. Dieses wird mit einer Mischung aus DM-Material und Mantelmaterial aus einer **HIMU** – Quelle erklärt. Diese HIMU – Quelle („high  $\mu$ “, wobei  $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ ) wird als Plume – Material interpretiert, welches Anteile alter subduzierter ozeanischer Lithosphäre enthält. Die beiden Mantelquellen **EM 1** und **EM 2** („enriched mantle“ 1 und 2) enthalten zusätzlich dazu Komponenten von pelagischen bzw. kontinentalen Sedimenten.

Die Abbildung 2 zeigt im Vergleich die Muster ausgewählter Spurenelemente normiert auf den primären Mantel von MORB, der kontinentalen Kruste, sowie EM 1 –, EM 2 – und HIMU – Basalten als Vertreter ozeanischer Inselbasalte.

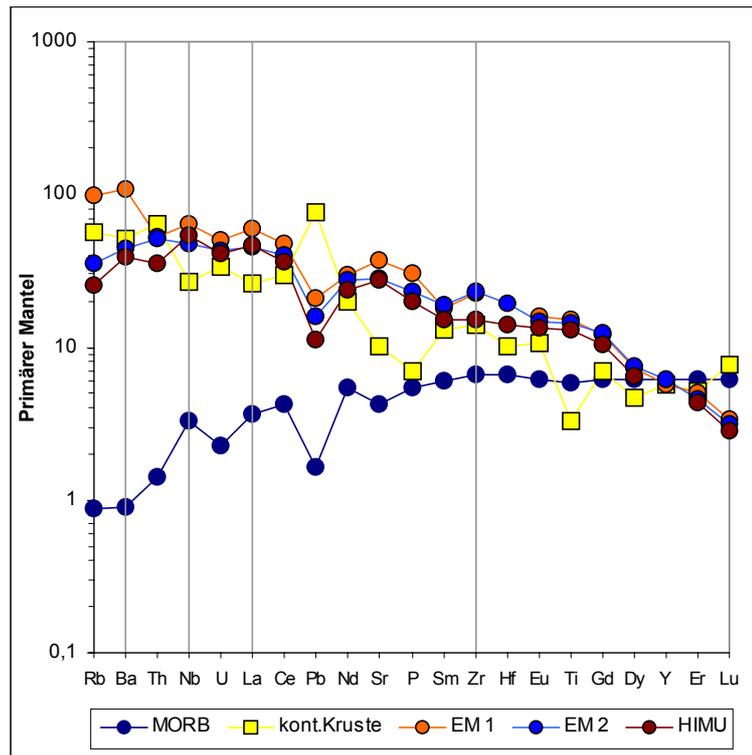


Abb. 2 Gehalte inkompatibler Spurenelemente von MORB, EM 1, HIMU (Sun & McDonough, 1989), EM 2 (White & Duncan, 1996) und der kontinentalen Kruste (Rudnick & Prespers, 1990). Normierung auf den primären Mantel nach McDonough et al. (1991).

Aus der Abbildung 2 werden wichtige geochemische Merkmale der drei Endglieder ozeanischer Inselbasalte deutlich. So können Verhältnisse gleich inkompatibler Spurenelemente diagnostisch für die Identifizierung der unterschiedlichen Mantelquellen sein. Ein diagnostisches Spurenelementverhältnis der HIMU-Quelle („high  $\mu$ “) ist das Zr/Nb – Verhältnis. Dieses ist bei der Mantelquelle der HIMU – Basalte deutlich niedriger als bei den EM 1 – und EM 2 – Basalten. Aus der Abbildung 2 geht hervor, dass die Zr – Gehalte bei HIMU – Basalten niedriger sind als bei den EM – Basalten. Es muss jedoch beachtet werden, dass die Nb – Gehalte der EM 2 – Basalte höher sind als die der HIMU – und EM 1 – Basalte (s.u.).

Typisch für Basalte aus einer EM 1 – Quelle („enriched-mantle 1“) ist sind hohe Ba – Gehalte im Vergleich zu anderen LILE („large ion lithophile elements“) und damit hohen Ba/Nb – Verhältnis. Hohe Ba – Gehalte sind ein typisches Merkmal pelagischer Sedimente (Ben Othman et al., 1989). Aus der Abbildung 2 geht jedoch hervor, dass auch vergleichsweise hohe Rb – Gehalte vorliegen, so dass das Rb/Nb – Verhältnis der EM 1 – Basalte ebenfalls hoch ist.

EM 2 – Basalte („enriched-mantle 2“) zeigen niedrige Nb/U – und Ce/Pb – Verhältnisse als die anderen OI – Basalte. Nb und U sowie Ce und Pb sollten sich als benachbarte Elemente, d.h. Elemente mit gleich inkompatiblen Verhalten, bei geologischen Prozessen gleich verhalten. Diese niedrigen Nb/U – und Ce/Pb – Verhältnisse entstehen in der kontinentalen Kruste dadurch, dass U und Pb im Gegensatz zu Nb und Ce durch den Transfer aus dem ozeanischen System durch Subduktionszonenfluide oder – schmelzen bevorzugt angereichert werden. Das Nb (wie auch das Ti) verbleibt bei diesen Prozessen entweder in Ti – Mineralen oder Amphibol (Hofmann, 1997) der subduzierten Kruste. Ein weiterer Grund für die niedrigen Nb – Gehalte der kontinentalen Kruste ist, dass Nb nur durch silikatische Schmelzen transportiert wird, nicht durch Fluide (Pearce & Peate, 1995). Dieses erklärt auch den Nb – Trog der Andesite

(Abb. 1). Eine weitere Möglichkeit zur Identifikation der unterschiedlichen Mantelquellen liefert die Tatsache, dass die EM 1 – Mantelquelle im Vergleich zur EM 2 – Mantelquelle nicht an Ba verhältnismäßig zu anderen LIL – Elementen angereichert ist.

Die Unterteilung in diese drei Gruppen wird neben den Spurenelementverhältnissen insbesondere aufgrund ihrer unterschiedlichen isotopengeochemischen Merkmalen vorgenommen:

Die HIMU – Basalte zeichnen sich durch hohe  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Werte aus, die durch einen Verlust an Pb gegenüber U entstanden sind. Das gewöhnliche Pb ist das  $^{204}\text{Pb}$ , das  $^{206}\text{Pb}$  entsteht aus dem Zerfall von  $^{238}\text{U}$ , das  $^{207}\text{Pb}$  aus dem Zerfall von  $^{235}\text{U}$  und das  $^{208}\text{Pb}$  aus dem Zerfall von  $^{232}\text{Th}$ . Der Prozess, der zur Verarmung von Pb relativ zu U geführt hat, hat vor ca. 1,5 – 2 Milliarden Jahren stattgefunden (Hofmann, 1997). Der Verlust des Pb kann durch hydrothermale Prozesse an den mittelozeanischen Rücken oder die Aufnahme des Pb in Fluide oder Schmelzen in der Subduktionszone erklärt werden.

Die EM 1 – Basalte zeichnen sich durch eine Quelle mit unradiogenem  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis aus. Das  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis ist dagegen radiogen und  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ist variabel. Das Sm/Nd – Verhältnis ist im Vergleich zu den HIMU – Basalten niedrig (s. Abbildung 2), was sich in unradiogenen  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnissen auswirkt. Dieses wird zum einen durch Anteile von altem recyceltem pelagischem Sediment zusätzlich zu der subduzierten ozeanischen Kruste des Plumematerials (Weaver, 1991) erklärt. Zum anderen wird die Abweichung der Spurenelementgehalte und der Isotopenverhältnisse von der HIMU – Quelle bei kontinentalen Alkaliolivinbasalten mit der Kontamination durch kontinentale Kruste (Hart & Zindler, 1989; Lustrino et al., 2000) oder mit Anteilen subkontinentaler Lithosphäre (Milner & Le Roex, 1996) erklärt.

Die EM 2-Basalte werden durch hohe  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – und hohe  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Verhältnisse charakterisiert. Das  $^{87}\text{Sr}$  entsteht aus dem Zerfall von  $^{87}\text{Rb}$ . Das Rb ist deutlich stärker inkompatibel als das Sr, so dass es in der kontinentalen Kruste stärker angereichert wird und somit die Kruste relativ hohe  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Verhältnisse produziert. Die typischen Merkmale der EM 2 – Basalte lassen sich durch einen zusätzlichen Eintrag von kontinentalem Sediment zu der ozeanischen Lithosphäre erklären (Weaver, 1991; Hofmann, 1997).

Die Tabelle 1 zeigt die vorgestellten Parameter zur Quellendifferenzierung und die Werte für N – MORB und die kontinentale Kruste noch einmal im Überblick.

|                                   | HIMU            | EM1             | EM2             | N-MORB          | kont. Kruste    |
|-----------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| La/Nb                             | 0.66-0.77       | 0.64-1.19       | 0.89-1.09       | 1,07            | 2,2             |
| Ba/Nb                             | 5.3-6.5         | 11.4-17.7       | 7.3-11.0        | 4,3             | 54              |
| Rb/Nb                             | 0.35-0.38       | 0.88-1.17       | 0.59-0.85       | 0.36            | 4,7             |
| Zr/Nb                             | 3.2-5.0         | 4.2-11.4        | 4.5-7.3         | 30              | 16              |
| $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 20-22           | 17.5-18.7       | 17.7-19.3       | 17.8-19.6       | 13.5-33.9       |
| $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 15.65-15.85     | 15.45-15.59     | 15.55-15.70     | 15.4-15.6       | 14.43-18.89     |
| $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 39.5-41.7       | 38.2-39.1       | 38.2-39.4       | 36.7-39.2       | 33.2-39.8       |
| $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   | 0.7025-0.7037   | 0.7045-0.7058   | 0.7055-0.7068   | 0.702-0.704     | 0.7033-0.8405   |
| $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 0.51285-0.51295 | 0.51230-0.51255 | 0.51245-0.51275 | 0.51285-0.51350 | 0.50982-0.51758 |

im Vergleich      hohes Verhältnis      niedriges Verhältnis

Tabelle 1      HIMU, EM 1 und EM 2 Hofmann (1997), N-MORB Wilson (1989), kontinentale Kruste Rollinson (1993).

Für die Isotopie der Gesteine gilt, dass die kontinentalen Intraplattenbasalte vergleichbare Isotopenverhältnisse wie die ozeanischen Intraplattenbasalte zeigen. Auch die kontinentalen Riftzonenbasalte mit vorwiegend alkaliolivinbasaltischem Charakter können als Mischungen zwischen den drei Komponenten HIMU, EM 1 und EM 2 aber auch von DM/MORB interpretiert werden. Im geotektonischen Milieu der kontinentalen Riftzonenbasalte müssen allerdings im Vergleich zu den Basalten der ozeanischen Inseln weitere Komponenten, die zur

Magmenveränderung beitragen könnten, berücksichtigt werden. Dieses sind die kontinentale Kruste und der subkontinentale lithosphärische Mantel.

Diese lithosphärischen Komponenten sind sehr heterogen zusammengesetzt, beide können auch bezogen auf ihre Isotopie aufgrund der gleichen Merkmale als EM – Komponente bezeichnet werden. Hieraus ergibt sich die Schwierigkeit für die Interpretation von kontinentalen Alkaliolivinbasalten bezüglich der verschiedenen Komponenten, die zu ihrer Genese beigetragen haben.

Eine vorrangige Aufgabe dieser Arbeit ist es daher, den Beitrag der verschiedenen Komponenten, die an der Bildung der tertiären Magmen der Hocheifel beteiligt waren, herauszuarbeiten. Die Gesteine der Hocheifel wurden für diese Untersuchung ausgewählt, weil bisherige Arbeiten zu diesen Gesteinen ausschließlich mineralogisch geprägt sind. Altersdatierungen an Gesteinen der Hocheifel wurden publiziert von Cantarel & Lippolt, 1977; Todt & Lippolt, 1980 und Lippolt & Fuhrmann, 1980. Es liegen bisher weder ausführlichen Datensätze der Haupt-, Spuren- und Seltenen Erd Elemente vor, noch gibt es von Gesteinen der Hocheifel ausreichende Isotopenanalysen. Aus den wenigen Analysen ließ sich jedoch bereits absehen, dass die Gesteine der Hocheifel im Vergleich zu den Analysen der Gesteine aus den anderen Vulkangebieten besonders auffallen. Zum einen zeigen sie die radiogensten  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnisse bei gleichzeitig den unradiogensten  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  - Verhältnissen von allen Gesteinen aus den deutschen alkaliolivinbasaltischen Vulkangebieten (Wörner et al., 1986; Wedepohl et al., 1994; Jung & Hoernes, 2000), zum anderen liegen sie im Bereich der radiogensten  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse, bei teilweise den unradiogensten  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – und  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnissen (Ergebnis dieser Arbeit). Neben der Interpretation der geochemischen Daten ist die Interpretation der Isotopie der Gesteine, die sehr gute Hinweise auf die an der Genese der Magmen beteiligten Quellen liefert, ein wichtiger Bestandteil dieser Arbeit. Den Gesteinen der Hocheifel kommt im Zusammenhang mit den anderen deutschen alkaliolivinbasaltischen Vorkommen des Tertiärs und des Quartärs eine besondere Stellung dadurch zu, dass es sich bei ihnen um die ältesten Gesteine handelt. Sie liefern daher ein weiteres „Puzzlestück“ für die bereits existierenden Modelle, die sich mit der geotektonischen Interpretation der dynamischen Vorgänge in dieser Zeit beschäftigen. Neben den Publikationen zu den einzelnen Vulkangebieten mit ihren Detailergebnissen (z.B. Mertes & Schmincke, 1985; Wedepohl, 1985; Wörner et al., 1986; Wedepohl, et al., 1994; Hegner et al., 1995; Jung & Masberg, 1998 und Jung & Hoernes, 2000), sowie Arbeiten über die geophysikalischen Voraussetzungen (Prodehl et al., 1992) und die geotektonischen Ereignisse in dieser Zeit (Ziegler, 1992) gibt es Arbeiten, die sich mit den

mitteleuropäischen, bzw. deutschen Vulkangebieten als Einheit befassen (Wilson & Downes, 1992; Wedepohl & Baumann, 1999). In allen Arbeiten nimmt die Frage nach der Existenz eines Mantelplumes zur Zeit des Tertiärs und des Quartärs eine zentrale Stellung ein. Damit im Zusammenhang steht die Ausarbeitung der Anteile der verschiedenen potentiellen Quellen an der Magmengenese und daraus folgernd ein mögliches Modell für den zeitlichen Ablauf, zum einen im Bereich der einzelnen Gebiete, zum anderen für den Magmatismus im Mitteleuropa insgesamt. Diese Arbeit soll einen Beitrag zu diesen Fragestellungen leisten. Es folgt zunächst die Auswertung der Haupt – und Spurenelemente einschließlich der Seltenen Erden. Es werden primäre Proben von entwickelten Proben getrennt und gesondert beschrieben. Für die primären Proben kann angenommen werden, dass sie auf dem Weg zur Erdoberfläche nicht den Prozessen der Fraktionierung oder der Assimilation unterworfen wurden. So können Aussagen über die Zusammensetzung des Mantels und den Grad der Aufschmelzungen des Mantels bei der Magmenbildung getroffen werden. Mit Hilfe von mathematischen Modellen lässt sich zeigen, dass die primären Magmen aus einem heterogenen, an inkompatiblen Spurenelementen angereichertem Mantel erschmolzen wurden. Bei der nachfolgenden Auswertung der Spurenelementgeochemie, insbesondere aber der Geochemie der radiogenen Isotope der Gesteine werden Aussagen zu den unterschiedlichen Anteilen verschiedener Mantelkomponenten getroffen. Für die entwickelten Magmen wird ebenfalls neben der Bewertung der geochemischen Merkmale eine Analyse der an der Genese beteiligten Komponenten mit Hilfe der Spurenelemente und der Isotope vorgenommen. Es wird sich zeigen, dass die entwickelten Magmen im Vergleich mit den primären Magmen auf die Beteiligung einer grundsätzlich anderen Magmenquelle hinweisen. Am Ende der Arbeit wird ein Modell für den Vulkanismus der Hocheifel entworfen und mit den anderen Modellen deutscher Vulkangebiete verglichen.

### 3. Regionale Geologie der Hocheifel

Die Hocheifel als Teilgebiet der Eifel ist der linksrheinische Teil des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Mosel und der Kölner Bucht. Geographisch wird die Hocheifel auf das Gebiet zwischen Ulmen und Adenau beschränkt. In diesem Gebiet sind Relikte von ungefähr 300 Vulkanen erhalten. Sie verteilen sich über variszisch gefaltetem devonischem Grundgebirge als stark erodierte Stöcke, Tuffschlote, Gänge und Maare. Nördlich von Adenau bis in das Gebiet von Bad Neuenahr – Ahrweiler treten nochmals ca. 60 tertiäre Vulkane auf. Im Süden zwischen Ulmen zur Mosel gibt es weitere 30 Eruptionszentren. Innerhalb des tertiären Vulkanfeldes treten ebenfalls quartäre Vulkanite, Maare und Schlackengegel mit Lavaströmen auf (Huckenholz & Büchel, 1988).

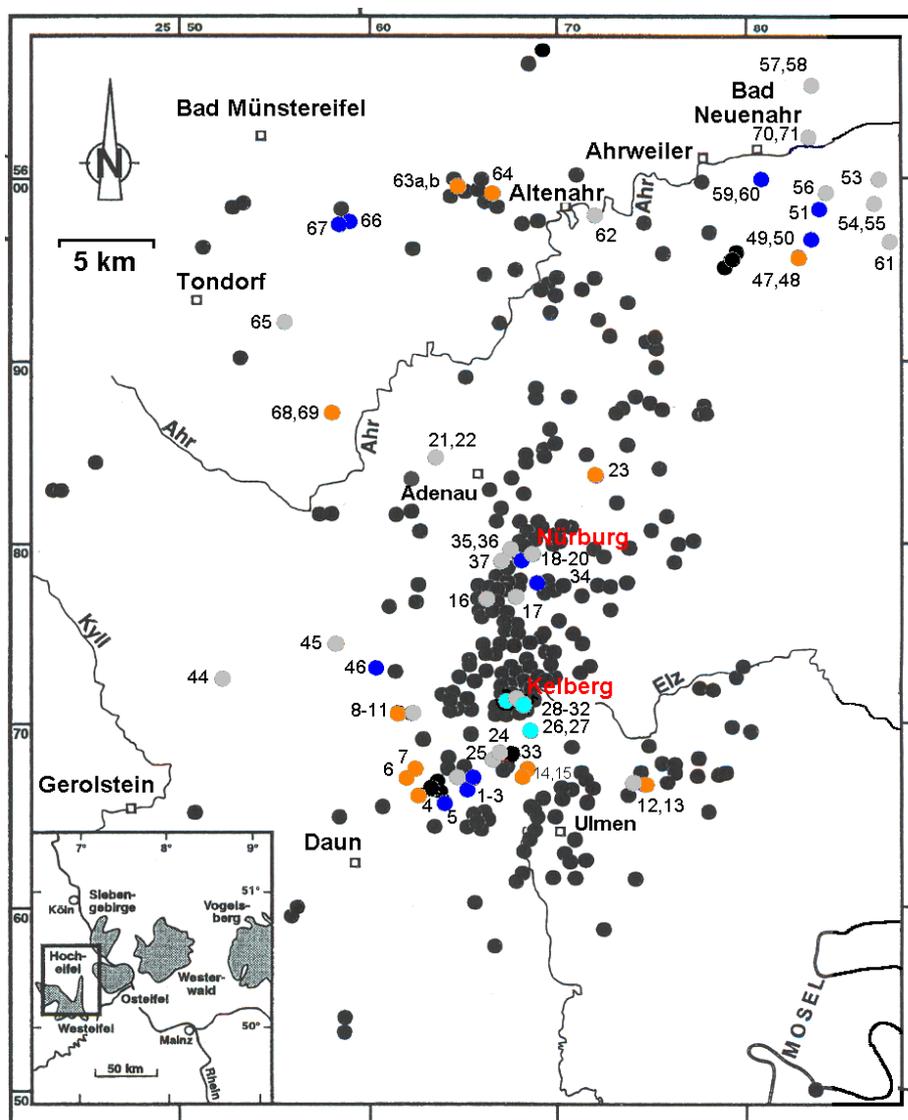


Abb. 3 Karte der Hocheifel mit Fundpunkten tertiärer Basalte (nach Huckenholz & Büchel, 1988). Die Probenfundpunkte dieser Arbeit sind farbig herausgehoben und mit den Probennummern gekennzeichnet. Zur Einteilung der Gruppen s. Kapitel Geochemie.

Die Abbildung 3 zeigt die Vorkommen tertiärer Basalte insgesamt, die Probennahmepunkte dieser Arbeit sind farblich hervorgehoben und mit der Probennummer gekennzeichnet. Aus der Abbildung wird deutlich, dass die größte Vulkandichte in dem Gebiet zwischen Adenau und Ulmen vorliegt. Das Auftreten der Vulkane zeichnet die tektonischen Störungssysteme, die im Tertiär als Aufstiegswege für die Magmen dienten, deutlich nach. Dieses zeigt sich bei der Auswertung von Luftbildaufnahmen (Bussmann & Lorenz, 1983), aus der Streichrichtung von Gängen, Kontaktfächen und Vulkanketten und durch die Anordnung der Längsachse elliptischer Vorkommen (Huckenholz & Büchel, 1988). Bevorzugte Richtungen sind Nord/Süd (Ausrichtung des Vulkanfeldes insgesamt), Ost/West und Nord – West/Süd – Ost. Huckenholz und Büchel (1988) ordnen bestimmten Altersgruppen, die durch Häufungen vulkanischer Aktivität zusammengefasst werden, bevorzugte Anordnungen im Vulkanfeld zu. Diese sollen das jeweilige wirksame tektonischen Stressfeld abbilden.

Das Vulkanfeld der Hocheifel ist räumlich auch geochemisch unterteilbar. Differenzierte Magmen wie z.B. Hawaiite, Mugarite und Benmoreite treten nur im Zentrum des Vulkanfeldes zwischen Kelberg im Süden und der Nürburg im Norden auf. Nephelinbasanite verteilen sich über das gesamte Vulkanfeld. Die  $\text{SiO}_2$  – ärmsten Olivinnephelinite sind auf drei kleinere Bereiche, die entlang einer NNE – SSW ausgerichteten Linie liegen sowie einem vierten Feld im Nordosten zwischen Tondorf und Adenau, begrenzt. Eine Zuordnung von geochemischen Merkmalen der Gesteine zum Alter ist im Gebiet der Hocheifel nur begrenzt möglich (Huckenholz & Büchel, 1988). Es ist jedoch belegt, dass die Differentiate (Hawaiite bis Phonolite), überwiegend zu den ältesten geförderten Magmen gehören (Cantarel & Lippolt, 1977).

#### Alter des Vulkanismus und tektonische Aktivität im Rheinischen Schiefergebirge

Der Vulkanismus der Hocheifel erstreckte sich über einen Zeitraum von ca. 28 Millionen Jahren, zwischen 46 Millionen Jahren (Lochmühle) und 18 Millionen Jahren (Bocksberg bei Müllenbach). Die K/Ar – Datierungen an etwa einem Zehntel der Einzelvorkommen wurden durchgeführt von Cantarel & Lippolt(1977), Todt & Lippolt (1980) und Lippolt & Fuhrmann (1980). Die vorliegenden Daten gruppieren sich in zwei Hauptphasen vulkanischer Aktivität, eine zwischen 42 – 40 Millionen Jahren und die zweite zwischen 36 – 34 Millionen Jahren. Dieses Maximum vulkanischer Aktivität zwischen 42 und 34 Millionen Jahren (Obereozän bis Unteroligozän) fällt in eine Phase tektonischer Ruhe. Zuvor hatte es im Rheinischen Massiv

während des Zeitraumes oberstes Campan bis unterster Unter – Maastricht eine erste Hebungsphase gegeben. Gleichzeitig bildete sich eine etwa N – S verlaufende Depression, die dem späteren Ruhrgraben folgt und nördlich an die Eifeler Nord – Süd – Zone anschließt (Meyer, 1986). In der südlichen Fortsetzung der Nord – Süd – Zone kommt es nach Lippolt (1983) während des Albiums zu vulkanischer Aktivität. Diese N – S Richtung wird wiederum von den Vulkaniten der Hocheifel, die in den beiden Hauptphasen zwischen 34 und 42 Millionen Jahren eruptierten, abgebildet. Die Mehrzahl der Vulkane tritt in dem Nord – Süd verlaufenden Streifen zwischen Adenau und Ulmen auf. Innerhalb dieser Zone liegen die Differentiate (Hawaiite bis Phonolite), die überwiegend in der ersten Hauptphase gefördert wurden (Cantarel & Lippolt, 1977) ebenfalls in einer Nord – Süd gestreckten Ellipse (Huckenholz & Büchel, 1988). Nach der Hauptphase des Vulkanismus wird die tektonische Nord – Süd Richtung zu Beginn des Mittel – Oligozäns (Herbst, 1958; Pflug, 1958) von NW – SE verlaufender Störungstektonik mit starker Bruchschollenbildung und gleichzeitiger vulkanischer Ruhe abgelöst. An dieser Richtung orientieren sich die Vulkangebiete des Siebengebirges und des nördlichen Westerwaldes, die 10 bis 15 Millionen Jahre nach den Hauptphasen des Hocheifelvulkanismus mit einem durchschnittlichen Alter von 25 Millionen Jahren (Todt & Lippolt, 1980) in einer Zeit tektonischer Ruhe entstanden sind. In dieser Zeit gibt es ebenfalls noch vereinzelte Vulkanausbrüche in der Hocheifel. Die endgültige Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges zur heutigen Mittelgebirgslandschaft erfolgte seit dem Ende des Miozän (Walter, 1995).

#### Geologische Situation in Mitteleuropa zur Zeit des Hocheifelvulkanismus

Die Vulkane der Hocheifel bilden den Beginn einer Phase mit kontinentalem basaltischem Magmatismus in Mitteleuropa. Dieser Vulkanismus erstreckte sich im wesentlichen über einen Zeitraum von ca. 45 Mio Jahren. Die Abbildung 4 nach Wedepohl et al. (1994) zeigt die Vorkommen kontinentaler Alkaliolivinbasalte mit deren Alter sowie wichtige tektonische Strukturen. Erste Vorläufer des Vulkanismus traten zum Ende der Kreide im Gebiet von Hunsrück, Odenwald, Spessart und Taunus auf. Alkaliolivinbasalte wurden innerhalb Deutschlands zunächst in der Eifel (46 – 18 Mio Jahre) und in der Heldburger Gangschar (42 – 11 Mio Jahre), dann im Siebengebirge (26 – 18 und 6 Mio Jahre) und im Westerwald (30 – 5 Mio Jahre) gefördert. Es folgen die Gebiete weiter östlich, die Rhön (26 – 11 Mio Jahre), der Vogelsberg (24 – 9 Mio Jahre) und die Hessische Senke (20 – 8 Mio Jahre), zuletzt folgte der Vulkanismus im Kaiserstuhl (18 – 14 Mio Jahre) und im Hegau (15 – 7 Mio Jahre). Im

Quartär kehrt der Vulkanismus in den Westerwald (1 – 0,3 Mio Jahre) und in die Eifel (0,5 – 0,001 Mio Jahre) zurück. Weitere Gebiete mit tertiärem und quartärem Vulkanismus sind das Massif Central (65 – 0,4 Mio Jahre) in Frankreich und der Egergraben in Polen (29 – 19 Mio Jahre).

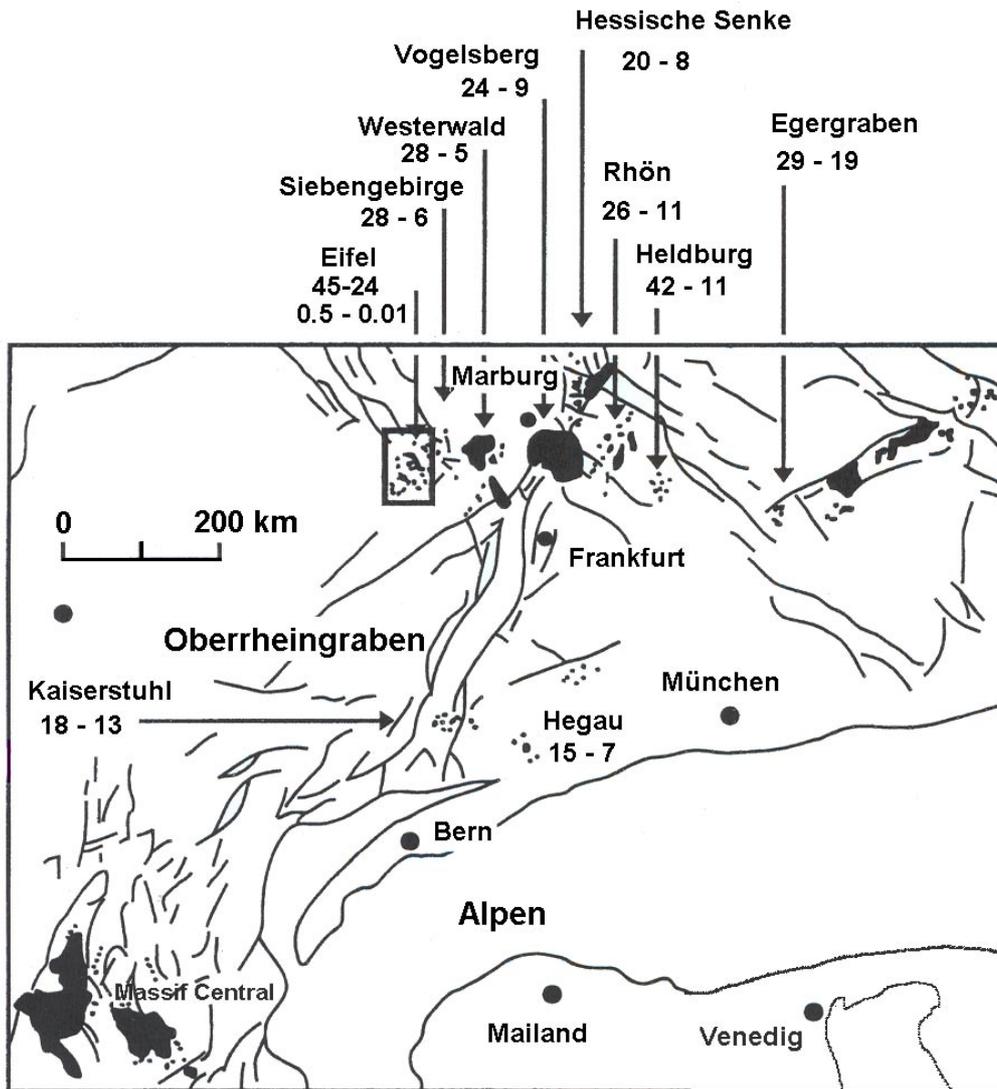


Abb. 4 Karte von Mitteleuropa mit Gebieten mit känozoischem intrakontinentalem Vulkanismus. Die Zahlen beschreiben das Alter der Gesteine in Millionen Jahren. Nach Wedepohl et al. (1994).

## Die tektonische Situation Mitteleuropas im Känozoikum

Das Känozoikum in Mitteleuropa ist tektonisch geprägt von der alpidischen Orogenese. Das alpine Orogen entstand durch die Kollision zwischen der afrikanischen mit der europäischen Platte unter der Schließung mindestens zweier ozeanischer Becken. Im oberen Eozän / unterem Oligozän fand die Meso – alpine Phase der alpidischen Gebirgsbildung statt. Es war die zweite Kontinent – Kontinent Kollision dieser Orogenese. In der nachfolgenden Neoalpinen Phase verlagerten sich die kompressiven Bewegungen weiter nach Norden. Zeitgleich zur Meso – alpinen Phase, beginnend im oberen Eozän, entstand ein 1100 km langes Riftsystem im nördlichen Vorland des alpinen Orogens. Es erstreckt sich von der Nordsee bis zum Mittelmeer. Die nördliche Fortsetzung läuft bis in den Oslo graben, im Süden bis zur Atlantikküste Nordafrikas über den Valencia-Trog und den Graben von Korsika/Sardinien und das Rif – und Atlas Gebirge (Ziegler, 1992). Das Rift in Zentraleuropa beginnt im Süden mit dem Limagne und dem Bresse Graben des Massif Central, die annähernd parallel zum alpidischen Faltengürtel der Westalpen verlaufen. Mit dem ebenfalls Nordnordost – Südsüdwest streichenden, sich nördlich anschließenden Oberrheinalgraben sind diese über die Burgundische Senke, einer Nord – Ost streichenden Transformstörung (Laubscher, 1970) verbunden. Der Oberrheinalgraben teilt sich bei Frankfurt in den Leine Graben mit gleichem Streichen und dem Ruhrgraben, der durch den Rheinischen Schild bis zur niederländischen Nordseeküste mit nordwest-südöstlichem Streichen verläuft. Der Leinegraben läuft unter der Norddeutschen Tiefebene aus. Das Zentrum der vulkanischen Aktivität befand sich um das Zentrum von Oberrheinalgraben – Leinegraben – Ruhrgraben in einem ca. 250 km breiten Streifen über den Rheinischen Schild. Die Tatsache, dass die Vulkanite überwiegend auf den Flanken des Grabensystems auftreten, legt den Schluß nahe, dass variszische Bruchstrukturen in der oberen Kruste die Aufstiegswege der Magmen vorgaben (Wilson & Downes, 1991). Zur Zeit des Beginns der Hebung des Rheinischen Schildes im unteren Miozän kommt es zu einer starken Zunahme vulkanischer Aktivität (Mertes & Schmincke, 1985; Lippolt, 1983). Die Hebung hält bis Heute an und erreicht in der Eifel 1 mm/Jahr (Ziegler, 1992).

## Aufbau der Kruste und des lithosphärischen Mantels

Das zentrale Europa ist durch Hauptstruktureinheiten unterteilt, die während der variszischen Orogenese entstanden sind. Diese sind von Norden nach Süden das Rhenoharzynikum, das Saxothuringikum und das Moldanubikum. Durch die Kollision von Laurasia und Gondwana vor ca. 360 Mio Jahren wurden Becken, kontinentale Platten und kleinere Terranes mit unterschiedlicher geologischer Geschichte aneinandergeschweißt. Dabei erfolgte auch die Subduktion von ozeanischer Kruste (Ziegler, 1986; Franke, 1989; Oczlon, 1994). Dadurch wurde der lithosphärische Mantel durch die Zufuhr von Fluiden metasomatisch überprägt. Vor 300 Mio Jahren waren die konvergierenden Bewegungen erloschen und es folgten Hebung und Krustendehnung. Hierbei kam es zur Ausbildung vieler intramontaner Becken mit lebhaftem Vulkanismus, insbesondere während des Rotliegend. Dieser Magmatismus ist möglicherweise die Folge der Delamination einer ehemals mächtigen Lithosphäre durch die konvektierende Asthenosphäre (Lorenz, 1986). Die Lithosphäre, durch die die tertiären und quartären Magmen aufstiegen, war demnach bereits sehr heterogen zusammengesetzt und metasomatisch überprägt worden. Für das neu entstandene variszische Gebirge werden Lithosphärenmächtigkeiten von bis zu 200 km angenommen (Wilson & Downes, 1991). Diese wurde nachfolgend durch Delamination durch die konvektierende Asthenosphäre (Menard & Mollnar, 1988) und durch thermische Lockerung auf 100 bis 140 km (Babuska & Plumerova, 1988) in einem Zeitraum vor 150 Mio Jahren reduziert. Wilson & Downes (1991) gehen davon aus, dass zu Beginn der magmatischen Aktivität im Tertiär die Lithosphäre von normaler Mächtigkeit (100 – 140 km) war. Heute werden starke Unterschiede innerhalb des variszischen Faltengürtels in der Mächtigkeit der Lithosphäre festgestellt (Babuska & Plumerova, 1988). Die größten seismisch ermittelten Mächtigkeiten von 200 km werden unter der Osteuropäischen Plattform, den Alpen und den Karpathen erreicht. Unter subsidierenden Gebieten, wie z.B. dem Pannonischen Becken beträgt die Ausdehnung zwischen 60 und 80 km. Die geringsten Mächtigkeiten treten im Oberrheintalgraben und im Süden des Rheinischen Schildes mit 60 km auf.

Die Kruste innerhalb des variszischen Orogens hat heute homogene Mächtigkeiten zwischen 24 und 30 km. Die Krustenmächtigkeit unter der Eifel beträgt 30 km (Schmincke et al., 1983; Wilson & Downes, 1991), die geringsten Beträge von 24 km werden unter dem Oberrheintalgraben ermittelt (Prodehl & Fuchs, 1986). Als Ursache für die Hebung des Rheinischen Schildes seit dem Miozän und der Ausdünnung der Lithosphäre von

100 – 140 km auf 60 km wird von einigen Autoren ein aufsteigender Mantelplume angesehen. Geophysikalische Daten werden dahingehend interpretiert, dass die Grenze von Asthenosphäre und Lithosphäre unter dem Rheinischen Schild mit der Grenze zwischen Kruste und Mantel zusammenfällt (Prodehl et al., 1992), hier also kein lithosphärischer Mantel vorliegt. Für die nachfolgende Interpretation der Genese der tertiären Basalte der Hocheifel muss also eine maximale Lithosphärenmächtigkeit von 140-100 km angenommen werden, die im Laufe der Zeit auf 60 km abnimmt.

#### 4. Geochemie der Gesteine

Dieses Kapitel beinhaltet zunächst die allgemeine Klassifizierung aller Gesteinsproben auf der Grundlage der Alkaliengehalte. Es folgen die Beschreibung von Elementgehalten (s. auch Tabelle A bis E). In dem Kapitel über die Hauptelemente werden primäre von entwickelteren Magmen anhand ihrer geochemischen Zusammensetzung unterschieden und in den folgenden Kapiteln getrennt beschrieben. Die Unterteilung erfolgt nach Richtwerten aus der Literatur und der Bewertung der eigenen Daten. Es schließen sich die Beschreibung von Spurenelementen und der Seltenen Erd Elemente an.

#### Gesteinsklassifizierung

Die Klassifizierung der Alkaliolivinbasalte wird nach LeMaitre et al. (1989) aus der Summe der Alkalien ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  in Gew.%) gegen  $\text{SiO}_2$  in Gew.% vorgenommen (Abbildung 5).

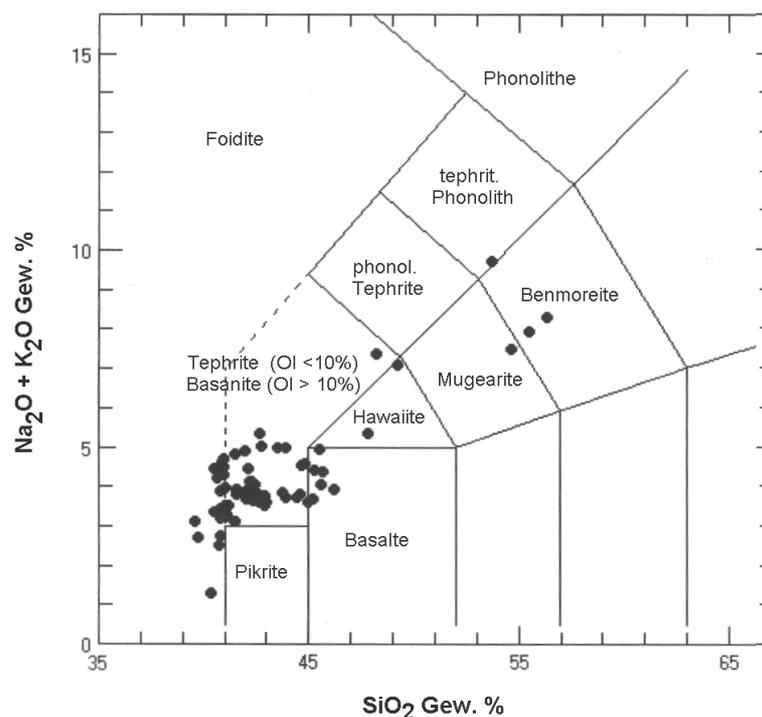


Abb. 5  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  gegen  $\text{SiO}_2$  Diagramm (verändert nach LeMaitre et al. (1989)).

Aus der Abb. 5 und den Tabellen F-H (CIPW – Norm) wird deutlich, dass es sich bei den untersuchten Gesteinen überwiegend um Nephelinite (Foidite, >10% normativer Nephelin), Basanite (>10% normativer Olivin) und Alkaliolivinbasalte (< 10 % normativer Olivin und  $\text{SiO}_2 \leq 45$  Gew.%, Le Bas et al., 1986) handelt. Untergeordnet treten Tephrite (<10 % Olivin) und stärker entwickelte Gesteine wie Hawaiite, Mugarite und Benmoreite auf.

## Hauptelemente

Die Abbildung 6 a – h zeigt die Verteilung der Hauptelemente in Harker – Diagrammen gegen  $\text{SiO}_2$ . Die Variation der  $\text{SiO}_2$  – Gehalte ist für die Mehrzahl der Gesteine gering. Diese Werte liegen zwischen 39,5 und 45,7 Gew.% für 57 Proben. Bei acht weiteren Proben liegen die Werte zwischen 46,2 und 56,4 Gew.%  $\text{SiO}_2$ . Bei der Magnesiumzahl (Mg# - Zahl) fallen die Mehrzahl der Werte bei 56 Proben zwischen 59 und 74, die restlichen Proben haben Mg# zwischen 19 und 54.

Ein Ziel der Bearbeitung ist es, Aussagen über die Zusammensetzung des Mantels und die Aufschmelzungsgrade zu treffen. Für diese Fragestellungen können nur Magmen zur Modellierung verwendet werden, die die primären Merkmale des Mantels widerspiegeln. Diese Proben sollten weder durch Fraktionierung, noch durch die Assimilation von Krustenmaterial verändert worden sein. Die Kriterien für primäre Proben dieser Arbeit wurden in Anlehnung an andere Autoren (z.B. Wilson, 1989) folgendermaßen festgelegt: Die Proben haben minimale Mg# von 66 ( $70 \pm 4$ ) und maximale  $\text{SiO}_2$  – Gehalte von 45 Gew.% (insgesamt 35 Proben). Die Hauptelementoxide  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$  (Gesamteisen als  $\text{Fe}^{2+}$ ),  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  und  $\text{MnO}$  (ohne Abbildung) bilden mit  $\text{SiO}_2$  negative und die Oxide  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  positive Korrelationen. (Abb.6 und TAB A – E). Die blauen Kreise zeigen die primären, die gelben Kreise die entwickelten Proben. Die Gruppe der entwickelten Proben weist dabei die größeren Spannbreiten auf, die  $\text{SiO}_2$  Gehalte variieren zwischen 39,54 und 56,38 Gew.% gegenüber einer Variation zwischen 39,69 und 44,65 Gew.% bei den primären Proben. Die Spannbreite der Werte liegt beim  $\text{TiO}_2$  für alle Proben zwischen 0,89 und 3,06 Gew.%. Die Werte für die primären Proben liegen zwischen 1,98 und 2,75 Gew.%. Die Variation im  $\text{FeO}^*$  liegt zwischen 4,06 und 13,09 Gew.%, bzw. 9,58 und 11,52 Gew.% bei den primären Proben. Die Werte für  $\text{MgO}$  liegen zwischen 0,73 und 16,73 bzw. 10,25 und 16,73 Gew.%. Die Spannbreite beim  $\text{CaO}$  liegt zwischen 4,34 und 13,76 und zwischen 9,66 und 13,76 Gew.%. Beim  $\text{P}_2\text{O}_5$  haben sechs Proben auffallend hohe Werte zwischen 1,12 und 1,22 Gew.%. Der niedrigste Wert insgesamt liegt bei 0,16, der niedrigste Wert der Gruppe der primären Magmen liegt bei 0,4 Gew.%. Die Werte für  $\text{MnO}$  aller Proben liegen zwischen 0,09 und 0,24 Gew.%. Die positiv mit  $\text{SiO}_2$  korrelierenden Oxide  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  zeigen im einzelnen folgende Variationen: Das  $\text{Al}_2\text{O}_3$  hat eine Spannbreite zwischen 10,45 und 18,14 Gew.%. Die Gehalte der primären Proben liegen zwischen 11,16 und 14,02 Gew.%. Das  $\text{Na}_2\text{O}$  variiert zwischen 0,92 und 5,42 Gew.% bei der Gesamtheit der Proben und zwischen 1,51 und 3,79 Gew.% bei den primären Proben. Die Werte von  $\text{K}_2\text{O}$  liegen zwischen 0,38 und 4,31 b.z.w. 0,68 und 1,51 Gew.%.

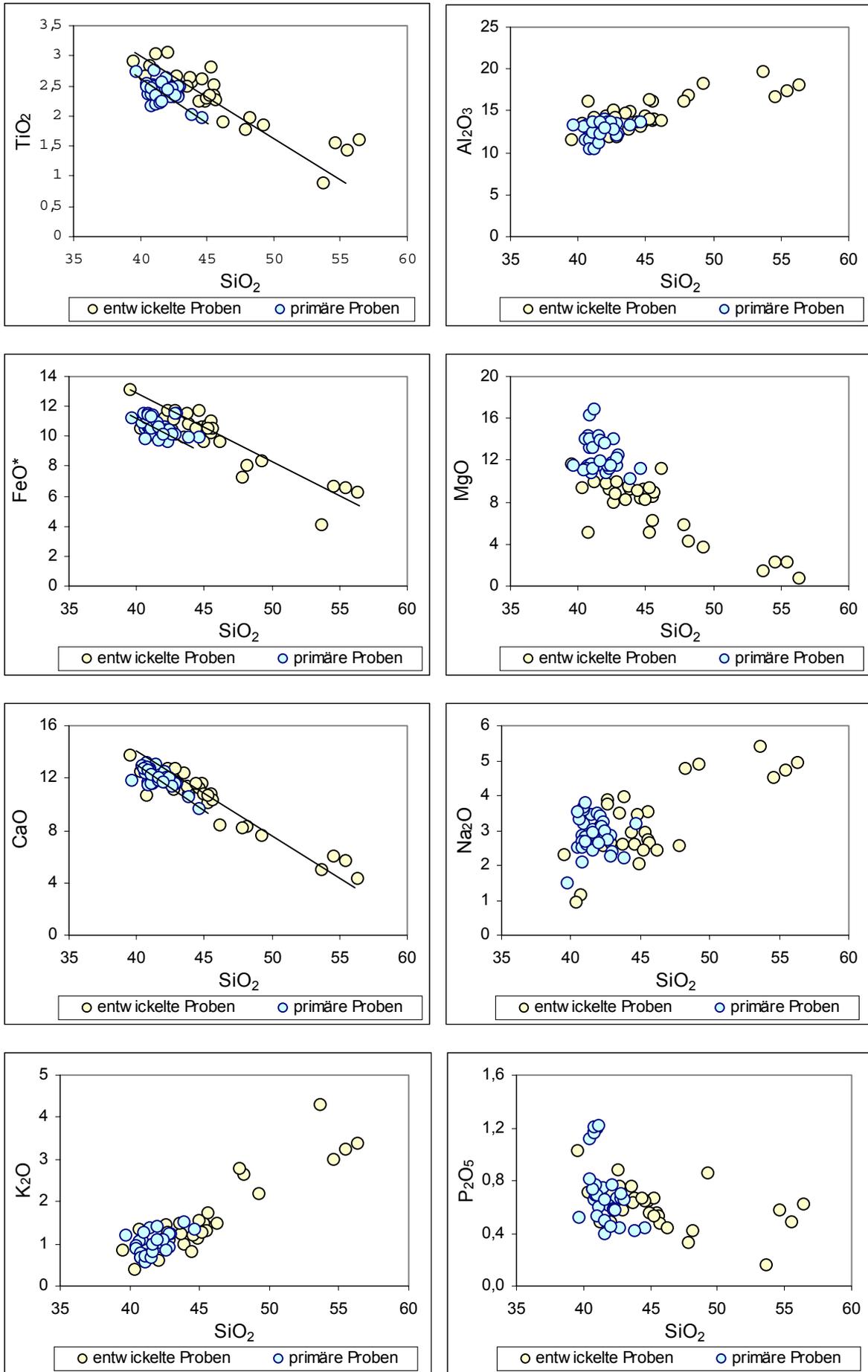


Abb. 6 a-h      Hauptelemente gegen SiO<sub>2</sub>. Blaue Kreise: primäre Proben (SiO<sub>2</sub> ≤ 45 Gew.%; Mg# ≥ 66), gelbe Kreise: entwickelte Proben.

Es zeigt sich, dass nur für das Element Magnesium bei den primären Magmen insgesamt höhere Gehalte auftreten. Bei den ebenfalls negativ mit  $\text{SiO}_2$  korrelierten Oxiden  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{FeO}^*$  und  $\text{MnO}$  liegen die Werte der entwickelten Proben mit niedrigen  $\text{SiO}_2$ -Gehalten bis 46 Gew.% im Mittel etwas über den „primären Magmen“ mit gleichen  $\text{SiO}_2$ -Gehalten mit einem breiten Überlappungsbereich. Hierzu sind zum Vergleich die „Trendlinien“ als Balken in das Diagramm eingezeichnet. Bei den positiv korrelierten Elementen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  zeigen die Gruppen der primären Magmen und der entwickelten Magmen ebenfalls Überlappungen

## Spurenelemente und Seltene Erd Elemente

Im folgenden Kapitel werden zunächst die Gehalte an Spurenelementen und der Seltene Erd Elemente der Proben beschrieben. Es folgt die Darstellung der Proben in Multielement-Diagrammen, aus denen sich aus der Gruppe der primären Proben drei weitere Gruppen unterteilen lassen. Diese Gruppen A, B und C lassen sich durch ihre geochemischen Merkmale voneinander trennen, geographisch (mit Ausnahme der Gruppe B) und petrographisch (s. Kapitel Petrographie) ist diese Trennung dagegen nicht zu erkennen.

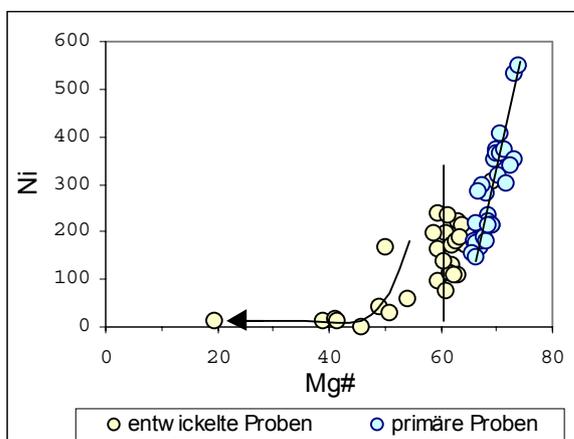
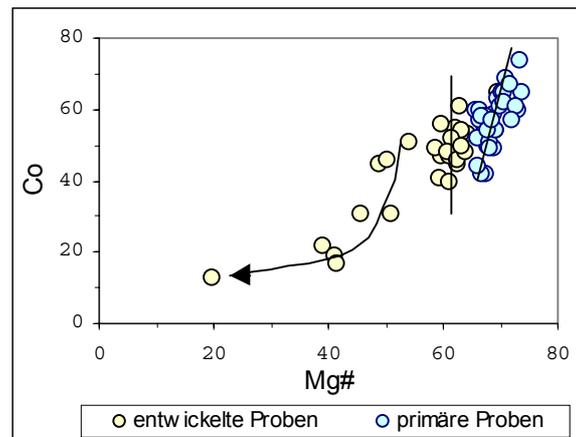
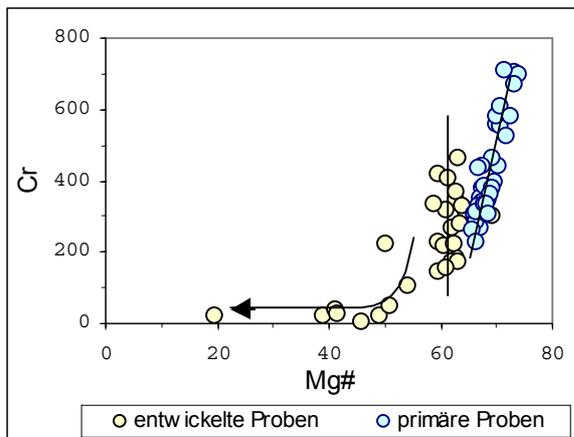
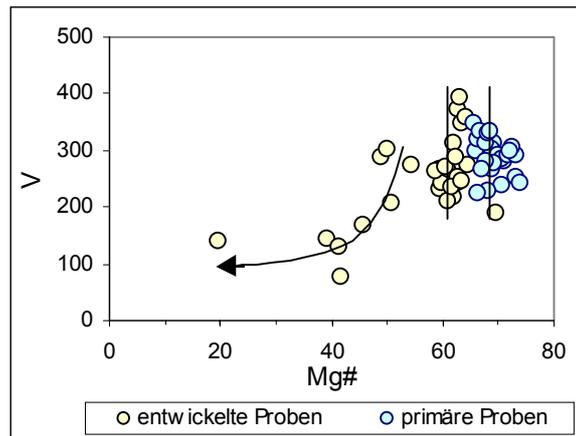
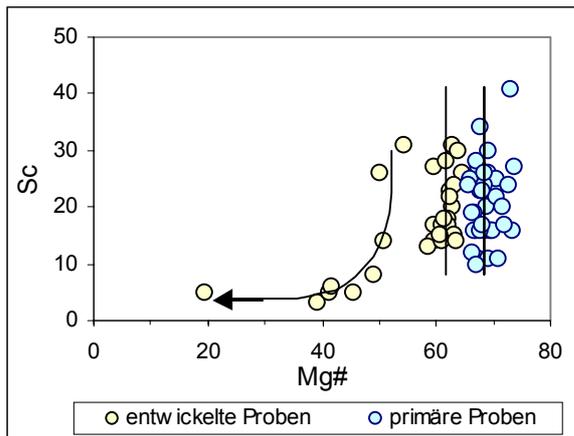
### Spurenelemente

Die Verteilung der Spurenelemente (Tab. A – E) wird in der Abbildung 7 a – k gegen Mg# dargestellt. Die blauen Kreise stellen die primären Proben dar, die gelben Kreise zeigen die entwickelten Proben. Die Probe HEJ 36 fällt im Folgenden aus der Gruppe der entwickelten Proben heraus, da einem relativ hohem SiO<sub>2</sub> – Gehalt von 46,22 Gew.% eine hohe Mg – Zahl von 69 gegenübersteht. Der MgO – Gehalt, sowie die Gehalte von Cr und Ni relativ zu SiO<sub>2</sub> deuten auf im Vergleich zu den anderen Gesteinen starke Kontamination mit Mantelmaterial einer differenzierten Probe hin. Die Probe HEJ 25 fällt durch vergleichsweise hohe Gehalte an K<sub>2</sub>O, Ba, Rb und Zr und niedriges Na<sub>2</sub>O auf. Petrographisch zeigt diese Probe (wie auch die Probe Hej 24) deutliche Anzeichen von Alteration.

Positive Korrelationen zeigen die Elemente Sc, V, Cr, Co und Ni in den Abbildungen 7 a-e. Diese positive Korrelation wird vor allem durch die Proben mit Mg-Zahlen kleiner als 55 gezeigt, sie wird durch den Pfeil in den Abbildungen dargestellt. Bei den Elementen Cr, Ni, Co, V und Sc zeigt sich wie bei den Hauptelementoxiden TiO<sub>2</sub>, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> und FeO\* eine Parallelverschiebung der Trendlinien durch die primären und die entwickelten Proben mit einer Mg – Zahl zwischen 55 und 65, die annähernd senkrecht verlaufen, bei gleich hohen Gehalten der Spurenelemente für unterschiedliche Mg – Zahlen. In den Abbildungen 7 a – e sind diese Trendlinien durch Balken dargestellt.

Insbesondere bei Cr und Ni, sowie bei Co zeigen elf Proben der Gruppe der primären Magmen deutlich höhere Gehalte als die Gruppe der entwickelten Magmen. Bei V und Sc sind die Gehalte dagegen ähnlich mit einer größeren Spannbreite bei den entwickelten Proben. Die Elemente Cr, Co und Ni zeigen nur Überschneidungen bei mittleren Gehalten bei den beiden Gruppen, die höchsten Gehalte werden hier analog zum MgO von den primären Proben erreicht. Im einzelnen treten folgende Spannbreiten in den Elementgehalten auf:

Die Cr – Gehalte liegen zwischen 5 und 712 ppm, die primäre Gruppe zeigt Werte zwischen 227 und 712 ppm. Der höchste Wert der entwickelten Proben liegt bei 465 ppm. Die Gehalte für Co variieren zwischen 42 und 77 ppm bei den primären Proben und zwischen 19 und 61 ppm bei den restlichen Proben. Die Spannweite der Ni – Gehalte beträgt bei den primären Magmen 300 ppm zwischen 148 und 448 ppm, die restlichen Proben weisen Werte zwischen 1 und 241 ppm auf. Die Sc – Werte für die Gesamtheit der Proben liegen zwischen 3 und 41 ppm, die Gehalte der primären Proben liegen zwischen 10 und 41 ppm. Die Werte für V variieren zwischen 77 und 396 ppm, für die Gruppe der primären Magmen liegen sie zwischen 225 und 345 ppm.



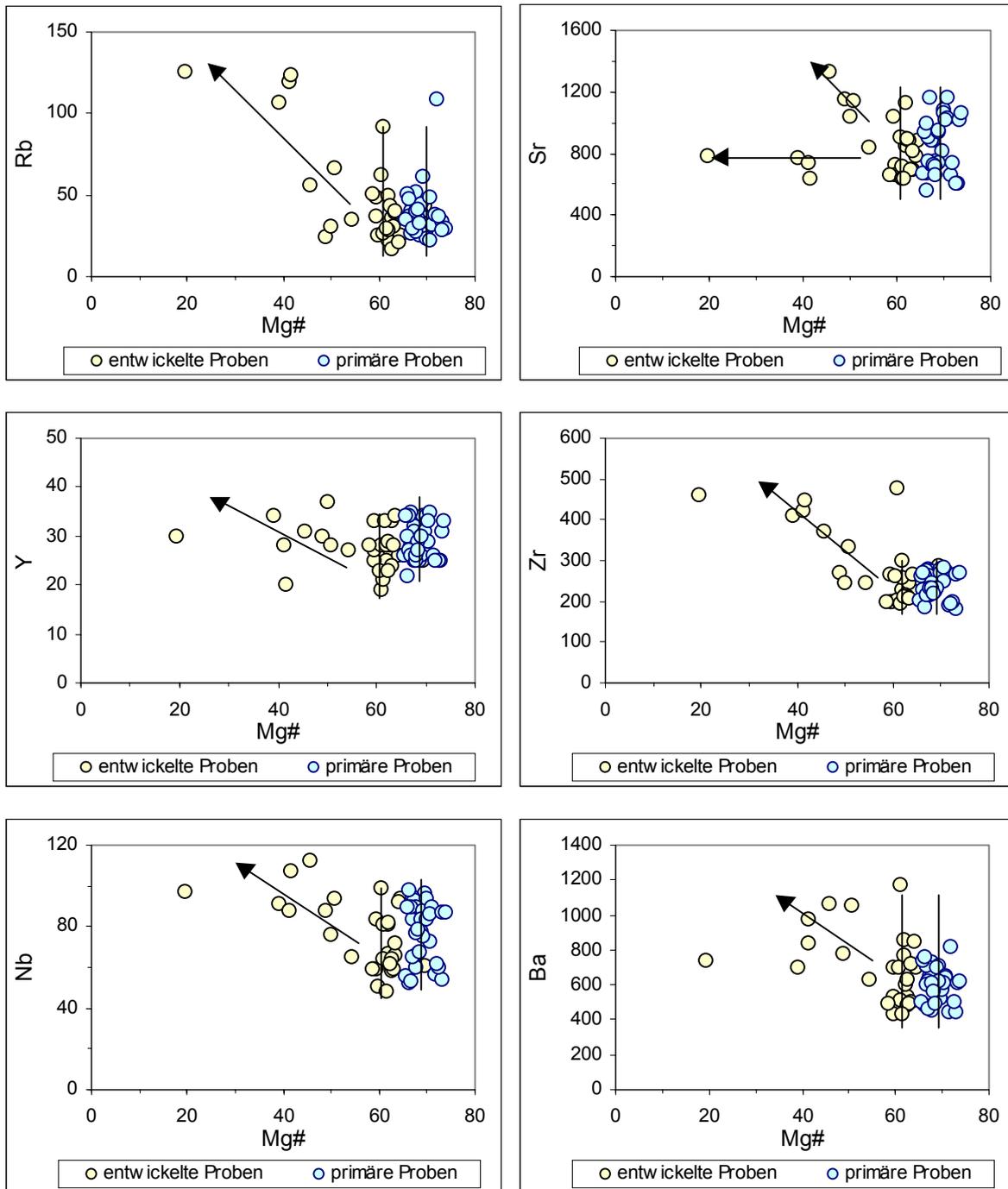


Abb. 7 a-k Spurenelemente gegen Mg-Zahl (ohne HEJ 36 und HEJ 24 bei Ba/Mg# und HEJ 69 bei Rb/Mg#). Blaue Kreise: Primäre Proben; gelbe Kreise: Entwickelte Proben. Zur Bedeutung von Pfeilen und Linien s. Text.

Die Elemente Rb, Sr, Y, Zr, Nb, und Ba weisen negative Korrelationen mit der Mg – Zahl für niedrige Mg# - Werte auf, bei Mg – Zahlen zwischen 55 und 74 ist eine hohe Variation der Gehalte der Spurenelemente zu beobachten, wobei die beiden Gruppen wiederum jeweils zwei fast senkrechte Trends durch die unterschiedlichen Mg – Zahlen parallel zueinander

verschoben zeigen. Beim Sr lassen sich zwei verschiedene Trends bei den Proben mit Mg – Zahlen kleiner als 55 unterscheiden.

Im Einzelnen treten folgende Spannbreiten der Elementgehalte auf:

Für Rb liegen die Werte in der Gruppe mit Mg – Zahlen  $\leq 65$  zwischen 17 und 126 ppm, in der Gruppe der primären Magmen treten Werte zwischen 22 und 61 (109 bei der Probe HEJ 69) auf.

Die Werte für Zr bewegen sich zwischen 194 und 461 ppm, bzw. zwischen 183 und 281 ppm für die Gruppe der primären Magmen.

Die Variation bei Sr liegt für die primären Proben zwischen 554 und 1160 ppm, für die anderen zwischen 638 und 1330 ppm.

Die Werte für Y betragen zwischen 19 und 37 ppm, sowie zwischen 22 und 35 ppm für die primären Magmen.

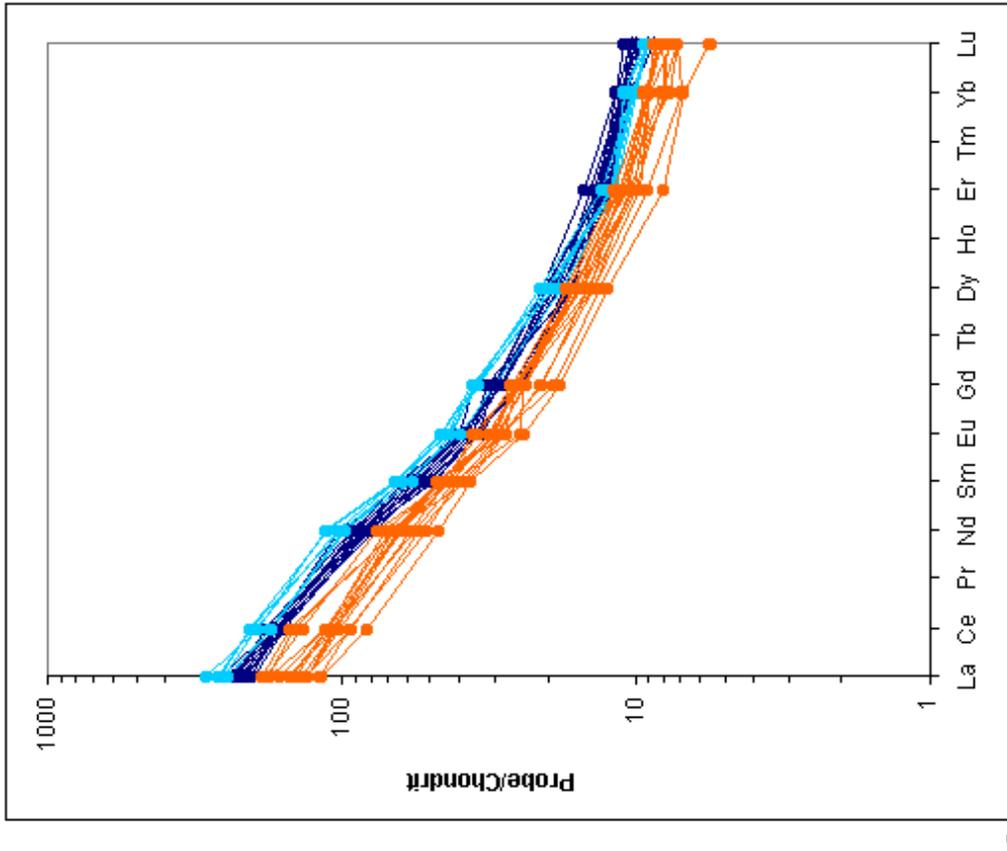
Nb variiert zwischen 48 und 112 ppm und zwischen 52 und 98 ppm bei der primären Gruppe.

Beim Ba zeigt die Probe mit der höchsten Mg – Zahl von 74 einen Ba-Wert von 622 ppm, wobei die Probe mit dem niedrigsten Mg# (19) 743 ppm Ba aufweist. Die maximale Spannbreite liegt zwischen 429 und 1172 ppm (3474 ppm für HEJ 24).

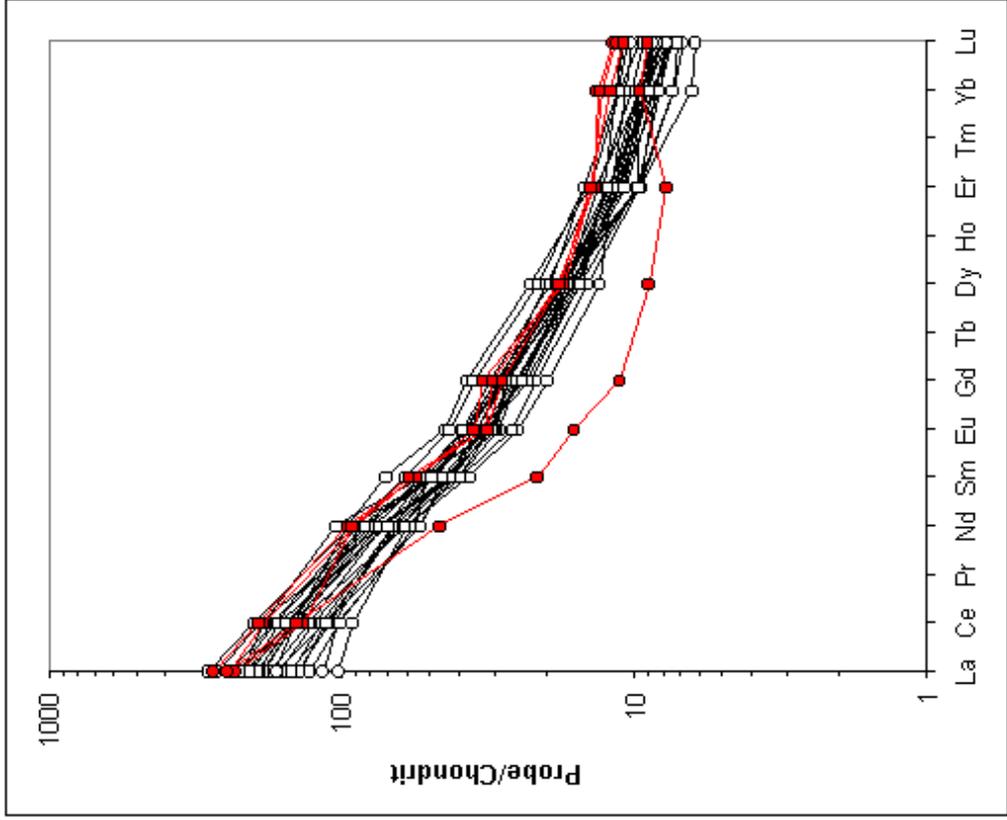
Insgesamt zeigt sich, dass negative oder positive Korrelationen der Spurenelemente nur von den Proben abgebildet werden, deren Mg – Zahlen unter 54 liegen (neun Proben). Die restlichen Proben der entwickelten Magmen sowie die primären Proben zeigen in allen Diagrammen mehr oder weniger senkrechte Trends durch hohe Variationen in den Gehalten der Spurenelemente in Bezug auf eine relativ geringe Variation in der Mg – Zahl, die parallel zueinander liegen.

## Die Seltenen Erd Elemente (SEE)

Die Elemente der Gruppe der Lanthaniden zeigen aufgrund ihrer besonderen Atomstruktur sehr ähnliche geochemische Verhaltensweisen. Sie stellen so besonders sensible Indikatoren für geologische Prozesse dar. Die Abbildungen 8 a und b zeigen die SEE – Muster der zwei Gesteinsgruppen, die Gruppe der primären Magmen und die Gruppe der Magmen mit Mg – Zahlen  $\leq 65$ . Die Gruppe der primären Magmen (Abb. 8a) wird mit Hilfe der Muster der Seltenen Erd Elemente in drei weitere Gruppen A (blaue Kreise), B (hellblaue Kreise) und C (orange Kreise) unterteilt. In der Gruppe der entwickelten Proben (Abb. 8b) sind vier Proben (HEJ 10, HEJ 11, HEJ 29 und HEJ 36) rot dargestellt, da sie im Vergleich zu den restlichen Proben eine mäßige bis starke Verarmung der Mittleren Seltenen Erd Elemente zeigen. Insgesamt zeigen die chondrit – normierten Proben (Boynton, 1984) ein typisches Muster für die Seltenen Erd Elemente von Alkaliolivinbasalten mit 100 – bis 300 – f ach chondritischen Werten für die Leichten Seltenen Erd Elemente (La) und 10 – fach chondritischen Gehalten bei den Schweren Seltenen Erd Elementen (Lu). Die Muster der einzelnen Proben der primären Gesteine zeigen keine Anomalien und verlaufen innerhalb der Gruppen jeweils parallel zueinander. Die Gruppe C zeigt insgesamt die niedrigsten Gehalte der Seltenen Erden zwischen 100 - und 200 – fach chondritischen Werten bei den Leichten Seltenen Erden und maximal 8,7 – fach chondritisches Lutetium, bzw.  $(La/Yb)_n$  zwischen 14,66 und 20,33 (mit einem Durchschnittswert von 16,5). Zwischen den Gruppen A und B, die insgesamt höhere Gehalte an Seltenen Erden als Gruppe B enthalten, kommt es zu einem Überkreuzen der SEE – Muster zwischen den Mittleren und den Schweren Seltenen Erden. Die Gruppe A hat niedrigere LREE – Gehalte (rund 200 – bis 250 – fach chondritische Werte für La) und höhere HREE – Gehalte, die Gruppe B höhere LREE – Gehalte (rund 250 – bis 300 – fach chondritische Werte für La) und niedrigere HREE – Gehalte. Die Abbildung 8 b zeigt die Muster der Seltenen Erd Elemente für die Proben mit einem  $SiO_2$  – Gehalt  $> 45$  Gew.% und Mg – Zahlen  $\leq 65$ . Der Verlauf der einzelnen Muster ist annähernd parallel mit Ausnahme der Proben (rote Kreise) HEJ 10, HEJ 11, HEJ 29 und besonders der Probe HEJ 36, die eine deutliche Verarmung an MREE bei gleichzeitig den höchsten Gehalten von Leichten und Schweren Seltenen Erden zeigen. Diese Verarmung entsteht durch die Fraktionierung von Hornblende. Die Spannbreite der Gehalte ist vergleichbar mit der anderen Probengruppe. So liegen die chondrit-normierten Gehalte für Lanthan zwischen 100 – und 300 – fach chondritisch, die für Lutetium zwischen rund 6 – bis 12 – fach chondritisch.



a



b

Abb. 8 a und b Chondritnormierte Gehalte der Seltenern Erd Elemente der primären Gesteine (Abb 8 a) und der entwickelten Gesteine (Abb. 8 b) der Hochalpe. Die Gruppe der primären Gesteine wird unterteilt in die Gruppen A (blau), B (hellblau) und C (orange). In der Gruppe der entwickelten Gesteine sind vier Proben (HEJ 10, HEJ 11, HEJ 29 und HEJ 36) rot dargestellt. Das Muster dieser vier Gesteine wird auf die Fraktionierung von Hornblende zurückgeführt. Normierungsfaktoren nach Boynton (1984).

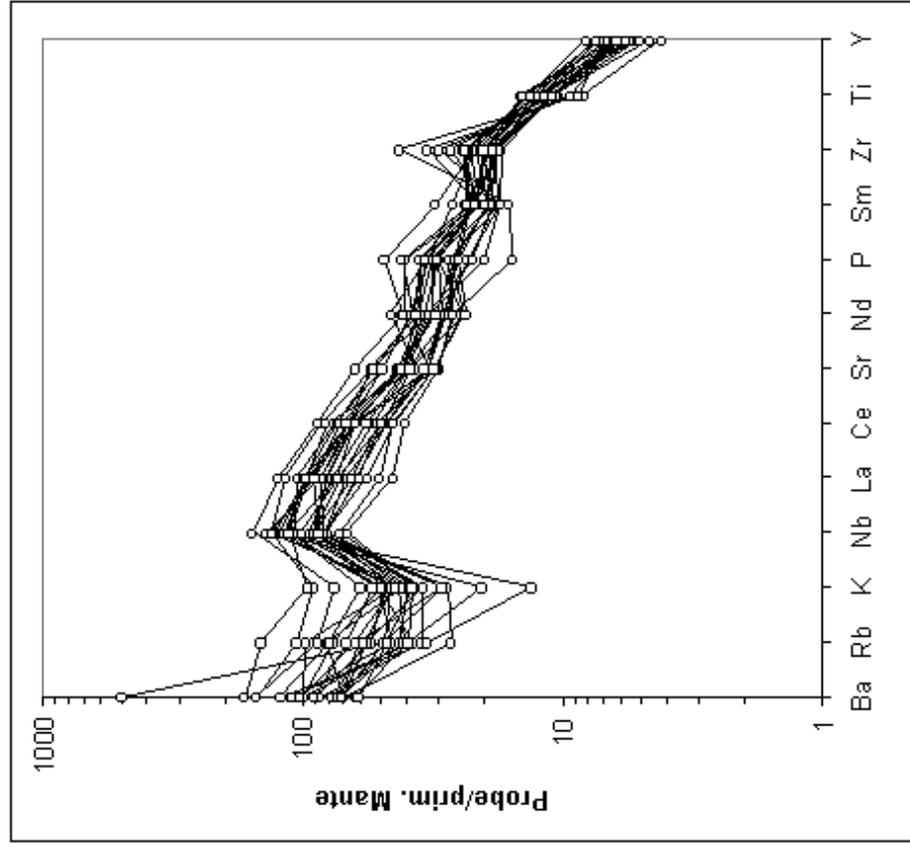
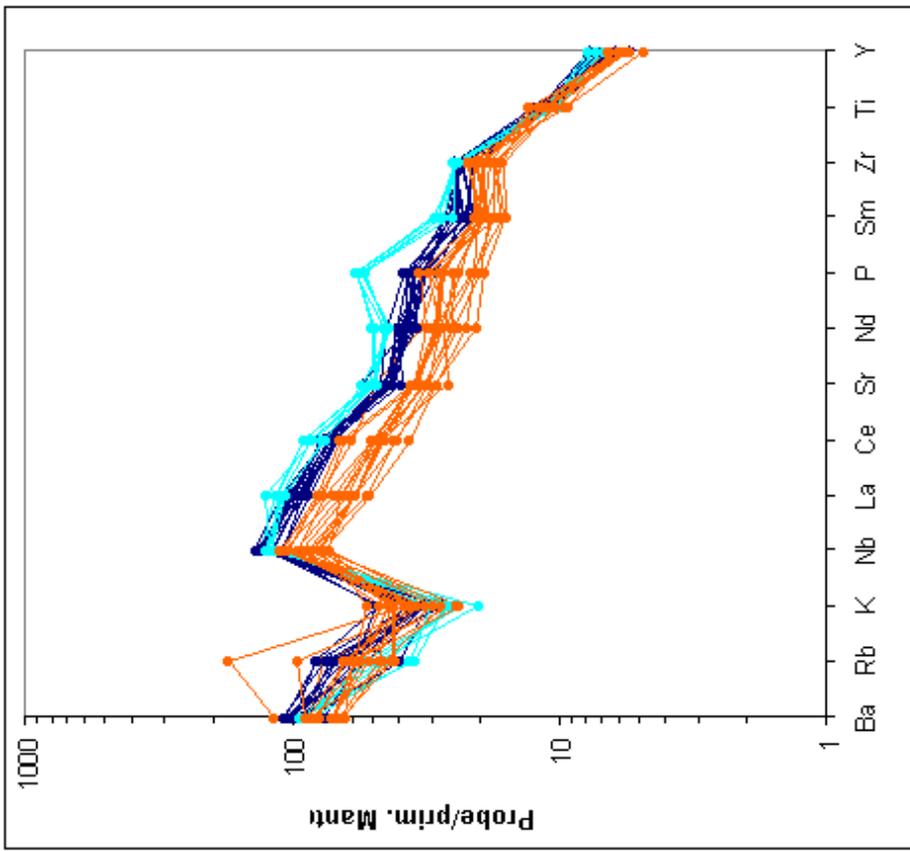


Abb. 9 a und b Verteilung der Spurenelemente in den Gesteinen der Hochheifel. Die primären Proben der Abb. a sind unterteilt in die drei Gruppen A (blau), B (hellblau) und C (Orange). In der Abb. b sind die entwickelten Proben mit Ausnahme der Proben HEJ 10, HEJ 11, HEJ 29 und HEJ 37 mit  $\text{SiO}_2 > 50\%$  dargestellt. Die Gehalte der Proben sind auf den primären Mantel normiert (McDonough et al., 1991).

Die Abbildungen 9 a und b zeigen die Verteilung der inkompatiblen Spurenelemente normiert auf den primitiven Mantel (McDonough et al., 1991) beider Gruppen. Die inkompatiblen Spurenelemente sind nach abnehmender Kompatibilität der Elemente von links nach rechts in basaltischen Schmelzen angeordnet (Thompson et al., 1984). In der Abbildung 9 b fehlen die Proben über 50 Gew.% SiO<sub>2</sub> HEJ 10, HEJ 11, HEJ 29 und HEJ 37. Die Gesamtheit der Gesteine zeigt das typische Muster kontinentaler Alkaliolivinbasalte. Die Elemente Rb, Ba und K zeigen in den Abbildungen 9 a und b eine eher unsystematische Verteilung. Dieses könnte eine Folge von Alteration sein, die die Gehalte dieser stark mobilen Elemente verändert hat. Durch sekundäre Prozesse, die auf ein Gestein einwirken können wie z.B. Verwitterung oder Lösung, können die Gehalte von mobilen Elementen verändert werden. Zu diesen Elementen zählen vor allem Na und K, sowie Ba und Rb. Um das Maß von sekundären Veränderungen abzuschätzen zu können, werden Elemente gegen den Glühverlust (LOI; Lechler & Desilets, 1987) aufgetragen. Die Abbildung 10 zeigt das Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / FeO – Verhältnis gegen den Glühverlust LOI. Es zeigt sich, dass die Erhöhung des Glühverlustes nicht zu einer Erhöhung des Oxidationsgrades der Proben geführt hat. Somit kann eine signifikante Veränderung der geochemischen Zusammensetzung der Proben durch Alterationsprozesse ausgeschlossen werden. Die unsystematische Variation der Elemente hat demnach eher eine Ursache in genetischen Prozessen, wie der Zusammensetzung des Mantels oder durch Kontamination mit Krustenmaterial.

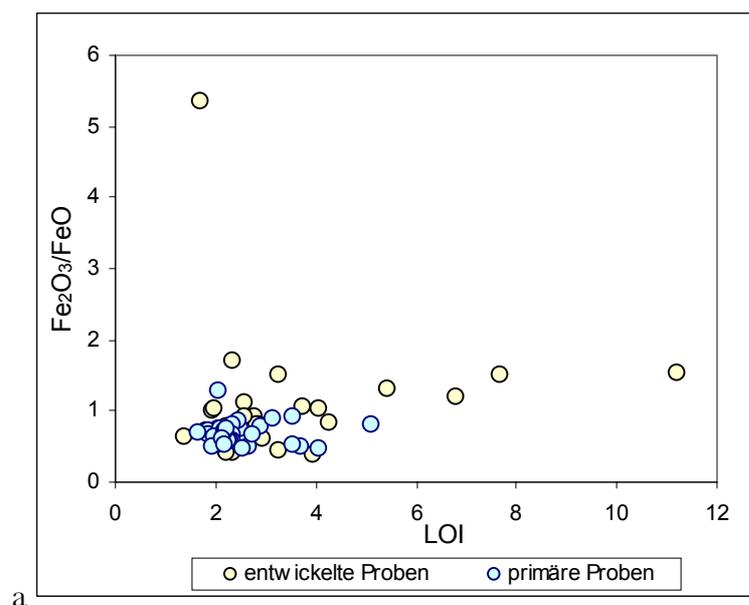


Abb. 10 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / FeO gegen den Glühverlust LOI (Lechler & Desilets, 1987).

Bei den primären Gesteinen in der Abbildung 9 a treten deutliche Tröge bei K und ein leichter Trog bei Ti bei den Gruppen A und B auf. Die Elemente Rb und Ba sind gegenüber den schwächer inkompatiblen Elementen verarmt. K – Tröge sind ein typischer Merkmal kontinentaler Alkaliolivinbasalte ( z.B. Mertes & Schmincke, 1985; Wilson & Downes, 1991; Class et al., 1994, Späth et al., 2001). Die Gruppe B zeigt einen deutlichen Peak beim Phosphor, einen weniger deutlichen beim Zr. Insgesamt verlaufen die Kurven der einzelnen Gruppen zwischen den Elementen Nb und Y parallel zueinander. Die Gruppe B hat die niedrigsten Gehalte an stark inkompatiblen Elementen und die höchsten Gehalte von Nb bis Sm. Hier findet eine Überkreuzung bzw. eine Überlagerung mit der Gruppe A statt, die sehr variable Gehalte von Ti und Y aufweist. Die Gruppe C hat die niedrigsten Gehalte bei allen Elementen zwischen Nb und Y mit Ausnahme des Ti, bei dem die gesamte Spannbreite von dieser Gruppe abgedeckt wird. Die Gruppe der entwickelten Magmen der Abbildung 9 b zeigt den gleichen Kurvenverlauf wie die primären Magmen.

## 5. Interpretation der Haupt-, Spuren- und Seltenen Erd Elemente

Für die Interpretation der Ergebnisse der Analyse der Haupt-, Spuren- und Seltenen Erd Elemente müssen verschiedene Prozesse, die die Zusammensetzung von Magmen bestimmen, berücksichtigt werden. Zunächst spielen die Zusammensetzung des Mantels und der Aufschmelzungsgrad eine wichtige Rolle. Neben den Hauptmantelmineralen Olivin, Klinopyroxen und Orthopyroxen, sowie Granat und/oder Spinell können im subkontinentalen Mantel metasomatisch entstandene Minerale wie Amphibol, Phlogopit, Apatit, Kalzit u.s.w. vorliegen, die als Träger bestimmter Elemente die Zusammensetzung der ersten Schmelzen beeinflussen. Der Aufschmelzungsgrad hat ebenfalls eine große Auswirkung auf die Zusammensetzung der ersten Schmelzen, je kleiner er ist, umso stärker alkalisch sind die resultierenden Magmen. Der Aufschmelzungsgrad hängt in erster Linie von den vorherrschenden Drucken ab, er wird mit zunehmendem Druck kleiner (z.B. Sun & Hanson, 1975; Frey et al., 1978). Die Auswirkungen des Aufschmelzungsgrades auf die Zusammensetzung der Schmelzen erklärt sich durch das unterschiedliche Verhalten der Elemente bei der Schmelzbildung. Die Elemente unterscheiden sich in ihren physikalischen Strukturen, ihrem Radius und ihrer Ladung. Insbesondere Elemente mit großem Radius und kleiner Ladung werden nur schwer in die gesteinsbildenden Minerale eingebaut. Sie werden als inkompatible Elemente bezeichnet. Beim Prozess des Aufschmelzens sind die inkompatiblen Elemente die ersten, die in der Schmelze angereichert werden. So zeigen Schmelzen mit nur kleinen Aufschmelzungsgraden zunächst hohe Gehalte an diesen Elementen. Mit zunehmendem Aufschmelzungsgrad geht dieser Effekt zurück. Nachdem zunächst nur die H<sub>2</sub>O – haltigen Phasen, wie z.B. die Akzessorien und die Al-reiche Phase (Granat oder Spinell) der Mantelminerale aufgeschmolzen werden, nehmen mit Erhöhung des Aufschmelzungsgrades zunehmend die Pyroxene an der Schmelzbildung teil, was sich ebenfalls auf die Zusammensetzung der Magmen auswirkt. Um diese Prozesse zu untersuchen, müssen primäre Magmen für die Modellrechnungen verwendet werden, da nur so der Einfluss von Fraktionierung und vor allem die Veränderung der Magmen durch die Kontamination mit Krustenmaterial zumindest annähernd ausgeschlossen werden können. Die beiden letztgenannten Prozesse werden nachfolgend an den stärker entwickelten Proben untersucht. Die Unterscheidung zwischen primären und entwickelten Proben beruht nicht nur auf den festgelegten Grenzen der SiO<sub>2</sub> – Gehalte und Mg – Zahlen. Die Abbildungen 6 a – h und 7 a – k zeigen deutlich, dass die entwickelten Proben nicht durch den Prozess der fraktionierten Kristallisationsdifferentiation aus den primären Proben hervorgegangen sein

können. Dieser Prozess kann nur für die acht Proben mit den niedrigsten Mg – Zahlen bis 54 beobachtet werden. In den Abbildungen 7 a – k ist die fraktionierte Kristallisationsdifferentiation mit dem Pfeil dargestellt. Die kompatiblen Elemente Sc, V, Cr, Ni und Co verarmen mit abnehmender Mg – Zahl, die inkompatiblen Elemente Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Ba werden angereichert. Für die Proben mit Mg – Zahlen zwischen 55 und 65 gilt dagegen wie für die primären Proben eine große Spannweite der Spurenelementgehalte im einem relativ engen Bereich der Mg – Zahlen. Diese Unterschiede können zum einen durch unterschiedliche Mantelzusammensetzungen und Variationen des Aufschmelzungsgrades erklärt werden, zum anderen durch Akkumulation von Mineralen in Magmenkammern, bzw. die Aufnahme von Mantelxenolithen während des Aufstiegs.

Aus den Seltenen Erd Element Mustern (Abb. 8), sowie den Mustern im Multielement – diagramm (Abb.9) geht hervor, dass die Gruppe der primären Magmen in drei Gruppen unterteilt werden kann. Die folgenden Abbildungen 11 und 12 zeigen einige Haupt – und Spurenelemente gegen die Mg – Zahl im Einzelnen. Besonders deutlich wird die Trennung der drei Gruppen bei den Elementen  $P_2O_5$ , Sr und den SEE. Die Gruppe B zeigt deutlich die höchsten  $P_2O_5$  – Gehalte, bei den höchsten MgO, Sr und SEE – Gehalten. Die Gruppe C zeigt für alle Elemente die niedrigsten Gehalte. Die Gruppe A zeigt ähnlich hohe Gehalte von Sr, und La bei niedrigeren  $P_2O_5$  Gehalten wie die Gruppe B. Die MgO – Gehalte sind vergleichbar mit denen der Gruppe C.

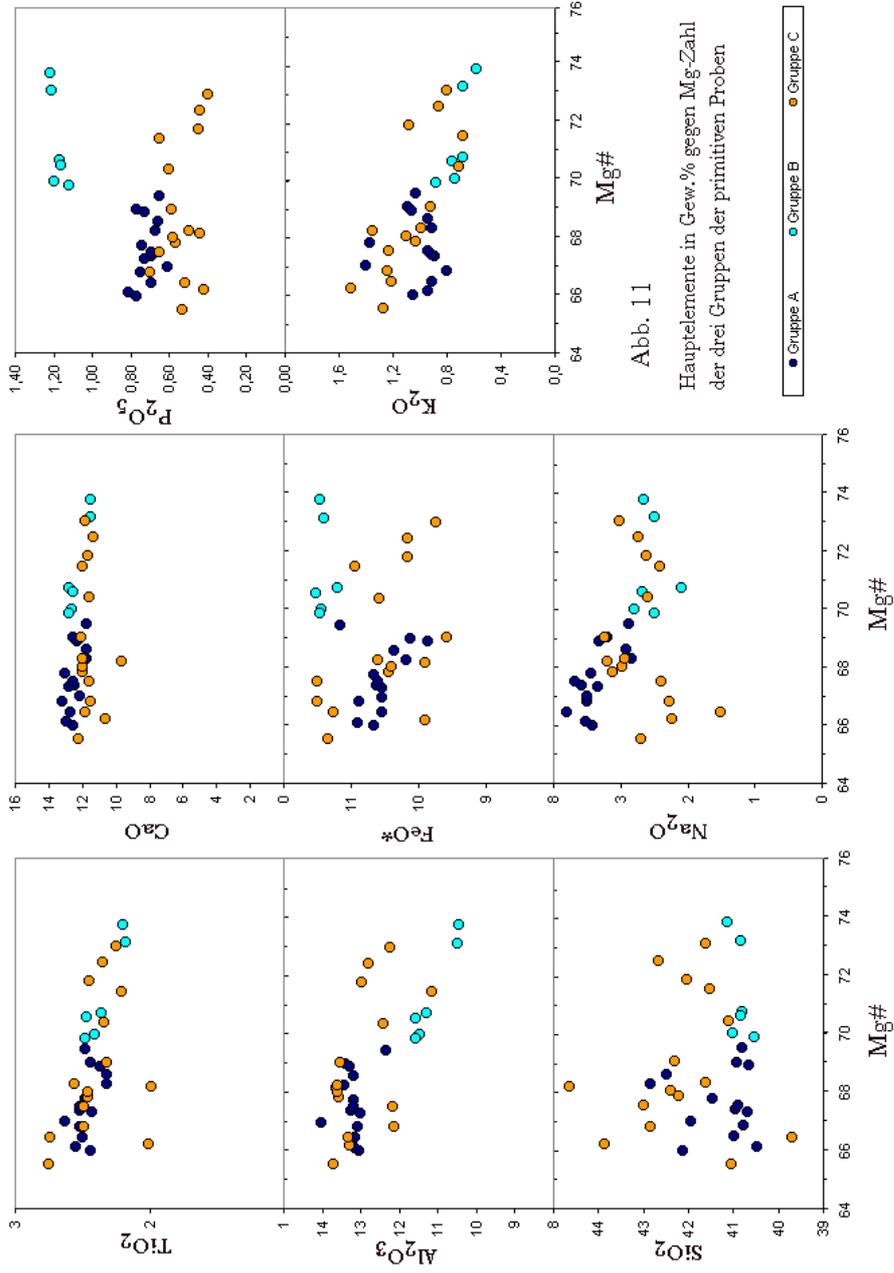


Abb. 11

Hauptelemente in Gew.% gegen Mg-Zahl der drei Gruppen der primitiven Proben



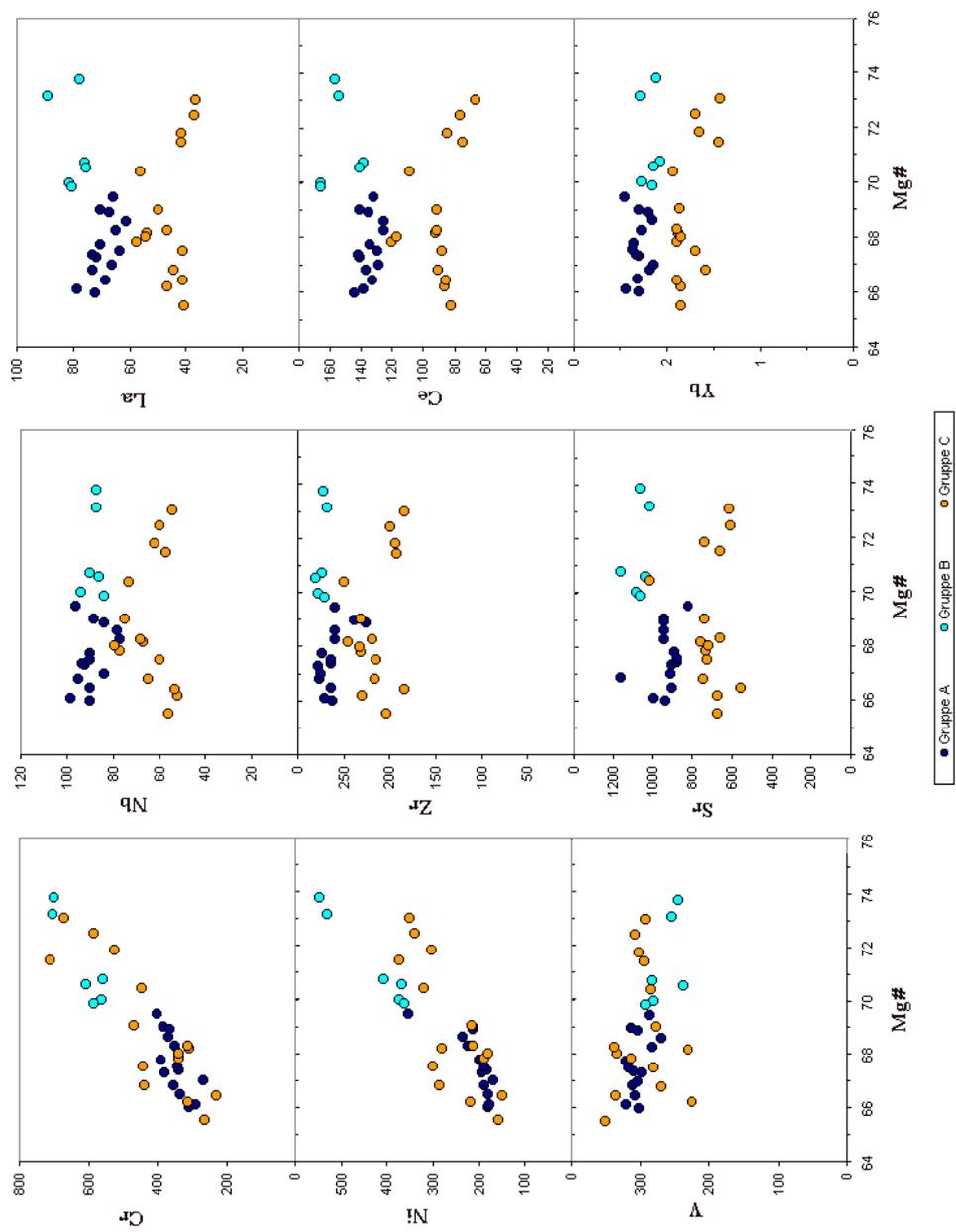


Abb. 12 Spurenelemente in ppm gegen Mg-Zahl der drei Gruppen der primitiven Proben

## Mantelzusammensetzung und Aufschmelzungsgrad

Unterschiedliche Verhältnisse gleich inkompatibler Spurenelemente zwischen verschiedenen Probengruppen sind ein deutliches Merkmal unterschiedlicher Zusammensetzungen des Ausgangsmaterials unter der Annahme, dass keine Kontamination mit Krustenmaterial stattgefunden hat. Die Verhältnisse gleich inkompatibler Spurenelemente der Gruppe der primären Gesteine unterscheiden sich voneinander. Die Abbildungen 13 und 14 zeigen die  $\text{Nb}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -, bzw.  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse gegen die  $\text{La}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse. Es zeigt sich wiederum die deutliche Trennung der Gruppen. Die Gruppe B hat deutlich die höchsten Verhältnisse von allen Gruppen. Die Gruppen A, B und C unterscheiden sich durch die jeweils höheren Werte des Verhältnisses  $\text{X}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , ( $\text{X} = \text{Ca}, \text{Na}, \text{Sr}, \text{Y}, \text{Zr}, \text{Nb}, \text{P}_2\text{O}_5$ ; teilweise nicht dargestellt) der Gruppe B, die Gruppe C zeigt jeweils die niedrigsten Verhältnisse. Lanthan ist ein inkompatibles Spurenelement, dessen Gehalt mit zunehmendem Aufschmelzungsgrad abnimmt, Aluminium wird in die Hauptmineralphasen des Mantelgesteins Spinell/Granat eingebaut und bleibt dadurch über einen großen Bereich konstant (Furman, 1995).

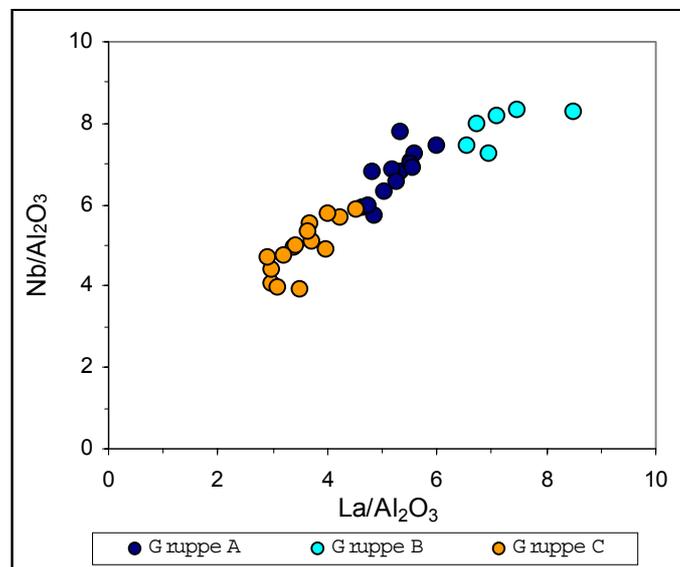


Abb. 13

$\text{Nb}/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{La}/\text{Al}_2\text{O}_3$  - Diagramm für die primären Proben.

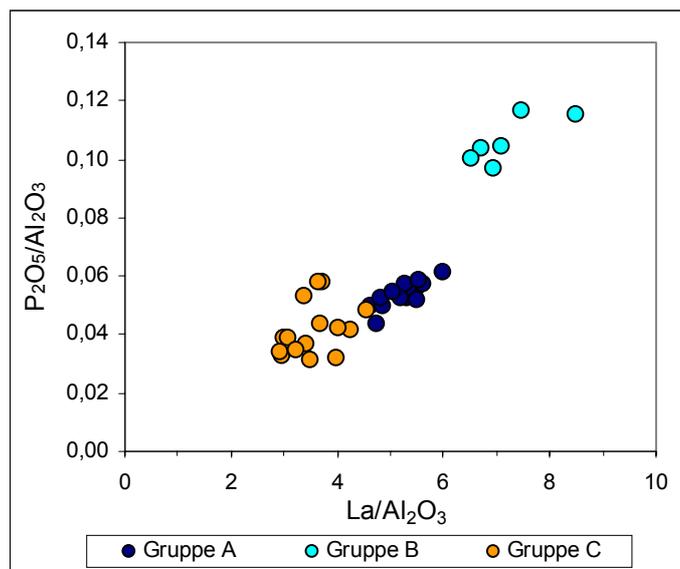


Abb. 14  $P_2O_5/Al_2O_3$ -  $La/Al_2O_3$  - Diagramm für die primären Proben.

Die Abbildungen 15 a ( $Al_2O_3/Mg\#$ ) und 15 b ( $La/Mg\#$ ) zeigen, dass die hohen Werte von  $X/Al_2O_3$  gegen  $La/Al_2O_3$  der Gruppe B durch die hohen La – und durch die relativ zu den anderen Gruppen niedrigeren  $Al_2O_3$  – Gehalte bestimmt werden.

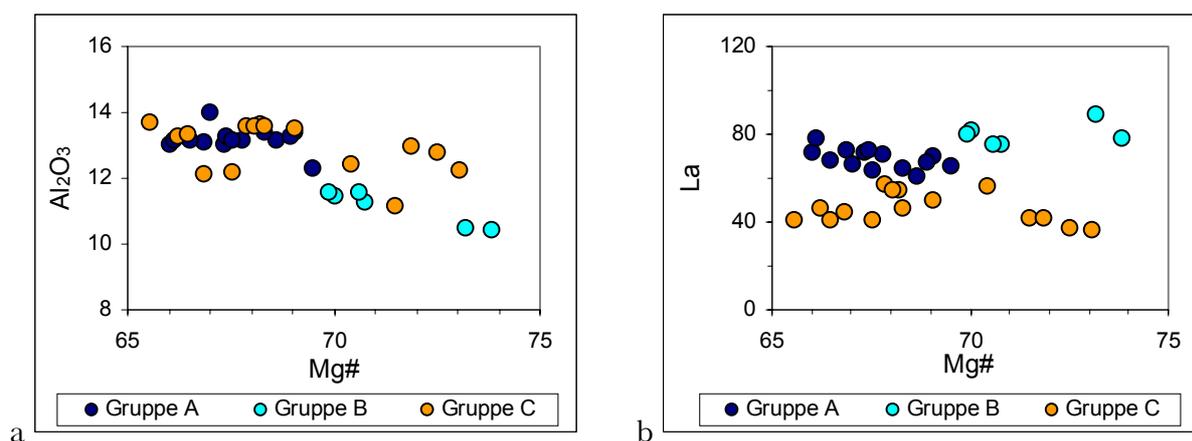


Abb. 15 a und b  $Al_2O_3/Mg\#$ - und  $La/Mg\#$ -Diagramme für die primären Proben.

Die Abbildungen 13 und 14 können dahingehend interpretiert werden, dass sich die Elemente P und Nb bei allen Gruppen inkompatibel verhalten. Dieses wird durch die lineare positive Steigung der Probenpunkte in dem Diagramm ausgedrückt (Wilson, 1989).

Die Abbildung 16 zeigt dagegen bei dem kompatiblen Element Ca unterschiedliches Verhalten der drei Gruppen.

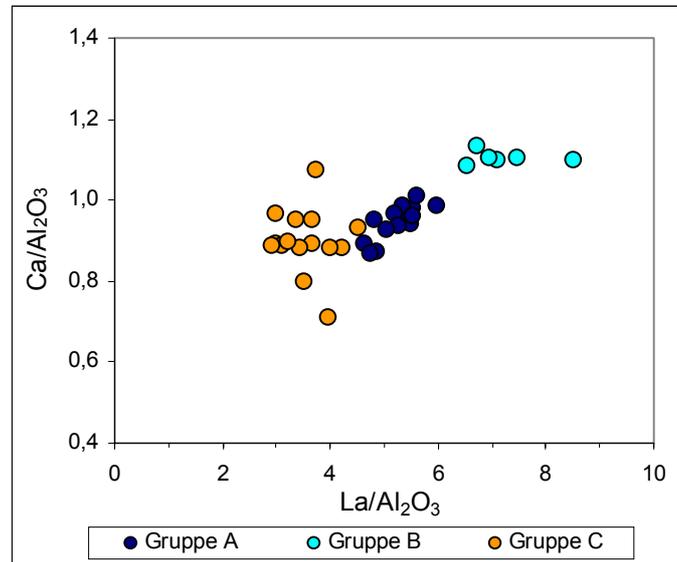


Abb. 16 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-La/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Diagramm für die primären Proben.

Bei den Gruppen B und C ist der Verlauf der Probenpunkte ungefähr parallel zur X – Achse, was für residuales Verhalten des Elementes Ca in Mantelmineralen spricht, in der Gruppe A zeigt der Kurvenverlauf dagegen mäßig inkompatibles Verhalten an. Dieses unterschiedliche Verhalten des Elementes Ca kann zunächst als ein Hinweis auf unterschiedliche Mantelquellen gewertet werden.

Die Abbildung 17 zeigt Mg# gegen das La/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Verhältnis. Die Gruppen A, B und C der primären Magmen liegen bei unterschiedlichen La/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Verhältnissen auf einer Linie, die in etwa parallel zur X – Achse liegt. Die Pfeile zeigen den Verlauf von Magmen, die sich durch unterschiedliche Aufschmelzungsgrade aus der gleichen Mantelzusammensetzung bilden (Furman, 1995). Es zeigt sich, dass sich die unterschiedlichen Gruppen durch die Zusammensetzung des jeweiligen Mantelmaterials trennen lassen und nicht durch den Aufschmelzungsgrad einer einheitlich zusammengesetzten Mantelquelle. Aus den Tabellen F – H geht hervor, dass in jeder der drei Gruppen sowohl Nephelinite als auch Basanite auftreten. Dieses kann als weiterer Hinweis auf unterschiedliche Aufschmelzungsgrade innerhalb der einzelnen Gruppen zunächst festgehalten werden.

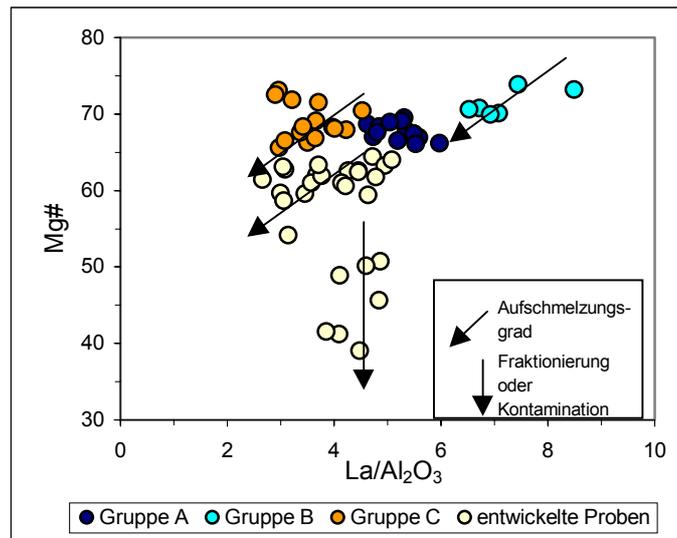


Abb.17 Mg#-La/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> für die drei Gruppen der primitiven Proben und die Gruppe der entwickelten Proben. Die schrägen Pfeile zeichnen den Verlauf der Magmenentwicklung aus der gleichen Quelle mit unterschiedlichem Aufschmelzungsgrad nach (Furman, 1995). Die niedrig Mg# Proben der entwickelten Gruppe haben sich durch Fraktionierung oder Kontamination mit Krustenmaterial entwickelt.

Die Gruppe der entwickelten Proben ist in der Abbildung 17 ebenfalls dargestellt. Die Entstehung des Großteils der Proben (Mg – Zahl zwischen 55 und 65) kann mit dem Aufschmelzen einer (oder zwei) verschiedenener Mantelquellen zu unterschiedlichen Anteilen erklärt werden. Die Proben mit den Mg-Zahlen kleiner als 55 sind Prozessen wie der Kontamination mit Krustenmaterial oder fraktionierter Kristallisationsdifferentiation unterworfen worden. Für diese Interpretation sprechen ebenfalls die Abbildungen 6 a – h und 7 a – k, in denen die Proben mit den hohen Mg-Zahlen (55 – 65) parallel zu den primären Proben verlaufen, die Proben mit den niedrigen Mg – Zahlen (<55) dagegen Fraktionierungstrends abbilden.

Ein weiteres Merkmal für eine gemeinsame Mantelquelle primärer Schmelzen sind die Verhältnisse gleich inkompatibler Spurenelemente. In der Abbildung 18 a und b werden die La, Na<sub>2</sub>O und Nb Gehalte der drei Gruppen A, B und C gegeneinander dargestellt. Die Gehalte inkompatibler Spurenelemente ändern sich zwar mit der Fraktionierung, die Verhältnisse zweier gleich inkompatibler Elemente bleiben dagegen während der Fraktionierung gleich. Ebenso bleibt das Verhältnis zweier gleich inkompatibler Spurenelemente aus einer Mantelquelle während des Aufschmelzens gleich, auch bei unterschiedlichen Aufschmelzungsgraden. Gleiche Verhältnisse von gleich inkompatiblen Elementen bei Magmen weisen demnach auf eine gemeinsame Mantelquelle hin.

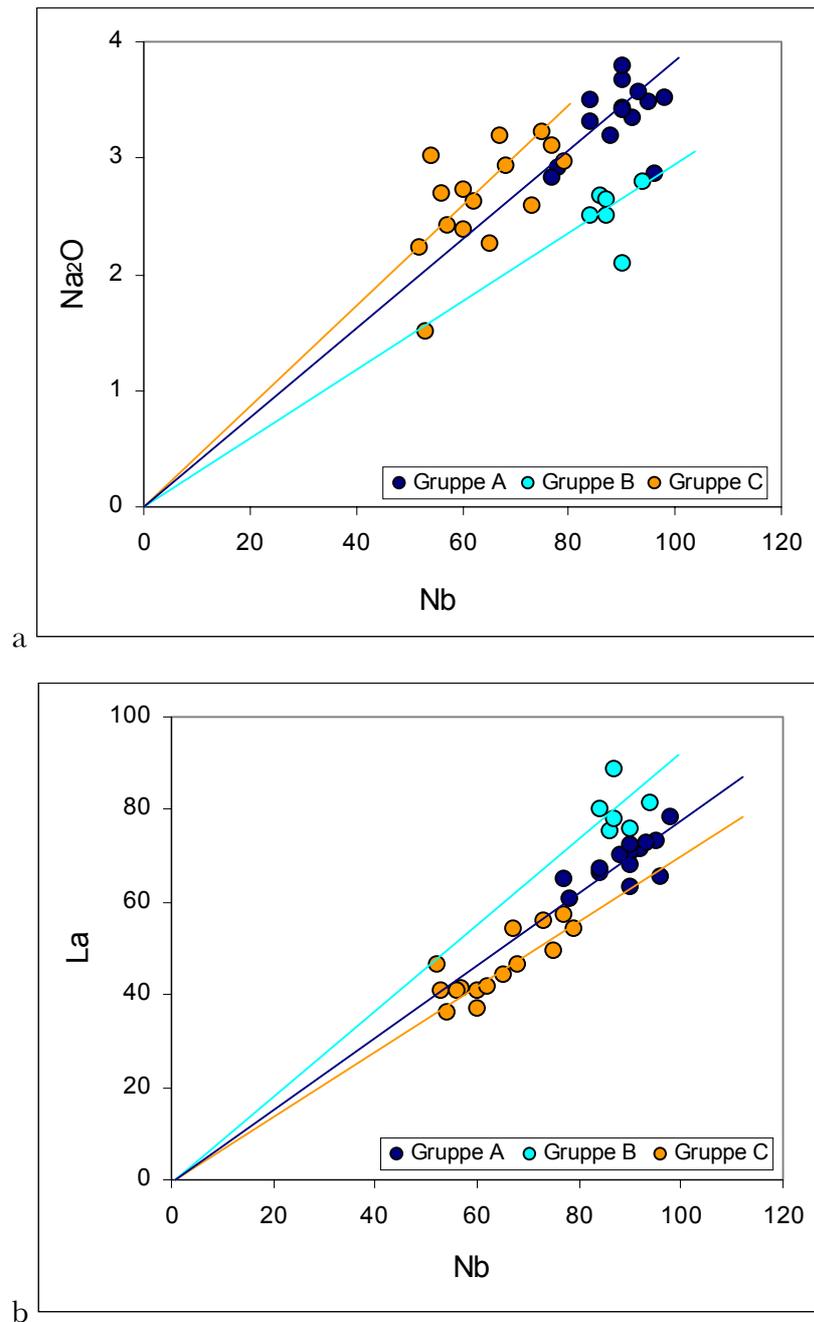


Abb. 18 a und b  $\text{Na}_2\text{O}$ -Nb und La-Nb Diagramme der primären Proben der Hocheifel. Die Linien stellen abgeschätzte Mittelwerte der einzelnen Probengruppen dar.

Die Geraden in der Abb. 18 a und b geben den abgeschätzten (keine Berücksichtigung der Ausreißer) Mittelwert des Verhältnisses an. Die einzelnen Gruppen weisen zum einen unterschiedliche Steigungen der Geraden auf, zum anderen ergibt sich eine Gruppierung durch unterschiedliche Nb – Gehalte von Gruppe C zu den Gruppen A und B. Die Gruppen A und B trennen sich voneinander durch die Gehalte von  $\text{Na}_2\text{O}$  und La. Die Gruppe B hat

höhere La- aber niedrigere Na<sub>2</sub>O-Gehalte als die Gruppe A. Die Gruppe C hat die höchsten Na<sub>2</sub>O – und die niedrigsten La – Gehalte von allen drei Gruppen.

Die Lage von Probenpunkten auf einer Geraden, also mit konstanten Na<sub>2</sub>O/Nb –, bzw. La/Nb – Gehalten deutet auf die gleiche Quellenregion hin, Variationen der Gehalte sind bei gleichem Verhältnis der Spurenelemente auf Fraktionierung (z.B. Wilson, 1989), bzw. auf unterschiedliche Aufschmelzungsgrade zurückzuführen.

## Mineralakkumulation und Kontamination mit Mantelperidotit

Die Abbildung 17 zeigt ein abweichendes Verhalten von fünf Proben der Gruppe C. Diese Proben (HEJ 4, HEJ 13, HEJ 23, HEJ 68 und HEJ 69) zeigen die höchsten Mg – Zahlen der Gruppe. In den Abbildungen 19 a und b sind die Cr – und Ni – Gehalte aller Proben gegen die Mg – Zahl dargestellt. Die fünf Proben zeigen bei beiden Abbildung im Vergleich zu den restlichen Proben sehr hohe Gehalte  $> 300$  ppm Ni und  $> 500$  ppm Cr (mit Ausnahme der Probe HEJ mit 444 ppm Cr).

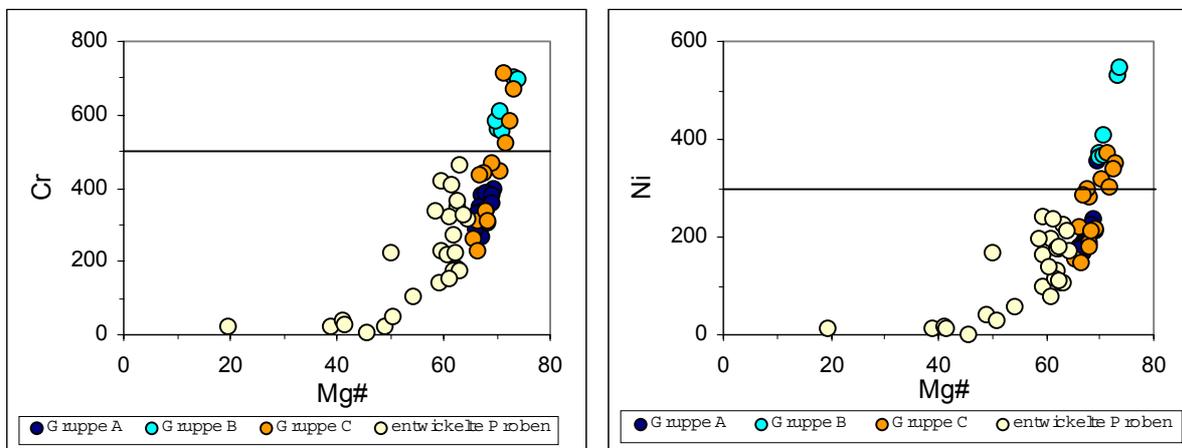


Abb. 19 a und b Cr/Mg# und Ni/Mg# der drei Gruppen der primären Proben und der entwickelten Proben. Die Geraden trennen Proben, deren Zusammensetzung von der Akkumulation, bzw. Kontamination mit Mantelperidotit beeinflusst ist von den Proben, die durch diese Prozesse nicht verändert werden.

Diese vergleichsweise hohen Gehalte können durch die verstärkte Aufnahme von Mantelperidotit (hohe Gehalte von Ni in Olivin und Cr in Klinopyroxen und Spinell) oder Akkumulationen dieser Minerale am Boden von Magmenkammern erklärt werden. Die petrographischen Untersuchungen bestätigen diese Annahme. Die fünf Proben der Gruppe C zeigen große Mengen von Mantelperidotitxenolithen, die Proben der Gruppe B, die ebenfalls deutlich erhöhte Cr – und Ni – Gehalte im Vergleich zu den restlichen Proben haben, enthalten dagegen viel magmatischen Olivin und Minerale der Spinellgruppe, so dass hier zusätzlich von Mineralakkumulationen ausgegangen werden kann.

## Fraktionierte Kristallisationsdifferentiation

Die Abbildungen 11 und 12 zeigen die Haupt- und Spurenelementgehalte der drei Gruppen der primären Proben gegen die Mg – Zahl. Bei primären Proben sollte der Einfluss von fraktionierter Kristallisationsdifferentiation nicht besonders groß sein. Aus den Abbildungen 6 und 7 wurde deutlich, dass im Vergleich zu der Spannbreite der Elementgehalte aller Proben, die Variationen bei den primären Proben sehr gering sind. Dementsprechend zeigen die meisten Elemente in den Abbildungen 11 und 12 keine systematische Variation mit Veränderung der Mg – Zahl. Die Gehalte der Hauptelemente  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  bleiben gleich. Bei der Gruppe C muss berücksichtigt werden, dass die fünf Proben mit der höchsten Mg – Zahl sehr viel Xenolithe von Mantelperidotit enthalten.

Die Gruppe A zeigt bei den Hauptelementen negative Korrelationen von  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$ . Die Gruppe C (ohne Berücksichtigung der fünf kontaminierten Proben) zeigt positive Korrelationen zwischen  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  mit Mg#, sowie eine negative Korrelation zwischen  $\text{FeO}^*$  und Mg#. Die Spurenelemente Cr und Ni zeigen eine deutliche positive Korrelation mit Mg# bei allen Gruppen. Diese ist am deutlichsten bei der Gruppe C ausgebildet und wird mit der Kontamination mit Mantelperidotit erklärt. Die Gruppen A und B zeigen im Vergleich mit der Gruppe C deutlich geringere Variationen der Gehalte. Wenn diese Korrelationen mit der Fraktionierung von Klinopyroxen normaler augitischer Zusammensetzung zusammen hängen würde, müsste  $\text{CaO}$  mit Mg# positiv korrelieren bei gleichzeitig negativer Korrelation von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  mit Mg# (s. Abb. 11 b). In der Abbildung 11 d sind die  $\text{CaO}$ -Gehalte der primären Proben gegen die Magnesiumzahl dargestellt und es zeigt sich, dass die Gehalte mit abnehmender Mg# gleichbleiben bzw. leicht zunehmen. Eine Fraktionierung von augitischem Klinopyroxen fällt demzufolge als Erklärungsmöglichkeit für die abnehmenden Cr-Gehalte mit abnehmender Mg – Zahl aus. Ein weiteres Mineral mit hohem Verteilungskoeffizienten für Cr ist Magnetit. Dieser baut neben  $\text{Fe}^{2+}$  auch Ti und V ein. Alle drei Elemente, bzw. Oxide, zeigen jedoch gleichbleibende bis negative Korrelationen mit Mg#. Als letzte Erklärungsmöglichkeit für die positive Cr/Mg# – Korrelation bleibt die Fraktionierung von acmitischem Augit, den grünen Na-reichen Kernen der Grünkernpyroxene (s. Kapitel Petrographie). Die Gruppe C zeigt tatsächlich positive Korrelationen zwischen  $\text{Na}_2\text{O}$  und Mg#. Die Entstehung der Grünkernpyroxene wird oft durch das Mitführen xenolithische Acmite aus größeren Tiefen als denen, in denen die Alkaliolivinbasalte equilibrieren erklärt. Auf diese Acmite wachsen dann augitische und später titanaugitische Klinopyroxene auf, deren Zusammensetzung durch das alkaliolivinbasaltische

Magma bestimmt wird (Duda & Schmincke, 1985). Möglicherweise ist durch die Fraktionierung bzw. unterschiedlich starke Aufnahme dieser Grünkernpyroxene die Abnahme von Cr mit der Mg – Zahl, insbesondere in der Gruppe C zu erklären. Die positive Korrelation von Ni mit Mg# und die negative Korrelation von FeO\* mit Mg# wird mit der Fraktionierung bzw. Akkumulation von Olivin erklärt. Der Prozess der Olivin-Fraktionierung entzieht der Restschmelze Ni und MgO, dieses führt gleichzeitig zu einer Erhöhung des FeO\*.

Der Prozess der Fraktionierung tritt bei den entwickelten Proben deutlich hervor. Hier muss in Bezug auf die Abbildungen 6 und 7 zwischen mäßig entwickelten Proben, die bei niedrigeren Mg – Zahlen gleiche Variationen in den Spurenelementgehalten zeigen wie die primären Proben, und stark entwickelten Proben, die den durch die Pfeile dargestellten Fraktionierungstrends folgen, unterschieden werden. Für die Gesamtheit der Proben kann durch die positive Korrelation von CaO und Mg# bei negativem Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> die Fraktionierung von Klinopyroxen mit jetzt augitischer Zusammensetzung angenommen werden. TiO<sub>2</sub>, V und FeO\* sind ebenfalls für die entwickelten Proben positiv korreliert und deuten auf die Fraktionierung von (Titanio) – Magnetit hin. Die Parallelverschiebung des Musters der Seltenen Erd Elemente hin zu höheren Gehalten der entwickelteren Proben spricht bei den primären Proben gegen die Fraktionierung von Mineralen, die inkompatible Elemente einbauen. Bei den entwickelten Proben kann aus den Mustern der Seltenen Erd Elemente auf die Fraktionierung von Plagioklas und Hornblende geschlossen werden. Die Abbildung 20 zeigt neben den drei Proben HEJ 8, HEJ 9, und HEJ 10 auch die primitive Probe HEJ 23.

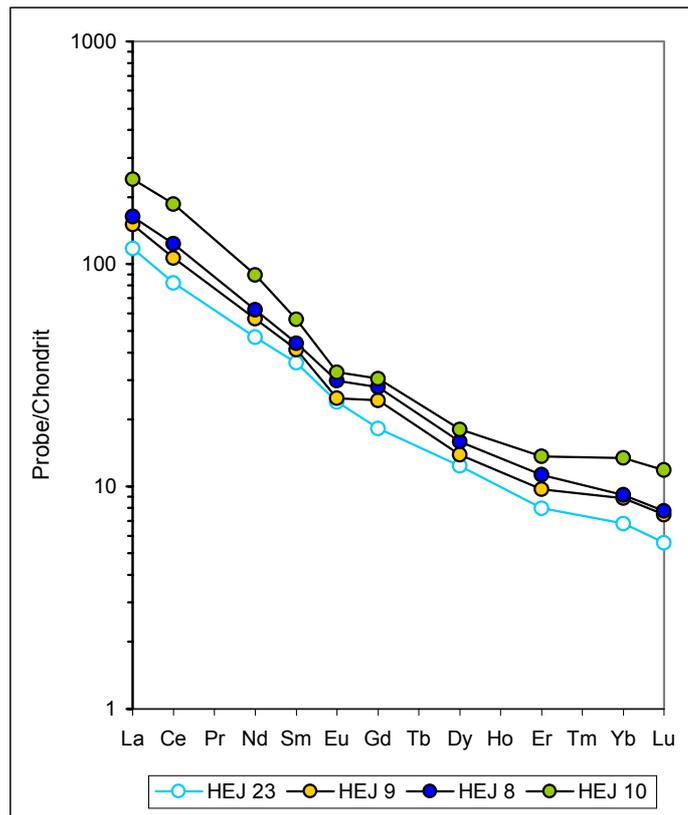


Abb. 20 Chondritnormierte Gehalte der Seltenen Erd Elemente der Proben HEJ 23, HEJ 9, HEJ 8 und HEJ 10. HEJ 23 mit Mg# = 73 und SiO<sub>2</sub> = 41,6 Gew.% ist eine primitive Probe, HEJ 9 ist mäßig entwickelt mit Mg# = 66 und SiO<sub>2</sub> = 43,86 Gew.%. Die Proben HEJ 8 und HEJ 10 gehören zu den entwickelten Proben. HEJ 8 hat Mg# = 54 und SiO<sub>2</sub> = 45,54 Gew.% und HEJ 10 hat eine Magnesiumzahl Mg# = 39 und SiO<sub>2</sub> = 54,61 Gew.%. Normierungsfaktoren nach Boynton (1984).

Aus der Abbildung 20 wird deutlich, dass im Unterschied zur primitivsten Probe HEJ 23 eine leichte Eu – Anomalie bei jeder der drei entwickelteren Proben auftritt. Diese deutet auf die Fraktionierung von Plagioklas hin, der ein Hauptträger des Elementes Sr ist. Da Eu als einziges der Seltenen Erd Elemente in zweiwertiger Form vorliegen kann und einen vergleichbaren Ionenradius hat, kann Eu<sup>2+</sup> an Stelle von Sr<sup>2+</sup> in das Gitter der Plagioklase eingebaut werden. Bei der möglichen Fraktionierung von Hornblende sind die MSEE gegenüber den LSEE und HSEE verarmt, da erstere vermehrt in Amphibole eingebaut werden (Verteilungskoeffizienten >1, z.B. Rollinson, 1993). Die Probe HEJ 10 zeigt neben der Eu – Anomalie auch eine Verarmung der Mittleren Seltenen Erd Elementen, so dass bei dieser entwickelten mugearitischen Probe zusätzlich zu Olivin, Klinopyroxen, Magnetit und Plagioklas Amphibol fraktioniert worden ist.

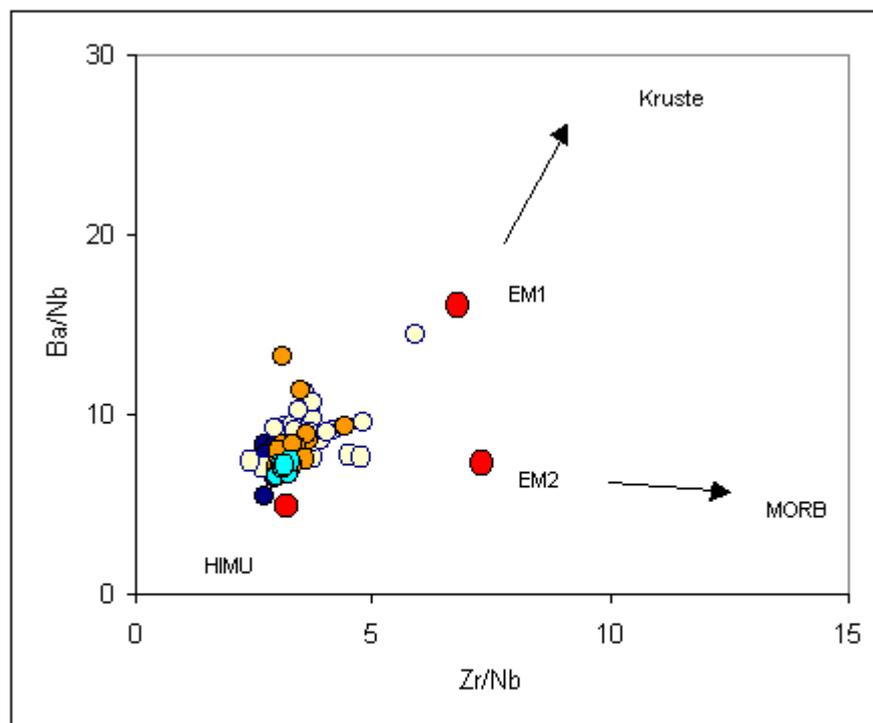
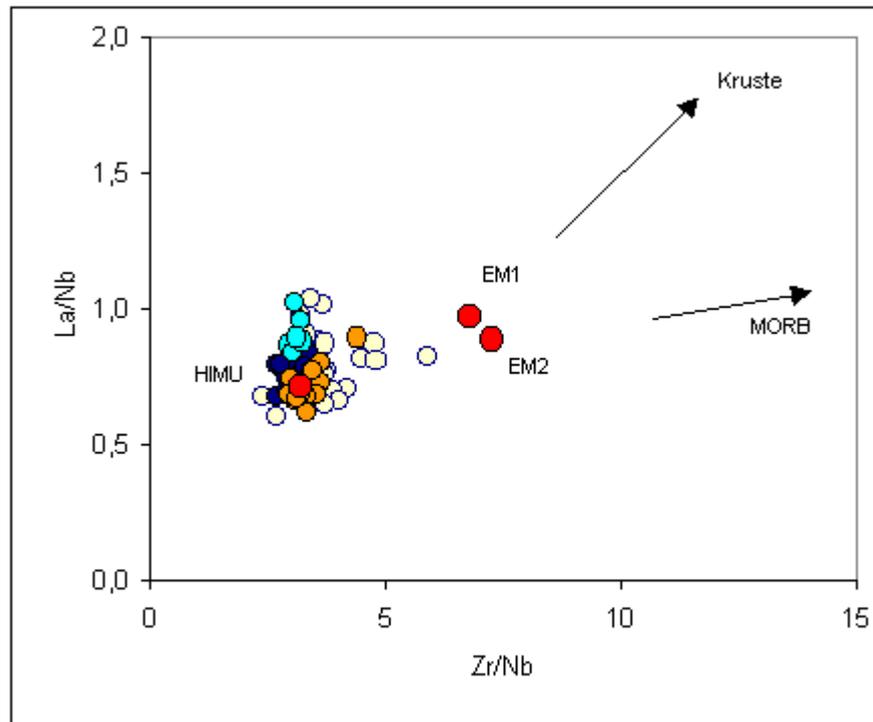
## Spurenelemente als Indikatoren für unterschiedliche Mantelquellen

Die Genese kontinentaler Alkaliolivinbasalte kann von verschiedenen Mantelquellen beeinflusst werden. Neben den asthenosphärischen Mantelbereichen (MORB – Quelle, HIMU – Quelle, EM1 – Quelle und EM 2 – Quelle), die für die Genese von OI – Basalten verantwortlich sind, können sowohl die heterogen zusammengesetzte kontinentale Lithosphäre, wie auch die kontinentale Kruste (durch Assimilation) die Zusammensetzung der Magmen beeinflussen. Ein vorrangiges Ziel dieser Arbeit ist es daher, die unterschiedlichen Beiträge der Lithosphäre und der Asthenosphäre herauszuarbeiten. Der Beitrag der kontinentalen Kruste kann bei Interpretation der Genese der primären Magmen vernachlässigt werden, da diese aufgrund ihrer geochemischen Merkmale einen solchen Beitrag nahezu ausschließen. Bei den entwickelten Proben muss der Prozess der Krustenkontamination dagegen berücksichtigt werden.

Die obengenannten Quellen werden im Folgenden kurz vorgestellt (nach Weaver, 1991), anschließend werden zwei Diagramme mit für diese Quellen typischen Spurenelementverhältnissen und den Werten dieser Spurenelementverhältnisse der primären sowie der entwickelten Gesteine dieser Arbeit gezeigt.

Die typischen Merkmale dieser unterschiedlichen Quellen wurden bereits in der Einleitung ausführlich aufgeführt, sie werden nachfolgend kurz zusammengefasst:

- Die MORB – Quelle liegt im Bereich der konvektierenden Asthenosphäre. Die Magmen aus dieser Quelle sind die typischen Basalte der mittelozeanische Rücken mit im Vergleich zu Ozeanischen Insel Basalten niedrigeren Gehalten an inkompatiblen Spurenelementen.
- Die Quellen der ozeanischen Insel Basalte (OIB) zeigen insgesamt gegenüber MORB angereicherte Spurenelementgehalte:
  - Die HIMU – Quelle wird als Mantelplume von der 660 km, bzw. der 2900 km Diskontinuität interpretiert. Dieses Material des unteren Mantels kann Anteile von altem subduzierten ozeanischem Lithosphärenmaterial enthalten.
  - Die EM 1 – Quelle ist angereichertes Plumematerial, das zusätzlich zur ozeanischen Lithosphäre geringe Mengen pelagischen Sedimentes enthält.
  - Die EM 2 – Quelle wird als Mischung von der HIMU – Komponente mit terrigenem Sediment interpretiert.



● Gruppe A  
 ● Gruppe B  
 ● Gruppe C  
 ○ entwickelte Proben

Abb. 21 a und b      La/Nb- Zr/Nb und Ba/Nb – Zr/Nb Verhältnisse der Proben der Hocheifel. Die roten Kreise stellen typische Elementverhältnisse unterschiedlicher Quellen dar (Weaver, 1991).

Die Abbildungen 21 a und b zeigen die Lage der Probenpunkte der primären und der entwickelten Magmen im Vergleich mit den typischen Spurenelementverhältnissen von HIMU – Basalten, EM 1 – Basalten, EM 2 – Basalten, N – MORB und der kontinentalen Kruste (Weaver, 1991).

Es zeigt sich, dass in den Diagrammen die Proben der Gruppen A und B in den Bereich der HIMU – Basalte fallen. Die Gruppe C stellt eine Mischung zwischen der HIMU – Quelle und der EM 1 – Quelle dar. Die entwickelten Proben zeigen die gleichen Trends zwischen der HIMU – Quelle und der EM 1 – Quelle, bzw. der kontinentalen Kruste. Aus der Abbildung 22 wird ebenso deutlich, dass ein Teil der entwickelten Proben als eine Mischung zwischen HIMU – Quelle und kontinentaler Kruste interpretiert werden kann. Bei diesen Proben handelt es sich um die gleichen Proben, die in der Abb. 7 g ( $Sr/Mg\#$ ) dem Fraktionierungstrend mit niedrigen Sr – Gehalten bei niedrigen  $Mg\#$  - Gehalten folgt (HEJ 8, HEJ 10, HEJ 11, HEJ 29 und HEJ 37). Der Rest der entwickelten Proben weist dagegen parallel zu der Gruppe C eher auf eine Mischung zwischen HIMU – Quelle und EM – Quelle hin.

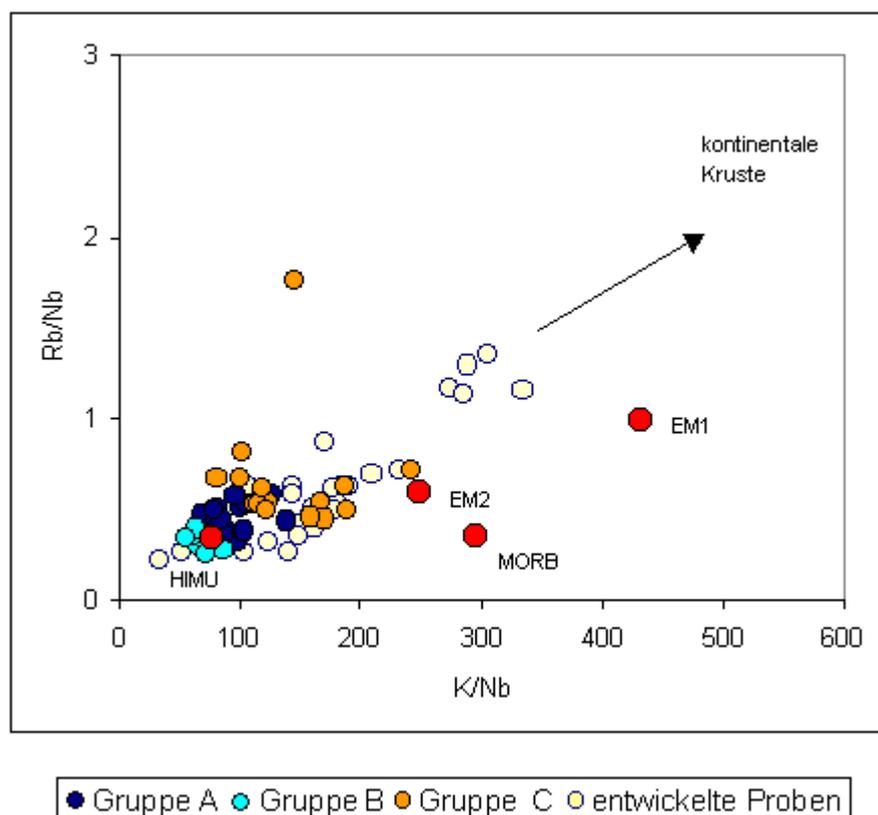


Abb. 22 Rb/Nb – K/Nb Verhältnisse der Proben der Hocheifel. Die roten Kreise stellen typische Elementverhältnisse unterschiedlicher Quellen dar (Weaver, 1991).

## 6. Zusammensetzung und Aufschmelzungsgrad des Mantels

### Einleitung

Für die Genese kontinentaler Alkaliolivinbasalte ist die Zusammensetzung des Mantels von großer Bedeutung. Abhängig von den geotektonischen Gegebenheiten ist je nach Tiefenlage der Schmelzbildung der asthenosphärische Mantel (Plume – Komponente) oder der lithosphärische Mantel stärker an der Schmelzbildung beteiligt. Hierbei ist insbesondere der lithosphärische Mantel durch in der geologischen Geschichte vorangegangene Orogenesen mit Schmelzbildung und sekundärer Anreicherung von inkompatiblen Elementen durch Mantelmetasomatose sehr heterogen zusammengesetzt. Die Bewertung der inkompatiblen Spurenelemente ist in diesem Zusammenhang entscheidend, da diese bereits bei kleinen Schmelzgraden annähernd vollständig in die Schmelze gehen und im Fall der untersuchten primären Basalte nicht von fraktionierter Kristallisationsdifferentiation beeinflusst werden. Die Spurenelemente Nb, Zr, La und Ce in der Abbildung 12 zeigen bei der Gruppe C mit Mg# zunächst positive, die fünf kontaminierten Proben zeigen negative Korrelationen. Mit Ausnahme der negativen Korrelation von La mit Mg# der Gruppe A zeigen die Gruppen A und B in etwa gleichbleibende Spurenelementgehalte mit abnehmender Mg – Zahl. Die positiven Korrelationen der hoch inkompatiblen Elemente Nb, Zr, La und Ce bei der Gruppe B werden mit der Variation des Aufschmelzungsgrades innerhalb der Gruppe erklärt. Die Gehalte hochinkompatibler Elemente werden kleiner mit zunehmendem Aufschmelzungsgrad.

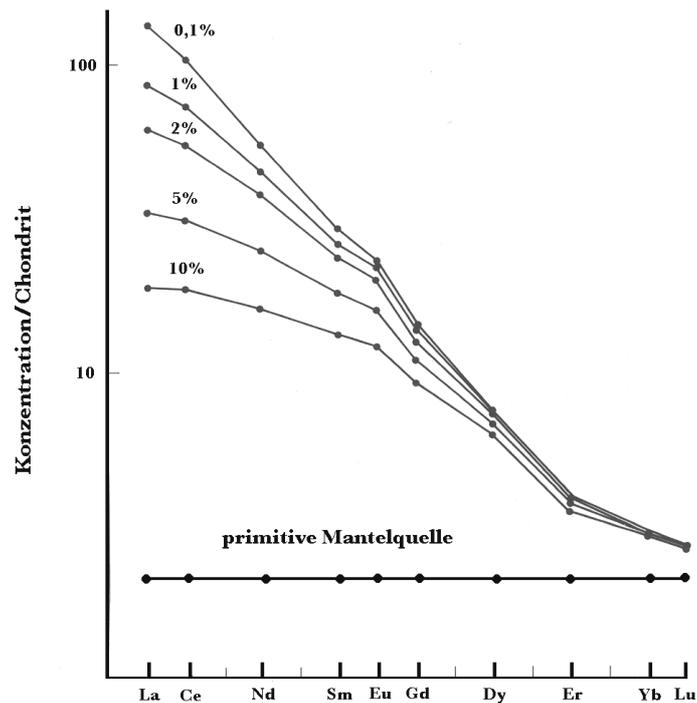


Abb. 23 Experimentell bestimmte Gehalte von SEE von Schmelzen aus einem primitiven Mantel bei unterschiedlichen Aufschmelzungsgraden in % (aus Rollinson, 1993). Weitere Erläuterungen s. Text.

Die Abbildung 23 zeigt modellierte chondrit – normierte SEE – Gehalte für modales Gleichgewichtsschmelzen aus einem primitiven Mantel mit 2.5 fach chondritischer Konzentration von SEE. Die Mineralogie besteht aus 55 % Olivin, 25 % Orthopyroxen, 11 % Klinopyroxen und 9% Granat. Die Linien stellen die Gehalte von SEE in Schmelzen mit unterschiedlichen Aufschmelzungsgraden zwischen 0,1 bis 10 % partiellen Schmelzen dar. Es zeigt sich, dass die Gehalte der leichten Seltenen Erd Elemente mit zunehmendem Aufschmelzungsgrad abnehmen, die Gehalte der Schweren Seltenen Erd Elemente bleiben dagegen gleich. Dieses Verhalten zeigt sich auch in den Gesteinen der Gruppe C. La ist stärker positiv mit Mg# korreliert als Ce, das Yb zeigt dagegen keine Veränderung mit abnehmendem Mg#. Die Variationen der Elemente Nb und Zr können ebenso erklärt werden. Die Ergebnisse können dahingehend zusammengefasst werden, dass zum einen die Gruppe C stärkere Unterschiede im Aufschmelzungsgrad zeigt als die Gruppen A und B und zum anderen könnten die niedrigeren Gehalte hochinkompatibler Elemente bei gleicher Mg – Zahl auf einen insgesamt höheren Aufschmelzungsgrad zurückgeführt werden.

## Genetische Interpretation der geochemischen Daten in Hinblick auf die Zusammensetzung des Mantels und des Aufschmelzungsgrades.

### Inkompatible Spurenelemente als Indikatoren für die Zusammensetzung des Mantels

Die Abbildung 9 zeigt aufgrund der Anordnung von abnehmender Inkompatibilität der Elemente von links nach rechts relative Verarmungen oder Anreicherungen von Elementen. Die Tröge, d.h. im Vergleich zu den jeweiligen Nachbar-elementen niedrigere Gehalte einzelner Spurenelemente, lassen Rückschlüsse über residuale Phasen im Erdmantel, deren Verhalten in Bezug auf die Schmelze kompatibel ist, zu. Erhöhte Gehalte (Peaks) einzelner Elemente im Vergleich zu ihren Nachbar-elementen lassen sich durch Phasen im Mantel mit hohen Gehalten an diesen Elementen erklären. Hierzu ist die Interpretation von Verteilungskoeffizienten von Elementen in bestimmten Mineralen für basaltische Schmelzzusammensetzungen notwendig. Verteilungskoeffizienten drücken das Verhältnis von der Konzentration eines Elementes in bestimmten Mineralen zur Konzentration dieses Elementes in der Schmelze aus. Hohe Verteilungskoeffizienten weisen auf mögliche Minerale im Mantel hin, die diese Elemente einbauen. Je nachdem, ob ein Trog oder ein Peak vorliegt, sind die Minerale residual (Trog) oder deutlich an der Schmelzbildung beteiligt (Peak). Die K-Tröge und die niedrigen Gehalte an Rb und Ba der Gesteine könnten so durch residualen Amphibol bzw. Phlogopit bedingt werden (s. auch Mertes & Schmincke, 1985; Wilson & Downes, 1991; Class et al., 1994, Späth et al., 2001). Die Gruppe B zeigt den stärksten, die Gruppe C den kleinsten K – Trog . Der Trog beim Ti der Gruppen A und B lässt ebenfalls auf residualen Amphibol schließen. Die Abbildungen 24 a und b (nach Späth et al., 2001) zeigen, dass die Gehalte von K und Ti durch Minerale im Mantel gepuffert werden. Wäre dieses nicht der Fall, müsste sich eine positive Korrelation zwischen den inkompatiblen Spurenelementen K, bzw. Ti und La ergeben. Die K – Gehalte der Schmelzen deuten auf Amphibol - führenden Lherzolith und nicht auf Phlogopit – führenden Lherzolith als Mantelquelle hin. Die Ti – Gehalte können neben Amphibol auch durch weitere Minerale im Mantelresiduum beeinflusst werden (Klinopyroxen oder Fe – Ti – Oxide).

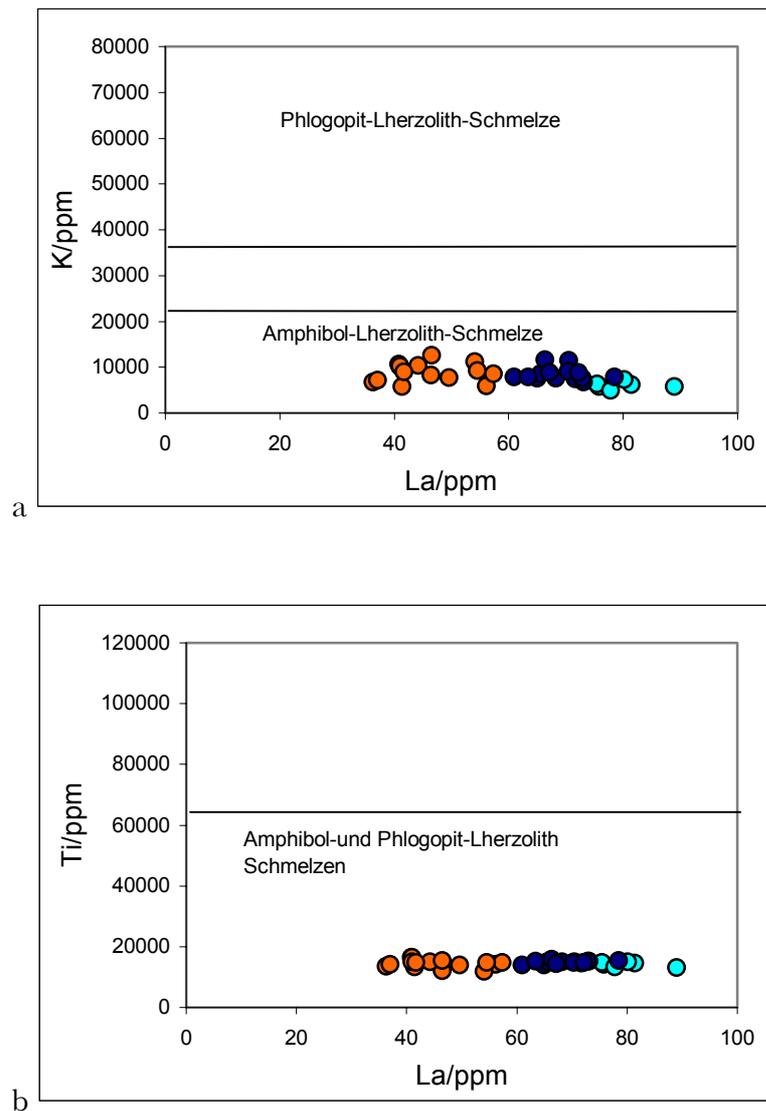


Abb. 24 a und b K bzw. Ti gegen La in ppm. Dargestellt sind die drei Gruppen primärer Schmelzen (Gruppe A: blaue Kreise, Gruppe B: hellblaue Kreise, Gruppe C: orange Kreise). Die Felder der Schmelzen aus Amphibol- bzw. Phlogopit-führenden Lherzolithen sind aus Späth et al. (2001). Die Gesteine dieser Arbeit fallen in das Feld der Schmelzen aus Amphibol-führendem Lherzolith. Ti und K werden durch Mineralphasen im Mantel gepuffert.

Die Abbildung 25 zeigt die Gehalte von Rb und K von Amphibol und Phlogopit aus experimentellen Analysen und aus Mantelxenolithen (Felder der Zusammensetzungen aus Jung & Hoernes, 2000) und die Gehalte der Proben dieser Arbeit. Auch hier zeigt sich eine Übereinstimmung der K – und Rb – Gehalte der Gesteine mit einer Amphibol – führenden Mantelquelle.

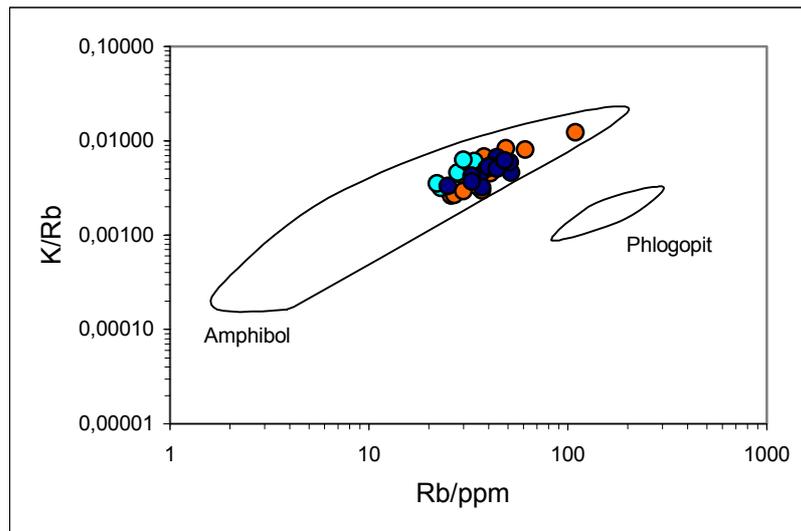


Abb. 25 Rb/K gegen Rb Diagram für die primären Gesteine (Gruppen A, B und C). Die Felder geben die Zusammensetzung von Amphibolen und Phlogopiten aus Mantelgesteinen an (aus Jung & Hoernes, 2000 und Referenzen darin.). Die Gesteine der Hocheifel fallen deutlich in das Feld der Amphibole.

Hinweise auf residualen Granat liefern die Gehalte der chondrit normierten schweren Seltenen Erd Elemente. Liegen diese unter 10 – fach chondritischer Konzentration, kann Granat in der Mantelquelle angenommen werden (Wilson, 1989), da Granat die schweren Seltenen Erd Elemente im Mantel zurückhält. Die Gehalte der primären Proben liegen zwischen 5 – und 11 – fach chondritisch. Demnach wird der Anteil von Granat im Vergleich zu Spinell als relativ gering angenommen. Darüberhinaus kann Amphibol zur Erhöhung der Gehalte von Mittleren aber auch der Schweren Seltenen Erd Elemente beitragen, so dass der Anteil von Granat im Residuum höher ist, als allein aus den Gehalten vermutet werden kann. Der deutliche Phosphor-Peak und die erhöhten Gehalte an Leichten Seltenen Erden der Gruppe B deuten auf die Aufschmelzung von metasomatisch mit Apatit angereichertem Mantelmaterial hin. Der Peak beim Zr, welcher bei einigen Proben in der Abbildung 9 b besonders deutlich ausgeprägt ist, geht vermutlich auf metasomatisch gebildeten Zirkon in der Mantelquelle zurück. (Verteilungskoeffizienten für Rb, P, Ti, Y und Zr in Rollinson, 1993 und Späth et al., 2001). Zusammenfassend können demnach erste Rückschlüsse auf die Mantelmineralogie vorgenommen werden: Neben Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Spinell/Granat werden Apatit (und Zirkon) in unterschiedlichen Anteilen als metasomatisch entstandene Phasen in die Schmelzbildung mit einbezogen, metasomatischer Amphibol liegt als restitische Phase vor, die ebenfalls am Schmelzbildungsprozess teilgenommen hat.

## Inkompatible Spurenelemente als Indikatoren für den Aufschmelzungsgrad.

Allgemeine Aussagen über den Aufschmelzungsgrad des Mantelmaterials für die einzelnen Gruppen lassen sich ebenfalls aus den Spider – Diagrammen treffen. Das Verhältnis von Leichten Seltenen Erden zu Schweren Seltenen Erden, ausgedrückt durch  $(La/Yb)_n$  wird durch den Aufschmelzungsgrad des Mantelmaterials dahingehend beeinflusst, dass die stärker inkompatiblen Leichten Seltenen Erd Elemente bei kleinen Aufschmelzungsgraden die Zusammensetzung der Schmelze stärker bestimmen als die schweren Seltenen Erd Elemente. Dieses wurde bereits im Kapitel „Fraktionierung“ beschrieben. Für die Gesteinsgruppen dieser Arbeit ergeben sich unterschiedliche  $(La/Yb)_n$  – Verhältnisse von 24,8 (Gruppe B) über 20,3 (Gruppe A) bis 16,5 (Gruppe C), d.h. die Gesteine der Gruppe B hätten demnach den niedrigsten, die Gesteine der Gruppe C den höchsten Aufschmelzungsgrad. Es muß jedoch die angenommene Anreicherung von Apatit im Mantel der Gruppe B berücksichtigt werden, die ebenfalls die hohen  $(La/Yb)_n$  – Verhältnisse erklären kann. Hierfür spricht auch das Überkreuzen der Muster mit der Gruppe A bei den Mittleren Seltenen Erden. Eine weitere Erklärungsmöglichkeit für das Überkreuzen der beiden Kurven der Gruppen A und B wäre ein höherer Anteil an residualem Granat in der Mantelquelle der Gruppe B. Die Abbildung 26 zeigt die Y-Gehalte gegen die  $P_2O_5$ -Gehalte der Proben.

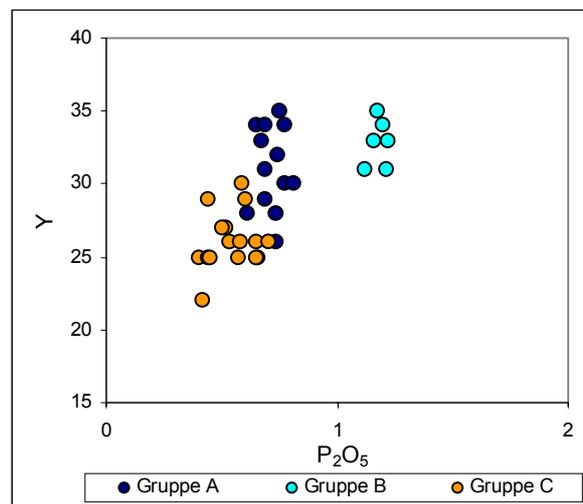


Abb. 26

Y/ $P_2O_5$  der primären Proben.

Die Gruppen A und B zeigen gleich hohe Y-Gehalte mit einer größeren Spannbreite der Gruppe A. Die Y-Gehalte der Gruppe C sind niedriger. Die Gruppe B hat deutlich höhere  $P_2O_5$  – Gehalte als die Gruppen A und C. Daraus folgt, dass Apatit die Verteilung der Seltenen Erd Elemente bestimmt und nicht Granat. Bei den nachfolgenden Modellrechnungen wird den beiden Gruppen A und B der gleiche minimale Aufschmelzungsgrad zugeordnet, der Anteil von Apatit im Mantel der Gruppe B wird höher gesetzt als bei den Gruppen A und C.

Um die metasomatische Überprägung des Mantels und den Aufschmelzungsgrad des Mantelmaterials quantitativ abzuschätzen, werden nachfolgend Modellrechnungen durchgeführt. Hierbei gilt es zwei Modelle zur partiellen Schmelzbildung zu unterscheiden, welche Endglieder von Prozessen in den natürlichen Systemen beschreiben.

Zum einen ist dieses das Modell des Gleichgewichtsschmelzens. Die Schmelzbildung wird derart beschrieben, dass die gebildeten Schmelzmengen bei dem Restit verbleiben und mit ihm reagieren und equilibrieren, bis die physikalischen Bedingungen eine Segregation der Schmelze erlauben. Hierbei kann weiterhin unterschieden werden, ob es sich um modales oder nicht-modales Schmelzen handelt. Im ersten Fall wird davon ausgegangen, dass alle Minerale, die an der Schmelzbildung beteiligt sind in dem Maß in die Schmelze eingehen, in dem sie im Ausgangsgestein vorliegen. Es gilt die Gleichung:

$$C_L/C_0 = 1/F + D - FD \text{ (Gleichung 1, modales Gleichgewichtsschmelzen),}$$

wobei  $C_L$  die Konzentration eines bestimmten Spurenelementes in der Schmelze,  $C_0$  die Konzentration dieses Spurenelementes im Ausgangsgestein,  $F$  den Anteil der gebildeten Schmelze und der Gesamtverteilungskoeffizient  $D = \sum_{\alpha} X_{\alpha} D_{\alpha}$  (mit  $X$  = Anteil des Spurenelementes  $\alpha$  in der Schmelze und  $D_{\alpha}$  = Verteilungskoeffizient Kristall/Schmelze) sind. Im Fall des nicht-modalen Aufschmelzens gehen die Minerale in zu dem Ausgangsgestein veränderten Proportionen in die Schmelze ein:

$$C_L/C_0 = 1/D_0 + F(1-P) \text{ (Gleichung 2, nicht modales Gleichgewichtsschmelzen)}$$

wobei  $D_0 = \sum_{\alpha} X_{\alpha}^0 D_{\alpha}$  mit  $X_{\alpha}^0$  = Ausgangskonzentration des Spurenelementes in der Quelle und  $P = \sum_{\alpha} p_{\alpha} D_{\alpha}$  mit  $p$  = Anteil der Phase  $\alpha$  in der Schmelze.

Das zweite Modell ist das Modell des fraktionierten Schmelzens, welches den Schmelzvorgang derart beschreibt, dass schon kleine Schmelzmengen sofort von der Quelle isoliert werden. Dieser Vorgang hängt stark von der Permeabilität des Ausgangsgesteins und der Viskosität des Magmas ab (Spera, 1980). Auch in diesem Fall können modales Schmelzen:

$$C_L/C_0 = 1/D^{(1-F-1)} \text{ (Gleichung 3)}$$

und nicht-modales Schmelzen :

$$C_L/C_0 = 1/D_0(1-PF/D_0)^{(1/P-1)} \text{ (Gleichung 4)}$$

unterschieden werden.

Nachfolgend wird zunächst anhand der Proben der Gruppe A gezeigt, dass das Modell des nicht – modalen Gleichgewichtsschmelzens die besten Ergebnisse liefert. Auch nach den Bewertungen der einzelnen Modelle in der Literatur, erscheint das Modell des nicht-modalen Gleichgewichtsschmelzens die Bedingungen in der Natur am besten zu entsprechen (z.B. Wilson, 1989).

Die Abbildung 27 a – d zeigt die Kurvenverläufe aller möglichen Rechenmodelle Modelle, das modale Gleichgewichtsschmelzen (Modell 1), das nicht – modale Gleichgewichtsschmelzen (Modell 2), das modale Ungleichgewichtsschmelzen (Modell 3) und das nicht-modale Ungleichgewichtsschmelzen (Modell 4), sowie für die Gruppe A.

Die Mantelzusammensetzung und die Zusammensetzung der Schmelze ist aus der Tabelle 2 zu entnehmen. Der Aufschmelzungsgrad wird zwischen 2 und 4 % festgelegt, die  $C_0$ -Gehalte sind:  $C_{0(La)} = 4,5$  ppm,  $C_{0(Nb)} = 5$  ppm,  $C_{0(Zr)} = 18$  ppm und  $C_{0(Yb)} = 0,35$  ppm.

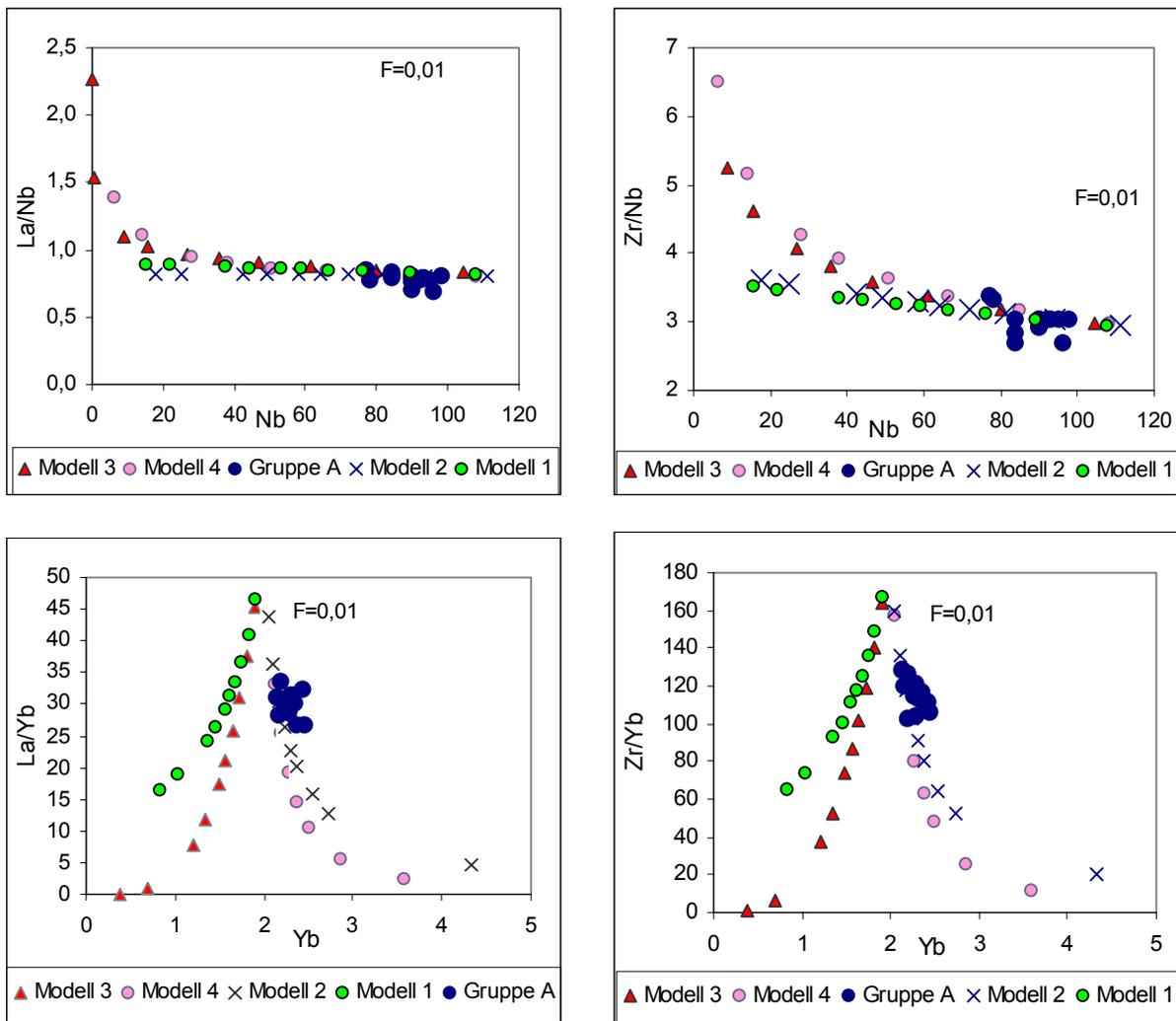


Abb. 27 a-d Vergleich der Modellrechnungen aller vier Gleichungen für die Gruppe A (blaue Kreise). Modell 1: modales Gleichgewichtsschmelzen; Modell 2: nicht-modales Gleichgewichtsschmelzen; Modell 3: modales Ungleichgewichtsschmelzen; Modell 4: nicht-modales Ungleichgewichtsschmelzen. Der Aufschmelzungsgrad wird zwischen 2 und 4 % festgelegt. Für P, C<sub>0</sub>, D und K<sub>a</sub> siehe Text und Tab. 2 und 3.

Das Modell 2 des nicht – modalen Gleichgewichtsschmelzens zeigt die zuvor ermittelte optimale Übereinstimmung der Kurvenverläufe der Modellrechnung und der Probenpunkte bei gegebenem C<sub>0</sub>. Es wird deutlich, dass die Kurvenverläufe zwischen den verschiedenen Modellrechnungen am besten bei zwei Elementen gleicher Inkompatibilität und niedrigen Aufschmelzungsgraden übereinstimmen (Zr/Nb, La/Nb). Bei größerem Unterschied zwischen der Inkompatibilität der Elemente variieren die Kurvenverläufe sehr stark. Das Modell 4, das nicht – modale Ungleichgewichtsschmelzen, wird nur mit einem F bis 0,1

dargestellt, da höhere Aufschmelzungsgrade für dieses Modell nicht kalkuliert werden können. Insgesamt zeigt dieses Modell unrealistisch niedrige Aufschmelzungsgrade im Vergleich zu Modell 2. Die beiden Modelle 1 und 3 mit modalem Schmelzen zeigen im Fall von unterschiedlich inkompatiblen Elementpaaren (La/Yb und Zr/Yb) stark abweichende Kurvenverläufe von den Probenpunkten.

Die Abbildungen 28 – 30 und Tab 3 zeigen zunächst die Ergebnisse der Berechnungen für das Modell des nicht – modalen Gleichgewichtsschmelzens (Gleichung 2) für die primitiven Gesteine dieser Arbeit getrennt nach den drei Gruppen. Die dargestellten Spurenelementverhältnisse sind so gewählt, dass die Elemente untereinander kombiniert wurden. So können die Ergebnisse überprüft werden, da die Annahmen für  $C_0$  und den resultierenden Aufschmelzungsgrad (F) in den einzelnen Diagrammen gleich sein müssen. Da es keine genauen Hinweise auf zum einen den Aufschmelzungsgrad und zum anderen die Gehalte der Spurenelemente im Ausgangsgestein ( $C_0$ ) gibt, wurden für alle Aufschmelzungsgrade zwischen 2 und 10 % entsprechende  $C_0$  berechnet. Aufschmelzungsgrade zwischen 2 und 10 % bei gegebener Temperatur und  $X_{\text{fluid}}$  wurden experimentell für alkaliolivinbasaltische Schmelzen ermittelt, hierbei wird der Aufschmelzungsgrad mit zunehmendem Druck kleiner (z.B. Sun & Hanson, 1975; Frey et al., 1978). Die Aufschmelzungsgrade der einzelnen Gruppen können jedoch durch die Ergebnisse des letzten Kapitels relativ zueinander abgeschätzt werden. Die Gruppe A und B haben demzufolge niedrigere Aufschmelzungsgrade als die Gruppe C. Die Abbildungen 28, 29 und 30 zeigen die Ergebnisse für wahrscheinliche Aufschmelzungsgrade zwischen 2 und 4 % der Gruppe A, 2 bis 3 % der Gruppe B und zwischen 4 und 8 % der Gruppe C. Die Ergebnisse im einzelnen werden in der Tabelle 3 aufgeführt.

Die Anteile mit der die Minerale in die Schmelzbildung eingehen (P) sind angelehnt an Wedepohl (1985). Die Zusammensetzung des Mantels ist angelehnt an Stosch & Lugmair (1986). Deren Probe Dfl20 ist ein amphibolführender Lherzolith aus der Westeifel. Die modale Zusammensetzung des Mantels (D) mit Ausnahme der Apatit-Gehalte, die in der Gruppe B 0,4 % und in den Gruppen A und C jeweils 0,2 % betragen, und die Anteile der Minerale an der Schmelzbildung (P) wurde für alle drei Gruppen als gleich angenommen. Hierin liegt die größte Unsicherheit, denn gerade bei einem metasomatisch überprägten Mantel unter einem größeren Gebiet könnten die Variationen in der Mineralzusammensetzung sehr groß sein. Dieses zeigt sich z.B. bei der Untersuchung der Peridotitknollen aus der Westeifel (Stosch und Lugmair, 1986), bei denen die hydratisierten Mantelbereiche z.T. keinen Orthopyroxen mehr führen (Wehrlite). Bei allen drei Gruppen wurden Modellrechnungen mit verschiedenen Mantel – und Schmelzzusammensetzungen

durchgeführt. Es zeigte sich, dass insbesondere das Verhältnis von Granat zu Spinell und die Tatsache das beide Phasen in die Modellrechnung miteinbezogen werden, für zum einen Kurvenverläufe der Modellschmelze sorgen, die dem Verlauf der Proben angepasst sind und zum anderen realistische Gehalte für das  $C_0$  ergeben. Weiterhin wurden Mantelzusammensetzungen mit Phlogopit anstelle von Amphibol und Kombinationen von beiden Mineralen berücksichtigt. Hier zeigte sich, dass die resultierenden Ergebnisse nicht sehr voneinander abweichen. Modellierungen mit Rb und K wären für diese beiden Minerale möglicherweise diagnostischer, sind aber nicht durchführbar, das K ein Hauptelement ist und darüberhinaus beide Elemente mobil sind und damit sekundär verändert worden sein könnten. Hierfür spricht auch die unregelmäßige Verteilung der Elemente in der Abbildung 9. Bezogen auf die Abbildungen 24 und 25 wurde nur Amphibol in der Ausgangszusammensetzung des Mantels berücksichtigt. Zirkon wurde nicht als akzessorische Phase im Mantel bei den Modellrechnungen miteinbezogen, da Zr in diesem Mineral Hauptelement ist und demnach keine Verteilungskoeffizienten vorliegen. Zirkon hat ebenfalls hohe Verteilungskoeffizienten für La und Yb in Dazit (4,18 und 191, Fujimaki, 1986), Nb wird aufgrund seines chemisch ähnlichen Verhaltens zu Zr ebenfalls stark in Zirkon eingebaut. Wenn ein ähnliches Verhalten von Zr wie bei Apatit beim Aufschmelzen von Mantelmaterial vorausgesetzt werden kann, würde sich bei einem Anteil von Zirkon am Mantelmaterial von 0,2 % geringfügig der Aufschmelzungsgrad hin zu niedrigeren Werten der Modellschmelzen ändern, oder es ergäbe sich ein höherer Wert von  $C_0(\text{Zr})$ . Relativ stark erhöhte Gehalte von Zr im Multi – Element – Diagramm (Abb. 9) treten allerdings auch nur bei den entwickelten Proben auf, so dass diese Phase generell für den Prozess des Aufschmelzens und der Mantelzusammensetzung vernachlässigt wird. Bei dieser Vorgehensweise bei der Modellierung mit den oben ausgeführten Annahmen ist das für die einzelnen Elemente aus der Modellrechnung resultierende  $C_0$  die einzige Variable, die nicht im Voraus eingeschränkt wurde. Um die Ergebnisse für das  $C_0$  zu überprüfen, wurden die jeweiligen ermittelten  $C_0$  mit den Gehalten der Elemente in analysierten Spinellperidotiten von Wedepohl (1985), Stosch & Lugmair (1986), Huckenholz & Büchel (1988) und Hartmann & Wedepohl (1990) verglichen. Die Verteilungskoeffizienten für die Spurenelemente zwischen Mineral und Schmelze sind aus Rollinson (1993 und Zitaten darin). Für P und die Zusammensetzung des Mantels siehe Tabelle 2 und das resultierende  $C_0$  siehe Tabelle 3.

Für die Modellrechnungen werden die Spurenelemente La, Nb, Zr und Yb verwendet. Sie zeigen, bezogen auf die Mantelmineralogie mit den Hauptphasen Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Spinell gleich inkompatibles Verhalten bei der Schmelzbildung. Es zeigt

sich, dass der Kurvenverlauf der Proben in den Diagrammen der Elementepaare Zr/Yb und La/Yb von ungleich kompatibelem Verhalten der an sich hochinkompatiblen Elemente bestimmt wird. Daraus ergibt sich ein deutlicher Hinweis auf Granat in der Mantelquelle. Granat puffert das Yb (sowie auch das Y, dessen Ergebnisse für die Modellrechnungen nicht ausführlich dargestellt werden) und so wird Yb zu einem eher kompatiblen Element. Modellrechnungen mit nur jeweils einem der beiden Minerale Granat und Spinell liefern keine realistischen Gehalte der jeweiligen  $C_0$  oder abweichende Kurvenverläufe der Modellschmelzen.

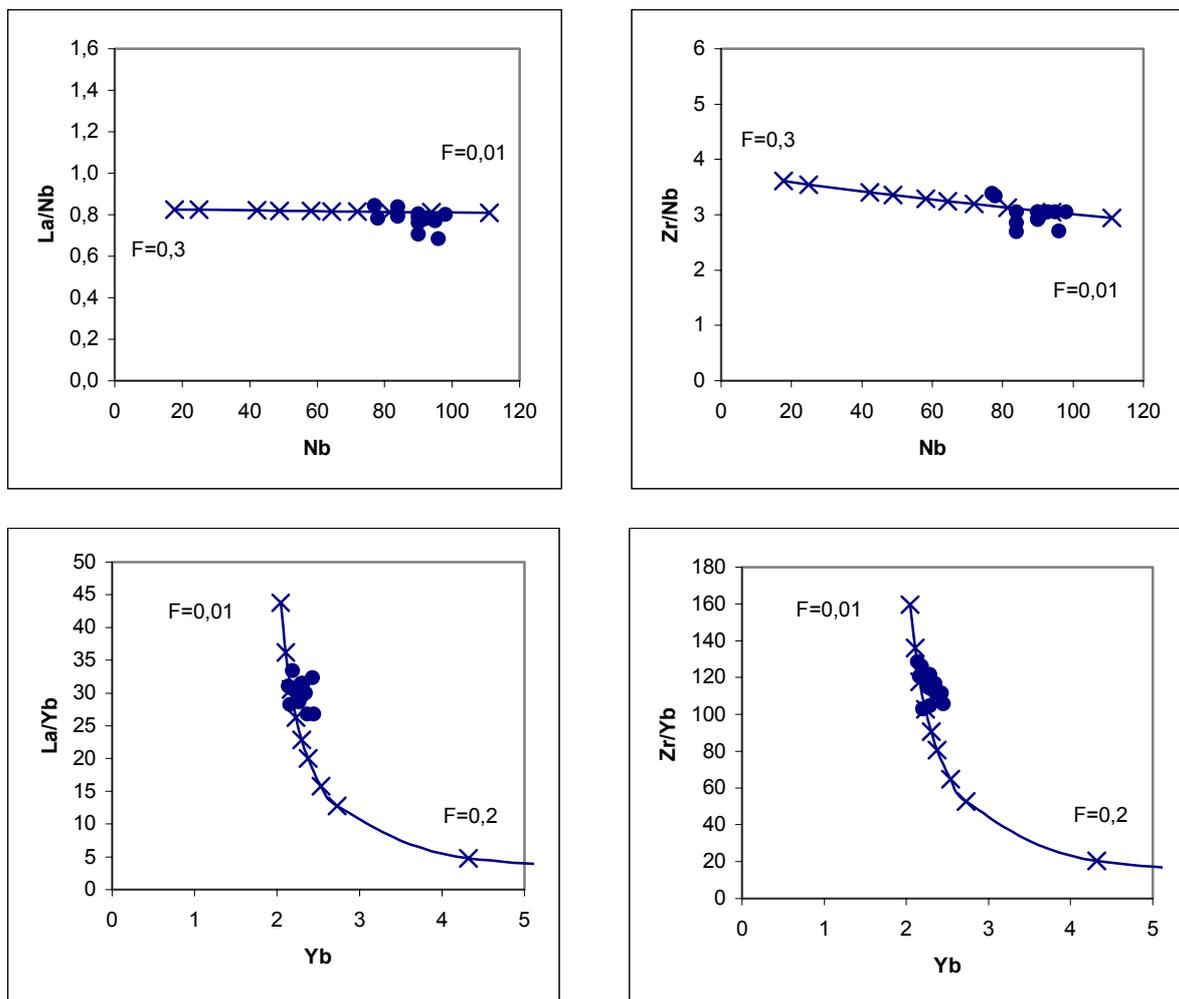


Abb. 28 a-d Modellrechnung des nicht-modalen Gleichgewichtsschmelzens für die Gruppe A (blaue Kreise). Die Kreuze stellen die berechneten Elementkonzentrationen der Modellschmelze zwischen 1% ( $F = 0,01$ ) und 20% ( $F = 0,2$ ), bzw. 30% ( $F = 0,3$ ) dar. Die einzelnen Schritte sind 1 %, 2 %, 3 %, 4 %, 5 %, 6 %, 8 %, 10 %, 20 % und 30 %.

Die Abbildung 28 a – d zeigt die Ergebnisse der Modellrechnung des nicht-modalen Gleichgewichtsschmelzens (Gleichung 2) für die Gruppe A, die Abbildung 29 a – d stellt die Ergebnisse der Gruppe B und die Abbildung 30 a – d die Gruppe C dar. Die Modellzusammensetzung der Schmelzen für jeweils unterschiedliche Aufschmelzungsgrade wird durch die Kreuze dargestellt. Hierbei wurden Aufschmelzungsgrade von 1 bis 30, bzw. 1 bis 20 Prozent berechnet.

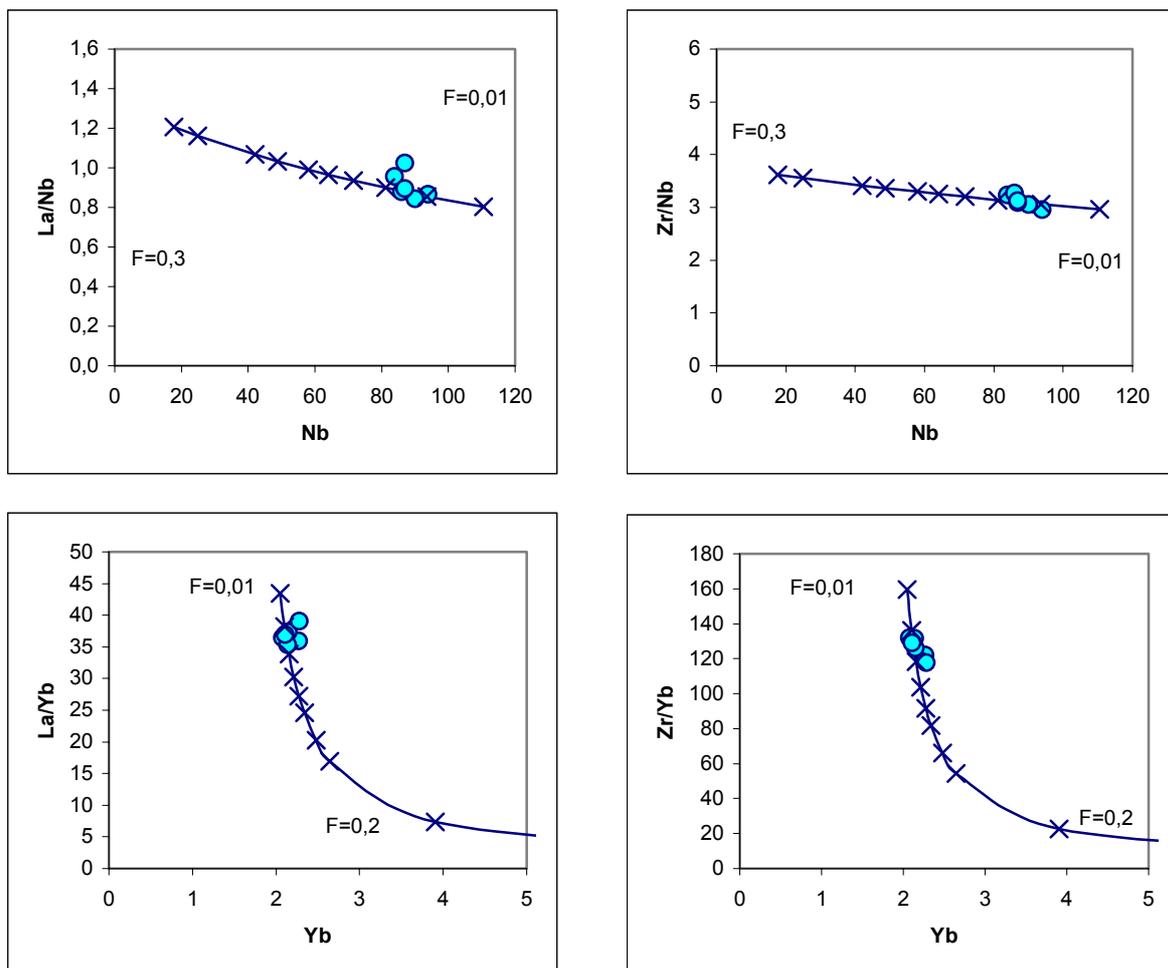


Abb. 29 a-d Modellrechnung des nicht-modalen Gleichgewichtsschmelzens für die Gruppe B (hellblaue Kreise). Die Kreuze stellen die berechneten Elementkonzentrationen der Modellschmelze zwischen 1% ( $F = 0,01$ ) und 20 % ( $F=0,2$ ), bzw. 30% ( $F=0,3$ ) dar. Die einzelnen Schritte sind 1 %, 2 %, 3 %, 4 %, 5 %, 6 %, 8 %, 10 %, 20 % und 30 %.

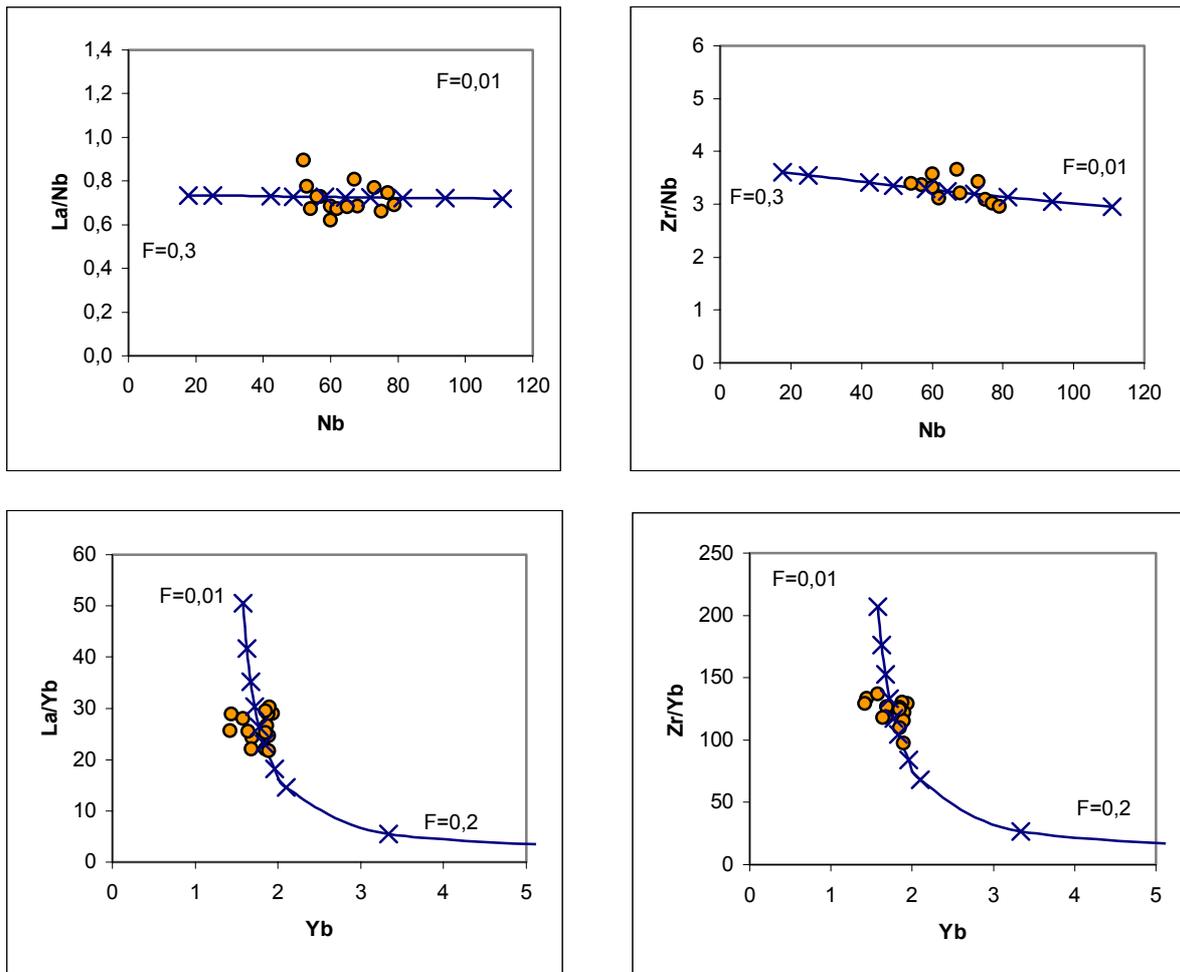


Abb. 30 a-d Modellrechnung des nicht-modalen Gleichgewichtsschmelzens für die Gruppe C (orange Kreise). Die Kreuze stellen die berechneten Elementkonzentrationen der Modellschmelze zwischen 1% ( $F = 0,01$ ) und 20% ( $F=0,2$ ), bzw. 30% ( $F=0,3$ ) dar. Die einzelnen Schritte sind 1 %, 2 %, 3 %, 4 %, 5 %, 6 %, 8 %, 10 %, 20 % und 30 %.

Insgesamt zeigt sich bei den drei Gruppen eine gute Übereinstimmung der Kurvenverläufe der Modellschmelzen mit denen der Proben. Der Aufschmelzungsgrad wurde für die Gruppe A zwischen 2 und 4 %, für die Gruppe B zwischen 2 und 3 % und für die Gruppe C zwischen 4 und 6 % ermittelt. Da die jeweiligen Ergebnisse in allen vier Diagrammen der einzelnen Gruppen übereinstimmen, ist eine sehr gute Kontrolle über die Richtigkeit der Annahmen bezüglich des  $C_0$  gegeben. Die Ergebnisse der jeweiligen  $C_0$  stimmen gut mit den Analysen von Amphibol- und/oder Phlogopit-führenden Peridotiten überein (Stosch und Lugmair, 1986). Diese und die Ergebnisse für Modellierungen der einzelnen Gruppen mit allen möglichen Aufschmelzungsgrade für Alkaliolivinbasalte zwischen 2 und 10 % werden in der Tabelle3 zusammengefasst.

Tabelle 2

| Zusammensetzung                                |                         |             |          |               |             |          |
|--|-------------------------|-------------|----------|---------------|-------------|----------|
|  | Mantel                  |             |          | Schmelze      |             |          |
|  | Stosch & Lugmair (1986) | Modell A, C | Modell B | Wedepohl 1985 | Modell A, C | Modell B |
| OI   | 0,7500                  | 0,750       | 0,750    | 0,000         | 0,000       | 0,000    |
| Opx  | 0,1270                  | 0,127       | 0,127    | 0,080         | 0,080       | 0,080    |
| Cpx  | 0,1020                  | 0,100       | 0,098    | 0,560         | 0,620       | 0,620    |
| Gt   | 0,0020                  | 0,002       | 0,002    | 0,030         | 0,070       | 0,070    |
| Sp   | 0,0140                  | 0,014       | 0,014    | 0,040         | 0,002       | 0,004    |
| Ap   | 0,0002                  | 0,002       | 0,004    | 0,000         | 0,040       | 0,040    |
| Ph   | 0,0000                  | 0,000       | 0,000    | 0,050         | 0,000       | 0,000    |
| Amph   | 0,0048                  | 0,005       | 0,005    | 0,240         | 0,188       | 0,186    |
| Verteilungskoeffizienten (aus Rollinson, 1983) |                         |             |          |               |             |          |
|  |                         | Nb          | Yb       | Zr            | La          |          |
| Kd OI  |                         | 0,0100      | 0,0140   | 0,0120        | 0,0067      |          |
| Kd cpx   |                         | 0,0050      | 0,6200   | 0,1000        | 0,0560      |          |
| Kd opx   |                         | 0,1500      | 0,3400   | 0,1800        | 0,0020      |          |
| Kd gt  |                         | 0,0200      | 11,5000  | 0,6500        | 0,0260      |          |
| Kd sp  |                         | 0,4000      | 0,0200   | 0,1000        | 0,0100      |          |
| Kd ap  |                         | 0,1000      | 15,4000  | 0,1000        | 14,5000     |          |
| Kd ph  |                         | 1,0000      | 0,0420   | 0,6000        | 0,1000      |          |
| Kd amph  |                         | 0,8000      | 1,2000   | 0,5000        | 0,2500      |          |

Tabelle 3

| Co für verschiedene Aufschmelzungsgrade |        |                    |                    |                    |                    |
|---|--------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| Gruppe                                  | F      | Co <sub>(Nb)</sub> | Co <sub>(Yb)</sub> | Co <sub>(Zr)</sub> | Co <sub>(La)</sub> |
| A                                       | 2-4 %  | 5                  | 0,35               | 18                 | 4,5                |
|   | 4-6 %  | 7                  | 0,35               | 22                 | 6,0                |
|   | 6-10 % | 9                  | 0,32               | 28                 | 8,0                |
| B                                       | 2-3 %  | 5                  | 0,41               | 18                 | 7,0                |
|   | 3-4 %  | 6                  | 0,39               | 20                 | 8,0                |
|   | 4-6 %  | 7                  | 0,37               | 23                 | 9,0                |
|   | 6-8 %  | 8                  | 0,36               | 26                 | 10,0               |
| C                                       | 2-5 %  | 4                  | 0,27               | 15                 | 3,0                |
|   | 4-8 %  | 5                  | 0,27               | 18                 | 4,0                |
|   | 5-10 % | 6                  | 0,26               | 22                 | 5,0                |
| Analysen von Mantelxenolithen           |        |                    |                    |                    |                    |
|   |        | Nb                 | Yb                 | Zr                 | La                 |
| Stosch & Lugmair (1986)                 |        | -                  | 0,05 - 0,47        | -                  | 0,079 - 8,6        |
| amph                                    | Df120  | -                  | 0,127              | -                  | 1,24               |
| phl                                     | la/157 | -                  | 0,370              | -                  | 8,60               |
| amph                                    | D8     | -                  | 0,330              | -                  | 3,35               |
| Hartmann & Wedepohl (1990)              |        | 0,8 - 11           | 0,03- 0,40         | 3,0-32             | 0,6 - 7,9          |

Folgende Ergebnisse lassen sich damit festhalten:

- Verglichen mit den Gehalten dieser Elemente in Peridotitknollen aus der Westeifel (Stosch & Lugmair, 1986) liegen die modellierten Gehalte bei gleichen Werten.
- Die Gruppen A und B unterscheiden sich in ihren  $C_0$  – Gehalten bei in etwa gleichem Aufschmelzungsgrad nur wenig voneinander. Am deutlichsten wird der Unterschied zwischen den beiden Gruppen bei den Leichten Seltenen Erden bei niedrigen Aufschmelzungsgraden. Dieses ist die Folge der vermutlich höheren Apatit – Gehalte im Mantel der Gruppe B.
- Die Gruppe C liegt bei vergleichbaren Aufschmelzungsgraden bei etwas niedrigeren  $C_0$  – Gehalten als die Gruppen A und B. Dieses führt bei der Annahme eines modal gleich zusammengesetzten Mantels zu dem Ergebnis, dass die metasomatische Zufuhr von inkompatiblen Spurenelementen etwas geringer war als bei den Gruppen A und B. Bei der Gruppe C muss noch angeführt werden, dass fünf Proben (HEJ 4, HEJ 13, HEJ 23, HEJ 68 und HEJ 69) sehr viel Mantelxenolithe enthalten. Diese erklären die Abweichung dieser Probenpunkte von der Kurve zu niedrigeren Yb – Gehalten.
- Die Tatsache, dass Granat neben Spinell im Mantel vorliegt liefert wertvolle Hinweise auf die Tiefenlage der Schmelzbildung, die so auf den Übergangsbereich der beiden Phasen im Mantel festgelegt werden kann (s. auch Kapitel „Bildungsbereich der Magmen“).

Zusammenfassend kann gesagt werden: Es zeigt sich, dass die Modellrechnungen noch einige Variationen offenlassen. Es ergeben sich dennoch aus allen Berechnungen, die in der Wahl des Aufschmelzungsgrades oder in der Mantelzusammensetzung variieren, Gehalte für das  $C_0$ , die in einem relativ engem Rahmen liegen, wenn man sie mit der Gesamtheit der analysierten  $C_0$  aus Peridotitknollen der Westeifel oder auch der Hessischen Senke vergleicht. So können die ermittelten Bereiche, in denen die Gehalte für das  $C_0$  liegen könnte, als gute Annäherung an die tatsächlichen Gehalte im Mantel bewertet werden.

## 7. Isotopie der Gesteine

### Einleitung

Die Bestimmung der Isotopenverhältnisse der Sm – Nd, Rb – Sr, U-Pb und Th – Pb Zerfallssysteme in Gesteinen liefert neben den Spurenelementverhältnissen eine weitere Methode, um die am Magmenbildungsprozess beteiligten Quellen zu identifizieren.

Die Zerfallssysteme im einzelnen sind folgende:

|        |                   |   |                   |
|--------|-------------------|---|-------------------|
| Rb/Sr: | $^{87}\text{Rb}$  | → | $^{87}\text{Sr}$  |
| Sm/Nd: | $^{147}\text{Sm}$ | → | $^{143}\text{Nd}$ |
| U/Pb:  | $^{238}\text{U}$  | → | $^{206}\text{Pb}$ |
|        | $^{235}\text{U}$  | → | $^{207}\text{Pb}$ |
| Th/Pb: | $^{232}\text{Th}$ | → | $^{208}\text{Pb}$ |

Die bereits in den vorangegangenen Kapiteln vorgestellten Quellen werden im Folgenden mit ihren typischen Isotopencharakteristiken aufgeführt (nach Hofmann, 1997; Rollinson, 1993; Weaver, 1991 und Zitate darin). Anschließend werden zunächst die primären Gesteine in den fünf gängigsten Diskriminierungsdiagrammen auf der Grundlage von Isotopenverhältnissen dargestellt. Bei den primären Magmen kann der Einfluss von Kontamination und Assimilation kontinentaler Kruste vernachlässigt werden. Im darauf folgenden Kapitel über die Isotopie der entwickelten Magmen wird sich zeigen, dass Kontamination und Assimilation bei der Genese dieser Magmen eine entscheidende Rolle spielten.

### Verarmte Mantelquellen

1. Die DM – Quelle (depleted mantle) ist der verarmte asthenosphärische Mantel, aus dem N – MORB Schmelzen entstehen. Der DM wird durch die am stärksten verarmten MORB – Proben definiert, die die radiogensten  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnisse und die unradiogensten  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – und  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse aufweisen.
2. Der MORB – Mantel. Die MORB – Quelle zeichnet sich durch unradiogene Rb/Sr – Verhältnisse und demzufolge unradiogene initiale  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Verhältnisse aus. Das Sm/Nd-Verhältnis ist hoch, so dass sich relativ radiogene  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnisse ergeben. In den U – Pb und Th – Pb – Systemen ist das U/Pb – bzw. Th/Pb – Verhältnis

niedrig. Daraus ergeben sich relativ unradiogene  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – und  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse. Bei der Charakterisierung der MORB – Quelle werden Analysen von Gesteinen des Mittelatlantischen Rückens, des Ostpazifischen Rückens und des Indischen Ozeanes zugrunde gelegt. Die Abweichung in der isotopischen Zusammensetzung vom DM – Mantel werden durch die Mischung von verarmtem asthenosphärischen Mantelmaterial und HIMU – Komponenten erklärt.

3. Der HIMU – Mantel. Charakteristisch für die HIMU – Quelle sind hohe  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – und  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse bei unradiogenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Verhältnissen und im Vergleich zu den anderen Quellen mittleren Werten für die Nd – Isotopie. Diese Mantelquelle muß demzufolge an U und Th gegenüber Pb angereichert sein ohne eine gleichzeitige Anreicherung von Rb gegenüber Sr. HIMU – Plume – Quellen werden durch das Recycling subduzierter ozeanischer Kruste in den Bereich der thermischen Grenzen im Mantel zum einen bei 660 km, zum anderen bei 2900 km erklärt. Diesem Material wurde vorher durch hydrothermale Aktivität Pb entzogen, was einen Anstieg der U/Pb – und Th/Pb – Verhältnisse bewirkte. Das Alter dieser subduzierten Kruste wird aus ihrer isotopischen Entwicklung abgeschätzt und liegt zwischen einer und zwei Milliarden Jahren (Hofmann, 1997; Christensen & Hofmann, 1994).

#### Angereicherte Mantelquellen

1. Die EM-1 („enriched – mantle 1“) Mantelquelle. Bei der EM 1 – Quelle ist das  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis unradiogen, das  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis dagegen radiogen,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ist variabel. Das Sm/Nd – Verhältnis ist niedrig, was sich in unradiogenen  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnissen auswirkt. Dieses wird durch Anteile von recyceltem pelagischem Sediment zusätzlich zu der alten subduzierten ozeanischen Kruste des Plumematerials (Weaver, 1991), kontinentaler Kruste (Hart & Zindler, 1989; Lustrino et al., 2000) oder mit Anteilen subkontinentaler Lithosphäre (Milner & Le Roex, 1996) erklärt.
2. Die EM-2 Mantelquelle zeichnet sich durch die höchsten Rb/Sr Gehalte und damit radiogene  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Verhältnisse und relativ radiogene  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – und  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse aus. Auch hier ist das Sm/Nd – Verhältnis niedrig. Der EM 2 – Mantel wird als Mantelplume mit Anteilen von alter subduzierter ozeanischer Kruste und altem terrigenen Sediment (Weaver, 1991) erklärt.

## Isotopie der primären Magmen

In der Tabelle I sind die Verhältnisse  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  und die  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  und  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse der primären Proben aufgeführt. Es werden darin alterskorrigierte Daten, bezogen auf ein durchschnittliches Alter von 28 Millionen Jahren, aufgeführt. Für die Pb – Isotope wurde zusätzlich eine Fraktionierungskorrektur durchgeführt, die das Verhalten der Pb – Isotope (Massenablenkung) im Massenspektrometer korrigiert. Die für die Berechnung der Alterskorrektur benötigten Gehalte von Th (4,81 ppm), U (1,85 ppm) und Pb (1,42 ppm) sind aufgrund fehlender eigener Messungen von Wedepohl (1999) übernommen. Die alterskorrigierten Daten werden in den nachfolgenden Abbildungen und Erläuterungen verwendet. Die Auswahlkriterien für die Proben waren zunächst der primitive Charakter (Mg – Zahlen  $\geq 66$ ,  $\text{SiO}_2$  – Gehalte  $< 45$  Gew.%) der Proben. Es wurde die gesamte Spannbreite innerhalb der Gruppe der primitiven Proben erfasst. Aus den drei Gruppen A, B und C wurden an jeweils ungefähr der Hälfte der Gesteine die Isotopen – Verhältnisse ermittelt.

Die folgenden Abbildungen zeigen die Isotopie der Gesteine im Vergleich mit der Isotopie der für Basalte möglichen Quellen atlantischer MORB (Mid Ocean Ridge Basalt), EM 1 (enriched mantle 1), EM 2 (enriched mantle 2), HIMU (high  $\mu$ ; hohes  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  in der Mantelquelle), DM (depleted mantle) und OIB (Ocean Island Basalt). Jede dieser Mantelquellen zeigt typische Isotopenverhältnisse und die Lage der untersuchten Proben in diesen Diagrammen deutet auf die Mantelkomponenten hin, die an der Bildung der Magmen beteiligt gewesen sind. Die Abbildung 31 zeigt die  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnisse gegen die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Verhältnisse der drei Probengruppen A, B und C. Die Linien, bzw. der Kreuzungspunkt der Linien beschreiben die Zusammensetzung der Gesamterde ohne den Kern („bulk silicate earth“). Diese Zusammensetzung muss die Erde nach der Bildung des Erdkernes und vor der Abtrennung der Erdkruste vom Erdmantel gehabt haben. Der Wert für das  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnis beträgt 0,512638, der Wert für das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Verhältnis beträgt 0,7045 (DePaolo & Wasserburg, 1976). Die Spannbreite der Nd – Isotopie der Proben liegt zwischen 0,512941 und 0,512801, die Werte der Sr – Isotopie variiert zwischen 0,703124 und 0,703516. Insgesamt zeigt die Gruppe A die höchsten Werte für die Nd – Isotopie und die niedrigsten Werte für die Sr – Isotopie. Die Gruppe B zeigt die unradiogenste Nd – Isotopie und die radiogenste Sr – Isotopie und die Verhältnisse der Gruppe C liegen in etwa in der Mitte. Die Probenpunkte fallen in den Überlappungsbereich der Felder der Ozeanischen Insel Basalte, der MOR – Basalte, wie auch in das Feld der HIMU – Basalte.

Die Abbildung 32 zeigt das  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis gegen das  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis, die Abbildung 33 das  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis gegen das  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis der drei Probengruppen. Das  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis variiert zwischen 19,27 und 19,79, das  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis zwischen 15,57 und 15,64 und das  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis zwischen 39,10 und 39,62. Bis auf die Probe HEJ 2 haben die Proben der Gruppe A die jeweils höchsten, die Proben der Gruppe B die niedrigsten Werte und die Gruppe C überschneidet sich mit beiden Gruppen. Die NHRL (=“Northern Hemisphere Reference Line“; Hart, 1984), wird durch die Lage von Mittelozeanischen Rücken Basalten (MORB) und Ozeanischen Insel Basalten (OIB) in  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  gegen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – und  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  gegen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Diagrammen definiert. Alle Proben liegen in etwa auf der NHRL. Es zeigt sich, dass die Proben in diesen Diagrammen wiederum in dem Feld von OI – Basalten liegen, teilweise fallen die Proben in das MORB – Feld.

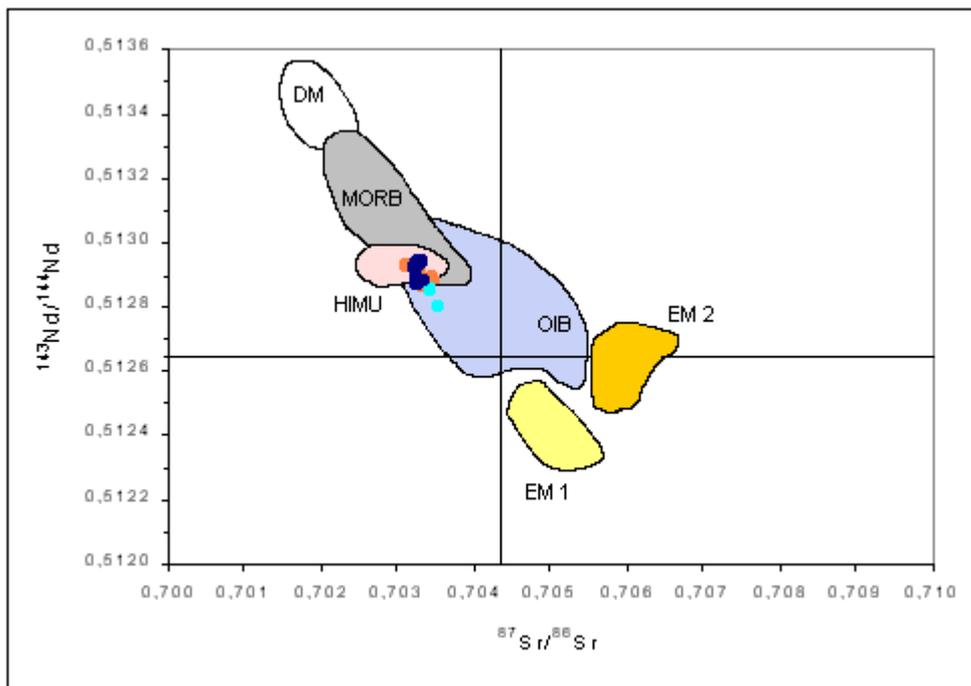


Abb. 31  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  der Gruppen A (blaue Kreise), B (hellblaue Kreise) und C (orange Kreise). OIB (Ocean Island Basalt), EM 1 (enriched mantle 1), EM 2 (enriched mantle 2) und HIMU (high  $\mu$ ) nach Hofmann (1997), MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) nach Wilson (1989), DM (depleted mantle) nach Zindler & Hart (1986).

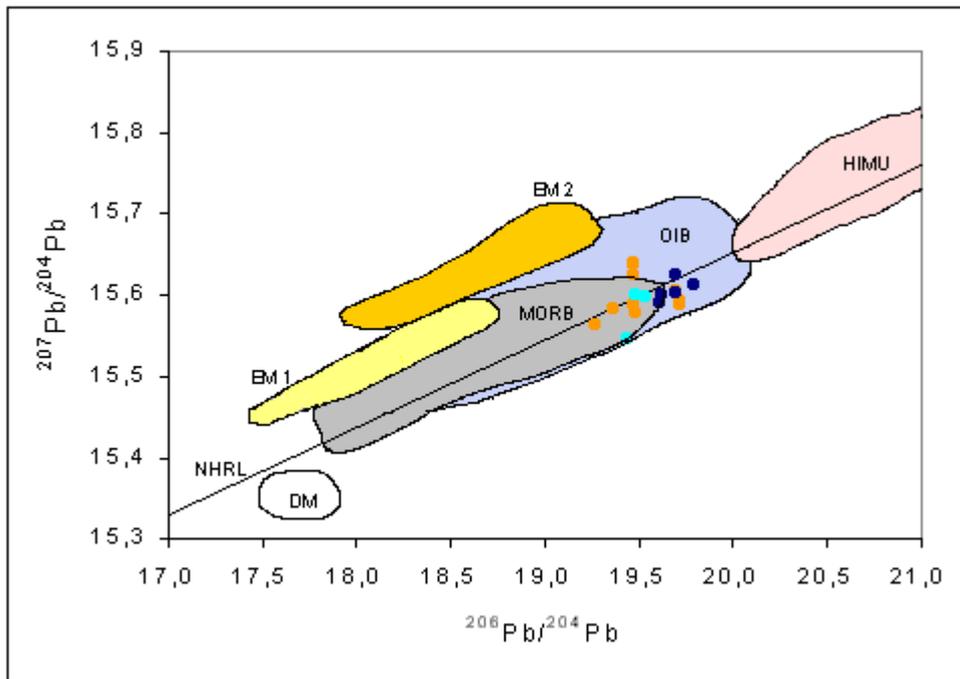


Abb. 32  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  der Gruppen A, B und C. NHRL = „Northern Hemisphere Reference Line“. OIB (Ocean Island Basalt), EM 1 (enriched mantle 1), EM 2 (enriched mantle 2) und HIMU (high  $\mu$ ) nach Hofmann (1997), MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) nach Staudigel et al. (1984) und Hamelin et al. (1984); DM (depleted mantle) nach Wilson (1989).

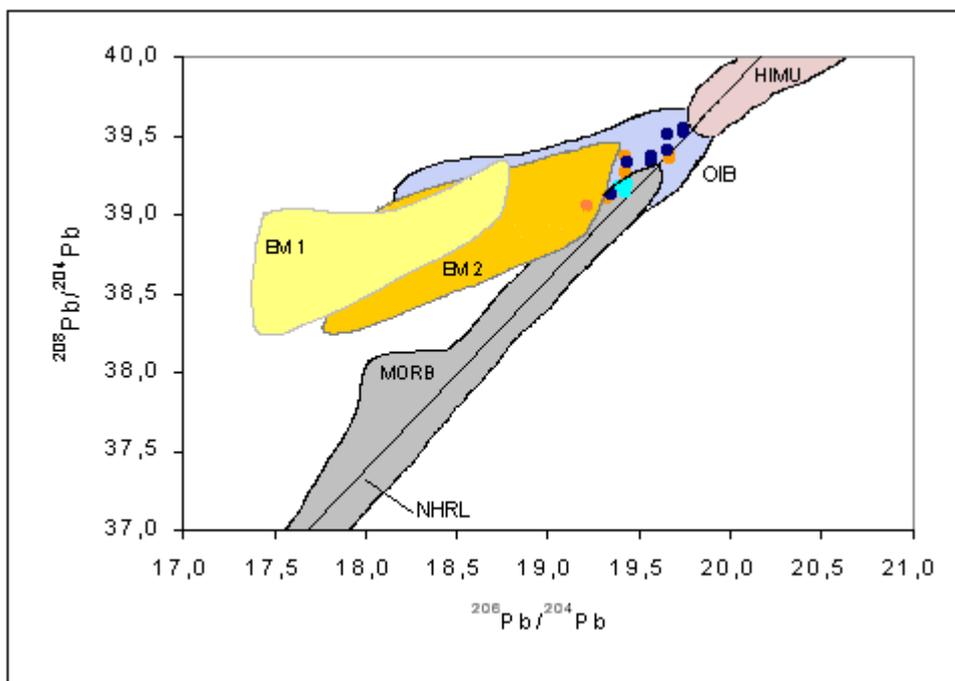


Abb. 33  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  der Gruppen A, B und C. NHRL = „Northern Hemisphere Reference Line“. OIB (Ocean Island Basalt), EM 1 (enriched mantle 1), EM 2 (enriched mantle 2) und HIMU (high  $\mu$ ) und MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) nach Hofmann (1997).

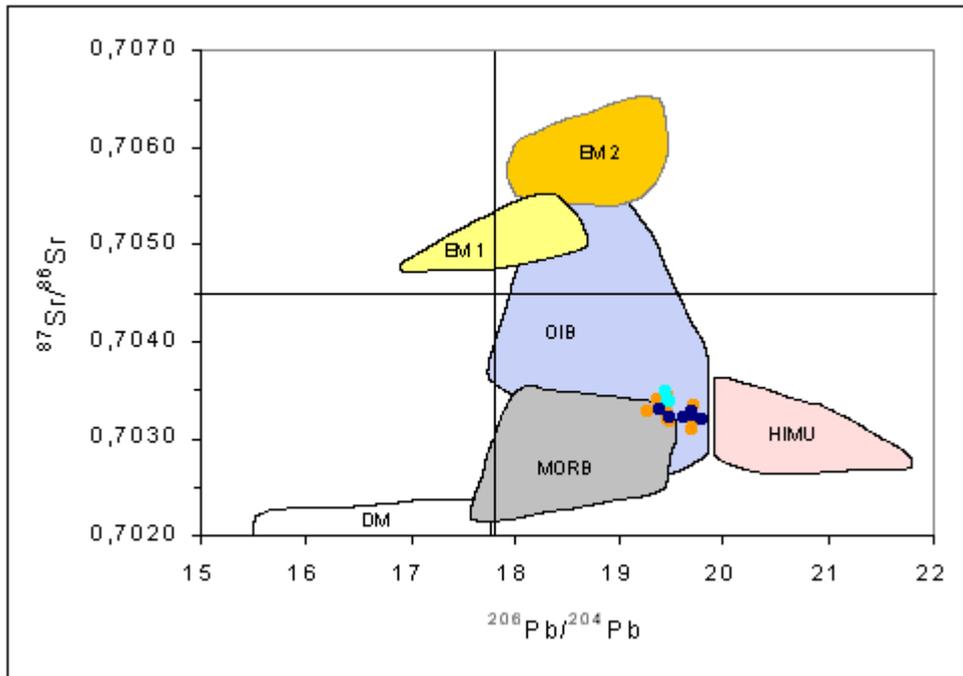


Abb. 34  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  der Gruppen A,B und C. OIB (Ocean Island Basalt), EM 1 (enriched mantle 1), EM 2 (enriched mantle 2) und HIMU (high  $\mu$ ) und MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) nach Hofmann (1997), DM (depleted mantle) nach Zindler & Hart (1986).

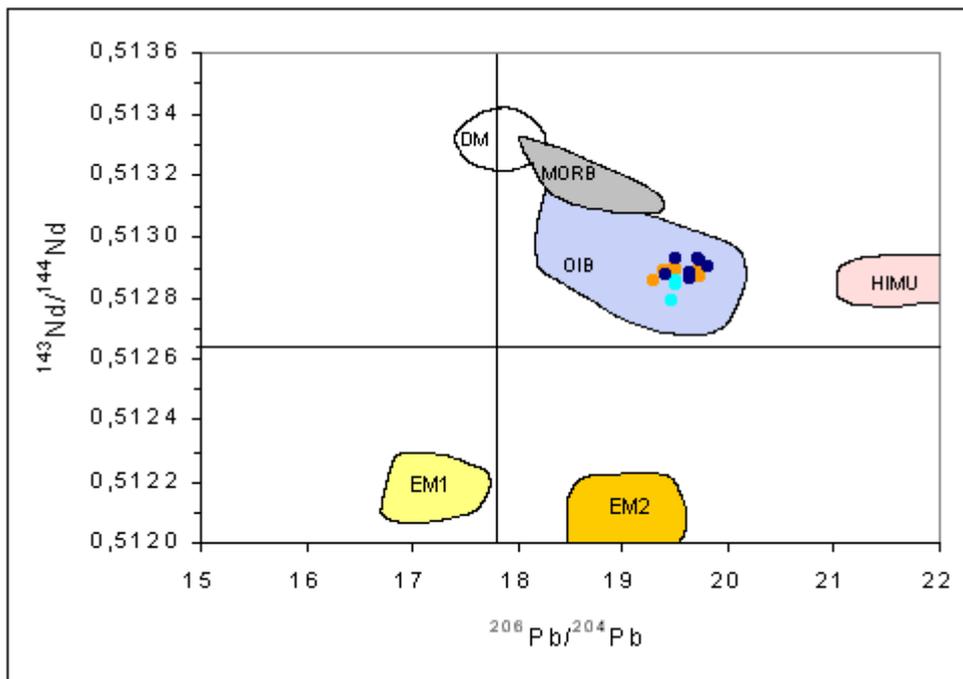


Abb. 35  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  der Gruppen A,B und C. MORB (Mid Ocean Ridge Basalt), OIB (Ocean Island Basalt) und DM (depleted mantle) nach Staudigel (1984). EM 1 (enriched mantle 1), EM 2 (enriched mantle 2) und HIMU (high  $\mu$ ) nach Zindler & Hart (1986).

Die Abbildung 34 zeigt das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Verhältnis gegen das  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis der Probengruppen. Die Abbildung 35 stellt die Verhältnisse von  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  gegen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  dar. Wie auch in den vorangegangenen Abbildungen liegen die Proben im Feld der OI – Basalte, teilweise im Feld der MOR – Basalte (Abb. 34).

Die Lage der Probenpunkte in den Diagrammen wird als Beitrag von drei unterschiedlichen Mantelquellen an der Genese der Magmen interpretiert. Die Proben liegen in den Diagrammen jeweils zwischen den Feldern, die von MORB, HIMU – Basalten und untergeordnet der EM 1 – Quelle definiert werden. Verglichen mit den Ergebnissen des Kapitels „Interpretation der Haupt-, Spuren- und Seltenen Erd Elemente“, in dem mit Hilfe der Spurenelementverhältnisse die HIMU – und EM 1 – Quellen identifiziert wurden, tritt nach Analyse der Isotopendaten zusätzlich die MORB – Quelle auf. Andererseits liegt das MORB Feld in fast allen Isotopen-Diagrammen zwischen den Feldern für die HIMU – und EM 1 – Quellen, bzw. überlappt das MORB – Feld mit dem HIMU – Feld (Abb. 31), so dass eine Mischung zwischen diesen beiden Quellen zwangsläufig im MORB – Feld liegen würde. Nur die Abbildung 35 ist geeignet, den Beitrag der MORB – Quelle zur isotopischen Zusammensetzung der Schmelzen zu zeigen. Durch einfache grafische Auswertung ergeben sich die Anteile von 46 % HIMU – Mantelquelle, 38 % MORB/DM – Mantelquelle und 16 % EM 1 – Mantelquelle.

Die HIMU – Quelle wird ebenso wie die MORB – Quelle als Hinweis auf Schmelzen der Asthenosphäre gedeutet. Über die EM 1 – Quelle kann an dieser Stelle nicht entschieden werden, ob sie asthenosphärischer, lithosphärischer oder krustaler Natur ist.

## Isotopie der entwickelten Magmen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden von vierzehn entwickelten Proben die Sr- und die Nd-Isotopie, sowie die Pb – Isotopie von zwölf Proben bestimmt. Die Ergebnisse sind in Tabelle J aufgeführt. Die Abbildung 36 zeigt die Sr – und die Nd – Isotopie der entwickelten Proben im Vergleich mit den primären Gesteinen.

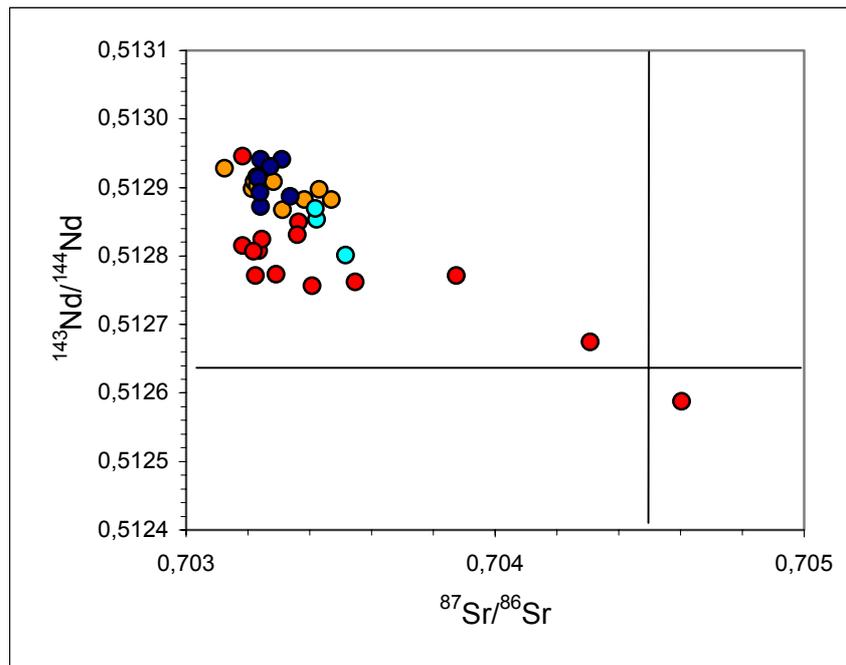


Abb. 36  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  gegen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  der primären Proben (dunkelblaue, hellblaue und orange Kreise) und der entwickelten Proben (rote Kreise).

Bis auf die Probe HEJ 45 zeigen die entwickelten Proben unradiogenere  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnisse bei gleichen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Verhältnissen als die primären Proben. Die Werte für das  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnis liegen zwischen 0,512945 der Probe HEJ 45 und 0,512587 der Probe HEJ 29. Die zwei stark differenzierten Proben HEJ 10 und HEJ 29 weisen neben niedrigen  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Werten die höchsten  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Werte auf. Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – Verhältnisse variieren zwischen 0,703183 der Proben HEJ 44 und HEJ 45 und 0,704605 der Probe HEJ 29. Die Abbildungen 37 a und b zeigen die Pb – Isotopie der entwickelten Proben wiederum im Vergleich mit den primären Proben.

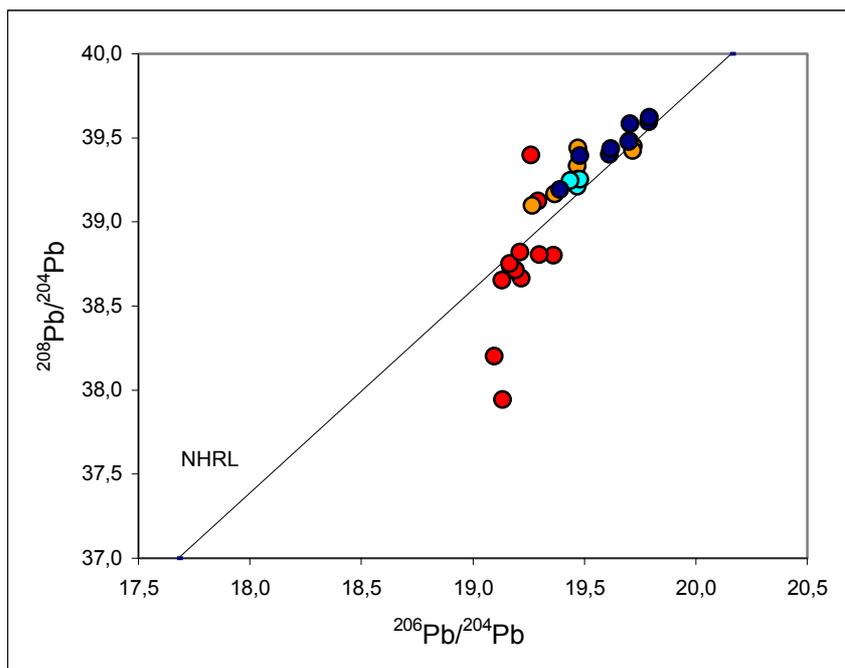
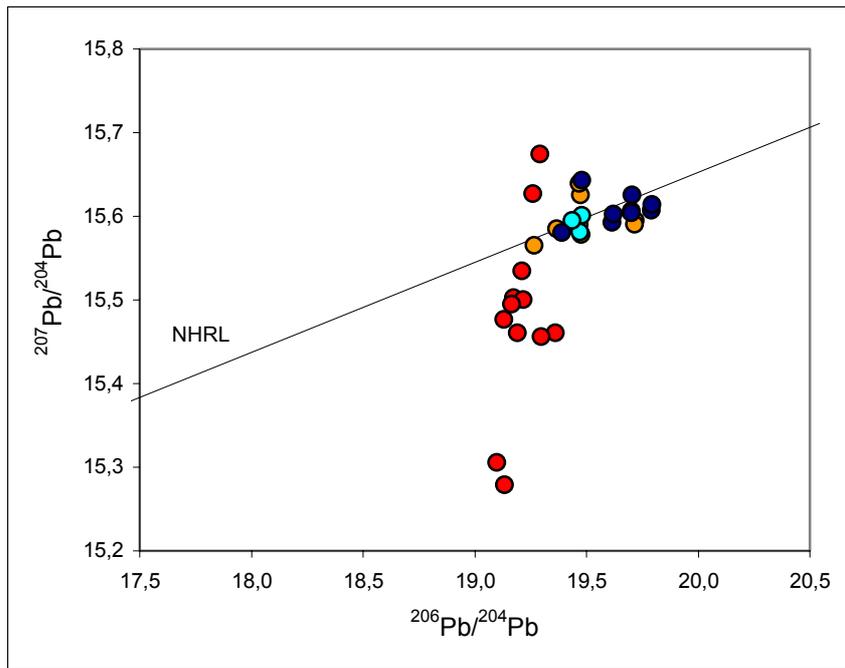


ABB 37 a und b  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  gegen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  und  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  gegen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  der primären Proben (dunkelblaue, hellblaue und orange Kreise) und der entwickelten Proben (rote Kreise).

Während die primären Proben in der Abb. 37 a eine stärkere Variabilität im  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  bei relativ geringer Variation im  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  zeigen, ist die Variation im  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  der entwickelten Proben sehr groß bei gleichzeitig geringer Spannbreite der  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse. Die Werte des  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisses der entwickelten Proben variiert zwischen 19,10 und 19,36. Die Spannbreite des  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisses liegt zwischen 15,28 (HEJ 20) und 15,68 (HEJ 29). Bemerkenswert ist vor allem, dass nur zwei der Proben (HEJ 35 und HEJ 29) so wie alle anderen Proben von Alkaliolivinbasalten Deutschlands (s. Kapitel „Modell des tertiären Vulkanismus der Hocheifel“, Abb. 45) oberhalb, der Rest der Proben dagegen unterhalb der NHRL liegen. Die Abbildung 37 b zeigt das  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis gegen das  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis aller Proben. Während die primären Proben in etwa auf der NHRL liegen, zeigen die entwickelten Proben einen Trend, der, bedingt durch die kleine Spannbreite der  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse, annähernd parallel zur Y – Achse verläuft. Die Werte des  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisses liegen zwischen 37,943 (HEJ 20) und 39,398 (HEJ 35). Die Mehrzahl der Proben liegt auch in diesem Diagramm unterhalb der NHRL. In der Pb – Isotopie gibt es im Unterschied zur Sr – und Nd – Isotopie keinen Zusammenhang zwischen dem Grad der Entwicklung der Proben und ihrer Isotopenwerte. Die Genese der entwickelten Proben wird im Vergleich mit den primären Proben nicht nur von der Zusammensetzung des Mantels und des Aufschmelzungsgrades bestimmt, sondern kann darüberhinaus auch von Kontamination und Assimilation von kontinentalem Krustenmaterial beeinflusst werden. Kontamination und Assimilation haben dann einen großen Einfluss auf die Isotopie der Gesteine, wenn die Kontaminanten im Vergleich zu den ursprünglichen basaltischen Magmen deutlich verschiedene Isotopenverhältnisse aufweisen. Hierbei muss die Konzentration der Elemente ebenfalls berücksichtigt werden. Besitzt beispielsweise der Kontaminant mit anderer Pb – Isotopie als der Ausgangsbasalt eine hohe Pb-Konzentration im Gegensatz zu der niedrigen Konzentration in basaltischen Magmen, wie z.B. die kontinentale Kruste, so bewirkt eine Kontamination in geringer Menge schon eine deutliche Veränderung der Pb – Isotopie des resultierenden Magmas. Die Abbildung 38 zeigt die Lage möglicher Kontaminanten im Sr – Nd – Diagramm. Zusätzlich zu den Proben der Hocheifel sind die Werte mafischer Granulite der Westeifel (Loock et al., 1990; Stosch & Lugmair, 1984) und Analysen von Klinopyroxen, Amphibol und Phlogopit aus verschiedenen Mantelperidotiten der Westeifel aufgeführt (Stosch & Lugmair, 1986).

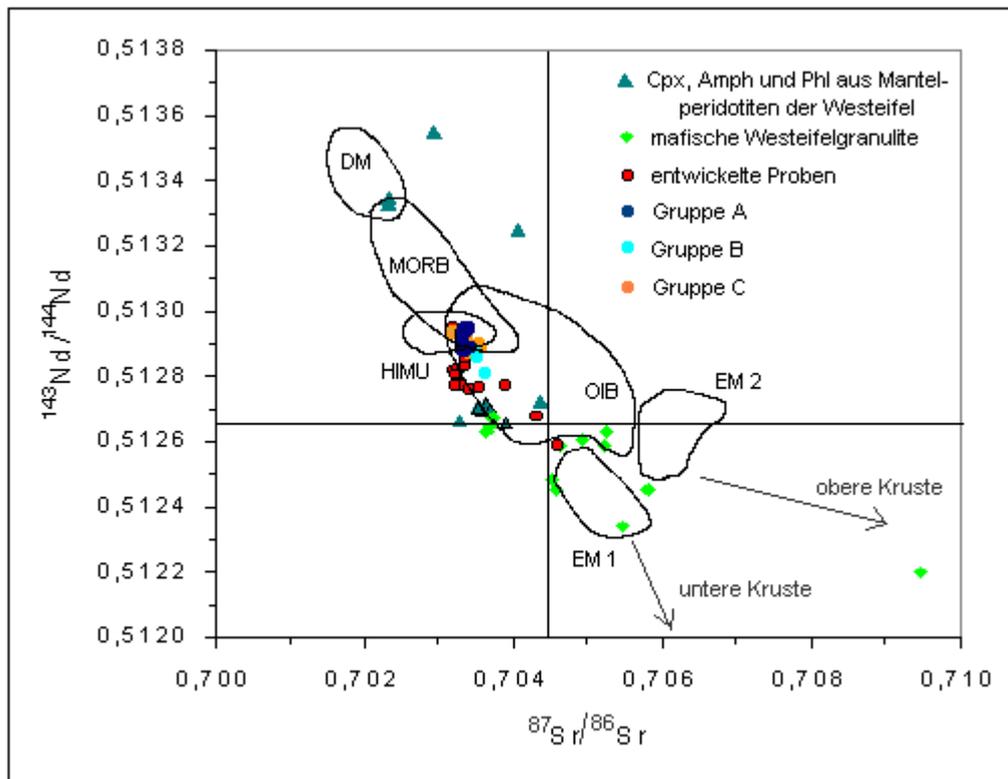


Abb.38  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  gegen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  der primären und der entwickelten Proben im Vergleich mit Mineralanalysen aus Mantelperidotiten der Westeifel (Stosch & Lugmair, 1986) sowie mafischen Granuliten der Westeifel (Stosch & Lugmair, 1984; Loock et al., 1990).

Aus der Abbildung 38 wird deutlich, dass aufgrund der unterschiedlichen Isotopie der Gesteine zum einen und der Minerale der Mantelxenolithe zum anderen, letztere nicht als Ausgangsmaterial in Frage kommen. Nach Stosch & Lugmair (1986) können die Xenolithe auch nicht als Teile des Mantels angesehen werden, aus dem die Basanite und Nephelinite der Westeifel erschmolzen wurden. Hieraus ergibt sich ein weiterer Hinweis auf die Heterogenität des Mantels unter der Eifel. Für die Genese der entwickelten Gesteine der Hocheifel ergibt sich aus diesem Diagramm eine mögliche Mischung zwischen dem Mantelmaterial aus dem auch die primären Magmen erschmolzen wurden und der EM 1 – Komponente, die neben Plume – Material mit subduziertem terrigenem Sediment und ozeanischer Kruste auch als Beitrag der subkontinentalen Lithosphäre oder der unteren kontinentalen Kruste interpretiert werden kann. Denkbar wäre demnach eine Genese, bei der primäre Schmelzen einem AFC – Prozess unterworfen wurden, bei dem in der Hauptsache Olivin, Klinopyroxen, Plagioklas, Hornblende und Magnetit fraktionierten und Granulite der unteren Kruste mit der Zusammensetzung von Stosch & Lugmair (1988; hellgrüne Rauten) assimiliert wurden. Die Ergebnisse der Messungen der Pb – Isotopie lassen diese Erklärungsmöglichkeit nicht mehr

zu. Die Abbildungen 39 a und b zeigen die Pb – Isotopie der Proben und darüberhinaus die Isotopie von Unterkrustengranuliten der Westeifel aus Xenolithen (Rudnick & Goldstein, 1990), wiederum dargestellt durch hellgrüne Rauten, variszischer Granulite (Vidal & Postaire, 1985), Xenolithen des Massif Central, dargestellt durch blaue Rauten, und von Feldspäten variszischer Granite, gelbe Rauten, (beides Vitrac et al.,1981).

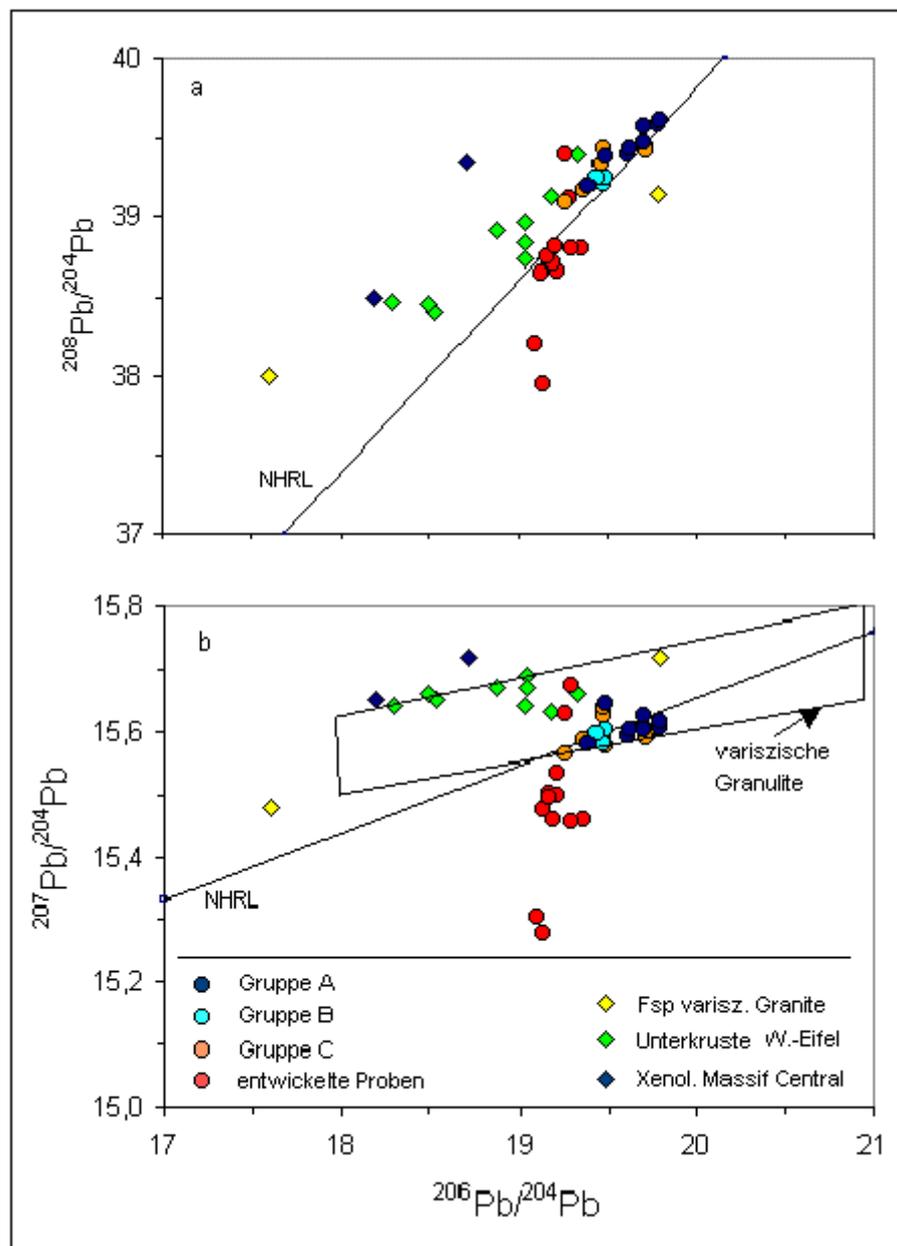


Abb. 39 a und b  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  gegen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  und  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  gegen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  der primären und der entwickelten Proben sowie Analysen der Unterkruste der Westeifel (Rudnick und Goldstein, 1990) und variszischer Granulite und Mantelperidotit-Xenolithen des Massif Central (Vitrac et al., 1981) und das  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  gegen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  variszischer Granulite (Vidal & Postaire, 1985).

Es zeigt sich, dass im Gegensatz zu den entwickelten Proben, alle möglichen Kontaminanten, bzw. Quellen, die für die Entstehung der Magmen in Frage kommen, oberhalb der NHRL liegen. Demnach bleibt nur für die Proben HEJ 10, HEJ 29 und HEJ 35 die aus der Interpretation des Sr – Nd Diagramms entworfene Entstehungsmöglichkeit, die Kontamination der primären Schmelze mit mafischer unterer Kruste unter gleichzeitiger Fraktionierung (AFC – Prozess, DePaolo, 1981), als Erklärung für die Genese der entwickelten Proben übrig.

Die restlichen Proben zeigen im Unterschied zu publizierten Pb – Isotopen – Daten alkalibasaltischer Gesteine aus mitteleuropäischen intrakontinentalen Vulkangebieten mit alkaliolivinbasaltischem Magmatismus (z.B. Wörner et al., 1986; Hegner et al., 1995; Wedepohl & Baumann, 1999) und auch weltweiten Daten (z.B. Spanien, Cebriá et al., 2000; Brasilien, Fodor et al., 1998; Australien, Zhang et al., 2001; Sudan, Franz et al., 1999; Ostafrikanisches Riftsystem, Altherr et al., 1990; Stewart & Rogers, 1996, Volker et al., 1997; Thailand, Zhou & Mukasa, 1997 und China, Chung et al., 1994) eine unradiogenere Pb – Isotopie, die deutlich unterhalb der NHRL liegt. Es liegen keine Pb – Isotopen – Daten für Xenolithe des Mantels der Hocheifel vor, so dass die folgenden Überlegungen nur als modellhafte Erklärung verstanden werden können.

Für die entwickelten Proben gibt es zwei theoretische Möglichkeiten der Genese.

1. Die Mantelquelle hat eine stark verarmte Pb – Isotopie mit niedrigem  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ), die über lange Zeit ungestört durch Metasomatose und damit Zufuhr von U und Th, ihre Isotopie entwickeln konnte (Lustrino et al, 2000). Die aus diesem Mantel erschmolzenen Schmelzen sind dann während des Aufstiegs unterschiedlich stark durch Material mit höheren Pb – Isotopen – Werten, wie z.B. Granuliten der unteren Kruste, kontaminiert worden.
2. Die Mantelquelle liegt im Bereich der primären Proben mit einer „normalen“ Pb – Isotopie und die Proben werden mit einer sehr unradiogenen Komponente kontaminiert. Da im zweiten Fall die niedrige Pb – Isotopie durch den Kontaminanten erklärt würde, müsste dieser aufgrund des prozentual geringen Beitrags zur Isotopie der Gesteine im Vergleich zu der Mantelquelle der ersten Erklärungsmöglichkeit eine deutlich stärker verarmte Isotopie besitzen.

Als Erklärung für die unradiogene Zusammensetzung des Kontaminanten gibt es zwei grundsätzliche Möglichkeiten. Zum einen könnte alte untere kontinentale Kruste als Reservoir mit niedrigem U/Pb – und Th/Pb – Verhältnissen vorliegen. Diese muss früh in der kontinentalen Entwicklungsgeschichte gebildet worden sein und in der Folge nicht durch

weitere orogene oder metasomatische Prozesse mit U oder Th angereichert worden sein, um die unradiogene Zusammensetzung zu entwickeln. Gegen diese Möglichkeit sprechen zum einen die Analysen der unteren Kruste der Eifel (Rudnick & Goldstein, 1990), die Werte deutlich über der NHRL zeigen, und zum anderen die Ergebnisse von Zartman & Haines (1988), die Pb – Entwicklungskurven für die untere Kruste, die obere Kruste und den Mantel, sowie dem orogenen Reservoir, das als Mischung der drei anderen Komponenten betrachtet wird, berechnet haben. Die Ergebnisse werden in Abbildung 40 a und b dargestellt. In diesem Modell hat zwar die untere Kruste die niedrigsten  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse von allen Reservoiren gleichzeitig jedoch die höchsten  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnisse. Andererseits zeigen die Proben im  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Diagramm (Abb. 37 b) eine weniger deutliche Verarmung bezogen auf die NHRL im Vergleich zum  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Diagramm (Abb. 37 a), so dass die Möglichkeit der Kontamination mit unterer Kruste nicht ausgeschlossen werden kann.

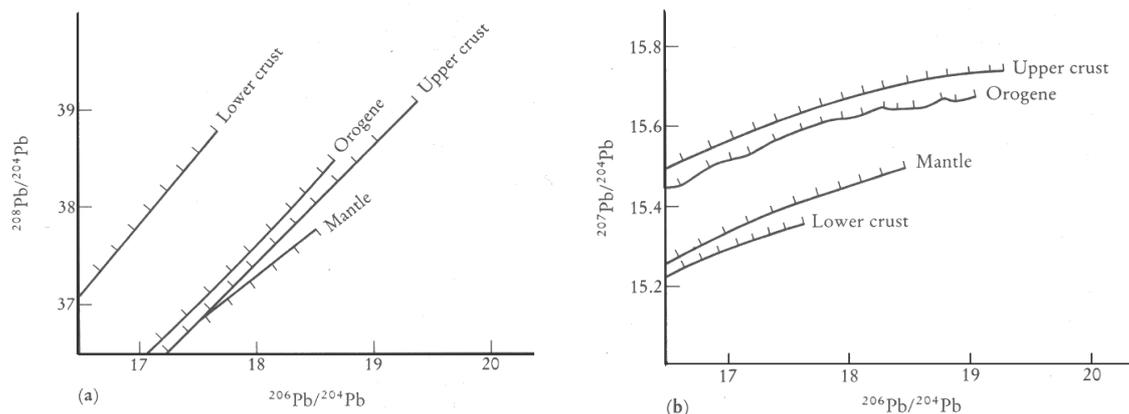


Abb. 40 a und b Pb-Isotopen Entwicklungskurven für a)  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  gegen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  und b)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  gegen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , für die untere Kruste, die obere Kruste, den oberen Mantel und für Orogene nach Zartman & Haines (1988) übernommen aus Rollinson (1993). Die Einheiten auf den Kurven entsprechen 100 Mio. Jahren.

Die Isotopie der Proben HEJ 10, HEJ 29 und HEJ 35 könnte durch Kontamination mit der unteren Kruste der Eifel mit der Zusammensetzung von Rudnick und Goldstein (1990) erklärt werden. Um die Isotopie aller entwickelten Gesteine mit Kontamination mit unterer Kruste erklären zu können, muss darüberhinaus eine unradiogene Kruste angenommen werden, die bisher nicht beprobt wurde. Als weitere Erklärungsmöglichkeit für die verarmte Pb – Isotopie der entwickelten Proben der Hocheifel kann ebenfalls der lithosphärische Mantel, mit in beiden Systemen unradiogener Entwicklung, als Quelle der entwickelten Magmen in Frage kommen. Der Mantel unter der Hocheifel muss allerdings eine noch verärmtere Isotopie als

der des Modells von Zartman & Haines (1988) entwickelt haben. Mit den entwickelten Proben vergleichbar unradiogener Pb – Isotopie weisen Klinopyroxene in Lherzolith – Xenolithen des subkontinentalen lithosphärischen Mantels Afrikas auf (Wilson (1989). Für diesen lithosphärischen Mantel gilt ebenso für eine hypothetische Kruste, dass es sich um alte Komponenten mit ursprünglich niedrigen U/Pb – und Th/Pb – Verhältnissen handeln muss, die ungestört von weiterer Zufuhr von U oder Th durch metasomatische Prozesse diese unradiogene Pb – Isotopie entwickelt haben.

Die Abbildung 41 zeigt das  $\epsilon\text{Nd}$  gegen den MgO Gehalt aller Proben dieser Arbeit. Der Großteil der primären Proben liegt in einem Bereich zwischen 10 und 12 Gew.% MgO und  $\epsilon\text{Nd}$ -Werten zwischen +5 und +7. Dieser Bereich wird in etwa als Zusammensetzung der Asthenosphäre mit HIMU, DM und EM 1 Zusammensetzung angesehen (s.o.). Ausgehend von dieser Zusammensetzung zeigen einige Proben der Gruppe C (HEJ, 4, 13, 23, 68 und 69) sowie die Probe HEJ 5 der Gruppe A Kontamination mit MgO-reichen lithosphärischen Mantelxenolithen (s. Kapitel „Petrographie“ und „Zusammensetzung des Mantels und Aufschmelzungsgrad“). Die Proben der Gruppe B zeichnen sich neben hohen MgO – Gehalten durch niedrige  $\epsilon\text{Nd}$  – Werte aus. Neben dem niedrigen Aufschmelzungsgrad (s. Kapitel „Zusammensetzung des Mantels und Aufschmelzungsgrad“), der für diese Proben bei gleichzeitig den höchsten Druck – Bedingungen (s. Kapitel „Bildungsbereich der Magmen“) wurde eine Mantelzusammensetzung ermittelt, die die stärkste Metasomatose widerspiegelt (hohe  $\text{P}_2\text{O}_5$  – und LSEE – Gehalte). Demnach kann für diese Proben ein erhöhter Anteil lithosphärischen Mantelmaterials angenommen werden. Die Gruppe der entwickelten Proben (ohne die Probe HEJ 45) zeigt die niedrigsten  $\epsilon\text{Nd}$  – Werte zwischen +2 und +4,5. Die Interpretation der Haupt – und Spurenelemente hat bereits gezeigt, dass die entwickelten Proben nicht aus den primären Proben hervorgegangen sind. Die Lage der Probenpunkte wird als das Ergebnis von Assimilation, Kontamination und Fraktionierung aus einem nicht bekannten (asthenosphärischen oder lithosphärischen?) Ausgangsmagma mit unterer kontinentaler Kruste interpretiert. Die Abbildung 42 ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  gegen MgO) zeigt den Prozess noch deutlicher. In der Abbildung werden mögliche Kontaminierungs- und Fraktionierungspfade (AFC – Prozess) für die entwickelten Proben dargestellt. Die drei Proben HEJ 10, 29 und 35 können als Ergebnis von Kontamination mit unterer Kruste der Zusammensetzung von Rudnick und Goldstein (1990) interpretiert werden, der andere AFC – Pfad weist auf Kontamination mit unterer Kruste bisher unbeprobter Zusammensetzung mit extrem niedrigen  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Gehalten hin.

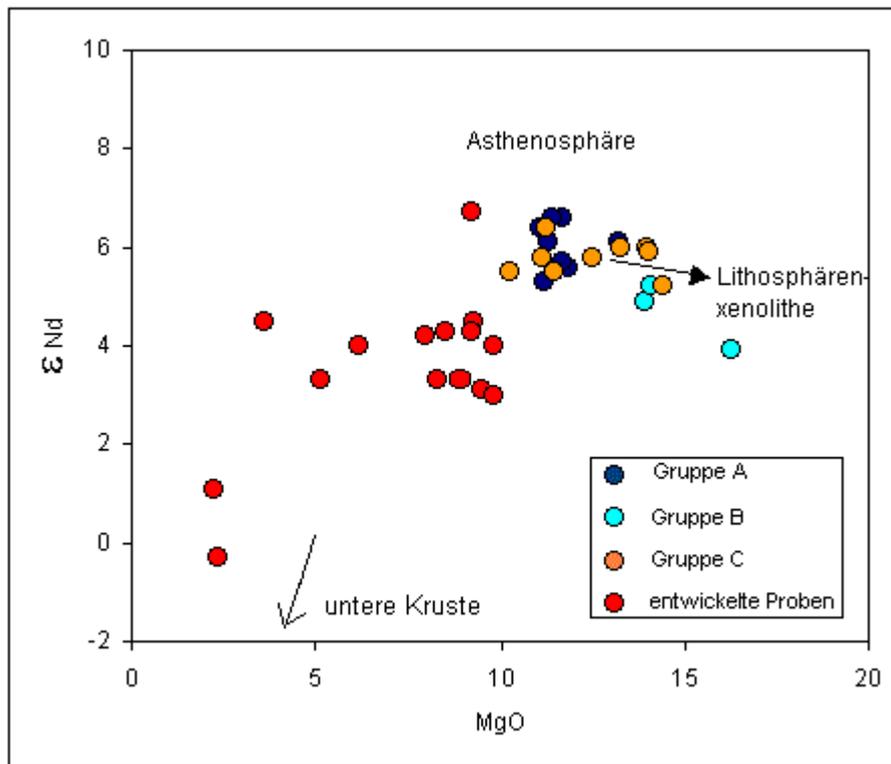


Abb. 41  $\epsilon_{Nd}$  gegen MgO aller Probengruppen dieser Arbeit mit ungefährender Zusammensetzung von Asthenosphäre, Lithosphäre und unterer Kruste.

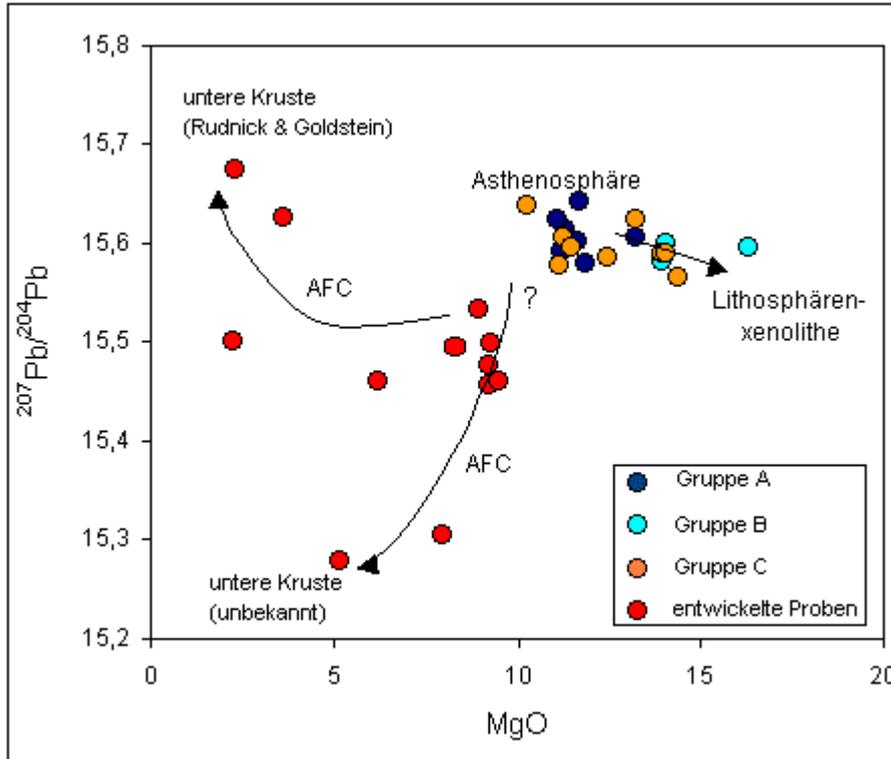


Abb.42  $^{207}Pb/^{204}Pb$  gegen MgO aller Probengruppen dieser Arbeit. Außerdem sind die angenommene Zusammensetzung von Asthenosphäre und Lithosphäre, sowie die Zusammensetzung der unteren Kruste nach Rudnick & Goldstein (1990) und die mögliche Zusammensetzung bisher unprobierter unterer Kruste mit unterschiedlichen AFC-Pfaden dargestellt.

Nachfolgend wird eine AFC – Modellrechnung vorgestellt. Mit Hilfe der AFC – Modellrechnung (DePaolo, 1982) kann ein Modell entwickelt werden, das quantitativ beschreibt, welchen Prozessen bestimmte Ausgangsmagmen auf dem Weg zur Erdoberfläche unterworfen waren. Zunächst müssen eine Reihe von geologisch sinnvollen Ausgangsbedingungen definiert werden. Im Einzelnen gehen die folgenden Parameter für ein beliebiges Spurenelement in die Rechnung ein:

$$C_L = C_{L^0} f + (r/r - 1 + D) * C^* (1 - f)$$

Hierbei ist  $C_{L^0}$  die Konzentration des Spurenelementes in der Ausgangsschmelze,  $C_L$  ist die Konzentration des Spurenelementes im kontaminierten Magma,  $C^*$  ist die Konzentration des Spurenelementes im Kontaminanten,  $r$  gibt das Verhältnis von Assimilationsrate zur Rate der Fraktionierung an und  $D$  ist der Gesamtverteilungskoeffizient der fraktionierten Minerale. Das  $f$  wird durch die folgende Gleichung beschrieben:

$$f = F - (r - 1 + D)/(r - 1)$$

wobei  $F$  die Restschmelzmenge beschreibt.

Bei der Berechnung der Modellschmelzen müssen demnach zum einen sinnvolle Ausgangsschmelzen ausgewählt werden, zum anderen müssen die Minerale, die fraktioniert werden bestimmt und deren Verteilungskoeffizienten bezogen auf das jeweilige Spurenelement festgelegt werden.

Da die Zusammensetzungen der Kontaminanten, wie auch des asthenosphärischen Mantels aufgrund fehlender Analysen von diesen Gesteinen spekulativ bleiben muss, kann die Modellrechnung nur den Prozess der Magmenbildung beschreiben und nicht ein quantitatives Ergebnis liefern. In der Abbildung 43 wird die Nd – Isotopie als  $\epsilon Nd$  gegen das  $^{207}Pb/^{204}Pb$  – Verhältnis der Gesamtheit der Proben dargestellt. Die Kurve beschreibt die Zusammensetzung der Modellschmelze bei unterschiedlichen Restschmelzanteilen zwischen 99 und 1 %.

Dem Modell liegen folgende Annahmen zugrunde:

- Die Rate von Fraktionierung zu Assimilation „r“ wurde mit 0,6 angenommen.
- Die Konzentrationen von Pb und Nd betragen im Ausgangsmagma 5 und 30 ppm, im Kontaminanten 10 und 2 ppm.
- Das  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnis im Ausgangsmagma ist 0,5129, im Kontaminanten 0,5104 bei 28 Millionen Jahren.
- Das  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis im Ausgangsmagma beträgt 15,6, im Kontaminanten 15,2 bei 28 Millionen Jahren.
- Die Gesamtverteilungskoeffizienten  $K_{D(\text{Nd})} = 0,5$  und  $K_{D(\text{Pb})} = 0,7$ .

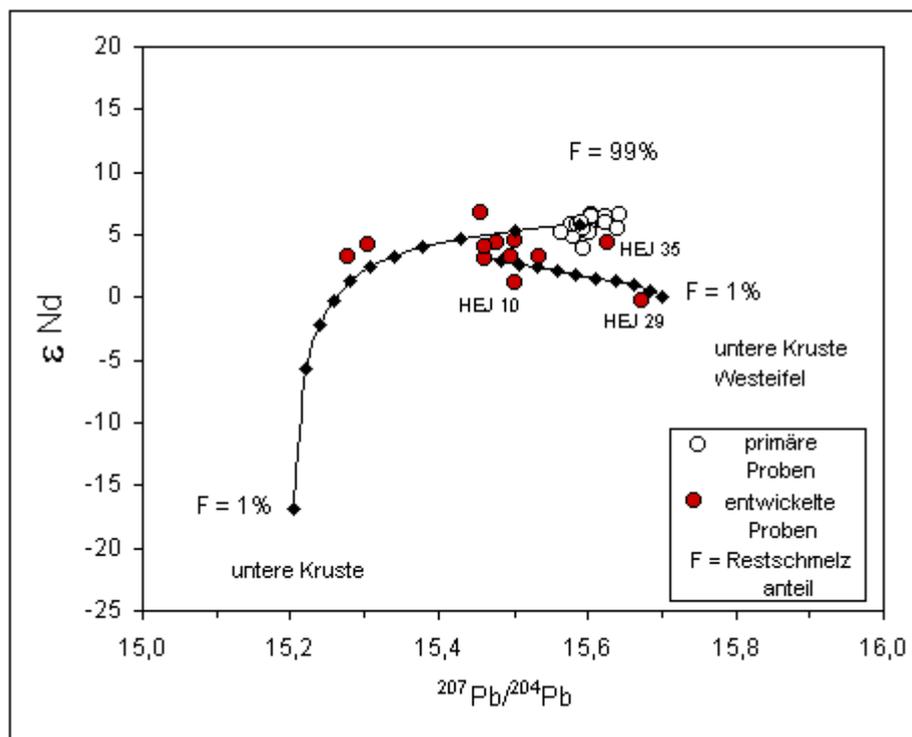


Abb. 43 AFC-Modell (De Paolo, 1981) für die entwickelten Proben mit Kontamination durch untere kontinentale Kruste bisher unbeprobter Zusammensetzung und dem modellierten AFC-Pfad für die Proben HEJ 10 und HEJ 29 mit unterer Kruste der Zusammensetzung von Granuliten der Westeifel (Rudnick & Goldstein, 1990; Loock et al., 1990).

In der Abbildung 43 zeigt sich eine gute Übereinstimmung der Lage der Probenpunkte mit dem modellierten Kurvenverlauf. Die Mehrzahl der entwickelten Proben liegt in einem Feld zwischen Restschmelzanteilen von 90 und 80 %. Die Proben mit den sehr niedrigen  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnissen liegen bei einem Restschmelzanteil von 40 – 50 %. Die Kontamination mit unterer Kruste der Zusammensetzung von Rudnick & Goldstein (1990) und Loock et al. (1990) ist ebenfalls berechnet worden.

Diesem Modell liegen folgende Annahmen zugrunde:

- Die Rate von Fraktionierung zu Assimilation „r“ wurde mit 0,7 angenommen.
- Die Konzentrationen von Pb und Nd betragen im Ausgangsmagma 5 und 30 ppm, im Kontaminanten 2 und 10 ppm.
- Das  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – Verhältnis im Ausgangsmagma ist 0,512762, im Kontaminanten 0,5126 bei 28 Millionen Jahren.
- Das  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Verhältnis im Ausgangsmagma beträgt 15,46, im Kontaminanten 15,7 bei 28 Millionen Jahren.
- Die Gesamtverteilungskoeffizienten  $K_{D(\text{Nd})} = 0,5$  und  $K_{D(\text{Pb})} = 0,7$ .

Die modellierte Kurve zeigt für die Probe HEJ 10 einen Restschmelzanteil von 80 %, für die Probe HEJ 29 einen Restschmelzanteil von 10 – 20 %. Die Zusammensetzung des Ausgangsmagmas gleicht der Zusammensetzung der Gruppe der entwickelten Magmen. Der Kurvenverlauf entspricht auch für diesen modellierten AFC – Pfad gut der Lage der Probenpunkte. Die Probe HEJ 35 liegt im Feld der primären Proben, so dass sich für diese Probe nun (auch unter Einbeziehung der Abb. 39, 41 und 42) die genetische Deutung als fraktionierte Probe aus der Gruppe der primären Magmen mit einem gewissen Anteil von Kontamination mit unterer kontinentaler Kruste der Zusammensetzung von Rudnick & Goldstein (1990) ergibt.

Zusammenfassend wird für die Genese der primären Magmen ein asthenosphärisches Ausgangsmaterial (zusammengesetzt aus HIMU, DM und EM 1 Komponente) angenommen. Einige Proben zeigen petrographisch und in ihrer Haupt- und Spurenelementgeochemie Hinweise auf Kontamination mit Mantelxenolithen. Dieses spiegelt auch die Abbildung 41 wider. Darin zeigen genau diese Proben ein in etwa gleichbleibendes  $\epsilon\text{Nd}$  mit typischen Werten für Mantelgesteine mit höheren MgO – Gehalten. Die Abbildung 42 mit  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – Gehalten gegen MgO zeigt ebenso die Kontamination einzelner Proben mit lithosphärischen Mantelxenolithen. Aus dieser Abbildung ergibt sich der Hinweis, dass der hypothetische Kontaminant der entwickelten Proben mit den niedrigen mit  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – und  $\epsilon\text{Nd}$  – Gehalten nicht die gleiche Lithosphäre sein kann, denn die Kontamination mit diesem Lithosphärenmaterial führt offenbar nicht zu den niedrigen Gehalten wie sie die entwickelten Proben zeigen. Ein weiteres Argument für untere Kruste als Kontaminant der entwickelten Proben ist die in der Modellrechnung eingesetzte Nd – Isotopie mit negativem  $\epsilon\text{Nd}$ , das Mantelgesteine in der Regel nicht haben.

Die Genese der Proben HEJ 29 und HEJ 10 (sowie HEJ 35) wird durch die Kontamination mit unterer kontinentaler Kruste der bekannten Zusammensetzung von Rudnick & Goldstein (1990) und Loock et al. (1990) erklärt. Dieses würde auch mit denen im Kapitel Geochemie gewonnenen Erkenntnissen übereinstimmen. In den Abbildungen 21 a) Ba/Nb – Zr/Nb und b) La/Nb – Zr/Nb Diagrammen und insbesondere der Abbildung 22 dem Rb/Nb – K/Nb Diagramm ergeben sich für die Quellen der entwickelten Proben Mischungen aus einer HIMU – Quelle mit EM1 und kontinentaler Kruste.

## 8. Bildungsbereich der Magmen

Die Ergebnisse des Kapitels über die Aufschmelzung und Zusammensetzung des Mantelmaterials liefern wertvolle Hinweise auf die Tiefenlage, in der die primären Magmen entstanden sein könnten. Durch die modellierte Zusammensetzung der Mantelquelle ergibt sich, dass die Bildung im Stabilitätsbereich von Amphibol stattgefunden haben muss, da Amphibol und nicht Phlogopit die OH – haltige Phase im Mantel war. Der obere Stabilitätsbereich von Amphibol liegt bei 28 kbar. Eine engere Eingrenzung des Druckbereiches erlaubt das sich aus den durchgeführten Modellrechnungen ergebende gleichzeitige Auftreten von Spinell und Granat. Daraus folgt, dass die Bildungstiefe der Magmen im Übergangsbereich zwischen beiden Mineralen gelegen haben muß. Dieser Übergangsbereich liegt zwischen 20 – 25 kbar entsprechend einer Tiefe von 60 – 75 km. Die Abbildung 44 zeigt die Kationen – Molprozent von Mg und Fe der primitiven Proben.

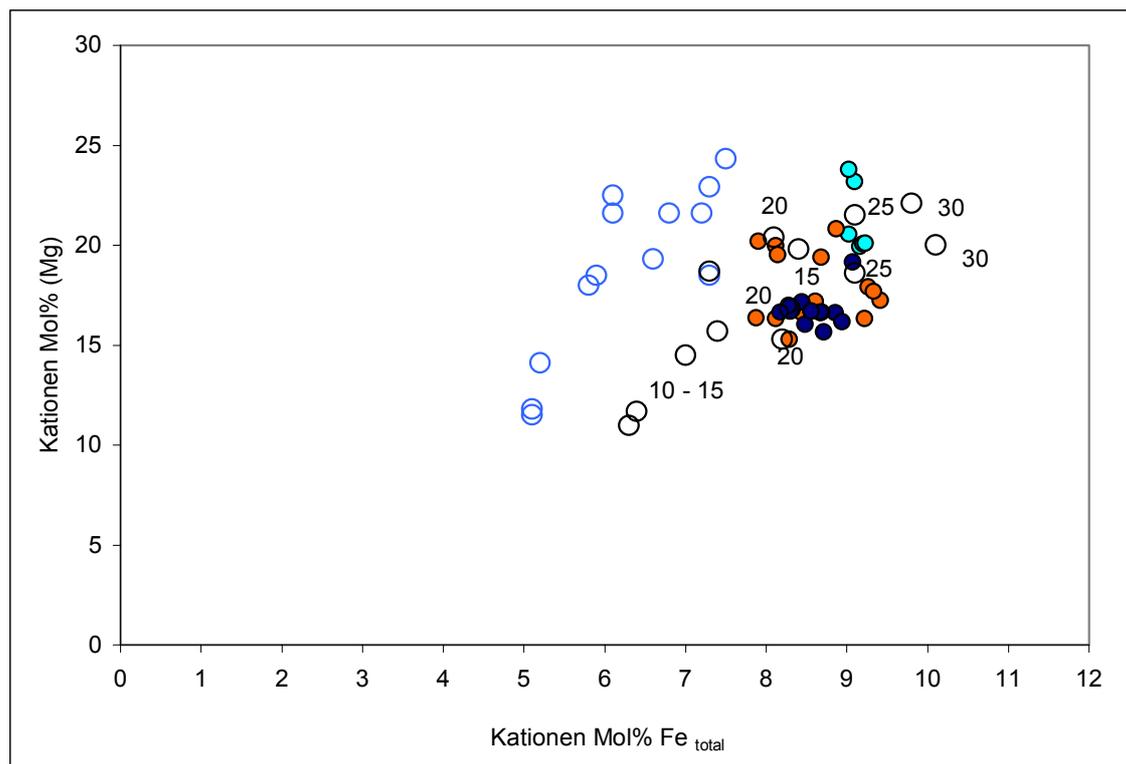


Abb. 44 Kationen Molprozent von Mg gegen  $Fe_{total}$  (nach Furman, 1985 und Referenzen darin). Die blauen Kreise stellen experimentell ermittelte Schmelzzusammensetzungen aus verarmtem Mantelmaterial (KLB 1, Hirose & Kushiro, 1993) zwischen Drucken von 10 und 30 kbar dar. Die schwarzen Kreise sind Schmelzzusammensetzungen aus fertilem Mantelmaterial (HK 66, Hirose & Kushiro, 1993). Die Zahlen geben die Drucke an. Die Proben dieser Arbeit fallen in die Felder zwischen 20 und 25 kbar. Blaue Punkte: Gruppe A, hellblaue Punkte: Gruppe B und orange Punkte: Gruppe C.

Die offenen Kreise stellen experimentelle Schmelzen aus zum einen fertilen (schwarze Kreise) und zum anderen verarmten (blaue Kreise) Mantelmaterial dar (Hirose & Kushiro, 1993). Die drei Probengruppen sind Gruppe A (blaue Kreise), Gruppe B (hellblaue Kreise) und Gruppe C (orange Kreise). Die Zahlen geben die Druckbedingungen an. Obwohl die Experimente mit Mantelgesteinen ohne Anteil von H<sub>2</sub>O – führenden Phasen durchgeführt wurden, können die Ergebnisse hier verwendet werden, da der Hauptanteil der Mg und Fe kontrollierenden Phasen durch Olivin und Klinopyroxen gestellt wird. Die Proben dieser Arbeit fallen in Felder, die von experimentellen Schmelzen aus fertilem Mantelmaterial unter Drucken zwischen 20 und 25 kbar gebildet wurden. Die sicherlich geologisch junge sekundäre Anreicherung inkompatiblen Elementen im Mantel der Hocheifel entspricht demnach einem re-fertilisierten und nicht dem verarmten Mantelmaterial, wie aus der unradiogenen Sr – aber radiogenen Nd – Isotopie zu vermuten wäre. Die Proben der Gruppe B fallen deutlich in den Bereich von 25 kbar, wogegen die beiden Gruppen A und C in dem Feld von 20 kbar liegen. Demzufolge sind die Magmen der Gruppe B bei höheren Drucken gebildet worden als die Magmen der Gruppen A und C. Generell werden kleinere Aufschmelzungsgrade mit Magmenbildung in größeren Tiefen in Zusammenhang gebracht (z.B. Sun & Hanson, 1975; Frey et al, 1978). Um Schmelzbildung in Phlogopit – und Amphibol – führendem Peridotit zu erreichen, sind Temperaturen von 1100 – 1200 °C nötig (Wyllie, 1981; Wyllie, 1988). Experimente zeigen, dass metasomatisch überprägter Mantel mit einem Wassergehalt von 0,2 % und bei einer durchschnittlichen Temperatur von 1100 bis 1150 °C partielle Schmelzen bildet. Diese Temperaturen werden in 100 km Tiefe bei 33 kbar erreicht (Pollack & Chapman, 1977). Mengel & Green (1989) erhalten jedoch nephelinitische bis basanitische Schmelzen aus Lherzolith mit 1,5 % Phlogopit bereits bei 25 – 27 kbar. Huckenholz & Büchel (1988) ermitteln für die Alkalibasalte der Hocheifel als partielle Schmelzen aus einem an inkompatiblen Elementen verarmten Mantel (bezogen auf K-Gehalte) bei einem Aufschmelzungsgrad zwischen 6 – 8 % und einem H<sub>2</sub>O Gehalt von 0,1 % Temperaturen von 1350 °C und Drucke von 20 – 24 kbar. Um Schmelzen aus dem Übergangsbereich von Granat- zu Spinell-Peridotit zu erreichen, der im gleichen Druckbereich liegt, wie ihn die Schmelzbildungen in den oben beschriebenen Experimenten benötigt, muß demnach Wärme aus dem Erdmantel zugeführt worden sein.

## 9. Petrographie

Die Beschreibung der modalen Zusammensetzung der Gesteine der Hocheifel wird zunächst zusammenfassend für alle primitiven Gesteine vorgenommen, da sich die Unterteilung in Gruppen, die aufgrund geochemischer Argumente vorgenommen wurde, nicht klar widerspiegelt. Die stärker entwickelten Gesteine werden nachfolgend differenziert beschrieben, da hier Unterschiede in der modalen Zusammensetzung auftreten.

### Petrographie der primären Magmen

Die primären Magmen der Hocheifel stellen petrographisch eine heterogene Gruppe dar. Sie unterscheiden sich zum einen im Verhältnis der verschiedenen Einsprenglingsphasen untereinander, zum anderen durch den Anteil von Einsprenglingen bezogen auf die Grundmasse. Die Haupteinsprenglingsphasen sind in wechselnden Anteilen serialporphyrisch ausgebildeter Olivin und Klinopyroxen, in einigen Gesteinen tritt darüberhinaus Amphibol auf. In manchen Gesteinen liegt nur Olivin als Einsprenglingsphase vor, in anderen überwiegt Klinopyroxen. Nur zwei Proben sind von Amphibol dominiert. Die Magmen sind insgesamt reich an Ti – Fe – Oxiden. Die Grundmasse wechselt von Gesteinen mit hyalokristallinem Gefüge zu für Vulkanite relativ grob kristallinem Gefüge. Neben Olivin und Klinopyroxen treten darin Ti – Fe – Oxid, Plagioklas, Alkalifeldspat, Apatit und teilweise Nephelin sowie Amphibol auf. Sekundäre Umwandlungen der Grundmasse äußern sich durch Drusenfüllungen und Füllungen von Spaltrissen mit Kalzit, Epidot, Chlorit, Alkalifeldspat und Zeolithen, teilweise werden ganze Gesteinspartien einschließlich der Einsprenglinge sekundär umgewandelt. Der überwiegende Teil der Gesteine ist jedoch frisch. In vielen Gesteinen kommt xenolithisches Material vor. Den Hauptanteil nehmen hierbei desintegrierte Peridotitknollen, bzw. einzelne Minerale aus diesen ein. Weitere Xenokristalle sind neben Klinopyroxenen (s.u.) große Erzminerale, Apatit, Amphibol, Quarz und Feldspat. Gesteinsfragmente der oberen Kruste treten nur in einer Probe auf (Sandstein). Eine Probe zeigt eine Mischung mit plagioklasreichem Magma.

## Olivin

In den primären Gesteinen der Hocheifel treten drei verschiedene Olivintypen auf.

1. Idiomorphe bis hypidiomorphe Olivineinsprenglinge mit Korngrößen zwischen einigen  $\mu\text{m}$  in der Grundmasse und Kristallen mit einer Größe von einigen Millimetern. Diese Olivine sind komagmatisch und weisen Forsterit – Fayalit – Verhältnisse zwischen 85/15 und 90/10 auf.

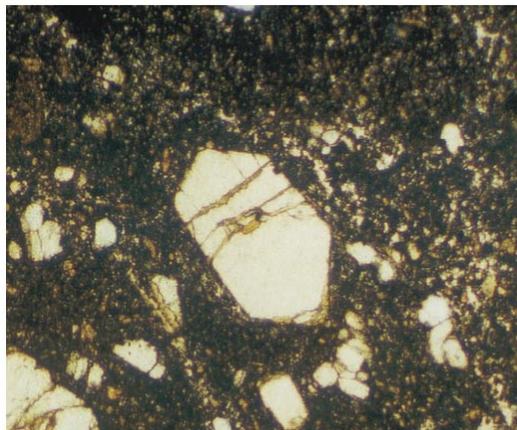


Foto 1 Idiomorpher Olivineinsprengling mit leichter Serpentinisierung entlang von Spaltrissen und Olivinkristalle in der Grundmasse (Größe des Kristalles: 0.6 mm).

Viele Individuen besitzen randliche Korrosionsbuchten mit diffusivem Zonarbau. Einzelne Kristalle zeigen auch Skelettwachstum. Die Olivinminerale sind z.T. frisch, andere weisen Serpentinisierung entlang der Spaltrisse auf. Wenige Individuen sind vollständig chloritisiert. Iddingsitisierung tritt ebenfalls häufig randlich und im Bereich von Spaltrissen auf. Oft können Einschlüsse von Magnetit oder Chromit beobachtet werden.

2. Xenomorphe Olivinkristalle mit Subkornbau oder undulöser Auslöschung. Diese teilweise bis zu einigen mm Größe erreichenden Kristalle entstammen desintegrierten Peridotitknollen. Sie kommen entweder einzeln als Xenokristalle in den Gesteinen vor oder treten im Verbund mit Diopsid, Orthopyroxen und Erzen auf.

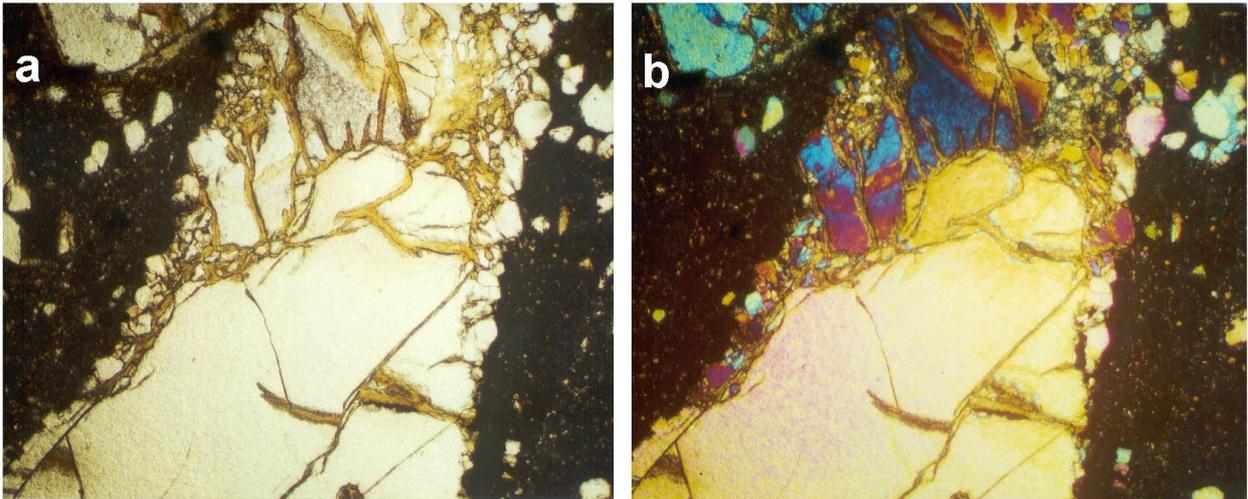


Foto 2 a, b Xenomorpher Olivinkristall mit Serpentinisierung, Subkornbau und undulöser Auslöschung bei gekreuzten Polarisatoren (Foto 2 b), (Höhe des Bildes: 2.5 mm)

3. Untergeordnet kann in diesen desintegrierten Peridotitknollen oder auch frei im Magma sekundär aus Orthopyroxen entstandener feinkörniger Olivin zusammen mit feinkörnigem Klinopyroxen beobachtet werden.

#### Klinopyroxen

#### Titanaugite

In den Magmen der Hocheifel treten unterschiedliche Klinopyroxene auf. Die überwiegende Mehrheit wird von bräunlich – rötlich – violett pleochroitischen Titanaugiten gestellt. Diese zeigen in der Regel einen deutlicher als der Kern braunrot gefärbten Randsaum, der durch den vermehrten Einbau von  $Al^{3+}$  und  $Ti^{3+}$  bei abnehmendem Druck gebildet wird. Einzelne Kristalle zeigen neben dem äußeren Rand weitere Zonen mit höheren Ti – Gehalten. Die Titanaugite zeigen häufig die typische Sanduhrstruktur in Längsschnitten, die durch wachstumsbedingten Zonarbau entsteht, sowie die lederbraunen bis blaugrauen anomalen Interferenzfarben.

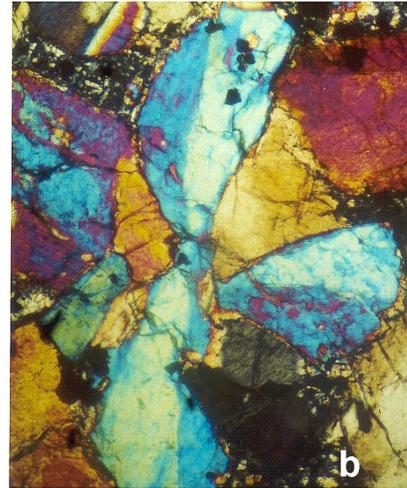
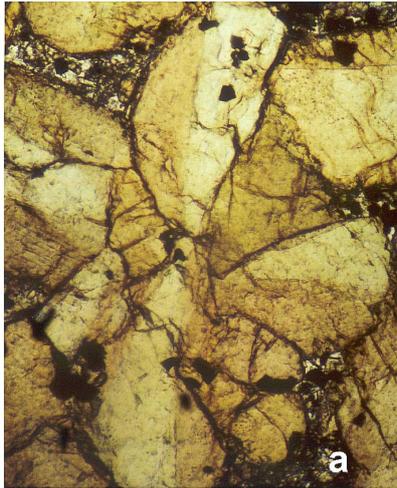


Foto 3 a, b Titanaugitkuster bei parallelen (Foto a) und gekreuzten Polarisatoren (Foto b). (Bildhöhe: 2 mm).

Die Titanaugite sind serialporphyrisch verteilt und bilden auch die Pyroxene der Grundmasse. Die Einsprenglinge erreichen Grössen bis 3 mm und sind idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet. Durch Gas - / Flüssigkeitseinschlüsse bzw. durch feinverteilte Erzeinlagerungen sind sie häufig getrübt. Weitere Einschlüsse sind kleine Minerale von Ti – Fe – Oxiden, Olivin und Apatit. Einige Kristalle zeigen darüberhinaus siebkornartige Zersetzung in unterschiedlichen Zonen des Minerals, andere sind komplett zersetzt. In fast allen Gesteinen zeigen die Titanaugite glomerophyrisches Gefüge, teilweise um ein Olivinkristall im Zentrum. In einigen Fällen sind diese Kristallaggregate gemeinsam von Ti – Augit Säumen umwachsen.

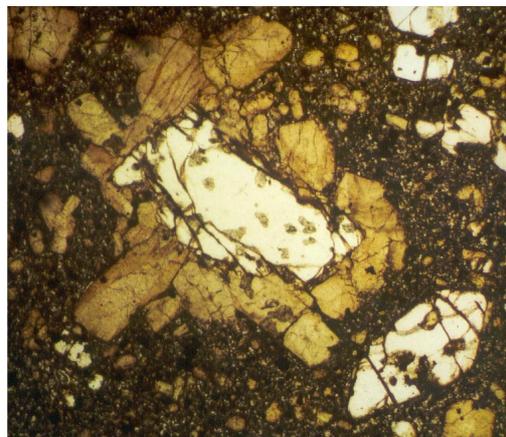


Foto 4 Glomerophyrisches Gefüge von Titanaugiten um ein Olivinkristall im Zentrum. (Größe des Klusters: 2 mm).

## „Grünkernpyroxene“

Das Auftreten von Grünkernpyroxenen in alkalibasaltischen Magmen wird von vielen Gebieten mit intrakontinentalem Magmatismus beschrieben. Beispiele hierfür sind die quartäre Eifel (Duda & Schmincke, 1985; Mertes, 1983; Viereck, 1984), Uganda (Simonetti et al., 1996), der Westen der U.S.A. und Mexico (Richter & Carmichael, 1993), Nordost Brasilien (Fodor et al., 1995), Kanada (Bédard et al., 1988), das Pannonische Becken (Dobosi & Fodor, 1992; Dobosi et al., 1991) und das Massif Central (Liotard et al., 1988).

Die Grünkernpyroxene finden sich in fast allen Proben. Ihr Anteil an den Einsprenglingsphasen variiert zwischen 0 und 10 %. Sie werden durch ihren eckigen, hypidiomorphen bis amöboiden grünen Kern unterschiedlicher Klinopyroxene gekennzeichnet, der von einem Mantel aus Titanaugit und mit dem typischen Ti – reichen kräftiger gefärbten Randbereich umgeben ist. Petrographisch konnten vier verschiedene Typen von Grünkernpyroxenen unterschieden werden. Eine genaue chemische Bestimmung der Grünkernpyroxene der Hocheifel findet sich bei Huckenholz (1965 a und b, 1966, 1973, 1988).

- a) Die häufigste Art sind stark pleochroitische grün – gelbgrün – olivgrüne Salite und ägirinhaltige Augite im Kern der Pyroxene (nach Tröger, 1951).

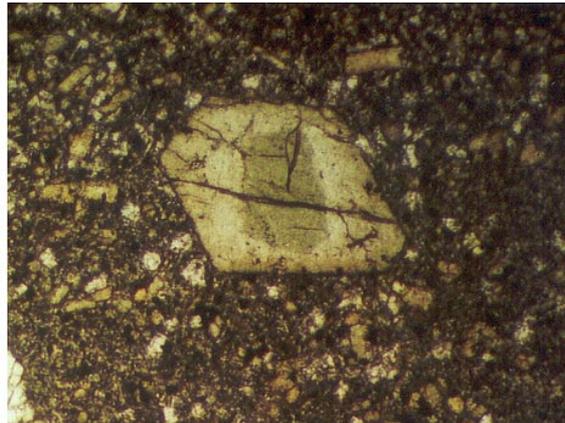


Foto 5 Grünkernpyroxen mit grünem Kern, hellbraunem Saum und dunklem Rand (Mineralgröße: 0.4 mm).

- b) In einigen Proben treten stark pleochroitische grün – braune basaltische Augite als Kerne sowohl kleiner Grundmassepyroxene, wie auch als Xenokristalle mit Größen bis zu einigen mm, jeweils von einem etwa gleich breiten Titanaugitsaum umgeben auf. Teilweise zeigen diese Pyroxenkerne undulöse Ausöschung sowie unregelmäßigen

diffusiven Zonarbau. In der Probe HEJ 12 nehmen diese Grünkernpyroxene einen Anteil von mindestens 20 % des Gesamtgesteins ein.

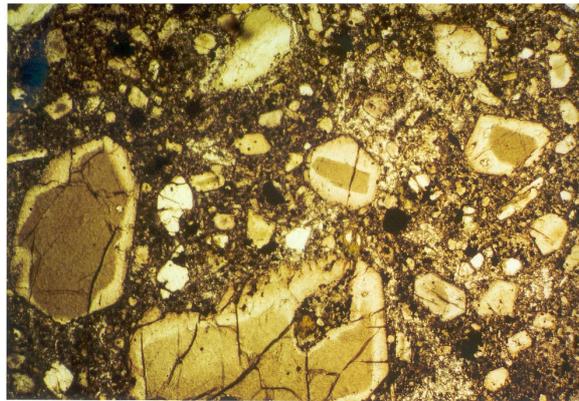


Foto 6 Grünkernpyroxene mit Kernen von grünbraunen basaltischen Augit in der Grundmasse bis zu großen Kernen mit hellem Ti-Augitsaum und Ti-reichem dunkelbraunem Rand. (Bildbreite ca. 3 mm).

- c) Sehr selten finden sich hellsmaragdgrüne Chromdiopside im Kern der Pyroxene.
- d) In der Probe HEJ 5 treten blaugrün – grün pleochroitische Pyroxenkerne auf, die offensichtlich Teile eines ultrabasischen Xenolithes (Olivin, Klinopyroxen, Amphibol, Erz und Feldspat) sind.

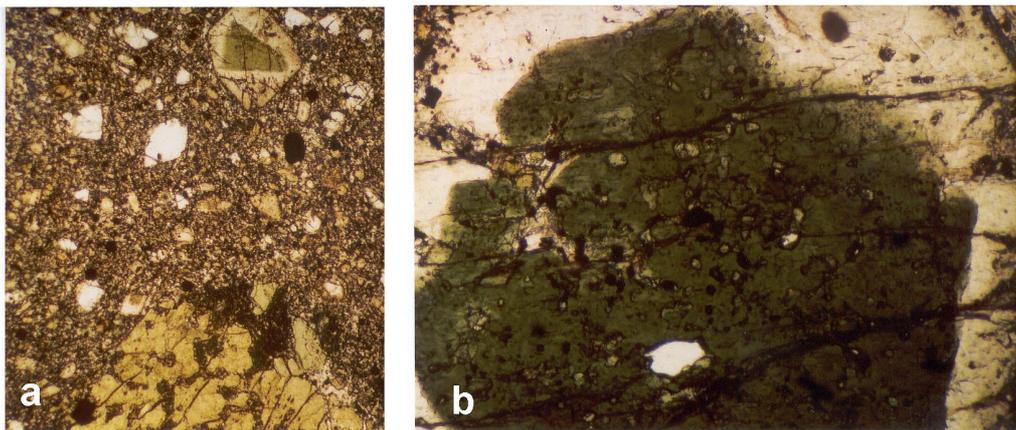


Foto 7 a, b Blaugrün-grün pleochroitische Pyroxenkerne (a und b). Das Foto 7 a zeigt am unteren Bildrand einen ultrabasischen Xenolith. Aus diesem stammen möglicherweise die grünen Kerne der Grünkernpyroxene (oberer Bildrand). (Bildhöhe a: 2 mm, b: 0.6 mm).

Die Genese der Grünkernpyroxene ist noch immer nicht gelöst. Da in dieser Arbeit keine chemischen Analysen der Minerale durchgeführt wurden, ist zum einen die genaue Bestimmung der Pyroxene nicht möglich (s. hierzu Huckenholz 1965 a und b, 1966, 1973, 1988) und zum anderen fehlen wesentliche Grundlagen, um Aussagen über die Druck – und Temperaturbedingungen während der Entstehung der Pyroxene, bzw. ihrer verschiedenen Zonen zu treffen. Im allgemeinen zeigen die grünen Kerne im Vergleich mit Mantel und Saum Merkmale stärkerer Fraktionierung wie relativ niedrige MgO-Gehalte und niedrige Ti/Al – Verhältnisse bei relativ hohen TiO<sub>2</sub> –, Na<sub>2</sub>O –, FeO – und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – Gehalten. Ihre hohen Al<sup>VI</sup>/Al<sup>IV</sup> – Verhältnisse weisen dagegen auf die Entstehung unter höheren Drucken als Mantel und Rand hin (Duda & Schmincke, 1985; Jung & Hoernes, 2000). Die chemische Veränderung von Mantel und Saum, z.B. die Erhöhung des TiO<sub>2</sub> – Gehaltes im Saum, weist auf normale Niedrigdruck Fraktionierungstrends eines alkalibasaltischen Magmas hin (Duda & Schmincke, 1985). Neben dieser einfachen Unterscheidung in drei Zonen, treten häufig Grünkernpyroxene mit mehrfach oszillierendem Zonarbau auf. Diese weisen auf wiederholte Veränderungen der Zusammensetzung des Magmas (z.B. durch das Auffüllen der Magmenkammer durch mafischere Schmelzen) und der Druck – und Temperaturbedingungen, sowie dem Sauerstoffpartialdruck hin. Zwei wesentliche Möglichkeiten für die Entstehung der grünen Kerne werden diskutiert. Zum einen werden sie als komagmatische Bildungen interpretiert, deren Zonarbau durch Erhöhung des f<sub>02</sub> (Frisch & Schmincke, 1969; Borley et al., 1971) oder durch Hochdruckfraktionierung mit anschließend einsetzender Fraktionierung von Titanomagnetit, welche eine Erhöhung des MgO – Gehaltes der Restschmelze bewirkt. Zum zweiten werden die Grünkernpyroxene als Xenokristen entweder von Kummulaten entwickelter Magmen im Bereich der Grenze von oberem Mantel zu unterer Kruste oder als Bruchstücke ultramafischer metasomatisch überprägter Mantelgesteine gedeutet. In einigen alkalibasaltischen Provinzen werden beide Prozesse nebeneinander beobachtet (Liotard et al., 1988) (siehe z.B. auch Huckenholz, 1965 a und b, 1966, 1973, 1988; Duda & Schmincke, 1985; Mertes, 1983; Viereck, 1984; Simonetti et al., 1996; Richter & Carmichael, 1993; Fodor et al., 1995; Bédard et al., 1988; Dobosi & Fodor, 1992; Dobosi et al., 1991). Nach den petrographischen Befunden wird für die Grünkernpyroxene in den Gesteinen der Hocheifel eine xenolithische Herkunft aus unterschiedlichen Ausgangsgesteinen (ultrabasische Xenolithe des oberen Mantels, mafische Granulite der unteren Kruste und Hochdruck fraktionierte Magmen angenommen.

## Amphibole

In einzelnen Proben treten komagmatische kaersutitische Hornblenden mit deutlich gelblich-rotbraunem Pleochroismus auf. Vielfach sind diese Amphibole opazitisiert, teilweise ergreift diese Opazitisierung vom Rand ausgehend das gesamte Mineral. Die Opazitisierung entsteht in Folge von Druckentlastung, es bilden sich auf Kosten der Hornblende vor allem Klinopyroxen, Magnetit, Hämatit und Plagioklas.

Eine weitere Art von Amphibol sind grüne Hornblenden als Xenokristen bzw. Teile von Xenolithen ultrabasischer Mantelxenolithe im Verbund mit Olivin, Klinopyroxen und Erz.

## Grundmasse

Die Ausbildung der Grundmasse reicht von hyalin bis kristallin. Den Hauptanteil bilden Olivin, Erz und Titanaugit. In manchen Gesteinen treten Plagioklas und zwickelfüllend Alkalifeldspat und Nephelin in der Grundmasse auf. Durch sekundäre Umwandlung kann die Grundmasse durch Tonminerale und Hämatit bräunlich getrübt werden.

## Die entwickelten Magmen

Die Gruppe der entwickelten Magmen ist petrographisch sehr heterogen. Sie wird aus diesem Grund nachfolgend in zwei Gruppen beschrieben, denen die Trennung nach der Mg-Zahl zugrunde liegt. Es werden die mäßig entwickelten Magmen mit Mg-Zahlen zwischen 55 und 64 und die differenzierten Magmen mit Mg – Zahlen kleiner als 55 unterschieden (s. auch Kapitel „Geochemie der Gesteine“):

### Die mäßig entwickelten Magmen

Insgesamt zeigt die Probengruppe der mäßig entwickelten Magmen die gleichen Einsprenglingsphasen wie die primären Magmen. Dabei handelt es sich um Titanaugit, bzw. Grünkernpyroxen, Olivin, Ti – Fe – Oxid und vereinzelt Amphibol. Der Anteil der Grünkernpyroxene nimmt jedoch im Vergleich mit den primären Magmen deutlich ab, es treten nur noch vereinzelt Kristalle auf. Neben Titanaugit tritt in den Proben HEJ 53 bis HEJ 58 ein weiterer Klinopyroxeneinsprengling auf. Es handelt sich hierbei um farblosen Diopsid, der einen Anteil von bis zu 20 % am Gesamtgestein erreicht. Die Diopsid – Minerale sind häufig im Kern oder in den Randbereichen, teilweise auch vollständig durch Gas –/ Flüssigkeitseinschlüsse getrübt oder sie werden siebkornartig zersetzt. Randlich werden auch diese Klinopyroxene von einem dunkelbraunen Titanaugitsaum umwachsen. Sie treten als einzelne Kristalle aber auch in Clustern, hierbei häufig mit undulös auslöschendem Olivin und randlich zu Olivin und Klinopyroxen umgewandeltem Orthopyroxen auf. Ihre Größe kann bis zu einige Millimeter erreichen.

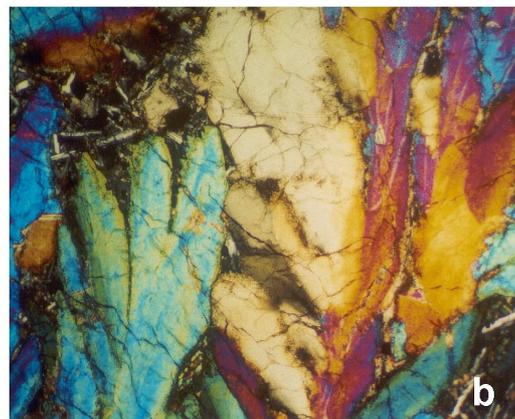
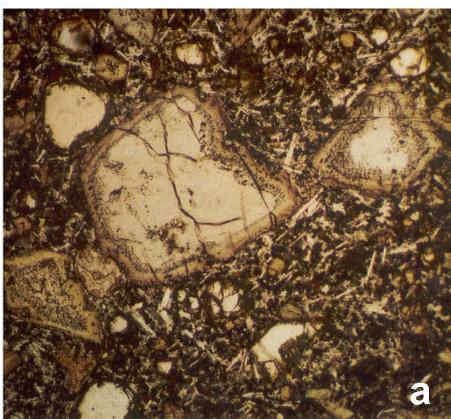


Foto 9 a, b a) farblose Cr-Diopsid Einsprenglinge mit randlicher siebkornartiger Zersetzung und Ti-Augit Saum. (Größe des Mineralen in der Mitte des Bildes: 1 mm).  
b) Cr-Diopsid mit Skelettwachstum (gekreuzte Polarisatoren), (Bildhöhe 2 mm).

In der Probe HEJ 55 zeigen die Diopside Skelettwachstum und diffusive Zonierung. Diese Ausbildung könnte entweder durch metasomatisches Wachstum im oberen Mantel oder an Schlotwänden entstanden sein.

### Amphibol

Kaersutitische Hornblende tritt in den Proben HEJ 21, HEJ 22 und HEJ 56 auf. Im letztgenannten Magma ist sie vollständig opacitisiert, in einigen Gesteinen bleiben Teile der Hornblende im Kern erhalten. Die Minerale erreichen Größen von bis zu 1,5 cm und zeigen Einschlüsse von Klinopyroxen und Ti – Fe – Oxiden.



Foto 8 Fast vollständig opacitierter Amphiboleinsprengling (Länge: 1.8 mm).

### Grundmasse

Die Ausbildung der Grundmasse ist wiederum glasig bis gröber kristallin. Im Unterschied zu den primären Magmen treten viel mehr Plagioklas und Alkalifeldspat auf. Olivin, Klinopyroxen und Erze gehen anteilig im Vergleich zu den primären Magmen zurück. Auffällig ist das verstärkte Auftreten von Kalzit in der Grundmasse aber auch in Zwickeln der Xenolithe sowie in Drusen insbesondere in den Proben HEJ 54 und HEJ 55.

## Die differenzierten Magmen

Das petrographische Erscheinungsbild der differenzierten Magmen ist sehr unterschiedlich. Dem Maß der Fraktionierung entsprechend tritt ein großes Spektrum von modal unterschiedlich zusammengesetzten Gesteinen auf. Einige zeigen Einsprenglinge von Olivin und Klinopyroxen, einschließlich Grünkernpyroxenen in einer Grundmasse, die überwiegend aus Erz und Klinopyroxen, sowie untergeordnet Plagioklas besteht. Mit zunehmender Differentiation treten Gesteine auf, deren Einsprenglingsphasen von Amphibol, teilweise Klinopyroxen, Plagioklas und Alkalifeldspat gebildet werden. Olivin und Grünkernpyroxene treten nicht mehr auf. Die Pyroxene sind grüne Na – reiche Ägirin – Augite. Die Amphibole sind teilweise vollständig opazitisiert. Die Plagioklase zeigen Zonarbau und polysynthetische Zwillingsbildungen. In den Alkalifeldspäten tritt Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz auf.

Die am stärksten differenzierten Proben HEJ 10, HEJ 11, HEJ 35 und HEJ 29 bestehen überwiegend aus Alkalifeldspat neben Plagioklas und Nephelin. Mafische Bestandteile sind Pyroxen, Titanhornblenden und wenig Biotit. Als akzessorische Minerale treten Epidot und Apatit auf. Das Gefüge der Proben HEJ 10, HEJ 11 und HEJ 29 ist relativ grobkörnig. Die Probe HEJ 29 enthält einen schwach metamorphen Xenolith der oberen Kruste mit Quarz, Alkalifeldspat, Biotit und Karbonat. Die Probe HEJ 35 zeigt dagegen ein sehr feinkörniges Gefüge. Es gibt nur sehr wenig Einsprenglinge von Alkalifeldspat, keine mafischen Einsprenglingsphasen. Das Gestein zeigt durch die eingeregelt leistenförmigen Plagioklase und Amphibole der Grundmasse ein deutliches Fließgefüge.

## Xenokristen und Xenolithe

In den primären und mäßig differenzierten Gesteinen treten vielfach Bruchstücke von Mantelgesteinen oder einzelne Minerale aus diesen auf. Bei den Mantelxenolithen handelt es sich um

- Wherlite mit Olivin und Klinopyroxen (HEJ 12 und HEJ 46)
- Lherzolithe mit Olivin, Klinopyroxen und Orthopyroxen (HEJ 67)
- Dunit aus Olivin (HEJ 26 – 32 ohne 29, HEJ 4, HEJ 13, HEJ 23, HEJ 68 und HEJ 69).

Weitere Xenolithe sind grobkristalline Gesteine aus Olivin, grünem Klinopyroxen, grünem Amphibol, Magnetit und Apatit (HEJ 5, HEJ 14, HEJ 48), die entweder aus dem Mantel oder aus der unteren Kruste stammen, saure Schmelze (HEJ 3) und Sandsteine (HEJ 3, HEJ 7 und HEJ 63).

Als Xenokristen werden neben den Mineralen aus den desintegrierten Peridotitknollen (deformierte Olivine, teilweise mit Subkornbau, Diopside, randlich aber auch vollständig in Olivin und Klinopyroxen umgewandelte Orthopyroxene) große getrübte Apatite, große Erzminerale, Granat und vor allem auch die grünen Kerne der Pyroxene, entweder aus Kummulaten entwickelter Magmen oder aus Ultrabasiten des Mantels oder der unteren Kruste.

## 10. Modell des tertiären Vulkanismus der Hocheifel

Die geochemischen und isotopengeochemischen Merkmale der untersuchten Gesteine der Hocheifel werden nachfolgend zusammengefasst und geodynamisch interpretiert. Hierbei werden die Ergebnisse der bisherigen geodynamischen Modelle für das mitteleuropäische Vulkangebiet miteinbezogen.

Die Proben können aufgrund ihrer geochemischen und isotopengeochemischen Merkmale in zwei große Gruppen unterteilt werden, primäre und entwickelte Gesteine. Die primären Gesteine als geschlossene Gruppe zeigen positive Trends kompatibler Elemente im Vergleich mit der Mg – Zahl, was mit unterschiedlichen Gehalten von Olivin, Klinopyroxen und Fe – Ti Erzen erklärt werden kann. Alle Gesteine beinhalten Reste von Mantelperidotiten, entweder als Xenolithe oder als Xenokristen, was auf einen schnellen Aufstieg hinweist. Diese Peridotite können für die unterschiedlichen Gehalte kompatibler Spurenelemente verantwortlich sein. Die Gruppe der primären Magmen kann aufgrund ihrer Spurenelementgeochemie in drei weitere Gruppen unterteilt werden, die sich durch ihren Aufschmelzungsgrad und die unterschiedliche geochemische Zusammensetzung des Mantels unterscheiden. In den durchgeführten Berechnungsmodellen zur Zusammensetzung des Mantels und des Aufschmelzungsgrades variiert lediglich der Anteil an Apatit als Träger der Seltenen Erd Elemente und Phosphor. Die Gruppe mit den hohen Gehalten von  $P_2O_5$  und Leichten Seltenen Erden (Gruppe B) zeigt in diesen Modellrechnungen den geringsten Aufschmelzungsgrad bei gleichzeitig den höchsten Gehalten an inkompatiblen Elementen. Kontinentale Basalte zeigen alle, wie auch die entsprechenden Gesteine ozeanischer Inseln, ein angereichertes Spurenelementmuster. Diese Anreicherung an inkompatiblen Elementen wird entweder metasomatisch durch Zufuhr von Fluiden oder silikatischen/karbonatischen Schmelzen erreicht, oder mit der Aufnahme angereicherter Komponenten (Kruste, Lithosphäre) zu asthenosphärischen, d.h. zunächst verarmtem Mantermaterial, erklärt. Diese Komponenten können mit Hilfe von Spurenelementen aber vor allem mit Hilfe der Isotopie der Gesteine identifiziert werden. Die Komponenten, die für diese angereicherten Spurenelementsignaturen verantwortlich sein können, sind bis zur Grenze zwischen dem unteren und dem oberen Mantel oder sogar der Kern –/Mantel – Grenze (Hofmann, 1997) subduzierte Teile ozeanischer Kruste (HIMU – Komponente), die teilweise Beiträge alter pelagischer (EM 1) oder terrigener (EM 2) Sedimente enthalten können. Diese Erklärungen ziehen die Notwendigkeit eines aufsteigenden Mantelplumes bei der Entwicklung geotektonischer Modelle nach sich. Weiterhin können die kontinentale Kruste und der

subkontinentale lithosphärische Mantel (beide auch als EM 1 – Komponente) als Kontaminanten in Betracht gezogen werden. Die primären Gesteine fallen in den entsprechenden Isotopendiagrammen jeweils in ein Feld, welches von der DM – bzw. MORB – Komponente, der HIMU – Komponente und zu einem kleineren Anteil der EM 1 – Komponente aufgespannt wird. Hierbei zeigt die Gruppe B den größten Beitrag an EM 1 – Komponente, was sehr gut mit den Ergebnissen der Modellrechnungen über den Aufschmelzungsgrad und die Zusammensetzung des Mantels übereinstimmt. Die Modellrechnungen ergeben einen erhöhten Anteil von metasomatisch gebildeten Apatit im Ausgangsmaterial für diese Gruppe. Für die Gruppe der entwickelten Proben zeigt die Auswertung der Isotopendaten im Vergleich mit der Isotopie der primären Magmen, dass eine insbesondere in der Pb – Isotopie unradiogene und in der Nd – Isotopie radiogene Quelle bei der Genese beteiligt gewesen sein muss. AFC – Modellrechnungen weisen die untere kontinentale Kruste mit bisher unbeprobter isotopischer Zusammensetzung als einzig möglichen Kontaminanten mit zusätzlicher Kontamination einiger Magmen mit bekannter kontinentaler Kruste der Westeifel (Rudnick & Goldstein, 1990) aus. Während des Aufstieges der Magmen fand darüberhinaus Fraktionierung in krustalen Magmenkammern statt. Insgesamt kann folgendes Modell für den tertiären Vulkanismus entworfen werden: Zu Beginn des Vulkanismus in der Eifel wird die Lage der Grenze zwischen der Asthenosphäre und der Lithosphäre in einer Tiefe zwischen 100 bis 140 km vermutet (Babuska & Plumerová, 1988). Heute liegt diese Grenze zwischen 50 und 60 km (Wilson & Downes, 1992, Prodehl et al., 1992). Während des Tertiärs ist die Lithosphärenmächtigkeit demnach deutlich verringert worden. Dieses kann durch das Aufsteigen der Asthenosphäre (Mantelplume) und der damit verbundenen Extension und der thermischen und mechanischen Erosion der Lithosphäre, erfolgt sein (Kerr, 1994). Die genaue Form und Größe dieses Plumes aber auch seine Existenz an sich wird kontrovers diskutiert. Prodehl et al. (1992) weisen unter dem Westrheinischen Massiv eine Aufwölbung der Lithosphären – /Asthenosphären – Grenze auf ca. 50 km nach. Ziegler (1992) begründet den Aufstieg des Rheinischen Schildes seit Beginn des Miozäns mit zunehmender Ausdünnung der Lithosphäre als Folge von Stress – induzierter Ausdehnung. Diese Ausdünnung führt dazu, dass asthenosphärisches Mantelmaterial (Mantelplume) aufsteigen kann (Modell des passiven Rifting). Hoernle et al. (1995) interpretieren die seismische Tomographie und die Isotopengeochemie känozoischer Vulkanite als Folge einer Aufwölbung der Asthenosphäre die an der Basis der Lithosphäre eine Fläche von 2500 \* 4000 km von der Ostatlantischen Provinz über Nord Afrika, den westlichen Mittelmeerraum und das Zentraleuropäische

Vulkangebiet einnimmt. Wedepohl & Baumann (1999) machen mehrere kleine Plumes (Massif Central, Eger-Graben und Zentraleuropa), die ihre Wurzel in 250 km Tiefe haben (Massif Central Plume, Sobolev et al., 1997), für die Magmengenerese verantwortlich. Wilson & Downes (1991,1992) stellen die Existenz eines solchen Mantelplumes ganz in Frage und erklären die HIMU – Komponente in den mitteleuropäischen alkaliolivinbasaltischen Magmen mit 500 – 400 Millionen Jahre alter, während der variszischen Orogenese subduzierter ozeanischer Kruste, die noch nicht komplett mit der konvektierenden Asthenosphäre vermischt wurde. Als zweite Erklärungsmöglichkeit sollen Melilitite an der Basis der Lithosphäre, die partiell aufgeschmolzen werden, melilititische Schmelzen mit HIMU – Charakteristik generieren (Wilson & Downes,1991 und 1992). Im Folgenden wird an der Theorie eines aufsteigenden Mantelplumes festgehalten, auch um die nötige Temperaturerhöhung, die zur Schmelzbildung nötig ist (s. Kapitel „Bildungsbereich der Magmen“), zu erklären.

Die Hocheifel ist Teil des Vulkanismus, der an das europäische känozoische Riftsystem gebunden ist. Die Ausbildung dieses Riftsystems steht in Zusammenhang mit der alpinen Orogenese. Als Vorland des im Süden aufgefalteten alpinen Orogens, sowie der Pyrenäen im Südwesten ist der Bereich zwischen Nordsee und Mittelmeer häufig, in Abhängigkeit von den Konvergenzrichtungen zwischen der europäischen, der arabischen und der afrikanischen Platte, sowie der Spreading Rate des Atlantiks, wechselnden, durch Druckspannung aufgebauten Stressfeldern, ausgesetzt gewesen. Alte variszische Bruchsysteme wurden wiederbelebt und Gebiete mit Subsidenz (französische Gräben, Oberrheingraben, Ruhr- und Leinegraben) entwickeln sich neben Gebieten, die gehoben werden (Rheinischer Schild, Massif Central). Das Ausbilden von Bruchspalten tief in die kontinentale Kruste hinein als Folge der Faltung des alpinen Orogens im Süden führt zu Druckentlastung und schafft Aufstiegswege für Magmen. An dieser Stelle folgt eine kurze Zusammenfassung der einzelnen Modelle für die anderen alkaliolivinbasaltischen Gebiete Deutschlands:

Nach Vieten et al., 1989 entstand der Vulkanismus im Siebengebirge durch einen aufsteigenden Manteldiapir. Mit voranschreitendem Aufstieg des Diapirs nimmt der Aufschmelzungsgrad der Magmen zu, nach Nepheliniten werden Alkaliolivinbasalte und olivinbasaltische Schmelzen gebildet. Derivative Schmelzen entstehen durch erneutes Aufschmelzen vormals stecken gebliebener Nephelinite unter Assimilation von kontinentaler Kruste.

Wörner et al. (1986) entwickeln für primitive Gesteine der tertiären Hocheifel und der quartären West- und Osteifel das Modell, dass eine durch vorangegangene Schmelzbildung

verarmte nur wenig heterogene Mantelquelle mit HIMU – Charakteristik verantwortlich für den tertiären Vulkanismus war. In Zusammenhang mit diesem tertiären Vulkanismus kam es zu Anreicherung von inkompatiblen Elementen, die zur Bildung von Amphibol und Phlogopit im Mantel führten. Diese Metasomatose ist nachfolgend verantwortlich für die EM1 – Typ Signatur der quartären Magmen. Die Tatsache, dass diese Autoren lediglich über eine sehr geringe Datenmenge von tertiären Gesteinen der Hocheifel verfügt haben, erklärt die einseitige Deutung dieser Gesteine als Produkte einer HIMU – Mantelquelle eines nur wenig heterogenen Mantels. Die Behauptung, die tertiäre Mantelquelle sei an inkompatiblen Spurenelementen verarmt gewesen widerspricht den Ergebnissen dieser Arbeit, die auch für die isotopisch primitivsten primären Proben eine Anreicherung von inkompatiblen Spurenelementen in der Mantelquelle, einhergehend mit der Bildung von Amphibol, nachweist. Es muss auch für die tertiären, stark HIMU – geprägten Magmen eine metasomatische Anreicherung des zuvor verarmten Mantels mit inkompatiblen Spurenelementen erfolgt sein. Diese Anreicherung zeigt sich nicht in der Isotopie der Gesteine und ist demzufolge ein relativ junges Ereignis.

Für die Rhön wird folgendes Modell entworfen (Jung & Hoernes, 2000):

Erste Schmelzen werden an der Basis der Lithosphäre gebildet. Die benötigte Wärme liefert ein aufsteigender Mantelplume. Fortschreitendes Aufsteigen des Plumes führt zu thermischen und mechanischen Erosion der Lithosphäre. Der Plume beginnt aufgrund von Druckentlastung Schmelzen zu bilden. Tektonische Extension unterstützt die Schmelzbildung in der Asthenosphäre.

Für den Vogelsberg wird ein vergleichbares Modell angenommen (Jung & Masberg, 1998).

Der tertiäre Vulkanismus im Kaiserstuhl, im Hegau und von Urach wird durch das Schmelzen einer angereicherten OIB – ähnlichen Manteldomäne in sich aufwölbender Asthenosphäre erklärt. Diese Schmelzen führen zu Anreicherung der unteren Lithosphäre. Kurz darauf erfolgt die Genese der Magmen durch das Schmelzen dieser Grenzschicht (Hegner et al., 1995).

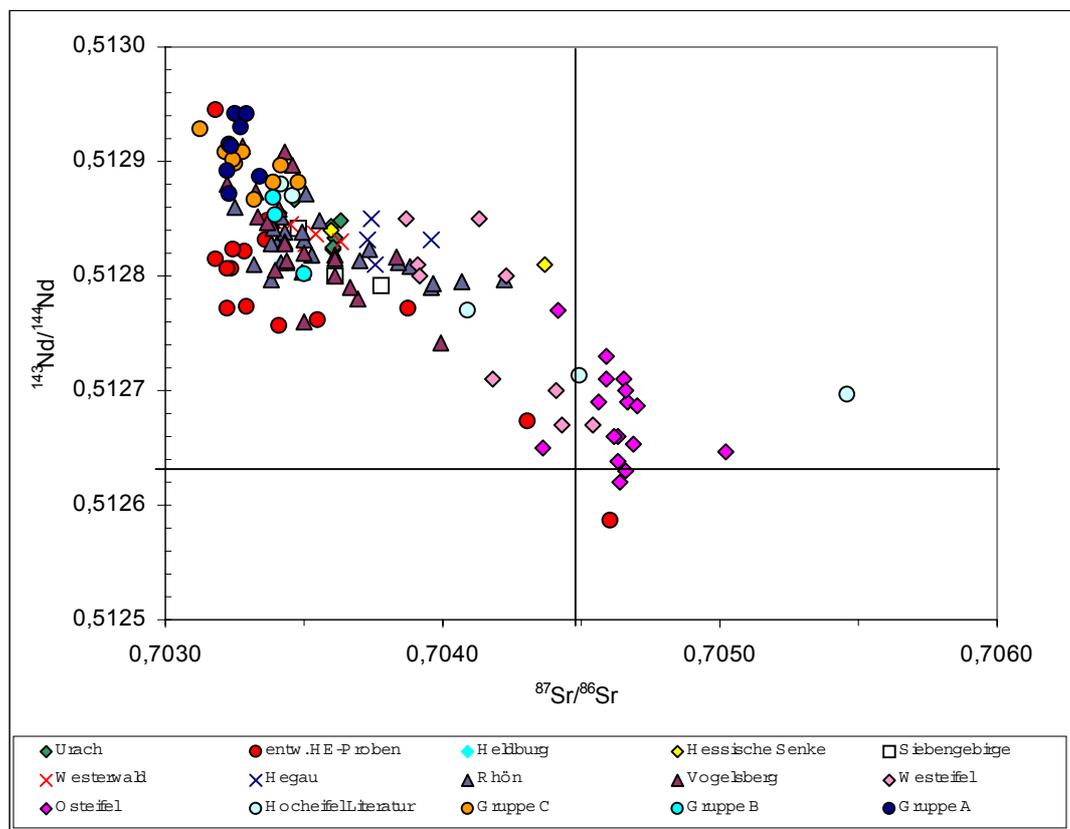
Auch Wedepohl et al. (1994), Wedepohl (1985) und Wedepohl & Baumann (1999) sehen in aufsteigenden Mantelplumes die Ursache für Metasomatose und Schmelzbildung.

Wedepohl (1985) entwirft für die Hessische Senke ein Modell, nach dem, wahrscheinlich verursacht durch ein tektonisches Stressfeld, Metasomatose durch Fluide und Schmelzen und die Aufwölbung von Mantelmaterial in der Lithosphäre stattfinden. Dadurch kommt es zur Ausbildung lokaler Riftzonen in der Kruste. Erste tholeiitische Schmelzen bilden sich und intrudieren in die untere Kruste, in der sie aufgrund der gleichen Dichte zunächst stecken

bleiben. Hier kann es zur Kontamination mit Krustenmaterial kommen. Durch ein erneutes metasomatisches Ereignis werden alkaliolivinbasaltische Schmelzen produziert. Nachfolgend sinkt die Bildungstiefe und es kommt zur Produktion nephelinitischer Basalte.

Wedepohl & Baumann (1999) erklären das periodische Auftreten von Alkaliolivinbasalten in Mitteleuropa mit dem zyklischem Aufbau von Mantelplumes und deren nachfolgende seitliche Ausbreitung und Abkühlung. Dieser Prozess dauert ca. 8 Mio Jahre und kann alle 10 Mio Jahre erneut beginnen (Larsen & Yuen, 1997). Die Bewegung der kontinentalen Lithosphärenplatte in Zusammenhang mit der alpinen Gebirgsbildung und der Öffnung des Atlantiks verursacht den Wechsel der Ausbruchszentren im Lauf des Tertiärs bis zum Quartär. In dieser Arbeit wird den vulkanischen Gesteinen Deutschlands eine vorwiegend asthenosphärische Herkunft zugeschrieben.

Den Vergleich der Isotopie der Proben der Hocheifel dieser Arbeit mit den anderen tertiären und quartären Alkaliolivinbasalten Deutschlands zeigen die Abbildungen 45 a – c.



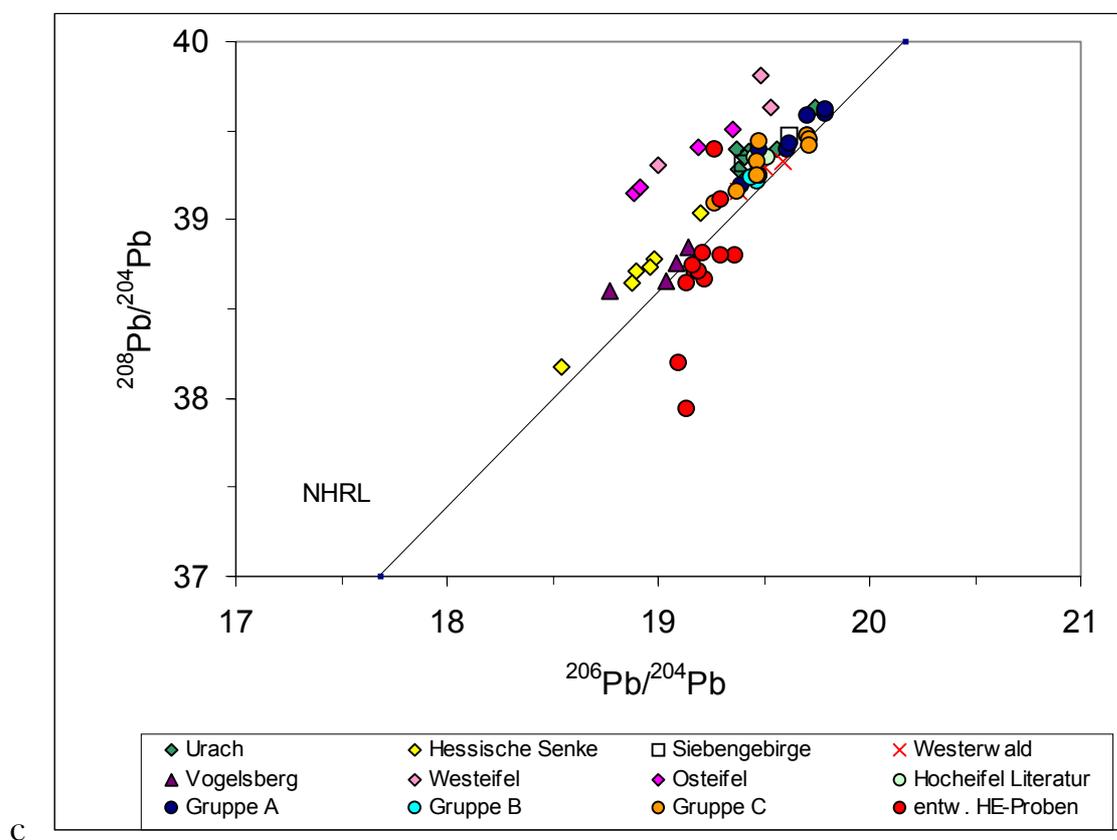
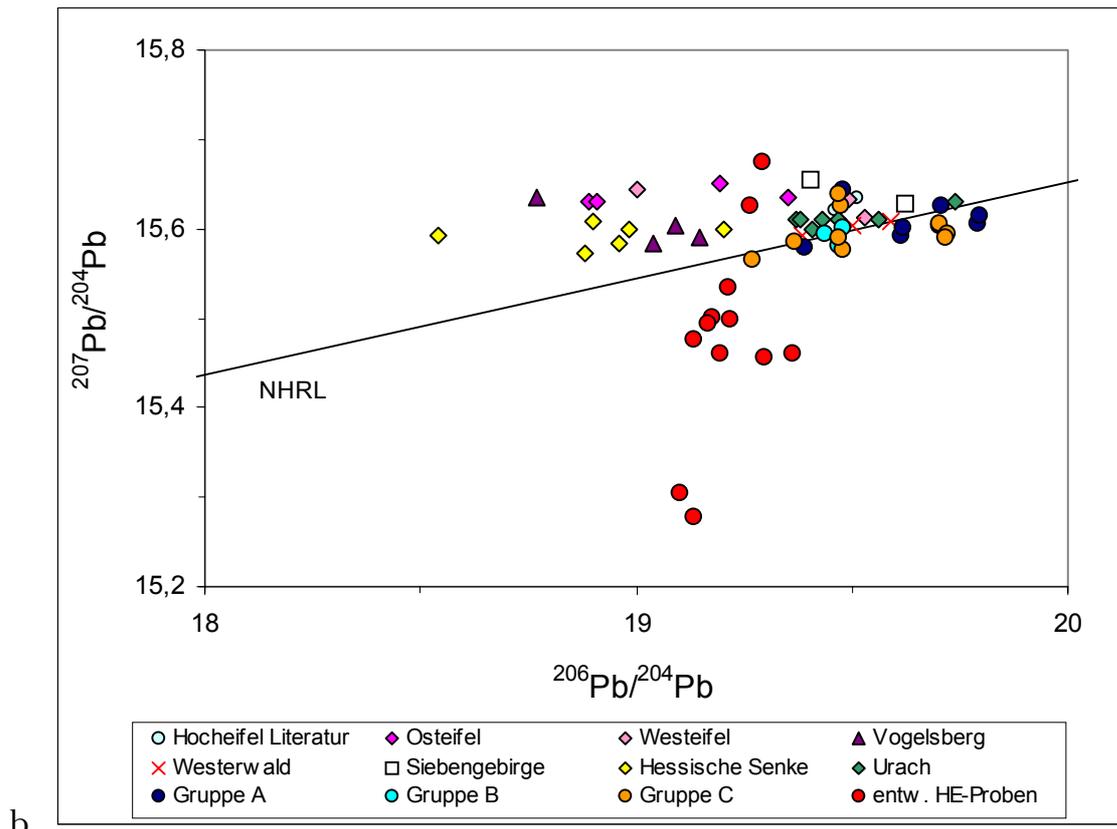


Abb. 45 a-c Vergleich der Isotopie der Gesteine der Hocheifel mit tertiären und quartären Alkaliolivinbasalten Deutschlands. Die Daten für die einzelnen Vulkangebiete stammen von Wörner et al. (1986), Wedepohl et al. (1994), Hegner et al. (1995), Wedepohl & Baumann (1999), Jung & Masberg (1998) und Jung & Hoernes (2000).

Aus den Abbildungen 45 a – c wird deutlich, dass zum einen keine dieser Gesteine vergleichbar verarmte Pb – Isotopien aufweisen wie die entwickelten Proben der Hocheifel. Darüberhinaus zeigt der Vergleich, dass die entwickelten Proben in der Mehrzahl ebenfalls eine vergleichsweise verarmte Sr – Isotopie aufweisen. Die primären Proben zeigen im Sr – Nd – Isotopendiagramm den stärksten Beitrag von verarmten Mantelmaterial. In den Pb – Isotopendiagrammen liegen die primären Proben im Bereich der am stärksten entwickelten Pb – Isotopie, nahe am Feld der HIMU – Basalte und mit dem geringsten Beitrag der EM1 – oder der EM 2 – Komponenten.

Für den Vulkanismus der Hocheifel wird aufgrund der Ergebnisse dieser Arbeit ein Modell entworfen, welches auch in der Grafik 2 a – d zusammengefasst wird:

Zu Beginn der Entwicklung im Tertiär beträgt die Mächtigkeit der kontinentalen Lithosphäre etwa 140 km. Ein aufsteigender Mantelplume mit HIMU-Isotopen – und Spurenelementsignatur sorgt für die metasomatische Überprägung des überlagernden Mantels (Grafik 2 a).

Die Entstehung und Förderung erster Schmelzen entweder in der subkontinentalen Lithosphäre oder in der Asthenosphäre mit anschließender Kontamination der Magmen durch Gesteine der unteren kontinentalen Kruste, wird durch Zufuhr von Wärme durch den Aufstieg heißen asthenosphärischen Materials begünstigt. Die durch die alpine Orogenese wiederbelebten variszischen Bruchsysteme sorgen für die Bildung von Bruchspalten, die zur Druckentlastung führen und als Aufstiegswege der Magmen dienen. In kristallinen Magmenkammern, in denen die aufsteigenden Schmelzen aufgrund der gleichen Dichte wie der des Krustenmaterials stecken bleiben (Wedepohl, 1985), kommt es zu Kontamination der Magmen mit kontinentaler Kruste und zu fraktionierter Kristallisationsdifferentiation (AFC – Prozesse), (Grafik 2 b). Durch den weiteren Aufstieg des Mantelplumes wird die Lithosphäre zunehmend durch thermische und mechanische Erosion ausgedünnt. Jetzt werden die primären Magmen aus vorwiegend asthenosphärischem Mantelmaterial (HIMU – Komponente als Anteil des angereicherten Plumes und DM – Komponenten als Anteil der verarmten Asthenosphäre) in einer Tiefe zwischen 60 und 75 km gefördert. Die hohen Gehalte an inkompatiblen Spurenelementen in diesen Gesteinen spiegeln nicht die verarmte Isotopensignatur der primären Magmen wider. Dieses lässt sich mit einer subrezenten metasomatischen Anreicherung des Mantels erklären. Ohne eine solche Zufuhr von Fluiden oder auch Schmelzen kann eine Schmelzbildung nicht erklärt werden. Die Metasomatose muss deswegen verhältnismäßig jung gewesen sein, weil sich diese Anreicherung in der Isotopie nicht zeigt. Die großen Halbwertszeiten der Zerfälle  $^{238}\text{U}$  zu  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$  zu  $^{207}\text{Pb}$ ,



Für die oben entwickelte zeitliche Abfolge des Hocheifelvulkanismus spricht die stratigraphische Lage der Probennahmepunkte an der Nürburg. Am Fuß des Berges wurde die Probe HEJ 20 genommen. Diese Probe gehört zu den entwickelten Gesteinen und zeigt darüberhinaus neben der Probe HEJ 44 die am stärksten verarmte Pb – Isotopie aller Proben und damit die stärkste Kontamination mit unterer Kruste. Die Proben HEJ 18 und HEJ 19 stammen dagegen vom Gipfel des Berges. Diese Proben sind primäre Proben der Gruppe A. In diesem Fall stimmt die stratigraphische Beziehung der Proben mit dem entwickelten Modell für den Vulkanismus überein. Weitere stratigraphische Vergleiche können nicht getroffen werden, da die Probennahme vor allem flächendeckend vorgenommen wurde. Die Datierungen an Magmatiten der Hocheifel von Cantarel & Lippolt (1977) ergeben jedoch einen weiteren wichtigen Beleg für diese Theorie. Die Autoren zeigten, dass die entwickelten Gesteine (Hawäiite bis Phonolithe) in der ersten Hauptphase des tertiären Vulkanismus gefördert wurden, und diese somit zu den ältesten magmatischen Gesteinen der Hocheifel zählen.

Für den mitteleuropäischen Vulkanismus insgesamt kann folgendes Modell entwickelt werden: Der in Kreide und Tertiär aufsteigende Mantelplume unter Mitteleuropa führte in der Hocheifel als dem ältesten der mitteleuropäischen alkaliolivinbasaltischen Vulkangebiete zu metasomatischer Überprägung des Mantels und zur Förderung von Schmelzen aus der zu diesem Zeitpunkt noch relativ mächtigen subkontinentalen Lithosphäre mit starker Kontamination mit kontinentaler Kruste. Der Mantelplume steigt weiter auf und die Lithosphäre wird zunehmend ausgedünnt. Das Prinzip, dass zunächst Schmelzen mit lithosphärischem Charakter gebildet werden, tritt auch in den anderen Vulkangebieten auf. In der Hocheifel, wie auch in den anderen Gebieten kommt es anschließend zur Bildung von Schmelzen aus asthenosphärischem (Plume –) Material, welches auf dem Weg an die Erdoberfläche mit der EM 1 – Komponente (Lithosphäre oder kontinentale Kruste) kontaminiert wird. Dieser Beitrag der EM 1 – Komponente ist in den primären Schmelzen der Hocheifel vergleichsweise gering, da entweder durch den vorhergehenden Vulkanismus bereits Förderwege geschaffen wurden, die einen schnellen Aufstieg ermöglichen oder/und die Lithosphäre hier am stärksten ausgedünnt war. Inwieweit der tertiäre Vulkanismus die Anreicherung der quartären Eifel – Magmen zu einem größeren Anteil der EM 1 Komponente hin verändert hat (metasomatische Überprägung des Mantels) oder ob diese Magmen ebenso wie die Gesteine der Hocheifel ihre EM 1 – Signatur durch den erhöhten Anteil von lithosphärischem Mantelmaterial erhalten haben, kann an dieser Stelle nicht entschieden werden (Grafik 2 d).

## 11. Analytische Methoden

### Röntgenfluoreszenzanalytik:

Mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalytik wurden die Hauptelemente ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) und die Spurenelemente Sc, V, Cr, Co Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba Pb, Th und U gemessen.

Die Schmelztabletten (0,6 g Flußmittel Spectroflux, Johnston & Matthey, 3,6 g Probe) wurden an der Universität Bonn mit einer Rhodium-Röhre und dem Programm OXIQUANT (Vogel & Kuipers, 1987) an einem Röntgenfluoreszenzspektrometer der Fa. Philipps (PW 1480) gemessen.

### Glühverlust und FeO-Bestimmung

Die Bestimmung des Glühverlustes erfolgte gravimetrisch nach einstündigem Glühen bei  $1050^\circ\text{C}$  (Lechler & Desilets, 1987). Der FeO Gehalt wurde durch Titration mit  $\text{KMnO}_4$  Lösung aus einem Säureaufschluß bestimmt (Heinrichs & Herrmann, 1990).

### Bestimmung der Seltenen Erd Elemente.

Für die Bestimmung der Seltenen Erd Elemente La, Ce, Sm, Nd, Eu, Gd, Dy, Er, Yb und Lu, sowie für Sc und Y wurden Natriumperoxid Sinteraufschlüsse angefertigt. Hierzu wurden ca. 1 g Probe und ca. 3.5 g  $\text{Na}_2\text{O}_2$  eingewogen und bei  $500^\circ\text{C}$  75 min gesintert. Der Sinterkuchen wurde mit Wasser versetzt und 3 Mal zentrifugiert, mit 2-3 ml HCl versetzt und filtriert. Die Lösung wurde auf Ionentauscher-Säulen (Dowex<sup>®</sup>-Harz 50W-X8) gegeben, die störenden Kationen in zwei Durchläufen mit je 200 ml 1.75 N HCl und 1.75 N  $\text{HNO}_3$  eluiert. Die Seltenen Erd Elemente wurden mit je 100 ml 6 N und 8 N  $\text{HNO}_3$  eluiert, gefiltert und auf ca. 1 ml abgeraucht. Das eingeeengte Eluat wurde in Teflon<sup>®</sup>-Becher überführt und mit je 0,5 ml HF, HCl und  $\text{HNO}_3$  versetzt und erneut bei  $160^\circ\text{C}$  abgeraucht. Die 1 – 2 ml Aliquot wurden mit 1 ml 10 % - iger HCl aufgenommen und auf 10 ml aufgefüllt.

Die Messungen erfolgten an einem AES – ICP – Gerät (Perkin Elmer 6500 XR) mit abgestuften Eichlösungen.

Als Maß für Richtigkeit und Reproduzierbarkeit wurden für alle Messungen

Doppelbestimmungen durchgeführt und institutsinterne Standards (TW und BB TUC) mitgemessen.

Die Sr, Nd und Pb Isotopenanalysen wurden von Dr. Stefan Jung am Max-Planck Institut für Chemie in Mainz durchgeführt. Die Sr, Nd und Pb Gesamtgesteinsanalysen wurden an ungespikten Proben bestimmt. Vor der Lösung wurden die Proben mit 6N HCL für eine Stunde auf der Heizplatte geleached. Anschließend wurden die Proben in konzentrierter HF-HNO<sub>3</sub> in 3ml Schraubdeckel Teflon®-Fläschchen in Parr Teflon® - Bomben bei 200 °C drei Tage aufgeschlossen. Nach der vollständigen Lösung wurden die Proben getrocknet und in 0.6 N HBr erneut gelöst. Die Proben wurden in 0.6 N HBr auf Teflon® - Säulen, die mit DOWEX® AG 1 X 8 Anionenaustauscher Harz (100 – 200 mesh) gefüllt waren, geladen (Mattinson, 1986). Zur Abscheidung von Matrixelementen wurde mit 0.6 N HBr eluiert. Das Blei wurde mit 6 N HCl extrahiert und auf Re-Filamente mit Hilfe der H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>-Silica Gel Methode (Cameron et al., 1969) geladen. Die verbleibende Lösung zusammen mit der Restlösung der Pb-Extraktion wurde getrocknet und mit 2.5 N HCl erneut in Lösung gebracht. Strontium und die SEE wurden in Kationenaustauschsäulen, die mit DOWEX® AG 50 W-X12 Harz gefüllt waren, mit 2.5 N HCl (Sr) und 6 N HCl (SEE) extrahiert. Neodymium wurde von den restlichen REE auf HDEHP überzogenen Teflon® Säulen und 0.12 N HCl abgetrennt. Die Isotopenanalysen wurden am Max – Planck – Instiut für Chemie in Mainz mit einem Finnigan MAT 261 Multikollektor Thermionenmassenspektrometer im statischen Modus durchgeführt. Neodymium wurde mit Re Doppelfilamenten gemessen. Strontium wurde mit TaF<sub>5</sub> auf W Einfachfilamenten gemessen. Die Nd – Iotope wurden auf <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.7219 normiert. Der Gesamtblank für Nd betrug < 40 pg und ist daher zu vernachlässigen. Mehrfachmessungen des LaJolla Standards ergaben <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.511854 ±0.000031 (2σ; n=24). Die Reproduzierbarkeit des Sr – Standards (NBS 987) war <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.710218±0.000029 (2σ; n=24) und die Fraktionierung wurde korrigiert auf <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr: 0.1194. Unsicherheiten in den <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr und <sup>144</sup>Nd/<sup>143</sup>Nd Messungen liegen in den letzten zwei Nachkommastellen. Die Fraktionierungskorrektur der Pb – Analysen wurde mit einem Fraktionierungsfaktor von 0.11% /amu durchgeführt. Die Reproduzierbarkeit des Standards NBS 982 wurde mit 0.068% für die <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – Messungen, mit 0.064% für die <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb Messungen und mit 0.071% für die <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb Messungen ermittelt. Der Gesamtblank betrug < 60 pg und ist zu vernachlässigen.

## 12. Literatur

- Altherr, R., Henjes-Kunst, F. & Baumann, A. (1990): Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 269 - 286.
- Babuska, V. & Plomerova, J. (1988): Subcrustal continental lithosphere: a model of its thickness and anisotropic structure.- *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51, 130 - 132.
- Beattie, P. (1994): Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts; Implications for the nature of mineral/melt partitioning.- *Chem. Geol.*, 117, 57 - 71.
- Bédard, J. H. J., Francis, D. M. & Ludden, J. (1988): Petrology and pyroxene chemistry of Montereian dykes: The origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres.- *Can. J. Earth Sci.*, 25, 2041 - 2058.
- Ben Othman, D., White, W. M. & Patchett, J. (1989): The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling.- *Earth Planet. Sci. Letters*, 94, 1-21.
- Borley, G. D., Suddaby, P. & Scott, P. (1971): Some xenoliths from the alkalic rocks of Tenerife, Canary Islands.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 102 - 114.
- Boynton, W.V. (1984): Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies.- In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63 - 114.
- Bussmann, E. & Lorenz, V. (1983): Vergleichende strukturgeologische, photogeologische und vulkanologische Untersuchungen im Raum Ulmen/Eifel.- Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Mainz, 135 Seiten.
- Cameron, A. E., Smith, D.H. & Walker, R.L. (1969): Mass spectrometry of nanogram-size samples of lead.- *Anal. Chem.*, 41, 525 - 526.
- Cantarel, P. & Lippolt, H.-J. (1977): Alter und Abfolge des Vulkanismus der Hocheifel.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1977, 600 - 612.
- Cebriá, J. M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Oyarzun, R., Hertogen, J. & Benito, R. (2000): Geochemistry of the Quaternary alkali basalts of Garrotxa (NE Volcanic Province, Spain): a case of double enrichment of the mantle lithosphere.- *J. Volc. Geoth. Res.*, 102, 217 - 235.
- Christensen, U. R. & Hofmann, A. W. (1994): *J. Geophys. Res.*, 99, 19867 - 19884.
- Chung, S.-L., Sun, S.-S., Tu, K., Chen, C.-H. & Lee, C.-Y (1994): Late Cenozoic basaltic volcanism around the Taiwan Strait, SE China: Product of lithosphere-asthenosphere interaction during continental extension.- *Chem. Geol.*, 112, 1 - 20.
- Class, C, Altherr, R., Volker, F., Eberz, G. & McCulloch, M. T. (1994): Geochemistry of Pliocene to Quaternary alkali basalts from the Huri Hills, northern Kenya, *Chem. Geol.*, 113, 1 - 22.
- DePaolo, D. J. & Wasserburg, G. J. (1976): Nd isotopic variations and petrogenetic models.- *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249 - 252.
- DePaolo, D. J. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189 - 202.
- Dobosi, G. , Schultz-Güttler, R., Kural, G. & Kracher, A. (1991): Pyroxene Chemistry and Evolution of Alkali Basaltic Rocks from Burgenland and Styria, Austria.- *Mineral. And Petrol.*, 43, 275 - 292.
- Dobosi, G. & Fodor, R. V. (1992): Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia.- *Lithos*, 28, 133 - 150.
- Duda, A. & Schmincke, H.-U. (1985): Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG).- *Contrib. Mineral. Petrol.*- 91, 340 - 353.

- Fodor, R. V., Dobosi, G. & Sial, A. N. (1995): Zoned Clinopyroxenes in Alkalic Basalt: Clues to Fractionation and Magma-mixing Histories for Seemingly Primitive Magmas.- *Chem. Erde*, 55, 133 - 148.
- Fodor, R. V., Mukasa, S. B. & Sial, A. N. (1998): Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil.- *Lithos*, 43, 197 - 217.
- Franke, W. (1989): Variscan plate tectonics in Central Europe-current ideas and open questions, *Tectonophysics*, 169, 221 - 228.
- Franz, G., Steiner, G., Volker, F., Pudlo, D. & Hammerschmidt, K. (1999): Plume related alkaline magmatism in central Africa – the Meidob Hills (W Sudan).- *Chem. Geol.*, 157, 27 - 47.
- Frey, F. A., Green, D. H. & Roy, S.D. (1978): Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data.- *J. Petrol.*, 19, 463 - 513.
- Frisch, T. & Schmincke, H.-U. (1969): Petrology of clinopyroxene-amphibole inclusions from the Roque Nublo Volcanics, Gran Canaria, Canary Islands (Petrology of Roque Nublo Volcanics I).- *Bull. Volcanol.*, 33, 103 - 1088.
- Fujimaki, H. (1986): Partition coefficients of Hf, Zr and REE between zircon, apatite and liquid.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 42 - 45.
- Furman, T. (1995): Melting of metasomatized subcontinental lithosphere: undersaturated mafic lavas from Rungwe, Tanzania.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 97 - 115.
- Govindaraju, K. (1994), (Ed): *Spec. Vol. Geostandards Newsletters*, 18, 29.
- Hart, S. R. & Dunn, T. (1993): Experimental cpx/melt partitioning of 24 elements.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 212 - 224.
- Hart, S. R. & Zindler, A. (1989): Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle.- In: *Plate Tectonics and Global Dynamics* (Ed. Pelter, W. R.), Gordon and Breach, London, 261 - 387.
- Hartmann, G. & Wedepohl, K. H. (1990): Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessian Depression (northwest Germany).- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 71-86.
- Hegnner, E., Walter, H. J. & Satir, M. (1995): Pb-Sr-Nd isotopic compositions and trace element geochemistry of megacrysts and melilitites from the Tertiary Urach volcanic field: source composition of small volume melts under SW Germany.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 322 - 335.
- Heinrichs, H. & Herrmann, A.G. (1990): *Praktikum der Analytischen Geochemie*.- Springer Verlag Berlin.
- Herbst, G. (1958): Das Alter der Bewegungen am Rur-Rand bei Hückelhoven.- *Fortschr. Geol. Rheinld. V. Westf.*, 2, 641 - 643.
- Hirose, K & Kushiro, I (1993): Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond.- *Earth Planet Sci Lett*, 114, 477 - 489.
- Hoernle, K., Zhang, Y.-S. & Graham, D. (1985): Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe.- *Nature*, 374, 34 - 39.
- Hofmann, A. W. (1997): Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism.- *Nature*, 385, 219 - 229.
- Huckenholz, H. G. (1965): Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel I. Die Klinopyroxene der Alkaliolivinbasalt-Trachyt-Assoziation,- *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 11, 138 - 195.

- Huckenholz, H. G. (1965): Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel II. Die Klinopyroxene der Basanitoide.- Beitr. Mineral. Petrogr., 11, 415 - 448.
- Huckenholz, H. G. (1966): Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel III. Die Klinopyroxene der Pikritbasalte (Ankaramite):- Contrib. Mineral. Petrol., 12, 73 - 95.
- Huckenholz, H. G. (1973): The origin of fassaitic augite in the alkali basalt suite of the Hocheifel Area, Western Germany.- Contrib. Mineral. Petrol., 40, 315 - 326.
- Huckenholz, H. G. & Büchel, G. (1988): Tertiärer Vulkanismus der Hocheifel.- Fortschr. Miner., 66/2, 43 - 82.
- Jung, S. & Masberg, P. (1998): Major- and trace-element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (central Germany) Constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources.- J. of Volcanol. and Geotherm. Res., 86, 151 - 177.
- Jung, S. & Hoernes, S. (2000): The major- and trace-element and isotope (Sr, Nd, O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rhön area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere-lithosphere interactions.- J. of Volcanol. and Geotherm. Res., 99, 27 - 53.
- Larsen, T. B. & Yuen, D. A. (1997): Ultrafast upwelling bursting through the upper mantle.- Earth Planet. Sci. Lett., 146, 393 - 399.
- Laubscher, H. P. (1970): Grundsätzliches zur Tektonik des Rhein Graben.- In: Graben Problems. Int. Upper. Mantle Project, Sci. Rep. (Ed: Illies, J. H. & Müller, S.), 27, 79 - 87.
- Lechler, P.J. & Desilets, M.O. (1987): A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis.- Chem. Geol., 63, 341 - 344.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lemeyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolleys, A.R. & Zanettin, B. (1989): A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms.- Blackwell, Oxford, 193 Seiten.
- Liotard, J. M., Briot, D. & Boivin, P. (1988): Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France).- Contrib. Mineral. Petrol., 98, 81 - 90.
- Lippolt, H.J. & Fuhrmann, U. (1980): Vulkanismus der Nordeifel: Datierung von Gang- und Schlotbasalten.- Der Aufschluß, 31, 540 - 547.
- Lippolt, H.J. (1983): Distribution of Volcanic Activity in Space and Time.- In: Plateau Uplift (Ed. K. Fuchs et al.), 112 - 120, Springer Verlag.
- Loock, G., Stosch, H.-G. & Seck, H. A. (1990): Granulite facies lower crustal xenoliths from the Eifel, West Germany: petrological and geochemical aspects.- Contrib. Mineral. Petrol., 105, 25 - 41.
- Lorenz, V. (1986): The late Variscan phase: crustal extension and associated volcanism.- In: Proceedings of the Third EGT Workshop. Strasbourg: European Science Foundation, (Ed: Freeman, R., Mueller, S. & Giese, P.), 157 - 166.
- Lustrino, M., Melluso, L. & Morra, V. (2000): The role of lower continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Sardinia (Italy).- Earth Planet. Sci. Lett., 180, 259 - 270.
- Mattinson, J. M. (1986): Geochronology of high-pressure-low temperature Franciscan metabasites. A new approach using the U-Pb system.- Geol. Soc. Amer. Mem., 164, 95 - 105.
- McDonough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. & Hofmann, A.W. (1991): K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle.- Geochim. Cosmochim. Acta, Ross Taylor Symposium volume.

- Menard, G. & Molnar, P. (1988): Collapse of a Hercynian Tibetan plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province.- *Nature*, 334, 235 - 237.
- Mengel, K. & Green, D. H. (1989): Stability of amphibole and phlogopite in metasomatized peridotite under water-saturated and water-undersaturated conditions. Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Kimberlite conference: Kimberlites and Related Rocks.- *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, 14, 571 - 581.
- Mertes, H. & Schmincke, H.-U. (1985): Mafic potassic lavas of the Quaternary West Eifel field (Western Germany). I. Major and trace elements.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 330 -345.
- Meyer, W. (1986): *Geologie der Eifel*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 614 S.
- Mertes, H. (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes.- *Bochumer Geol. Geotechn. Arb.*, 9, 1 - 415.
- Millner, S. C. & Le Roex, A. P. (1996): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141, 277 - 291.
- Neumann, H., Mead, J., & Vitaliano, D. J. (1954): Trace element variations during fractional crystallization as calculated from the distribution law.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 6, 90 - 99.
- Oczlon, M. S. (1994): North Gondwana origin for exotic Variscan rocks in the Rhenohercynian zone of Germany; *Geol. Rundsch.*, 83.
- Pearce, J.A. & Peate, D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas.- *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23, 251 - 285.
- Pflug, H. (1958): Anlage und Entwicklung der Niederrheinischen Bucht in der Oberkreide und im Alttertiär aufgrund sporenpaläontologischer Altersdatierungen.- *Fortschr. Geol. Rheindl. v. Westf.*, 2, 409 - 418.
- Pollack, H. N. & Chapman, D. S. (1977): On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness.-*Tectonophysics*, 38, 279 - 296.
- Prodehl, C. & Fuchs, K. (1986): Rifting in Central Europe.- In: *Proceedings of the Third EGT Workshop*. Strasbourg: European Science Foundation, (Ed: Freeman, R., Mueller, S. & Giese, P.), 189 - 194.
- Prodehl, C., Mueller, S. Glahn, A., Gutscher, M. & Haak, V. (1992): Lithospheric cross sections of the European Cenozoic rift system.- *Tectonophysics*, 208, 113 -138.
- Righter, K. & Carmichael, I. S. E. (1993): Mega-xenocrysts in alkali olivine basalts: Fragments of disrupted mantle assemblages.- *Am. Min.*, 78, 1230 - 1245.
- Rollinson, H. R. (1993): *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, England, 352 S.
- Rudnick, R. L. & Goldstein, S. L. (1990): The Pb isotopic compositions of lower crustal xenoliths and the evolution of lower crustal Pb.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98, 192 - 207.
- Rudnick, R. L. & Prespers, T. (1990): Geochemistry of intermediate/-to high-pressure granulites.- In: *Granulites and Crustal Evolution* (Ed: Vielzeuf, D. & Vidal, P.) 523 - 550.
- Simonetti, A., Shore, M. & Bell, K. (1996): Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak Volcano, eastern Uganda: evidence for magma mixing.- *The Canadian Mineralogist*, 34, 411 - 421.
- Sobolev, S. V., Zeyen, H., Granet, M., Achauer, U., Bauer, C., Werling, F., Altherr, R. & Fuchs, K. (1997): Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations.- *Tectonophysics*, 275, 143 - 164.
- Spera, F. J. (1980): *Aspects of magma transport*.- *Physics of Magmatic Processes*.-Hargraves, R. B.( Herausg.), Princeton Univeristy Press, Princeton.

- Späth, A., Le Roex, A. P. & Opiyo-Akech, N. (2001): Plume-Lithosphere Interaction and the Origin of Continental Rift-related Alkaline Volcanism- The Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya.- *J. Petrol.*, 42/4, 765 - 787.
- Stewart, K. & Rogers, N. (1996): Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 139, 195 - 211.
- Stosch, H.-G. & Lugmair, G. W. (1984): Evolution of the lower continental crust: granulite facies xenoliths from the Eifel, West Germany.- *Nature*, 311, 368 - 370.
- Stosch, H.-G. & Lugmair, G. W. (1986): Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental lithosphere.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 281 - 298.
- Sun, S. S. & Hanson, G. N. (1975): Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 77 - 106.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989): Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins* (Ed. Saunders, A. D. & Norry, M. J.), - *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, 313 - 345.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L. & Parry, S. J. (1984): An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach.- *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* 310, 549 - 590.
- Todt, W. & Lippolt, H.J. (1980): K-Ar Age Determinations on Tertiary Volcanic Rocks: V. Siebengebirge, Siebengebirge-Graben.- *J. Geophys.*, 48, 18 - 27.
- Tröger, E. (1951): Über Fassait und über die Einteilung der Klinopyroxene.- *Neues Jb. Mineral. Monatshefte*, 8, 133 - 139.
- Vidal, P. & Postaire, B. (1985): Étude par la méthode Pb-Pb de roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne Hercynienne.- *Chem. Geol.*, 49, 429 - 449.
- Viereck, L. (1984): Geologische und petrologische Entwicklung des pleistozänen Vulkankomplexes Rieden, Ost-Eifel.- *Bochumer Geol. Geotechn. Arb.*, 17, 1 - 337.
- Vieten, K., Hamm, H.-M. & Grimmeisen, W. (1988): Tertiärer Vulkanismus des Siebengebirges.- *Fortschr. Miner.*, 66/2, 1 - 42.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J. L. & Treuil, M. (1981): Distribution coefficients of major and trace elements: fractional crystallization in the alkali-basalt series of Chaîne du Puy (Massif Central, France).- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1997 - 2016.
- Vitrac, A. M., Albarede, F. & Allegre, C. J. (1981): Lead isotopic composition of Hercynian granitic K-feldspars constrains continental genesis.- *Nature*, 291, 460 - 464.
- Vogel, W. & Kuipers, G. (1987): A pre-calibrated program for geological applications.- *Phillips. New Developments. Y-Ray Spec.*, TA 11, 2-8.
- Volker, F., Altherr, R., Jochum, K.-P. & McCulloch, M. T. (1997): Quaternary volcanic activity of the southern Red Sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction.- *Tectonophysics*, 278, 15 - 29.
- Walter, R. (1995): *Geologie von Mitteleuropa*.- W. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 566 S.
- Weaver, B.L. (1991): Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts.- *Geology*, 19, 123 - 126.
- Wedepohl, K. H. (1985): Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 122 - 143.
- Wedepohl, K. H., Gohn, E. & Hartmann, G. (1994): Cenozoic alkali basaltic magmas of western Germany and their products of differentiation.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 253 - 278.
- Wedepohl, K. H. & Bauman, A. (1999): Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136, 225 - 239.

- Wilson, M. (1989): *Igneous Petrogenesis – A global tectonic approach.*- Unwin Hyman, London, 466 S.
- Wilson, M. & Downes, H. (1991): Tertiary-Quaternary Extension-Related Alkaline Magmatism in Western and Central Europe.- *J. of Petrol.*, 32/4, 811 - 849.
- Wilson, M. & Downes, H. (1992): Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system.- *Tectonophysics*, 208, 173 - 182.
- White, W. M. & Duncan, R. A. (1996): Geochemistry and geochronology of the society islands: new evidence for deep mantle recycling.- In: *Earth Processes: Reading the Isotopic Code* (Ed. Basu, A. & Hart, S. R), 183 - 206.
- Wörner, G., Zindler, A., Staudigel, H. & Schmincke, H.-U. (1986): Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 107 - 119.
- Wyllie, P. J. (1981): Plate tectonics and magma genesis.- *Geol. Rdsch.*, 70, 128 - 153.
- Wyllie, P. J. (1988): Magma Genesis, Plate Tectonics, and Chemical Differentiation of the Earth.- *Rev. Of Geophys.*, 26-3, 370 - 404.
- Zartman, R. E. & Haines, S. M. (1988): The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – a case for bidirectional transport.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 1327 - 1339.
- Zhang, M., Stephenson, P. J., O'Reilly, S. Y., McCulloch, M. T. & Norman, M. (2001): Petrogenesis and Geodynamic Implications of Late Cenozoic Basalts in North Queensland, Australia: Trace-element and Sr-Nd-Pb Isotope Evidence.- *J. of Petrol.*, 42/4, 685 - 719.
- Zhou, P. & Mukasa, S. B. (1997): Nd-Sr-Pb isotopic, and major- and trace-element geochemistry of Cenozoic lavas from the Khorat Plateau, Thailand: sources and Petrogenesis.- *Chem. Geol.*, 137, 175 - 193.
- Ziegler, P. A. (1992): European Cenozoic rift system.- *Tectonophysics*, 208, 91 - 111.

| <b>Tabelle A</b>               |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| <b>Gruppe A</b>                |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|                                | HEJ 2  | HEJ 3  | HEJ 5  | HEJ 18 | HEJ 19 | HEJ 34 | HEJ 46 | HEJ 49 | HEJ 50 | HEJ 51 | HEJ 59 | HEJ 60 | HEJ 66 | HEJ 67 |
| SiO <sub>2</sub>               | 42,48  | 42,84  | 40,81  | 40,68  | 40,77  | 41,46  | 41,95  | 40,94  | 40,9   | 40,99  | 40,93  | 40,65  | 42,12  | 40,47  |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,32   | 2,32   | 2,48   | 2,43   | 2,52   | 2,48   | 2,63   | 2,52   | 2,52   | 2,5    | 2,44   | 2,37   | 2,44   | 2,55   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,18  | 13,41  | 12,33  | 13,01  | 13,07  | 13,18  | 14,02  | 13,25  | 13,17  | 13,16  | 13,38  | 13,3   | 13,05  | 13,13  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,41   | 4,04   | 5,02   | 4,53   | 4,56   | 4,72   | 4,37   | 4,81   | 5,14   | 4,84   | 5,01   | 5,01   | 4,99   | 4,92   |
| FeO                            | 6,4    | 6,54   | 6,65   | 6,46   | 6,78   | 6,41   | 6,61   | 6,29   | 5,98   | 6,18   | 5,62   | 5,35   | 6,17   | 6,47   |
| MnO                            | 0,16   | 0,17   | 0,17   | 0,17   | 0,17   | 0,17   | 0,16   | 0,16   | 0,17   | 0,16   | 0,15   | 0,15   | 0,17   | 0,17   |
| MgO                            | 11,82  | 11,47  | 13,22  | 11,31  | 11,45  | 11,66  | 11,18  | 11,4   | 11,41  | 10,84  | 11,65  | 11,26  | 10,73  | 11,05  |
| CaO                            | 11,77  | 11,72  | 11,72  | 12,79  | 13,2   | 13,03  | 12,18  | 12,49  | 12,52  | 12,73  | 12,53  | 12,32  | 12,53  | 12,97  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,91   | 2,84   | 2,87   | 3,34   | 3,49   | 3,44   | 3,5    | 3,57   | 3,67   | 3,79   | 3,19   | 3,31   | 3,42   | 3,52   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,94   | 0,91   | 1,03   | 0,89   | 0,8    | 1,37   | 1,4    | 0,91   | 0,94   | 0,91   | 1,09   | 1,06   | 1,05   | 0,94   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,66   | 0,67   | 0,65   | 0,73   | 0,75   | 0,74   | 0,61   | 0,69   | 0,69   | 0,69   | 0,77   | 0,73   | 0,77   | 0,81   |
| LOI                            | 2,3    | 2,57   | 2,05   | 2,24   | 2,17   | 1,85   | 1,85   | 2,5    | 2,46   | 2,87   | 3,12   | 3,55   | 2,34   | 2,08   |
| Summe                          | 99,35  | 99,5   | 99     | 98,58  | 99,73  | 100,51 | 100,46 | 99,53  | 99,57  | 99,66  | 99,88  | 99,06  | 99,78  | 99,08  |
| Mg#                            | 69     | 68     | 70     | 67     | 67     | 68     | 67     | 67     | 68     | 66     | 69     | 69     | 66     | 66     |
| FeO*                           | 10,37  | 10,18  | 11,17  | 10,54  | 10,88  | 10,66  | 10,54  | 10,62  | 10,60  | 10,54  | 10,13  | 9,86   | 10,66  | 10,90  |
| Sc                             | 20     | 16     | 23     | 27     | 16     | 34     | 28     | 11     | 23     | 19     | 26     | 11     | 25     | 12     |
| V                              | 269    | 282    | 286    | 297    | 310    | 320    | 302    | 308    | 315    | 307    | 312    | 303    | 301    | 319    |
| Cr                             | 368    | 346    | 399    | 379    | 351    | 387    | 267    | 335    | 340    | 331    | 383    | 361    | 306    | 288    |
| Co                             | 59     | 54     | 63     | 57     | 52     | 51     | 56     | 42     | 50     | 42     | 54     | 49     | 52     | 44     |
| Ni                             | 235    | 224    | 354    | 194    | 189    | 200    | 169    | 181    | 188    | 179    | 213    | 212    | 180    | 177    |
| Cu                             | 61     | 44     | 52     | 62     | 58     | 57     | 65     | 53     | 66     | 66     | 85     | 73     | 78     | 67     |
| Zn                             | 99     | 90     | 92     | 88     | 91     | 88     | 92     | 91     | 89     | 83     | 84     | 86     | 94     | 88     |
| Ga                             | 23     | 15     | 18     | 18     | 16     | 23     | 21     | 27     | 19     | 14     | 20     | 20     | 19     | 17     |
| Rb                             | 39     | 25     | 36     | 46     | 44     | 52     | 37     | 41     | 33     | 40     | 33     | 44     | 51     | 48     |
| Sr                             | 943    | 942    | 819    | 904    | 1162   | 889    | 910    | 879    | 881    | 906    | 944    | 947    | 940    | 995    |
| Y                              | 25     | 33     | 34     | 28     | 35     | 32     | 28     | 29     | 31     | 34     | 30     | 26     | 34     | 30     |
| Zr                             | 260    | 260    | 259    | 278    | 276    | 274    | 275    | 264    | 263    | 263    | 239    | 226    | 262    | 271    |
| Nb                             | 78     | 77     | 96     | 92     | 95     | 90     | 84     | 93     | 90     | 90     | 88     | 84     | 90     | 98     |
| Ba                             | 634    | 601    | 526    | 649    | 618    | 680    | 618    | 727    | 729    | 713    | 710    | 697    | 737    | 755    |
| Pb                             | 3      | 6      | 3      | 22     | 18     | 13     | 9      | 9      | 6      | 4      | 7      | 12     | 6      | 3      |
| La                             | 60,97  | 64,97  | 65,55  | 71,7   | 73,14  | 70,49  | 66,37  | 72,86  | 63,39  | 68,28  | 70,38  | 67,17  | 72,21  | 78,49  |
| Ce                             | 125,22 | 125,36 | 131,86 | 140,84 | 137,14 | 134,68 | 128,42 | 141,43 | 129,32 | 132,87 | 141,28 | 135,01 | 144,41 | 138,86 |
| Nd                             | 48,5   | 48,93  | 54,87  | 50,39  | 50,96  | 51,7   | 51,12  | 53,55  | 50,07  | 55,19  | 52,61  | 46,41  | 55,87  | 60,86  |
| Sm                             | 9,48   | 9,35   | 12,16  | 10,08  | 11,74  | 10,62  | 10,31  | 11,4   | 9,35   | 10,74  | 9,79   | 10,08  | 11,65  | 10,92  |
| Eu                             | 2,5    | 2,6    | 2,92   | 2,8    | 2,84   | 2,75   | 2,66   | 2,91   | 2,53   | 2,88   | 2,56   | 2,44   | 2,76   | 2,83   |
| Gd                             | 7,86   | 8,28   | 9,05   | 7,41   | 7,62   | 7,74   | 7,37   | 7,25   | 6,36   | 7,28   | 6,45   | 6,86   | 7,76   | 7,78   |
| Dy                             | 5,34   | 5,25   | 6,55   | 6,08   | 6,17   | 5,84   | 5,87   | 5,88   | 5,54   | 6,51   | 5,63   | 5,3    | 6,63   | 6,74   |
| Er                             | 2,71   | 2,9    | 2,83   | 2,8    | 2,6    | 2,67   | 2,66   | n.d.   | 2,53   | 2,78   | 2,74   | 2,7    | 2,68   | 3,16   |
| Yb                             | 2,16   | 2,27   | 2,45   | 2,29   | 2,19   | 2,35   | 2,14   | 2,32   | 2,37   | 2,31   | 2,29   | 2,2    | 2,3    | 2,43   |
| Lu                             | 0,29   | 0,3    | 0,33   | 0,33   | 0,28   | 0,32   | 0,28   | 0,3    | 0,31   | 0,32   | 0,3    | 0,31   | 0,34   | 0,35   |

| <b>Tabelle B</b>               | HEJ 26 | HEJ 27 | HEJ 28 | HEJ 30 | HEJ 31 | HEJ 32 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Gruppe B                       |        |        |        |        |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 41,02  | 40,79  | 40,52  | 40,82  | 40,83  | 41,14  |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,41   | 2,36   | 2,48   | 2,47   | 2,18   | 2,2    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,48  | 11,28  | 11,56  | 11,56  | 10,48  | 10,45  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,79   | 3,9    | 4      | 6,85   | 4,44   | 4,46   |
| FeO                            | 7,13   | 7,7    | 7,87   | 5,36   | 7,41   | 7,44   |
| MnO                            | 0,18   | 0,17   | 0,17   | 0,17   | 0,18   | 0,17   |
| MgO                            | 13,94  | 14,3   | 14,03  | 14,07  | 16,3   | 16,91  |
| CaO                            | 12,61  | 12,81  | 12,76  | 12,56  | 11,51  | 11,53  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,8    | 2,09   | 2,5    | 2,68   | 2,5    | 2,65   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,74   | 0,68   | 0,88   | 0,76   | 0,68   | 0,58   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 1,2    | 1,17   | 1,12   | 1,16   | 1,21   | 1,22   |
| LOI                            | 2,33   | 3,68   | 2,65   | 2,06   | 2,33   | 2,27   |
| Summe                          | 100,63 | 100,93 | 100,54 | 100,52 | 100,05 | 101,02 |
| Mg#                            | 70     | 71     | 70     | 71     | 73     | 74     |
| FeO*                           | 11,44  | 11,21  | 11,47  | 11,52  | 11,41  | 11,45  |
| Sc                             | 23     | 11     | 16     | 22     | 16     | 27     |
| V                              | 281    | 283    | 292    | 238    | 254    | 244    |
| Cr                             | 562    | 556    | 583    | 607    | 704    | 698    |
| Co                             | 65     | 69     | 61     | 65     | 74     | 65     |
| Ni                             | 373    | 407    | 363    | 366    | 531    | 548    |
| Cu                             | 51     | 57     | 70     | 47     | 50     | 50     |
| Zn                             | 98     | 98     | 98     | 103    | 101    | 106    |
| Ga                             | 25     | 19     | 17     | 12     | 11     | 15     |
| Rb                             | 28     | 32     | 23     | 22     | 34     | 30     |
| Sr                             | 1084   | 1160   | 1060   | 1034   | 1013   | 1062   |
| Y                              | 34     | 35     | 31     | 33     | 31     | 33     |
| Zr                             | 277    | 274    | 271    | 281    | 268    | 272    |
| Nb                             | 94     | 90     | 84     | 86     | 87     | 87     |
| Ba                             | 620    | 649    | 569    | 641    | 614    | 622    |
| Pb                             | 19     | 0      | 8      | 23     | 4      | 2      |
| La                             | 81,39  | 75,78  | 80,15  | 75,5   | 89     | 77,85  |
| Ce                             | 166,1  | 138,43 | 165,93 | 141,32 | 154,56 | 166,66 |
| Nd                             | 66,97  | 58,34  | 60,58  | 59,58  | 68,38  | 62,27  |
| Sm                             | 12,63  | 12,08  | 12,06  | 11,06  | 12,91  | 12,6   |
| Eu                             | 3,23   | 2,89   | 3,37   | 3,1    | 3,36   | 3,14   |
| Gd                             | 9,01   | 7,45   | 8,89   | 9      | 9,25   | 8,84   |
| Dy                             | 6,51   | 5,69   | 6,81   | 6,11   | 6,51   | 6,31   |
| Er                             | 2,53   | 2,44   | 2,72   | 2,57   | 2,44   | 2,51   |
| Yb                             | 2,27   | 2,08   | 2,15   | 2,14   | 2,28   | 2,11   |
| Lu                             | 0,29   | 0,29   | 0,29   | 0,29   | 0,3    | 0,29   |

| <b>Tabelle C</b>               |        | HEJ 4 | HEJ 6 | HEJ 7 | HEJ 9 | HEJ 13 | HEJ 14 | HEJ 15 | HEJ 23 | HEJ 47 | HEJ 48 | HEJ 63 a | HEJ 63 b | HEJ 64 | HEJ 68 | HEJ 69 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|----------|--------|--------|--------|
| <b>Gruppe C</b>                |        |       |       |       |       |        |        |        |        |        |        |          |          |        |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 41,11  | 44,65 | 42,3  | 43,86 | 41,53 | 41,04  | 39,69  | 41,6   | 42,98  | 42,85  | 42,22  | 42,39    | 42,39    | 41,61  | 42,67  | 42,02  |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,34   | 1,98  | 2,32  | 2,01  | 2,21  | 2,75   | 2,74   | 2,25   | 2,49   | 2,49   | 2,46   | 2,46     | 2,46     | 2,56   | 2,35   | 2,45   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,4   | 13,62 | 13,54 | 13,28 | 11,16 | 13,71  | 13,32  | 12,25  | 12,17  | 12,17  | 13,58  | 13,6     | 13,6     | 13,59  | 12,79  | 12,98  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,85   | 3,58  | 4,05  | 3,35  | 4,2   | 4,66   | 5,24   | 3,22   | 4,93   | 4,01   | 4,64   | 4,47     | 4,47     | 4,72   | 4,04   | 3,62   |
| FeO                            | 7,11   | 6,68  | 5,94  | 6,89  | 7,16  | 7,14   | 6,54   | 6,84   | 7,07   | 7,9    | 6,26   | 6,38     | 6,38     | 6,35   | 6,52   | 6,9    |
| MnO                            | 0,16   | 0,14  | 0,15  | 0,14  | 0,15  | 0,15   | 0,14   | 0,14   | 0,14   | 0,14   | 0,16   | 0,15     | 0,15     | 0,16   | 0,14   | 0,14   |
| MgO                            | 13,24  | 11,17 | 11,15 | 10,25 | 14,39 | 11,26  | 11,56  | 13,95  | 12,47  | 12,22  | 11,45  | 11,54    | 11,54    | 11,87  | 14     | 13,65  |
| CaO                            | 11,55  | 9,66  | 12,07 | 10,6  | 12    | 12,24  | 11,84  | 11,81  | 11,59  | 11,52  | 12,01  | 11,98    | 11,98    | 12,02  | 11,34  | 11,67  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,59   | 3,19  | 3,23  | 2,23  | 2,42  | 2,7    | 1,51   | 3,02   | 2,39   | 2,27   | 3,11   | 2,97     | 2,97     | 2,93   | 2,73   | 2,62   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,71   | 1,35  | 0,92  | 1,51  | 0,68  | 1,27   | 1,21   | 0,8    | 1,23   | 1,24   | 1,03   | 1,1      | 1,1      | 0,99   | 0,86   | 1,08   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,6    | 0,44  | 0,59  | 0,42  | 0,65  | 0,53   | 0,52   | 0,4    | 0,65   | 0,7    | 0,57   | 0,58     | 0,58     | 0,5    | 0,44   | 0,45   |
| LOI                            | 3,54   | 2,06  | 2,73  | 4,04  | 2,24  | 1,97   | 5,1    | 2,54   | 1,66   | 1,94   | 2,16   | 2,18     | 2,18     | 2,19   | 2,13   | 2,15   |
| Summe                          | 99,2   | 98,52 | 98,99 | 98,58 | 98,79 | 99,42  | 99,41  | 98,82  | 99,77  | 99,41  | 99,65  | 99,80    | 99,80    | 99,49  | 100,01 | 99,73  |
| Mg#                            | 70     | 68    | 69    | 66    | 72    | 66     | 66     | 66     | 73     | 68     | 67     | 68       | 68       | 68     | 72     | 72     |
| FeO*                           | 10,57  | 9,90  | 9,58  | 9,90  | 10,94 | 11,33  | 11,25  | 9,74   | 11,51  | 11,51  | 10,44  | 10,40    | 10,40    | 10,60  | 10,16  | 10,16  |
| Sc                             | 25     | 24    | 30    | 19    | 20    | 24     | 16     | 41     | 16     | 16     | 23     | 17       | 17       | 26     | 24     | 17     |
| V                              | 285    | 229   | 277   | 225   | 294   | 349    | 334    | 292    | 280    | 269    | 313    | 332      | 332      | 336    | 306    | 301    |
| Cr                             | 444    | 305   | 467   | 312   | 712   | 261    | 227    | 669    | 440    | 436    | 338    | 335      | 335      | 310    | 582    | 524    |
| Co                             | 62     | 51    | 54    | 57    | 67    | 60     | 60     | 60     | 58     | 58     | 54     | 49       | 49       | 57     | 61     | 57     |
| Ni                             | 319    | 280   | 215   | 219   | 372   | 157    | 148    | 351    | 299    | 287    | 187    | 180      | 180      | 214    | 340    | 302    |
| Cu                             | 53     | 50    | 68    | 63    | 54    | 64     | 56     | 73     | 73     | 69     | 77     | 73       | 73       | 70     | 88     | 74     |
| Zn                             | 88     | 99    | 78    | 107   | 84    | 81     | 79     | 74     | 95     | 99     | 85     | 90       | 90       | 85     | 80     | 77     |
| Ga                             | 18     | 20    | 18    | 16    | 18    | 18     | 22     | 15     | 17     | 15     | 21     | 16       | 16       | 16     | 16     | 18     |
| Rb                             | 49     | 36    | 61    | 37    | 38    | 35     | 26     | 29     | 27     | 27     | 40     | 41       | 41       | 33     | 37     | 109    |
| Sr                             | 1015   | 754   | 739   | 671   | 656   | 670    | 554    | 609    | 726    | 745    | 730    | 716      | 716      | 656    | 607    | 735    |
| Y                              | 29     | 29    | 30    | 22    | 26    | 26     | 27     | 25     | 25     | 26     | 25     | 26       | 26       | 27     | 25     | 25     |
| Zr                             | 250    | 245   | 231   | 230   | 192   | 203    | 184    | 183    | 214    | 216    | 232    | 233      | 233      | 218    | 199    | 193    |
| Nb                             | 73     | 67    | 75    | 52    | 57    | 56     | 53     | 54     | 60     | 65     | 77     | 79       | 79       | 68     | 60     | 62     |
| Ba                             | 607    | 571   | 621   | 483   | 444   | 499    | 599    | 443    | 454    | 464    | 610    | 560      | 560      | 497    | 498    | 823    |
| Pb                             | 10     | 6     | 7     | 12    | 12    | 8      | 15     | 13     | 3      | 6      | 3      | 11       | 11       | 3      | 19     | 7      |
| La                             | 56,16  | 54,1  | 49,61 | 46,53 | 41,44 | 40,83  | 41,02  | 36,34  | 41,04  | 44,24  | 57,39  | 54,5     | 54,5     | 46,47  | 37,09  | 41,72  |
| Ce                             | 109,04 | 92,19 | 91,64 | 85,91 | 74,95 | 82,46  | 85,36  | 66,6   | 87,52  | 90,08  | 120,55 | 117,2    | 117,2    | 90,98  | 76,45  | 84,62  |
| Nd                             | 45,1   | 36,92 | 40,57 | 33,95 | 32,48 | 34,67  | 37,35  | 28,06  | 38,13  | 42,69  | 38,84  | 39,5     | 39,5     | 38,06  | 30,45  | 39,99  |
| Sm                             | 8,56   | 9     | 8,26  | 8,05  | 7,43  | 8,54   | 8,31   | 7      | 8,54   | 8,79   | 9,03   | 9,25     | 9,25     | 8,89   | 7,84   | 7,21   |
| Eu                             | 2,32   | 2,03  | 2,19  | 1,83  | 2,07  | 2,17   | 2,23   | 1,76   | 2,62   | 2,5    | 2,13   | 2,12     | 2,12     | 2,26   | 2,05   | 2,02   |
| Gd                             | 7,67   | 6,61  | 6,6   | 6,31  | 4,92  | 6,13   | 6,75   | 4,71   | 6,57   | 6,79   | 6,24   | 6,19     | 6,19     | 6,41   | 5,37   | 5,48   |
| Dy                             | 5,22   | 4,57  | 4,91  | 4,47  | 4,27  | 5,19   | 4,98   | 3,99   | 4,88   | 5,46   | 5,26   | 5,08     | 5,08     | 5,52   | 4,65   | 4,46   |
| Er                             | 2,25   | 2,36  | 2,13  | 2,04  | 1,89  | 2,38   | 2,48   | 1,67   | 2,83   | 2,4    | 2,23   | 2,13     | 2,13     | 2,48   | 2,09   | 2,18   |
| Yb                             | 1,94   | 1,88  | 1,87  | 1,85  | 1,44  | 1,85   | 1,89   | 1,42   | 1,69   | 1,58   | 1,9    | 1,85     | 1,85     | 1,89   | 1,68   | 1,64   |
| Lu                             | 0,26   | 0,27  | 0,28  | 0,24  | 0,23  | 0,24   | 0,26   | 0,18   | 0,23   | 0,23   | 0,28   | 0,28     | 0,28     | 0,27   | 0,25   | 0,26   |

|                                | HEJ 16 | HEJ 17 | HEJ 21 | HEJ 22 | HEJ 45 | HEJ 53 | HEJ 54 | HEJ 55 | HEJ 56 | HEJ 57 | HEJ 58 | HEJ 61 | HEJ 62 | HEJ 65 | HEJ 70 | HEJ 71 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| <b>Table D</b>                 |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 44,85  | 44,41  | 42,03  | 41,22  | 43,87  | 45,56  | 42,34  | 42,87  | 42,7   | 43,71  | 44,6   | 45,66  | 44,96  | 40,36  | 42,12  | 45,24  |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,24   | 2,24   | 3,06   | 3,04   | 2,56   | 2,34   | 2,35   | 2,34   | 2,66   | 2,63   | 2,62   | 2,26   | 2,28   | 2,65   | 2,5    | 2,34   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,67  | 13,57  | 14,29  | 14,17  | 14,83  | 13,78  | 11,94  | 11,94  | 14,23  | 12,84  | 13,07  | 14,01  | 14,43  | 13,45  | 13,53  | 14,01  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,32   | 4,91   | 5      | 5,24   | 4,51   | 3,41   | 3,4    | 3,74   | 4,95   | 4,16   | 7,92   | 4,06   | 4,6    | 6,7    | 5,75   | 5,37   |
| FeO                            | 6,72   | 6,12   | 6,74   | 6,47   | 6,76   | 7,92   | 8,67   | 8,38   | 6,63   | 7,8    | 4,6    | 6,85   | 5,53   | 4,46   | 5,42   | 5,73   |
| MnO                            | 0,15   | 0,14   | 0,14   | 0,13   | 0,14   | 0,15   | 0,22   | 0,23   | 0,15   | 0,15   | 0,13   | 0,15   | 0,14   | 0,24   | 0,15   | 0,14   |
| MgO                            | 9,26   | 9,11   | 9,83   | 9,88   | 9,2    | 8,56   | 9,19   | 9,88   | 8,85   | 9,48   | 8,34   | 8,95   | 8,29   | 9,4    | 9,8    | 9,37   |
| CaO                            | 11,6   | 11,62  | 11,73  | 11,72  | 10,75  | 10,8   | 12,75  | 12,68  | 11,11  | 11,38  | 11,2   | 10,35  | 10,83  | 12,43  | 11,86  | 10,64  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,44   | 2,92   | 2,88   | 2,68   | 3,97   | 2,74   | 2,56   | 2,65   | 3,76   | 2,59   | 2,61   | 2,64   | 2,05   | 0,92   | 3,09   | 2,42   |
| K <sub>2</sub> O               | 1,14   | 0,8    | 1      | 0,84   | 1      | 1,31   | 1,1    | 1,1    | 1,27   | 1,25   | 1,21   | 1,73   | 1,56   | 0,38   | 0,59   | 1,28   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,64   | 0,66   | 0,48   | 0,49   | 0,67   | 0,53   | 0,57   | 0,58   | 0,75   | 0,63   | 0,64   | 0,47   | 0,55   | 0,71   | 0,71   | 0,53   |
| LOI                            | 1,37   | 2,83   | 1,8    | 2,82   | 2,34   | 2,19   | 3,93   | 3,25   | 2,29   | 1,95   | 2,32   | 2,5    | 4,25   | 7,65   | 3,74   | 2,57   |
| Summe                          | 99,4   | 99,33  | 98,98  | 98,7   | 100,60 | 99,29  | 99,02  | 99,64  | 99,35  | 98,57  | 99,26  | 99,63  | 99,47  | 99,35  | 99,26  | 99,64  |
| Mg#                            | 63     | 63     | 63     | 63     | 62     | 60     | 60     | 61     | 61     | 61     | 59     | 62     | 62     | 64     | 64     | 63     |
| FeO*                           | 10,61  | 10,54  | 11,24  | 11,18  | 10,82  | 10,99  | 11,73  | 11,75  | 11,08  | 11,54  | 11,73  | 10,50  | 9,67   | 10,49  | 10,59  | 10,56  |
| Sc                             | 20     | 23     | 31     | 24     | 18     | 14     | 17     | 18     | 15     | 17     | 13     | 17     | 22     | 30     | 26     | 14     |
| V                              | 244    | 255    | 374    | 396    | 276    | 232    | 244    | 237    | 270    | 266    | 263    | 220    | 289    | 358    | 273    | 247    |
| Cr                             | 347    | 367    | 182    | 173    | 175    | 227    | 419    | 409    | 217    | 319    | 336    | 271    | 224    | 328    | 315    | 282    |
| Co                             | 45     | 47     | 61     | 54     | 55     | 47     | 56     | 52     | 48     | 47     | 49     | 49     | 46     | 48     | 53     | 50     |
| Ni                             | 177    | 179    | 108    | 107    | 131    | 164    | 241    | 237    | 138    | 196    | 196    | 174    | 109    | 213    | 173    | 189    |
| Cu                             | 61     | 57     | 83     | 84     | 57     | 75     | 79     | 65     | 66     | 75     | 88     | 68     | 64     | 53     | 74     | 66     |
| Zn                             | 94     | 95     | 83     | 74     | 89     | 99     | 98     | 92     | 102    | 99     | 105    | 103    | 73     | 94     | 91     | 97     |
| Ga                             | 25     | 17     | 15     | 19     | 22     | 21     | 14     | 22     | 23     | 17     | 21     | 26     | 13     | 20     | 20     | 20     |
| Rb                             | 27     | 17     | 36     | 31     | 22     | 37     | 25     | 30     | 62     | 26     | 51     | 50     | 43     | 21     | 25     | 40     |
| Sr                             | 881    | 879    | 697    | 690    | 851    | 723    | 656    | 640    | 906    | 721    | 658    | 890    | 896    | 781    | 881    | 813    |
| Y                              | 27     | 29     | 28     | 24     | 25     | 25     | 27     | 21     | 23     | 28     | 28     | 28     | 23     | 34     | 26     | 28     |
| Zr                             | 221    | 215    | 216    | 211    | 229    | 198    | 200    | 194    | 264    | 202    | 198    | 302    | 212    | 267    | 225    | 208    |
| Nb                             | 60     | 64     | 58     | 59     | 67     | 59     | 51     | 48     | 99     | 64     | 59     | 81     | 62     | 92     | 94     | 72     |
| Ba                             | 537    | 487    | 492    | 496    | 601    | 537    | 438    | 429    | 703    | 514    | 493    | 861    | 634    | 851    | 697    | 716    |
| Pb                             | 10     | 3      | 4      | 15     | 13     | 10     | 7      | 3      | 4      | 3      | 3      | 3      | 4      | 9      | 4      | 3      |
| La                             | 60,89  | 57,87  | 44,03  | 43,14  | 54,54  | 47,62  | 35,78  | 31,78  | 60     | 45,99  | 39,93  | 52,82  | 64,41  | 68,42  | 63,96  | 51,96  |
| Ce                             | 118,34 | 116,9  | 88,09  | 91,83  | 103,89 | 86,65  | 83,53  | 73,99  | 121,57 | 94,48  | 81,75  | 115,48 | 132,24 | 149,68 | 124,39 | 90,99  |
| Nd                             | 46,58  | 43,24  | 39,75  | 38,28  | 43,52  | 39,2   | 32,5   | 36,05  | 48,32  | 40,07  | 33,65  | 44,71  | 41,79  | 62,42  | 49,87  | 32,22  |
| Sm                             | 9,85   | 8,31   | 8,11   | 7,73   | 8,18   | 10,07  | 8,41   | 7,7    | 10,5   | 9,57   | 9,97   | 8,36   | 10,28  | 10,36  | 9,63   | 8,82   |
| Eu                             | 2,53   | 2,55   | 2,32   | 2,3    | 2,46   | 2,21   | 2,4    | 1,92   | 2,85   | 2,65   | 2,28   | 2,25   | 2,51   | 2,84   | 2,54   | 2,42   |
| Gd                             | 7,3    | 7,2    | 6,23   | 6,45   | 6,57   | 6,97   | 5,82   | 5,61   | 7,14   | 7,41   | 6,98   | 6,56   | 6      | 8,08   | 7,13   | 6,25   |
| Dy                             | 5,56   | 5,58   | 5,27   | 5,16   | 5,27   | 5,84   | 4,9    | 4,65   | 5,29   | 6,41   | 5,38   | 4,98   | 4,92   | 6,21   | 5,88   | 5,43   |
| Er                             | 2,29   | 2,29   | 2,38   | 2,57   | 2,26   | 2,58   | 2,05   | 2,03   | 2,84   | 2,84   | 2,06   | n.d.   | 2,05   | n.d.   | 2,03   | 2,58   |
| Yb                             | 1,88   | 1,99   | 1,89   | 1,8    | 1,81   | 1,8    | 1,72   | 1,33   | 1,76   | 1,98   | 1,54   | 1,72   | 2,07   | 2,37   | 1,55   | 1,86   |
| Lu                             | 0,26   | 0,28   | 0,28   | 0,24   | 0,25   | 0,29   | 0,24   | 0,2    | 0,25   | 0,26   | 0,22   | 0,25   | 0,27   | 0,36   | 0,23   | 0,28   |

|                                | HEJ 1  | HEJ 20 | HEJ 33 | HEJ 44 | HEJ 35 | HEJ 8 | HEJ 10 | HEJ 11 | HEJ 29 | HEJ 37 | HEJ 12 | HEJ 24 | HEJ 25 | HEJ 36 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| <b>Table E</b>                 |        |        |        |        |        |       |        |        |        |        |        |        |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,21  | 45,32  | 43,54  | 42,63  | 49,23  | 45,54 | 54,61  | 56,38  | 55,49  | 53,69  | 39,54  | 40,7   | 47,85  | 46,22  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,98   | 2,81   | 2,5    | 2,57   | 1,86   | 2,51  | 1,55   | 1,59   | 1,43   | 0,9    | 2,91   | 2,84   | 1,77   | 1,9    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,93  | 16,39  | 14,68  | 15,05  | 18,27  | 16,1  | 16,68  | 18,14  | 17,44  | 19,71  | 11,61  | 16,14  | 16,13  | 13,76  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,34   | 6,82   | 4,7    | 4,18   | 4,25   | 5,45  | 2,07   | 5,74   | 3,65   | 2,44   | 5,97   | 6,45   | 4,18   | 5,19   |
| FeO                            | 4,15   | 4,54   | 5,69   | 6,68   | 4,56   | 5,34  | 4,78   | 1,07   | 3,23   | 1,86   | 7,72   | 4,16   | 3,49   | 4,97   |
| MnO                            | 0,15   | 0,14   | 0,15   | 0,15   | 0,16   | 0,15  | 0,17   | 0,09   | 0,16   | 0,14   | 0,18   | 0,13   | 0,21   | 0,14   |
| MgO                            | 4,25   | 5,16   | 8,29   | 7,99   | 3,62   | 6,21  | 2,25   | 0,73   | 2,33   | 1,46   | 11,66  | 5,05   | 5,77   | 11,19  |
| CaO                            | 8,24   | 10,07  | 12,41  | 12,1   | 7,61   | 10,44 | 6,07   | 4,34   | 5,72   | 4,98   | 13,76  | 10,66  | 8,16   | 8,45   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,76   | 2,93   | 3,5    | 3,89   | 4,91   | 3,54  | 4,51   | 4,95   | 4,71   | 5,42   | 2,28   | 1,16   | 2,55   | 2,42   |
| K <sub>2</sub> O               | 2,63   | 1,48   | 1,47   | 1,45   | 2,17   | 1,41  | 3      | 3,37   | 3,24   | 4,306  | 0,84   | 1,34   | 2,78   | 1,49   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,42   | 0,67   | 0,75   | 0,88   | 0,86   | 0,55  | 0,58   | 0,62   | 0,49   | 0,16   | 1,02   | 0,69   | 0,33   | 0,44   |
| LOI                            | 1,98   | 3,25   | 2,36   | 2,93   | 2,77   | 1,94  | 2,33   | 1,67   | 2,58   | 5,43   | 2,22   | 11,2   | 6,79   | 4,05   |
| Summe                          | 98,04  | 99,58  | 100,04 | 100,50 | 100,27 | 99,18 | 98,6   | 98,69  | 100,47 | 100,49 | 99,71  | 100,52 | 100,01 | 100,22 |
| Mg#                            | 51     | 49     | 62     | 59     | 46     | 54    | 39     | 19     | 41     | 41     | 63     | 50     | 61     | 69     |
| FeO*                           | 8,06   | 10,68  | 9,92   | 10,44  | 8,38   | 10,24 | 6,64   | 6,23   | 6,51   | 4,06   | 13,09  | 9,96   | 7,25   | 9,64   |
| Sc                             | 14     | 8      | 28     | 27     | 5      | 31    | 3      | 5      | 5      | 6      | 15     | 26     | 14     | 16     |
| V                              | 206    | 288    | 314    | 266    | 170    | 276   | 143    | 142    | 130    | 77     | 347    | 302    | 210    | 190    |
| Cr                             | 49     | 24     | 219    | 143    | 5      | 104   | 20     | 21     | 38     | 27     | 465    | 225    | 154    | 303    |
| Co                             | 31     | 45     | 48     | 41     | 31     | 51    | 22     | 13     | 19     | 17     | 53     | 46     | 40     | 65     |
| Ni                             | 29     | 40     | 115    | 97     | 1      | 58    | 13     | 12     | 17     | 14     | 224    | 167    | 77     | 307    |
| Cu                             | 21     | 32     | 85     | 36     | 5      | 70    | 10     | 11     | 8      | 16     | 60     | 61     | 36     | 28     |
| Zn                             | 89     | 104    | 86     | 87     | 115    | 98    | 80     | 129    | 92     | 96     | 104    | 106    | 88     | 97     |
| Ga                             | 24     | 23     | 22     | 21     | 25     | 17    | 29     | 24     | 29     | 26     | 23     | 19     | 25     | 19     |
| Rb                             | 67     | 24     | 29     | 49     | 56     | 35    | 107    | 126    | 119    | 124    | 39     | 31     | 92     | 43     |
| Sr                             | 1137   | 1151   | 1128   | 1045   | 1330   | 835   | 769    | 779    | 741    | 643    | 689    | 1041   | 638    | 2549   |
| Y                              | 28     | 30     | 33     | 33     | 31     | 27    | 34     | 30     | 28     | 20     | 33     | 37     | 19     | 25     |
| Zr                             | 334    | 269    | 256    | 265    | 371    | 244   | 410    | 461    | 424    | 448    | 246    | 245    | 478    | 288    |
| Nb                             | 94     | 88     | 82     | 84     | 112    | 65    | 91     | 97     | 88     | 107    | 66     | 76     | 81     | 61     |
| Ba                             | 1055   | 781    | 767    | 702    | 1063   | 634   | 704    | 743    | 837    | 975    | 503    | 3474   | 1172   | 613    |
| Pb                             | 16     | 12     | 8      | 15     | 13     | 7     | 23     | 33     | 5      | 17     | 11     | 0      | 10     | 10     |
| La                             | 82,49  | 67,27  | 70,23  | 69,86  | 88,45  | 50,58 | 74,81  | 84,91  | 71,45  | 75,99  | 57,56  | 74,36  | 66,9   | 47,2   |
| Ce                             | 155,08 | 122,62 | 135,05 | 122,23 | 161,52 | 99,82 | 150,3  | 155,72 | 109,08 | 115,02 | 117,97 | 137,67 | 115,24 | 84,58  |
| Nd                             | 43,95  | 49,52  | 50,75  | 51,65  | 55,37  | 37,39 | 53,72  | 57     | 54,84  | 27,86  | 57,19  | 52,68  | 35,91  | 33,06  |
| Sm                             | 7,77   | 9,56   | 9,21   | 10,02  | 9,33   | 8,61  | 11     | 10,78  | 11,48  | 4,16   | 13,77  | 11,77  | 7,15   | 6,53   |
| Eu                             | 2,13   | 2,75   | 2,72   | 2,81   | 2,65   | 2,19  | 2,4    | 2,6    | 2,34   | 1,18   | 3,25   | 3,13   | 1,83   | 1,75   |
| Gd                             | 6,54   | 7,66   | 7,46   | 7,71   | 7,38   | 7,23  | 7,89   | 8,55   | 7,28   | 2,91   | 9,7    | 9,15   | 5,11   | 4,66   |
| Dy                             | 4,88   | 5,58   | 5,62   | 5,74   | 5,46   | 5,12  | 5,82   | 5,62   | 5,78   | 2,87   | 7,25   | 6,82   | 4,22   | 4      |
| Er                             | 2,66   | 2,44   | 2,48   | 2,78   | 2,37   | 2,37  | 2,87   | 2,95   | 2,96   | 1,64   | 2,96   | 3,11   | 2,49   | 1,7    |
| Yb                             | 2,43   | 1,95   | 2,03   | 2,01   | 2,14   | 1,91  | 2,8    | 2,71   | 2,52   | 2      | 2,35   | 2,38   | 2,22   | 1,6    |
| Lu                             | 0,35   | 0,28   | 0,28   | 0,26   | 0,3    | 0,25  | 0,38   | 0,37   | 0,35   | 0,29   | 0,31   | 0,34   | 0,33   | 0,24   |

**Tabella F**  
CIPW-Norm

|     | HEJ 2 | HEJ 3 | HEJ 5 | HEJ 18 | HEJ 19 | HEJ 34 | HEJ 46 | HEJ 49 | HEJ 50 | HEJ 51 | HEJ 59 | HEJ 60 | HEJ 66 | HEJ 67 |
|-----|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| q   | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| or  | 5,56  | 5,38  | 6,09  | 5,26   | 3,68   | 2,4    | 8,27   | 7,27   | 5,56   | 5,38   | 6,44   | 6,26   | 6,21   | 5,21   |
| ab  | 8,07  | 9,66  | 2,4   | 0,92   | 17,64  | 0      | 0,39   | 8,52   | 0,94   | 1,15   | 1,7    | 2,37   | 5,06   | 0      |
| an  | 20,13 | 21,16 | 17,72 | 17,88  | 0      | 16,48  | 18,41  | 18,85  | 16,28  | 16,21  | 18,97  | 16,3   | 17,16  | 17,25  |
| ne  | 8,97  | 7,79  | 11,85 | 14,81  | 16     | 15,77  | 15,83  | 6,34   | 16,73  | 16,75  | 13,7   | 13,89  | 12,94  | 16,14  |
| di  | 26,84 | 25,83 | 28,53 | 32,26  | 33,99  | 34,21  | 30,07  | 27,21  | 32,5   | 33,47  | 29,97  | 29,85  | 31,53  | 33     |
| ol  | 15,17 | 15,31 | 16,86 | 12,34  | 12,3   | 10,27  | 12,88  | 16,54  | 11,36  | 10,47  | 12,3   | 11,38  | 10,9   | 11,28  |
| mt  | 6,39  | 5,86  | 7,28  | 6,75   | 6,61   | 6,84   | 6,34   | 7,51   | 7,45   | 7,02   | 7,26   | 7,26   | 7,24   | 7,13   |
| il  | 4,41  | 4,41  | 4,71  | 4,62   | 4,79   | 4,71   | 5      | 4,73   | 4,79   | 4,75   | 4,63   | 4,5    | 4,63   | 4,84   |
| ap  | 1,53  | 1,55  | 1,51  | 1,69   | 1,74   | 1,71   | 1,41   | 1,51   | 1,6    | 1,6    | 1,78   | 1,69   | 1,76   | 1,88   |
| hem | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ti  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ru  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| hy  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| lc  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0,82   | 4,47   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0,27   |
|     | BAS   | BAS   | NE    | NE     | NE     | NE     | NE     | BAS    | NE     | NE     | NE     | NE     | NE     | NE     |
| q   | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| or  | 4,37  | 4,02  | 5,2   | 4,49   | 4,02   | 3,43   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ab  | 3,5   | 3,5   | 0,26  | 5,54   | 4,62   | 4,59   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| an  | 16,57 | 19,39 | 17,72 | 17,27  | 15,37  | 14,91  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ne  | 10,94 | 7,69  | 11,32 | 9,29   | 8,96   | 9,66   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| di  | 30,16 | 28,99 | 30,39 | 29,2   | 26,76  | 27,14  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ol  | 18,46 | 20,83 | 19,9  | 15,37  | 24,62  | 25,56  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| mt  | 6,94  | 2,62  | 5,8   | 9,93   | 6,44   | 6,47   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| il  | 4,58  | 4,48  | 4,71  | 4,69   | 4,14   | 4,18   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ap  | 2,78  | 2,71  | 2,59  | 2,69   | 2,8    | 2,83   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| hem | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ti  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ru  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| hy  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| lc  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
|     | NE    | BAS   | NE    | BAS    | BAS    | BAS    | NE     | BAS    | NE     | NE     | NE     | NE     | NE     | NE     |
| q   | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| or  | 4,37  | 4,02  | 5,2   | 4,49   | 4,02   | 3,43   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ab  | 3,5   | 3,5   | 0,26  | 5,54   | 4,62   | 4,59   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| an  | 16,57 | 19,39 | 17,72 | 17,27  | 15,37  | 14,91  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ne  | 10,94 | 7,69  | 11,32 | 9,29   | 8,96   | 9,66   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| di  | 30,16 | 28,99 | 30,39 | 29,2   | 26,76  | 27,14  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ol  | 18,46 | 20,83 | 19,9  | 15,37  | 24,62  | 25,56  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| mt  | 6,94  | 2,62  | 5,8   | 9,93   | 6,44   | 6,47   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| il  | 4,58  | 4,48  | 4,71  | 4,69   | 4,14   | 4,18   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ap  | 2,78  | 2,71  | 2,59  | 2,69   | 2,8    | 2,83   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| hem | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ti  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ru  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| hy  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| lc  | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
|     | NE    | BAS   | NE    | BAS    | BAS    | BAS    | NE     | BAS    | NE     | NE     | NE     | NE     | NE     | NE     |

**Tabelle G**

CIPW-Norm

|     | HEJ 4 | HEJ 6 | HEJ 7 | HEJ 9 | HEJ 13 | HEJ 14 | HEJ 15 | HEJ 23 | HEJ 47 | HEJ 48 | HEJ 63 a | HEJ 63 b | HEJ 64 | HEJ 68 | HEJ 69 |
|-----|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|----------|--------|--------|--------|
| q   | 0     | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0        | 0        | 0      | 0      | 0      |
| or  | 4,2   | 7,98  | 5,44  | 8,92  | 4,02   | 7,51   | 7,15   | 4,73   | 7,27   | 7,33   | 6,09     | 6,5      | 5,85   | 5,08   | 6,38   |
| ab  | 5,68  | 15,67 | 6,57  | 13,24 | 4,94   | 1,17   | 4,37   | 1,73   | 8,52   | 8,32   | 5,6      | 5,85     | 4,13   | 8,28   | 2,79   |
| an  | 20,11 | 18,86 | 19,73 | 21,77 | 17,58  | 21,54  | 25,99  | 17,51  | 18,85  | 19,25  | 20,05    | 20,53    | 21,01  | 20,11  | 20,47  |
| ne  | 8,8   | 6,46  | 11,24 | 3,05  | 8,41   | 11,74  | 4,55   | 12,9   | 6,34   | 5,9    | 11,22    | 10,45    | 11,19  | 8,03   | 10,5   |
| di  | 26,38 | 20,82 | 28,66 | 22,39 | 29,86  | 28,29  | 23,12  | 30,49  | 27,21  | 26,53  | 28,25    | 27,74    | 27,88  | 26,04  | 27,3   |
| ol  | 19,09 | 17,3  | 12,97 | 15,52 | 19,94  | 13,99  | 15,11  | 19,05  | 16,54  | 17,98  | 13,55    | 13,97    | 14,37  | 17,2   | 19,2   |
| mt  | 5,58  | 5,19  | 5,87  | 4,86  | 6,09   | 6,76   | 7,6    | 4,87   | 7,51   | 5,81   | 6,73     | 6,48     | 6,84   | 5,68   | 5,25   |
| il  | 4,44  | 3,76  | 4,41  | 3,82  | 4,2    | 5,22   | 5,2    | 4,27   | 4,73   | 4,73   | 4,67     | 4,67     | 4,86   | 8,26   | 4,65   |
| ap  | 1,39  | 1,02  | 1,37  | 0,97  | 1,51   | 1,23   | 1,2    | 0,93   | 1,51   | 1,62   | 1,32     | 1,34     | 1,16   | 1,02   | 1,04   |
| hem | 0     | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0        | 0        | 0      | 0      | 0      |
| ti  | 0     | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0        | 0        | 0      | 0      | 0      |
| ru  | 0     | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0        | 0        | 0      | 0      | 0      |
| hy  | 0     | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0        | 0        | 0      | 0      | 0      |
| lc  | 0     | 0     | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0        | 0        | 0      | 0      | 0      |

|     | HEJ 16 | HEJ 17 | HEJ 21 | HEJ 22 | HEJ 45 | HEJ 53 | HEJ 54 | HEJ 55 | HEJ 56 | HEJ 57 | HEJ 58 | HEJ 61 | HEJ 62 | HEJ 65 | HEJ 70 | HEJ 71 |
|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| q   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| or  | 6,74   | 4,73   | 5,91   | 4,96   | 5,91   | 7,74   | 6      | 6,5    | 7,51   | 7,39   | 7,51   | 10,22  | 9,22   | 2,25   | 3,49   | 7,56   |
| ab  | 13,99  | 18,4   | 9,11   | 9,61   | 14,03  | 18,44  | 6,35   | 6,79   | 10,51  | 13,53  | 21,49  | 17,45  | 17,35  | 7,78   | 13,96  | 20,48  |
| an  | 18,49  | 21,56  | 23,11  | 24,16  | 19,69  | 21,43  | 17,84  | 17,44  | 18,2   | 19,72  | 20,38  | 21,27  | 25,57  | 31,45  | 21,31  | 23,59  |
| ne  | 8,19   | 3,42   | 8,27   | 7,08   | 10,6   | 2,57   | 8,29   | 8,48   | 11,54  | 4,54   | 0,32   | 2,65   | 19,39  | 0      | 6,6    | 0      |
| di  | 27,74  | 25,15  | 25,22  | 24,24  | 23,23  | 23,06  | 33,6   | 33,46  | 25,36  | 26,06  | 24,14  | 21,53  | 4,25   | 19,56  | 25,76  | 20,25  |
| ol  | 10,88  | 10,35  | 11,39  | 11,32  | 11,85  | 13,24  | 11,79  | 12,53  | 9,98   | 12,9   | 6,71   | 12,47  | 7,17   | 0      | 9,68   | 11,08  |
| mt  | 6,26   | 7,12   | 7,25   | 7,6    | 6,54   | 4,94   | 4,93   | 5,42   | 7,18   | 6,03   | 7,66   | 5,89   | 6,67   | 7,48   | 8,34   | 7,79   |
| il  | 4,25   | 4,25   | 5,81   | 5,77   | 4,86   | 4,44   | 4,46   | 4,44   | 5,05   | 5      | 4,98   | 4,29   | 4,33   | 5,03   | 4,75   | 4,44   |
| ap  | 1,48   | 1,52   | 1,11   | 1,14   | 1,55   | 1,23   | 1,32   | 1,34   | 1,74   | 1,46   | 1,48   | 1,09   | 1,27   | 1,64   | 1,64   | 1,23   |
| hem | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 1,54   | 0      | 0      |
| ti  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ru  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| hy  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 14,34  | 0      | 0,65   |
| lc  | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |

BAS

BAS

BAS

BAS

NE

BAS

NE

BAS

BAS

NE

BAS

NE

BAS

NE

BAS

F

BAS

BAS

BAS

BAS

BAS

NE

AOB

BAS

BAS

NE

BAS

NE

BAS

NE

BAS

NE

BAS

AOB

**Tabelle H**  
CIPW-Norm

|     | HEJ 1 | HEJ 8 | HEJ 10 | HEJ 11 | HEJ 20 | HEJ 29 | HEJ 33 | HEJ 35 | HEJ 37 | HEJ 44 | HEJ 12 | HEJ 24 | HEJ 25 | HEJ 36 |
|-----|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| q   | 0     | 0     | 2,07   | 6,08   | 0      | 2,75   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 3,32   | 0,11   | 0      |
| or  | 15,54 | 8,33  | 17,73  | 19,92  | 8,75   | 19,15  | 8,69   | 12,82  | 23,99  | 8,57   | 4,96   | 7,92   | 16,43  | 8,81   |
| ab  | 24,68 | 13,7  | 38,25  | 41,89  | 24,79  | 39,86  | 8,32   | 32,15  | 37,59  | 6,13   | 0,27   | 9,82   | 21,58  | 20,48  |
| an  | 17,06 | 23,88 | 16,37  | 17,33  | 28,02  | 16,88  | 20,01  | 21,4   | 17,46  | 19,32  | 18,97  | 34,88  | 24,36  | 22,28  |
| ne  | 8,45  | 8,81  | 0      | 0      | 0      | 0      | 11,54  | 5,09   | 4,48   | 14,51  | 10,31  | 0      | 0      | 13,15  |
| di  | 16,57 | 19,04 | 8,2    | 0      | 13,67  | 6,55   | 28,92  | 8,74   | 4,85   | 27,83  | 33,73  | 10,51  | 10,9   | 8,82   |
| ol  | 2,73  | 14,72 | 0      | 0      | 2,28   | 0      | 6,91   | 7,46   | 1,1    | 8,23   | 12,71  | 0      | 0      | 10,48  |
| mt  | 6,29  | 7,9   | 3      | 0      | 6,94   | 5,29   | 6,81   | 6,06   | 3,54   | 6,06   | 8,66   | 5,6    | 6,06   | 7,52   |
| il  | 3,76  | 4,77  | 2,94   | 2,45   | 5,34   | 2,72   | 4,75   | 3,53   | 1,69   | 4,88   | 5,53   | 5,39   | 3,36   | 3,61   |
| ap  | 0,97  | 1,27  | 1,34   | 1,44   | 1,55   | 1,14   | 1,74   | 1,99   | 0,37   | 2,04   | 2,36   | 1,6    | 0,76   | 1,02   |
| hem | 0     | 0     | 0      | 5,74   | 2,03   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 2,59   | 0      | 0      |
| ti  | 0     | 0     | 0      | 0,11   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| ru  | 0     | 0     | 0      | 0,25   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
| hy  | 0     | 0     | 6,39   | 1,82   | 3,26   | 3,56   | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 7,7    | 9,58   | 0      |
| lc  | 0     | 0     | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      | 0      |
|     | TEPH  | AOB   | MUG    | BEN    | AOB    | BEN    | NE     | AOB    | †-PHON | NE     | NE     | LEU    | HAW    | AOB    |

**Tabelle I**

| Probe    | Gruppe   | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | Fehler   | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Fehler   | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |        |
|----------|----------|-----------------------------------|----------|---------------------------------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--------|
| HEJ 2    | A        | 0,512887                          | 10       | 0,703338                        | 9        | 39,193                            | 15,580                            | 19,391                            |        |
| HEJ 5    |          | 0,512915                          | 8        | 0,703230                        | 11       | 39,592                            | 15,607                            | 19,791                            |        |
| HEJ 18   |          | 0,512914                          | 10       | 0,703233                        | 12       | 39,619                            | 15,614                            | 19,793                            |        |
| HEJ 34   |          | 0,512941                          | 7        | 0,703241                        | 12       | 39,393                            | 15,643                            | 19,480                            |        |
| HEJ 46   |          | 0,512872                          | 9        | 0,703241                        | 9        | 39,401                            | 15,592                            | 19,614                            |        |
| HEJ 50   |          | 0,512941                          | 12       | 0,703310                        | 12       | 39,475                            | 15,604                            | 19,701                            |        |
| HEJ 59   |          | 0,512892                          | 9        | 0,703240                        | 11       | 39,433                            | 15,602                            | 19,620                            |        |
| HEJ 67   |          | 0,512930                          | 7        | 0,703272                        | 10       | 39,583                            | 15,625                            | 19,705                            |        |
| HEJ 26   |          | B                                 | 0,512853 | 6                               | 0,703423 | 12                                | 39,211                            | 15,581                            | 19,470 |
| HEJ 30   |          |                                   | 0,512869 | 9                               | 0,703419 | 10                                | 39,252                            | 15,601                            | 19,480 |
| HEJ 31   | 0,512801 |                                   | 11       | 0,703516                        | 9        | 39,244                            | 15,595                            | 19,436                            |        |
| HEJ 4    | C        | 0,512908                          | 7        | 0,703283                        | 11       | 39,438                            | 15,625                            | 19,473                            |        |
| HEJ 7    |          | 0,512898                          | 10       | 0,703215                        | 12       | 39,248                            | 15,578                            | 19,478                            |        |
| HEJ 9    |          | 0,512882                          | 10       | 0,703471                        | 19       | 39,331                            | 15,639                            | 19,468                            |        |
| HEJ 13   |          | 0,512867                          | 12       | 0,703313                        | 9        | 39,098                            | 15,565                            | 19,266                            |        |
| HEJ 14   |          | 0,512928                          | 9        | 0,703124                        | 8        | 39,479                            | 15,606                            | 19,703                            |        |
| HEJ 23   |          | 0,512908                          | 8        | 0,703220                        | 10       | 39,251                            | 15,590                            | 19,469                            |        |
| HEJ 47   |          | 0,512897                          | 8        | 0,703432                        | 28       | 39,166                            | 15,585                            | 19,368                            |        |
| HEJ 63 a |          | 0,512882                          | 10       | 0,703384                        | 13       | 39,449                            | 15,595                            | 19,719                            |        |
| HEJ 68   |          | 0,512902                          | 8        | 0,703231                        | 12       | 39,423                            | 15,590                            | 19,717                            |        |

Fehler: <0,002

**Tabelle J**

| Probe  | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | Fehler | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Fehler | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |
|--------|-----------------------------------|--------|---------------------------------|--------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| HEJ 8  | 0,512807                          | 6      | 0,703236                        | 14     | 38,801                            | 15,46                             | 19,363                            |
| HEJ 10 | 0,512674                          | 9      | 0,704308                        | 13     | 38,711                            | 15,502                            | 19,173                            |
| HEJ 16 | 0,512849                          | 11     | 0,703365                        | 10     | 38,663                            | 15,5                              | 19,217                            |
| HEJ 20 | 0,512773                          | 9      | 0,703292                        | 10     | 37,943                            | 15,279                            | 19,134                            |
| HEJ 21 | 0,512756                          | 8      | 0,703408                        | 14     |                                   |                                   |                                   |
| HEJ 29 | 0,512587                          | 15     | 0,704605                        | 14     | 39,121                            | 15,674                            | 19,293                            |
| HEJ 35 | 0,512831                          | 10     | 0,703361                        | 18     | 39,398                            | 15,627                            | 19,262                            |
| HEJ 44 | 0,512815                          | 8      | 0,703183                        | 12     | 38,201                            | 15,305                            | 19,098                            |
| HEJ 45 | 0,512945                          | 15     | 0,703183                        | 29     | 38,805                            | 15,456                            | 19,298                            |
| HEJ 53 | 0,512821                          | 8      | 0,703282                        | 11     |                                   |                                   |                                   |
| HEJ 54 | 0,512824                          | 9      | 0,703246                        | 8      | 38,651                            | 15,476                            | 19,132                            |
| HEJ 57 | 0,512762                          | 9      | 0,703547                        | 8      | 38,712                            | 15,46                             | 19,193                            |
| HEJ 58 | 0,512771                          | 6      | 0,703225                        | 7      | 38,75                             | 15,495                            | 19,166                            |
| HEJ 61 | 0,512771                          | 8      | 0,703876                        | 12     | 38,819                            | 15,534                            | 19,212                            |
| HEJ 70 | 0,512806                          | 9      | 0,703219                        | 10     |                                   |                                   |                                   |

Fehler: <0,002

|                                | Ref. | BB-TUC Set 1B (diese Arbeit) |       |                    |           |           | BB-TUC Set 1B (Marburg 1995-2002) |       |       |    |           |
|--------------------------------|------|------------------------------|-------|--------------------|-----------|-----------|-----------------------------------|-------|-------|----|-----------|
|                                |      | Min                          | Max   | Mittelwert         | n         | Abw. in % | Mittel                            | Min   | Max   | n  | Abw. in % |
| La                             | 48   | 40,56                        | 48,04 | 44,17              | 8         | 8         | 45,78                             | 41,00 | 53,00 | 28 | 5         |
| Ce                             | 92   | 86,60                        | 99,77 | 93,36              | 8         | 2         | 89,60                             | 79,00 | 98,00 | 28 | 3         |
| Nd                             | 43   | 37,98                        | 41,55 | 40,15              | 8         | 7         | 38,71                             | 32,00 | 46,00 | 28 | 10        |
| Sm                             | 8,4  | 5,89                         | 9,36  | 7,68               | 8         | 8         | 7,41                              | 5,60  | 9,10  | 28 | 12        |
| Eu                             | 2,5  | 2,27                         | 4,15  | 2,59               | 8         | 4         | 2,27                              | 1,81  | 2,60  | 28 | 9         |
| Gd                             | 6,8  | 6,19                         | 7,18  | 6,72               | 8         | 1         | 6,43                              | 5,50  | 7,80  | 28 | 5         |
| Dy                             | 4,7  | 4,28                         | 4,77  | 4,46               | 8         | 5         | 4,32                              | 3,60  | 5,10  | 28 | 8         |
| Er                             | 2,1  | 1,51                         | 2,07  | 1,76               | 6         | 16        | 1,75                              | 1,40  | 2,50  | 28 | 17        |
| Yb                             | 1,7  | 1,32                         | 1,55  | 1,46               | 7         | 14        | 1,28                              | 0,80  | 1,60  | 28 | 25        |
| Lu                             | 0,23 | 0,19                         | 0,22  | 0,21               | 8         | 9         | 0,18                              | 0,10  | 0,24  | 28 | 21        |
| Internationaler Standard JG1-A |      |                              |       |                    |           |           |                                   |       |       |    |           |
|                                |      | JG1-A (rec. Values)          |       | JG1-A (Marburg)    | Abw. in % |           |                                   |       |       |    |           |
| La                             |      | 21,8                         |       | 21,8               | 0         |           |                                   |       |       |    |           |
| Ce                             |      | 45,2                         |       | 45,5               | 1         |           |                                   |       |       |    |           |
| Nd                             |      | 21                           |       | 19                 | 10        |           |                                   |       |       |    |           |
| Sm                             |      | 4,85                         |       | 4,1                | 16        |           |                                   |       |       |    |           |
| Eu                             |      | 0,72                         |       | 0,8                | 11        |           |                                   |       |       |    |           |
| Gd                             |      | 3,75                         |       | 3,72               | 1         |           |                                   |       |       |    |           |
| Dy                             |      | 4,2                          |       | 3,77               | 10        |           |                                   |       |       |    |           |
| Er                             |      | 2,36                         |       | 2,21               | 6         |           |                                   |       |       |    |           |
| Yb                             |      | 2,74                         |       | 1,66               | 39        |           |                                   |       |       |    |           |
| Lu                             |      | 0,44                         |       | 0,22               | 50        |           |                                   |       |       |    |           |
|                                |      | JB-1 (diese Arbeit)          |       | JB-1 (rec. Values) | Abw. in % |           |                                   |       |       |    |           |
| SiO <sub>2</sub>               |      | 53,76                        |       | 52,17              | 3         |           |                                   |       |       |    |           |
| TiO <sub>2</sub>               |      | 1,34                         |       | 1,34               | 0         |           |                                   |       |       |    |           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |      | 15,05                        |       | 14,53              | 3         |           |                                   |       |       |    |           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |      | 9,09                         |       | 8,95               | 2         |           |                                   |       |       |    |           |
| MnO                            |      | 0,12                         |       | 0,16               | 33        |           |                                   |       |       |    |           |
| MgO                            |      | 7,89                         |       | 7,73               | 2         |           |                                   |       |       |    |           |
| CaO                            |      | 9,38                         |       | 9,29               | 1         |           |                                   |       |       |    |           |
| Na <sub>2</sub> O              |      | 3,31                         |       | 2,79               | 16        |           |                                   |       |       |    |           |
| K <sub>2</sub> O               |      | 1,49                         |       | 1,43               | 4         |           |                                   |       |       |    |           |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  |      | 0,27                         |       | 0,26               | 4         |           |                                   |       |       |    |           |
| Sc                             |      | 28                           |       | 28                 | 0         |           |                                   |       |       |    |           |
| V                              |      | 222                          |       | 212                | 5         |           |                                   |       |       |    |           |
| Cr                             |      | 487                          |       | 469                | 4         |           |                                   |       |       |    |           |
| Co                             |      | 15                           |       | 39                 | 160       |           |                                   |       |       |    |           |
| Ni                             |      | 138                          |       | 139                | 1         |           |                                   |       |       |    |           |
| Cu                             |      | 48                           |       | 56                 | 17        |           |                                   |       |       |    |           |
| Zn                             |      | 93                           |       | 83                 | 11        |           |                                   |       |       |    |           |
| Ga                             |      | 25                           |       | 18                 | 28        |           |                                   |       |       |    |           |
| Rb                             |      | 47                           |       | 41                 | 13        |           |                                   |       |       |    |           |
| Sr                             |      | 467                          |       | 435                | 7         |           |                                   |       |       |    |           |
| Y                              |      | 24                           |       | 24                 | 0         |           |                                   |       |       |    |           |
| Zr                             |      | 156                          |       | 143                | 8         |           |                                   |       |       |    |           |
| Nb                             |      | 35                           |       | 35                 | 0         |           |                                   |       |       |    |           |
| Ba                             |      | 503                          |       | 490                | 2,6       |           |                                   |       |       |    |           |
| Pb                             |      | 9                            |       | 7                  | 22        |           |                                   |       |       |    |           |
| Th                             |      | 9                            |       | 9                  | 0         |           |                                   |       |       |    |           |
| U                              |      | 2                            |       | 2                  | 0         |           |                                   |       |       |    |           |

JG1-A und JB-1 aus: Govindaraju, K. (1994) (ed), Spec. Vol. Geostandards Newsletters, 18, p29.

## Danksagung

Ohne die Hilfe vieler Personen wäre es mir nicht möglich gewesen, diese Arbeit in dieser Form fertigzustellen. An dieser Stelle möchte ich mich namentlich bei allen Personen und Institutionen, die mich während der vergangenen dreieinviertel Jahre unterstützt haben, bedanken.

Meinem Doktorvater, Prof. Dr. E. Hoffer danke ich für die Betreuung der Arbeit, die Unterstützung in formalen Dingen und die Möglichkeit zum selbständigen, eigenverantwortlichen Arbeiten mit der Möglichkeit der freien Zeiteinteilung.

Ganz besonders gilt mein Dank meinem Mann Dr. Stefan Jung (Max – Planck – Institut für Chemie in Mainz, seit Mai 2002 Philipps – Universität Marburg). Seine Hilfe bei der Formulierung des Antrages für ein Promotionsstipendium hat die finanzielle Unterstützung seitens der Philipps – Universität dieser Arbeit ermöglicht. Bei den Probennahmen hat er als Fahrer und Steine – Träger tatkräftig mitgeholfen. Die Isotopenanalysen wurden von ihm durchgeführt. Darüberhinaus haben mir seine beinahe ständige Diskussionsbereitschaft und die kritische Beurteilung der ersten Version dieser Arbeit sehr geholfen.

Herrn Prof. Dr. A.W. Hofmann und Herrn Dr. W. Todt (beide Max – Planck – Institut für Chemie in Mainz) danke ich für die Erlaubnis, die Isotopendaten unentgeltlich am Max – Planck – Institut anfertigen zu können.

Herrn Prof. Dr. S. Hoernes (Universität Bonn) danke ich für die RFA – Analysen.

Herrn Privat Dozent Dr. Peter Masberg (Universität Marburg) danke ich für die Bereitstellung von Literatur und Kartenmaterial sowie für die Unterstützung bei den petrographischen Untersuchungen.

Der technischen Assistentin Stephanie Göbeler danke ich für das Schließen meiner zeitweilig auftretenden Erinnerungslücken während der Laborarbeiten.

Herr W. Schäfer (Präparation Universität Marburg) hat die Dünnschliffe angefertigt.

Nicht zuletzt danke ich der Philipps – Universität Marburg, die mir im Rahmen der Nachwuchsförderung ein Promotionsstipendium für zweieinviertel Jahre gewährt hat.

## Erklärung

Ich versichere, dass ich meine Dissertation

„Geochemische und Isotopen-geochemische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten der Hocheifel – Ein Beitrag zur Identifizierung der Mantelquellen von Rift-bezogenen Vulkaniten“

selbständig, ohne unerlaubte Hilfe angefertigt und mich dabei keiner anderen als der von mir ausdrücklich bezeichneten Quellen und Hilfen bedient habe.

Die Dissertation wurde in der jetzigen oder einer ähnlichen Form noch bei keiner Hochschule eingereicht und hat noch keinen sonstigen Prüfungszwecken gedient.

---

---