

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe B Band 20

Michael Schmitz

**Kollisionsstrukturen in den Zentralen Anden:
Ergebnisse refraktionsseismischer
Messungen und Modellierung
krustaler Deformationen**

Wolf-Dieter Heinsohn

**Druck- und Temperaturabhängigkeit der
Geschwindigkeit-Dichte-Relation
für extrem große Krustenmächtigkeiten**

FU • TU • TFH

Berlin

1993

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A: Geologie und Paläontologie · Reihe B: Geophysik · Reihe C: Kartographie
Reihe D: Geoinformatik · Reihe E: Paläobiologie

D 188

Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten
der Freien und der Technischen Universität Berlin
sowie von der Technischen Fachhochschule Berlin

Schriftleitung:

Dr. Ch. Kuhnert (FU), Prof. Dr. U. Ripke (TFH), Dr. E. Schrank (TU), Prof. Dr. H. Keupp (FU)

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

ISBN 3-927541-69-9 · ISSN 0722-687X

© 1993 by Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin

Berliner geowiss. Abh.	(B)	20	226 S.		Berlin 1993
------------------------	-----	----	--------	--	-------------

Michael Schmitz

**Kollisionsstrukturen in den Zentralen Anden:
Ergebnisse refraktionsseismischer
Messungen und Modellierung
krustaler Deformationen**

Wolf-Dieter Heinsohn

**Druck- und Temperaturabhängigkeit der
Geschwindigkeit-Dichte-Relation
für extrem große Krustenmächtigkeiten**

Gedruckt mit Zuschüssen der Fachbereiche Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin und der Technischen Universität Berlin

Druck:
G. Weinert, Offsetdruckerei
Saalburgstr. 3
12099 Berlin

Berliner geowiss. Abh.	(B)	20	131-226	58 Abb., 9 Tab.	Berlin 1993
------------------------	-----	----	---------	-----------------	-------------

Wolf-Dieter Heinsohn

**Druck- und Temperaturabhängigkeit der
Geschwindigkeit-Dichte-Relation
für extrem große Krustenmächtigkeiten**

Druck- und Temperaturabhängigkeit der
Geschwindigkeit-Dichte-Relation
für extrem große Krustenmächtigkeiten

Dissertation

zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
des Fachbereichs Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Dipl. Geophys. Wolf-Dieter Heinsohn

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung	135
2. Einleitung und Fragestellung	137
3. Dichte und Geschwindigkeit bestimmende Parameter	139
3.1 Dichte	139
3.2 Seismische Geschwindigkeit	140
4. Bekannte Geschwindigkeit-Dichte-Relationen	142
4.1 Relation von Woollard	142
4.2 Die Geschwindigkeit-Dichte-Relation von Nafe & Drake	143
4.3 Die Geschwindigkeit-Dichte-Relation von Ludwig, Nafe & Drake	143
4.4 Die Barton-Relation	144
4.5 Relation von Dortmann	146
4.6 Relation von Mengel und Kern	146
5. Petrophysikalische und physikalische Parameter der tiefen Kruste	148
5.1 Petrologische Gliederung der Kruste	149
5.2 Seismische Gliederung der Kruste	150
5.3 Dichte	151
5.4 Druckverteilung	152
5.5 Temperaturverteilung	153
6. Partielles Aufschmelzen von Gesteinen	156
6.1 Auftreten von Schmelzen	156
6.2 Phasenrelationen in Gesteinen	158
6.3 Bestimmung des Solidus aus der chemischen Analyse von Gesteinen	164
6.4 Verteilung der partiellen Schmelze	164
7. Einfluß von Druck und Temperatur auf Dichte und Geschwindigkeit	166
7.1 Datenbasis	166
7.2 Änderung der Dichte unter Druck und Temperatur	167
7.3 Einfluß von Druck und Temperatur auf die Geschwindigkeit	171
7.4 Änderung der Dichte und der Geschwindigkeit unter Druck und Temperatur	175
7.5 Änderung der Geschwindigkeit im Temperaturbereich partieller Aufschmelzung	176
7.6 Effekt von H ₂ O auf die Geschwindigkeit	178
8. Einfaches Modell der V_p-Geschwindigkeit bei partieller Aufschmelzung	181
8.1 Einfacher Modellansatz	181
8.2 Vergleich mit Labormessungen	185
9. Temperaturkorrigierte Geschwindigkeit-Dichte-Relation	188
10. Anwendung der Ergebnisse auf Krustenschnitte durch die zentralen Anden	196
10.1 Datenbasis	196
10.2 Kombinierte Auswertung der Daten	202
10.3 Anwendung der temperaturkorrigierten Geschwindigkeit-Dichte-Relation	208
10.4 Interpretation der Dichtemodelle	210
11. Schlußfolgerung	214
12. Danksagung	215
13. Literaturverzeichnis	216
14. Anhang	223

1. Zusammenfassung

Eine effektive Methode für die Interpretation verschiedener geophysikalischer Daten ist die kombinierte Auswertung der unterschiedlichen Messungen. Eine wichtige Grundlage für die kombinierte Auswertung seismischer und gravimetrischer Daten sind empirische Korrelationsbeziehungen zwischen der seismischen Geschwindigkeit und der Dichte.

In Regionen mit extrem großen Krustenmächtigkeiten und hohen Temperaturen läßt sich mit bekannten Geschwindigkeit-Dichte-Relationen kein übereinstimmendes Modell aus den seismischen und gravimetrischen Daten ableiten.

Auf der Basis von in der Literatur veröffentlichten Labordaten wurde das Verhalten der Dichte und der seismischen Geschwindigkeit von kristallinen Gesteinen unter dem Einfluß von Druck und Temperatur systematisch untersucht. Die Untersuchungen beinhalten auch den Temperaturbereich der partiellen Aufschmelzung der verschiedenen Gesteine.

Druck und Temperatur haben einen entgegengesetzten Effekt auf die seismische Geschwindigkeit. Druckerhöhung bewirkt im allgemeinen eine Zunahme der Geschwindigkeit, Temperaturerhöhung führt zu einer Erniedrigung. Bei Erreichen der Schmelztemperatur wird eine drastische Geschwindigkeitsabnahme beobachtet, die bis über 50% betragen kann.

Der Einfluß von Druck und Temperatur auf das Verhalten der Dichte ist, im Vergleich zur Geschwindigkeit, sehr viel geringer. Bei Temperaturerhöhung bis zur partiellen Aufschmelzung werden Dichteänderungen von unter 5% beobachtet.

Um eine ausreichende Anzahl von Daten für die Entwicklung einer temperaturabhängigen Geschwindigkeit-Dichte-Relation zur Verfügung zu haben, wird aus den vorhandenen Labordaten das Verhalten der Geschwindigkeit unter extremen Temperaturbedingungen mit Hilfe von Modellrechnungen extrapoliert. Auf der Basis der vorhandenen chemischen Analyse wird für verschiedene Gesteine die initiale Schmelztemperatur und der Anteil der Schmelze bestimmt. In einem weiteren Schritt wird mit Hilfe eines einfachen Modellansatzes die Änderung der Geschwindigkeit bei partieller Aufschmelzung berechnet.

Aus den so gewonnenen Daten wird eine temperaturabhängige Geschwindigkeit-Dichte-Relation und eine Geschwindigkeit-Dichte-Relation in Abhängigkeit des Schmelzanteils abgeleitet.

Für die kombinierte Auswertung von seismischen und gravimetrischen Profildaten wurde ein Programmsystem zur Umrechnung von Raytracing-Geschwindigkeitsmodellen in Dichtemodelle geschrieben. Für die Umrechnung können verschiedene Geschwindigkeit-Dichte-Relationen benutzt werden. Das Dichtemodell kann über eingebundene Optimierungsalgorithmen an die gemessene Schwerekurve angepaßt werden.

Die Anwendung der temperaturabhängigen Korrelationsbeziehungen zwischen Dichte und Geschwindigkeit wird am Beispiel von gravimetrischen und seismischen Profildaten aus dem Bereich der zentralen Anden zwischen 21° S und 24° S vorgestellt.

Die Profildaten kreuzen einen Krustenbereich des Andenorogens, der von einem extremen Schwereminimum und einer großen Krustenmächtigkeit geprägt ist. Geothermische Modellrechnungen ergeben extreme Temperaturverhältnisse im Tiefenbereich der mittleren und unteren Kruste. Das refraktionsseismische Modell der andinen Kruste zeigt ausgeprägte Zonen erniedrigter Geschwindigkeit (LVZ) in der mittleren und unteren Kruste. Die niedrigen Geschwindigkeiten, verbunden mit der

extremen Krustenmächtigkeit ergeben bei der Umrechnung der refraktionsseismischen Modelle in Dichtemodelle mit normalen Geschwindigkeit-Dichte-Relationen eine deutliche Überkompensation des Schwereminimums.

Mit der temperaturabhängigen Geschwindigkeit-Dichte-Relation läßt sich eine gute Anpassung an die gemessene Schwerekurve erreichen. Mit dem Ergebnis der Anpassung kann der Grad der partiellen Aufschmelzung der andinen Kruste bestimmt werden. Der Anteil der partiellen Schmelze in den LVZ der Kruste im Bereich unter der Westkordillere kann, abgeleitet aus den Modellrechnungen, bis zu 20% betragen.

2. Einleitung und Fragestellung

Die Grundlage für die kombinierte Auswertung von gravimetrischen und seismischen Daten und die damit verbundene petrologische Interpretation sind empirische Korrelationsbeziehungen zwischen Dichte und Geschwindigkeit. Die Korrelationsbeziehungen, wie z.B. die Beziehung von Nafe & Drake (Talwani 1959) oder Woollard (1959), basieren auf an Gesteinsproben im Labor gemessenen Dichte- und Geschwindigkeitswerten. Der klassische Schwerpunkt für die Anwendung dieser Beziehungen liegt im Bereich der Explorationsgeophysik, also im Bereich der Sedimente. Sie können aber auch auf die kristallinen Gesteine der oberen Kruste angewendet werden. Für die Interpretation von seismischen Beobachtungen der mittleren und unteren Kruste bei großen Krustendicken, wie z.B. den Anden, gibt es bisher keine Beziehung, die die extremen Druck- und Temperaturbedingungen in großen Tiefen berücksichtigt. Vor allem der Effekt der partiellen Aufschmelzung auf das Verhalten von Dichte und Geschwindigkeit ist bisher wenig untersucht worden. Das Ziel einer kombinierten Interpretation von geophysikalischen Daten ist es, den an der Oberfläche meßbaren Daten petrologische Einheiten in der Tiefe zuordnen zu können. Eine solche Auswertung im Sinne einer "Vorwärtsinterpretation" ist jedoch nur möglich, wenn die Zusammenhänge zwischen dem stofflichen Aufbau und den daraus resultierenden physikalischen Eigenschaften des untersuchten Krustenabschnitts bekannt sind.

Ziel dieser Arbeit ist es, eine Geschwindigkeit-Dichte-Relation zu ermitteln, die den extremen Druck- und Temperaturverhältnissen tiefer Krustenregionen Rechnung trägt und diese auf geophysikalische Krustenuntersuchungen anzuwenden.

Seit Anfang der achtziger Jahre werden in der Region der zentralen Anden von der Berliner Forschergruppe "Mobilität aktiver Kontinentalränder" Krustenuntersuchungen durchgeführt. Für die kombinierte Auswertung stehen die Ergebnisse der Forschergruppe als Datenbasis zur Verfügung. Eines der Ergebnisse ist ein extremes Minimum der Bouguer-Schwere mit weniger als -440 mGal im Bereich der größten Krustenverdickung (Götze et al. 1993). Gleichzeitig zeigt sich in diesem Bereich in der Auswertung der seismischen Untersuchungen eine Unterkruste mit sehr geringen Geschwindigkeiten und eine Krustenmächtigkeit von bis zu 70 km (Wigger et al. 1993, Schmitz 1993). Die Temperaturverteilung, abgeleitet aus Modellrechnungen, ergibt Temperaturwerte bis in den Temperaturbereich partieller Aufschmelzung in der Unterkruste der zentralen Anden. Untersuchungen und Modellierungen des Schwerefeldes auf der Basis von refraktionsseismischen Geschwindigkeitsstrukturen zeigen anormal hohe Dichtewerte für die andine Kruste, wie sie mit einer normalen Geschwindigkeit-Dichte-Relation nicht erreicht werden können (Strunk 1990).

Diese Ergebnisse gaben den Anstoß, auf der Basis von Literaturdaten die Relation zwischen Geschwindigkeit und Dichte unter extremen Druck- und Temperaturbedingungen systematisch zu untersuchen. Dies beinhaltet auch die Fragestellung nach dem Verhalten von Dichte und Geschwindigkeit im Temperaturbereich der partiellen Aufschmelzung.

Mit Labormessungen sind für eine große Anzahl von Gesteinen Geschwindigkeit und Dichte unter Normalbedingungen bestimmt worden. Daten, an denen mit Hilfe von Hochdruck-Hochtemperaturapparaturen die Abhängigkeit der Geschwindigkeit von Druck und Temperatur simultan gemessen wurde, gibt es vergleichsweise wenig (Kern 1978). Vor allem für den Temperaturbereich über 700°C gibt es nur vereinzelte Labormessungen der Geschwindigkeit und Dichte.

Auf der Basis von Literaturdaten wurde im Rahmen dieser Arbeit versucht, die Schmelztemperaturen aus der chemischen Analyse verschiedener Gesteine zu bestimmen und damit ein einfaches Modell für das Verhalten der Geschwindigkeit bei partieller Aufschmelzung zu entwickeln. Mit diesen Modellansätzen wurde eine temperaturabhängige Geschwindigkeit-Dichte-Relation erstellt.

Eine Anwendung der temperaturabhängigen Geschwindigkeit-Dichte-Relation wird am Beispiel von zwei Profilen aus dem Bereich der zentralen Anden bei der kombinierten Interpretation von seismischen und gravimetrischen Profildaten gezeigt.

Für die kombinierte Auswertung seismischer und gravimetrischer Daten wurde ein Programmsystem geschrieben, das es ermöglicht, seismische Modelle in Dichtewerte nach einer vorgegebenen Geschwindigkeit-Dichte-Funktion umzurechnen. Das so gewonnene Dichtemodell kann interaktiv oder mit einem Optimierungsalgorithmus an die gemessenen Schweredaten angepaßt werden.

Die vorliegende Arbeit ist im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs "Quantitative Erfassung und Bearbeitung geologischer Prozesse" und in Zusammenarbeit mit verschiedenen Fachrichtungen wie der Geothermie, der Gravimetrie und der Mineralogie entstanden.

3. Dichte und Geschwindigkeit bestimmende Parameter

In diesem Kapitel soll allgemein diskutiert werden, welche physikalischen, lithologischen und petrophysikalischen Parameter einen Einfluß auf die Dichte und die seismische Geschwindigkeit haben und welche Parameter für den Bereich der tiefen Kruste von besonderer Bedeutung sind.

Unter dem Begriff "tiefe Kruste" ist in diesem Zusammenhang die Erdkruste in Tiefen von über 10 km gemeint. Dies schränkt die Überlegungen im folgenden auf die Gesteine der kristallinen Kruste, wie Metamorphite und Magmatite ein. Wenn man einen normalen Druckgradienten von 30 MPa/km voraussetzt, herrscht im betrachteten Tiefenbereich ein Druck von mindestens 300 MPa. Die Temperatur bewegt sich je nach Krustentyp um mindestens 200-300°C. Eine detaillierte Untersuchung der für diese Arbeit wichtigen Parameter wie Druck, Temperatur, Grad der partiellen Aufschmelzung und Mineralzusammensetzung wird in späteren Kapiteln auf der Basis von in der Literatur veröffentlichter Daten aus Labormessungen noch eingehend diskutiert werden.

3.1 Dichte

Die Dichte ρ ist der Quotient aus der Masse (m) und dem Volumen (V) eines Stoffes.

$$\rho = \frac{m}{V}$$

Die Einheit der Dichte ist im SI-System $10^3 \text{kg/m}^3 = \text{g/cm}^3$. Diese allgemeine Definition der Dichte kann auch auf heterogene Körper angewendet werden. Dichte (ρ) des heterogenen Körpers aus i verschiedenen Bestandteilen, mit V_i dem vom Bestandteil (i) eingenommenen Volumen und ρ_i der Dichte des Bestandteils i ist dann, bezogen auf das Gesamtvolumen (V):

$$\rho = \sum_{i=1}^n \rho_i \cdot \left(\frac{V_i}{V} \right)$$

Speziell für ein poröses Medium ergibt sich unter Verwendung der Porosität Φ [Φ = Quotient aus Porenvolumen (V_{por}) und Gesamtvolumen (V)] die Dichte als:

$$\rho = (1 - \Phi) \cdot \rho_{mat} + \Phi \cdot \rho_{por}$$

mit: ρ_{mat} = Dichte des Mediums, ρ_{por} = Dichte des Hohlraums.

Unter Porosität wird hierbei der gesamte Hohlraum verstanden. Der Hohlraum kann auch mit einem Gas oder einer Flüssigkeit, wie z.B. Fluiden gefüllt sein.

Dichte von Gesteinen und Mineralen

Der maximale Dichteunterschied zwischen verschiedenen Gesteinen beträgt ca. 2 g/cm^3 . Die Dichte von Gesteinen ist hauptsächlich abhängig von der Mineralzusammensetzung, der Klüftung der Gesteine, bzw. deren Porenvolumen und dem Porenhalt.

Die Dichte der Mineralbestandteile ist abhängig von den Elementen und der Art der Bindung, bzw. der Form des Kristallgitters. Für gesteinsbildende Minerale bewegt sie

sich zwischen $2,2 \text{ g/cm}^3$ und $3,5 \text{ g/cm}^3$ (Schön 1983). Generell wird eine Dichtezunahme bei abnehmendem SiO_2 -Gehalt beobachtet.

Die Dichte von Gesteinen ist neben dem Mineralgehalt und der Mineralzusammensetzung stark von der Porosität (Klüftung und Mikrorissen) abhängig (Schön 1983, Kern 1990). Diese werden sehr vom Umgebungsdruck beeinflusst. Vor allem von 0-300 MPa Umgebungsdruck haben Klüftigkeit und Mikrorisse eine deutliche Auswirkung auf die Dichte. Bei Drücken über 300 MPa zeigt sich, daß das Porenvolumen auf einen unerheblichen Anteil geschlossen ist und damit vernachlässigt werden kann (Kern 1990). Der Einfluß der Temperatur führt zu einer thermischen Ausdehnung der Gesteine. Dem entgegengesetzt ist der Einfluß des Druckes, der zu einer Kompaktion und damit zu einer Dichteerhöhung führt.

Die Dichte ist, wenn man krustale Maßstäbe zugrunde legt, vor allem von der Mineralzusammensetzung und dem Mineralgehalt abhängig, also der petrographischen Zusammensetzung, dem Porenvolumen und dem Porenhalt.

Dichte bestimmende Parameter:

- Mineralzusammensetzung
- Porenvolumen / Porenhalt
- Druck
- Temperatur

3.2 Seismische Geschwindigkeit

Die Ausbreitung von seismischen Wellen folgt den Gesetzen der Elastizitätstheorie. Ein homogenes, isotropes Medium ist durch zwei mechanische Kenngrößen charakterisiert. Diese Kenngrößen, wie z.B. die Lameschen Konstanten λ und μ oder der Elastizitätsmodul E und die Poissonsche Querkontraktionszahl ν oder die in der Geophysik gebräuchlichen Konstanten K und G für Kompressionsmodul und Schermodul bestimmen mit der Dichte ρ die Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Welle in einem Medium. Eine Zusammenfassung der Abhängigkeiten der einzelnen Kenngrößen findet sich unter anderem bei Gebrande (1982) und Schön (1983). Es unterscheiden sich dabei zwei Wellentypen: Kompressionswellen (V_p) und Scherwellen (V_s). Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der V_p bzw. V_s Wellen (geschrieben mit den Größen K und G) sind wie folgt von der Dichte abhängig:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}} \quad v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

Diese Größen stellen (wie die elastischen Kenngrößen und die Dichte) für homogene, isotrope Medien eine Materialkonstante dar. Nach den Gesetzen der Elastizitätstheorie sind die Größen K , G und ρ damit unabhängige Größen.

Geschwindigkeit in Gesteinen und Mineralen

Gesteine sind aus unterschiedlichen Mineralen und in verschiedener Zusammensetzung aufgebaut. Die elastischen Kenngrößen sind wiederum abhängig von der Mineralzusammensetzung. So ändern sich z.B. die Größen K und G bei steigendem SiO_2 -

Gehalt. Petrologisch betrachtet sind die Größen K und G miteinander korreliert. Sie korrelieren wiederum mit der Dichte ρ . Die Korrelationsbeziehungen zwischen den Größen K und G und der Dichte sind die petrophysikalische Grundlage für den empirisch beobachteten Zusammenhang der Dichte und der seismischen Geschwindigkeit verschiedener Gesteine.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit in Mineralen und Gesteinen ist stark von der Mineralzusammensetzung, dem Mineralgehalt, lithologischen und physikalischen Parametern wie Druck und Temperatur abhängig. Basisches Material hat z.B. eine vergleichsweise höhere Geschwindigkeit als SiO₂-reiches Material.

Der Unterschied im Gesteinsgefüge spielt für hochmetamorphe und extrem kompaktierte Gesteine gleicher modaler Zusammensetzung eine eher untergeordnete Rolle. Die Abhängigkeit der seismischen Geschwindigkeit vom Gefüge wird daher mit den lithologischen Eigenschaften zusammen betrachtet.

Generell wird eine Abnahme der Geschwindigkeit mit steigender Temperatur beobachtet. Im Temperaturbereich der partiellen Aufschmelzung kommt es zu einer deutlichen Geschwindigkeitsverringerung, die bis zu 50% betragen kann (Murase et al. 1973).

Das Verhältnis der Kompressionswellengeschwindigkeit V_p und der Scherwellengeschwindigkeit V_s ist für die meisten Gesteine mit $V_p = V_s \cdot \sqrt{3}$ gegeben. Dieses Verhältnis ist jedoch stark abhängig vom Quarzgehalt und dem Auftreten beginnender Schmelze. Auf Grund der großen Dämpfung von Scherwellen werden diese bei krustenseismischen Untersuchungen aus großer Tiefe nur mit einem entsprechend höheren Messaufwand beobachtet. Daher wird auf die Geschwindigkeit der Scherwellen im weiteren nicht eingegangen werden.

Anisotropie ist bei magmatischen Gesteinen nur in geringem Maß zu beobachten (Militzer 1987). Von Kern (1991) im Labor gemessene Werte für metamorphe Gesteine wie einige Gneise, Metagabbros und Amphibolite zeigen eine Anisotropie der untersuchten Proben bei Drücken über 200 MPa (2 kbar) von bis zu 15%. Für die Fragestellung dieser Arbeit ist die Anisotropie auf Grund der zu geringen Auflösung bei krustenseismischen Auswertungen von untergeordneter Bedeutung.

Geschwindigkeit bestimmende Parameter :

- petrographische Zusammensetzung / Dichte
- Gesteinsgefüge / Porosität / Poreninhalt / Klüftigkeit
- Druck
- Temperatur
- Anteil der möglichen Schmelze

4. Bekannte Geschwindigkeit-Dichte-Relationen

Wie in der Einleitung schon erwähnt, sind Geschwindigkeit-Dichte-Relationen ein wichtiges Verbindungsglied für die kombinierte Auswertung seismischer (seismologischer) und gravimetrischer Daten.

Die seismische Geschwindigkeit und die Dichte sind, wie in Kapitel 3 gezeigt, petrophysikalisch abhängige Größen von Gesteinen. Die Abhängigkeit dieser Größen läßt sich einerseits heranziehen, um ein einheitliches Modell des Untersuchungsgebietes aus seismischen und gravimetrischen Profilschnitten abzuleiten. Auf der anderen Seite kann die kombinierte Auswertung in Verbindung mit Geschwindigkeit-Dichte-Relationen hilfreich sein, verschiedene lithologische Einheiten in der Erdkruste zu unterscheiden.

Mit dem Aufkommen der intensiven Exploration von Kohlenwasserstoffen mit geophysikalischen Methoden Anfang der fünfziger Jahre wurde der Versuch unternommen, für die Explorationsgeophysik relevante Gesteine (vor allem Sedimentgesteine) eine Geschwindigkeit-Dichte-Beziehung zu finden.

Zu den ältesten und ersten empirischen Beschreibungen von V_p -Dichte-Beziehungen zählen die Woollard-Kurve (Woollard 1959) und die Kurve von Nafe und Drake, erstmals veröffentlicht in der Arbeit von Talwani (1959).

Grundlage der Relationsbeziehungen sind im Labor gemessene Werte von Geschwindigkeit und Dichte verschiedener Gesteine.

Die Nafe- und Drake-Beziehung wurde von Ludwig, Nafe und Drake (1970) durch Werte für kristalline Gesteine ergänzt und unterscheidet sich von der ursprünglichen Kurve durch eine Anpassung im Bereich der kristallinen Gesteine an die Gerade von Birch (1961).

Eine weitere Geschwindigkeit-Dichte-Relation wurde von Dortman (1976) publiziert. Die dargestellte Abbildung (4.5) ist aus Schön (1983). Die Relation von Dortman basiert im Unterschied zu den oben genannten Kurven nur auf kristallinen Gesteinen.

4.1 Relation von Woollard

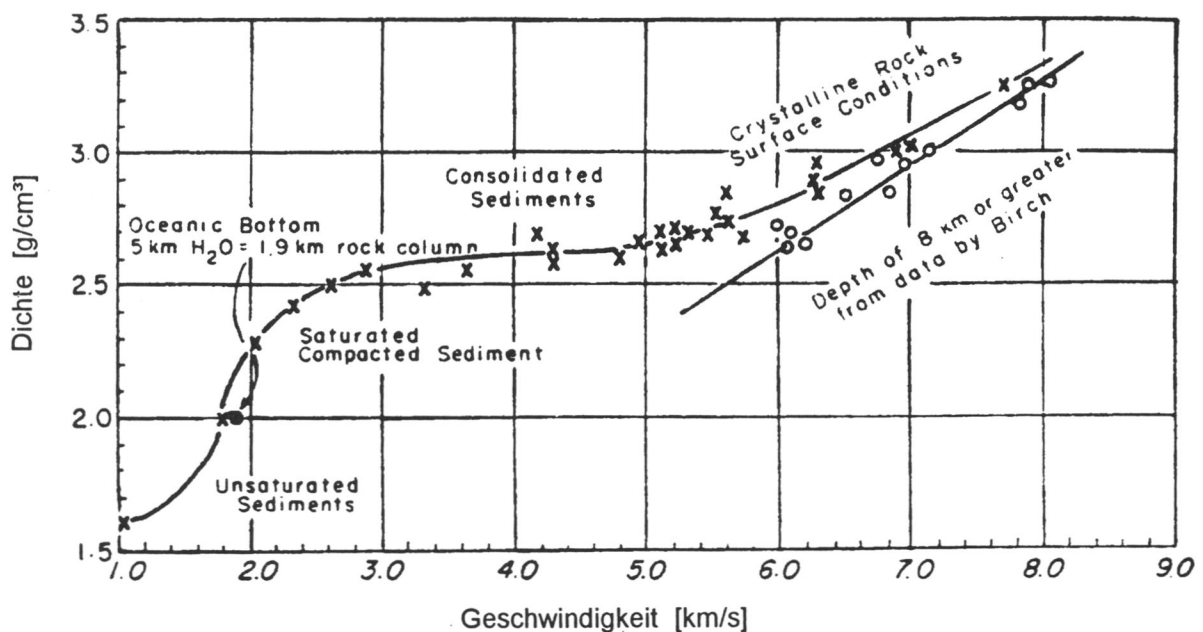


Abb. 4.1: Geschwindigkeit-Dichte-Relation nach Woollard 1959.

Die Woollard-Kurve (Woollard 1959) basiert auf den damals verfügbaren Daten von Birch et al. (1942) und Daten, die an der Universität von Wisconsin zusammengestellt wurden. Die wenigen Daten überdecken den Bereich von Sedimenten bis zu kristallinen Gesteinen. Die Kurve von Woollard ist im Bereich der kristallinen Gesteine durch druckabhängige Messungen an Gesteinen von Birch (1961) ergänzt. Die Geschwindigkeitswerte von kristallinen Gesteinen unter erhöhtem Druck von ca. 8 km Tiefe sind zusätzlich dargestellt. Damit ist die Woollard-Kurve eine der ersten Kurven, die einer Tiefenabhängigkeit der Geschwindigkeit-Dichte-Relation Rechnung trägt.

4.2 Die Geschwindigkeit-Dichte-Relation von Nafe und Drake

Die oben schon erwähnte Geschwindigkeit-Dichte-Relation von Ludwig, Nafe und Drake basiert auf einer von Nafe und Drake (1963) veröffentlichten Darstellung (Abb. 4.2) der Geschwindigkeit-Dichte-Relation für Sedimente. Die beobachteten Geschwindigkeits- und Dichtewerte sind ausschließlich an wassergesättigten Sedimenten gemessen worden. Die Kurve durch die Meßpunkte zeigt die signifikante Geschwindigkeitszunahme mit Erhöhung der Dichte. Bei dieser Darstellung ist keine Unterscheidung der Gesteinstypen vorgenommen worden.

4.3 Die Geschwindigkeit-Dichte-Relation von Ludwig, Nafe und Drake

In der 1970 veröffentlichten Darstellung von Ludwig, Nafe und Drake (Abb. 4.3) ist die V_p -Dichte-Relation aus Abb. 4.2 mit Werten für metamorphe und magmatische Gesteine ergänzt worden. Zudem ist die Abhängigkeit der Scherwellengeschwindigkeit für einige Sedimente bzw. metamorphe und magmatische Gesteine eingezeichnet. Im Bereich

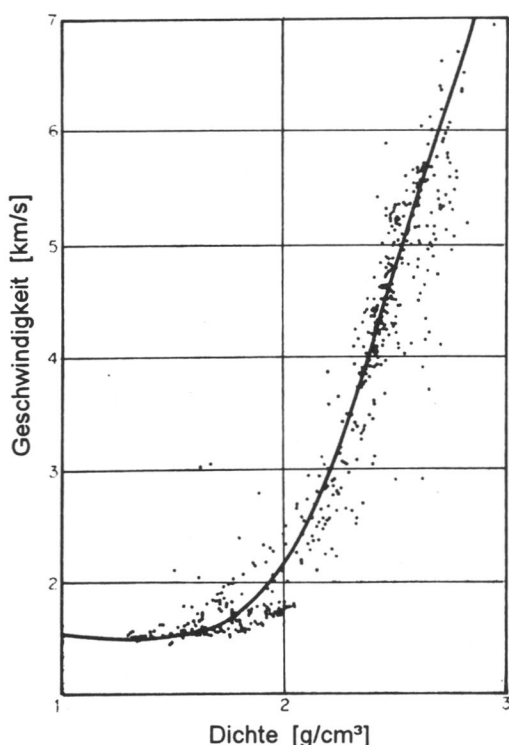


Abb. 4.2: Kompressionswellengeschwindigkeit über Dichte für Sedimente. (nach Nafe und Drake 1963).

zwischen 6-8 km/s ist die Kurve der V_p -Geschwindigkeit an die von Birch vorgeschlagene Geschwindigkeit-Dichte-Relation unter 1 GPa (10 kbar) Druck angepaßt worden. Es wird von den Autoren darauf hingewiesen, daß die Kurve der Geschwindigkeit-Dichte-Relation nicht als Funktion betrachtet werden kann und nur mit entsprechenden petrologischen Randbedingungen zu einer sinnvollen Interpretation herangezogen werden soll.

4.4 Die Barton-Relation

Der von Barton (1986) veröffentlichte Artikel über die Beziehung von Geschwindigkeit und Dichte in der kontinentalen Kruste beschäftigt sich mit der Inversion krustenseismischer Messungen in Dichtemodelle.

Die veröffentlichte Darstellung der Geschwindigkeit-Dichte-Relation basiert auf der oben

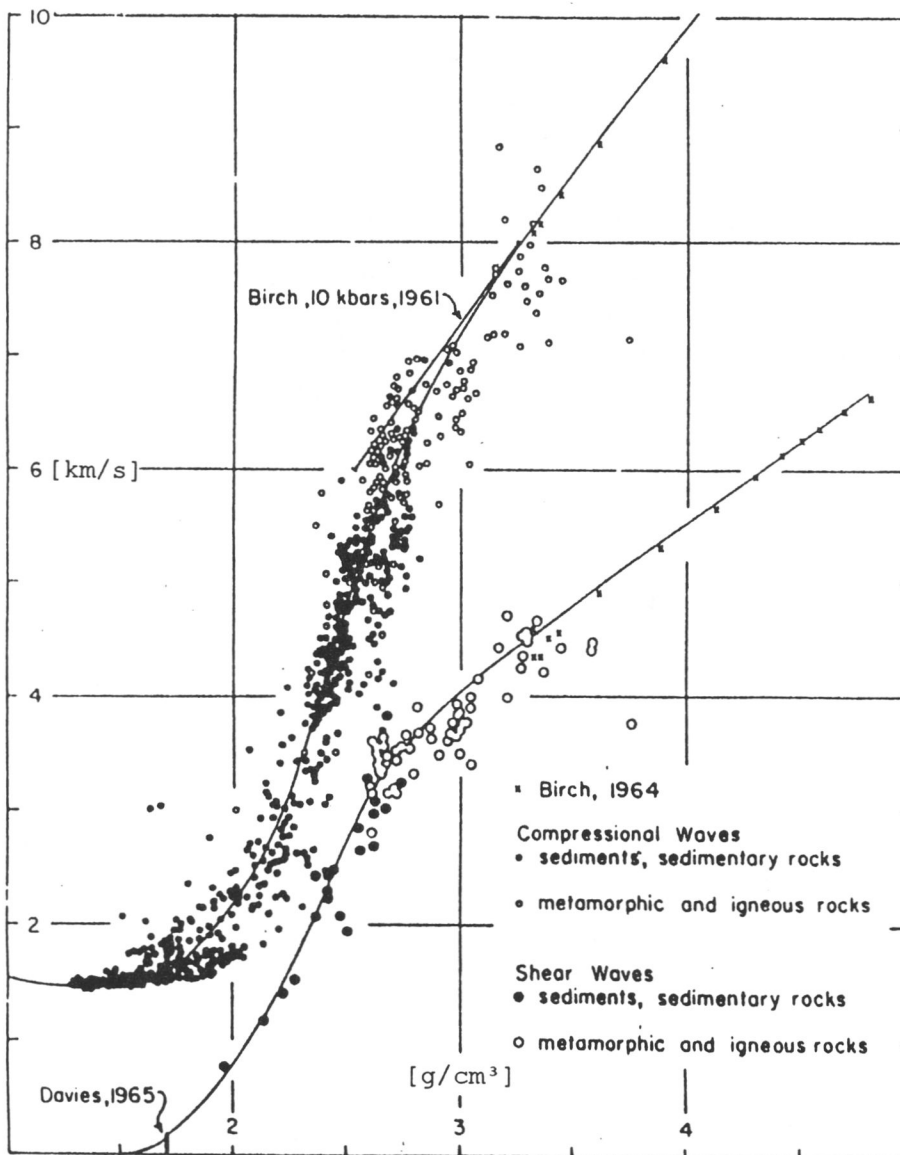


Abb.4.3: V_p - Rho und V_s - Rho - Relation für Sedimente (volle Punkte) und metamorphe und magmatische Gesteine (Kreise). Kreuze markieren die von Birch (1964) gemessenen Gesteine unter Druck bis 1GPa (10 kbar) (Ludwig, Nafe und Drake 1970).

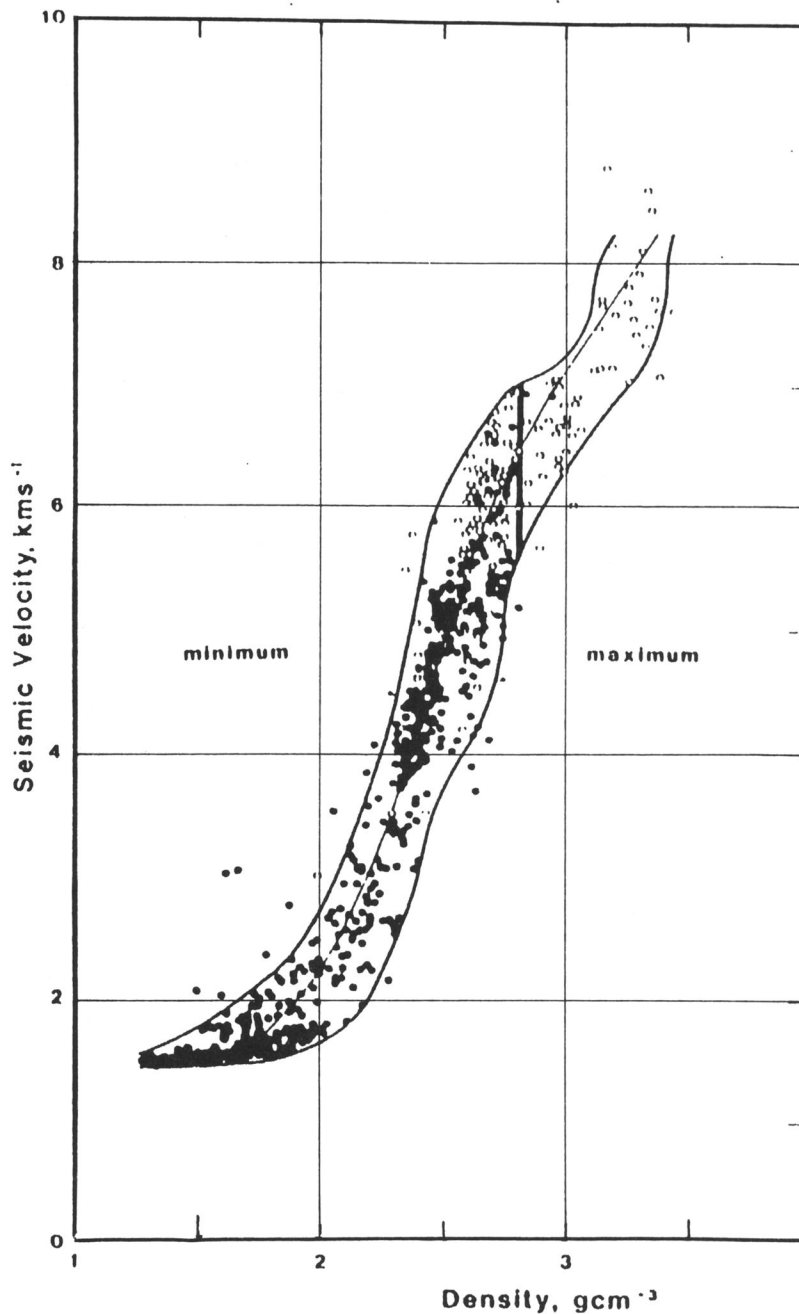


Abb. 4.4: Geschwindigkeit-Dichte-Relation für Sedimente, metamorphe und magmatische Gesteine (nach Barton 1986).

beschriebenen Relation von Ludwig, Nafe und Drake (1970). Die dünne Linie in der Mitte der Streuung ist dieselbe Trendkurve der Geschwindigkeit-Dichte-Relation wie in der Originalkurve von Ludwig et al. (1970). Die dicken Linien an den Rändern der Meßpunktswolke zeigen die maximalen bzw. minimalen Dichtewerte, die Barton für seine Modellierung verschiedener Krustenschnitte verwendet hat (Abb. 4.4). Barton läßt in seiner Untersuchung nicht unerwähnt, daß mit der eingezeichneten Schwankungsbreite nahezu jedes refraktionsseismische Geschwindigkeitsmodell an die gemessene Schwere angepaßt werden kann.

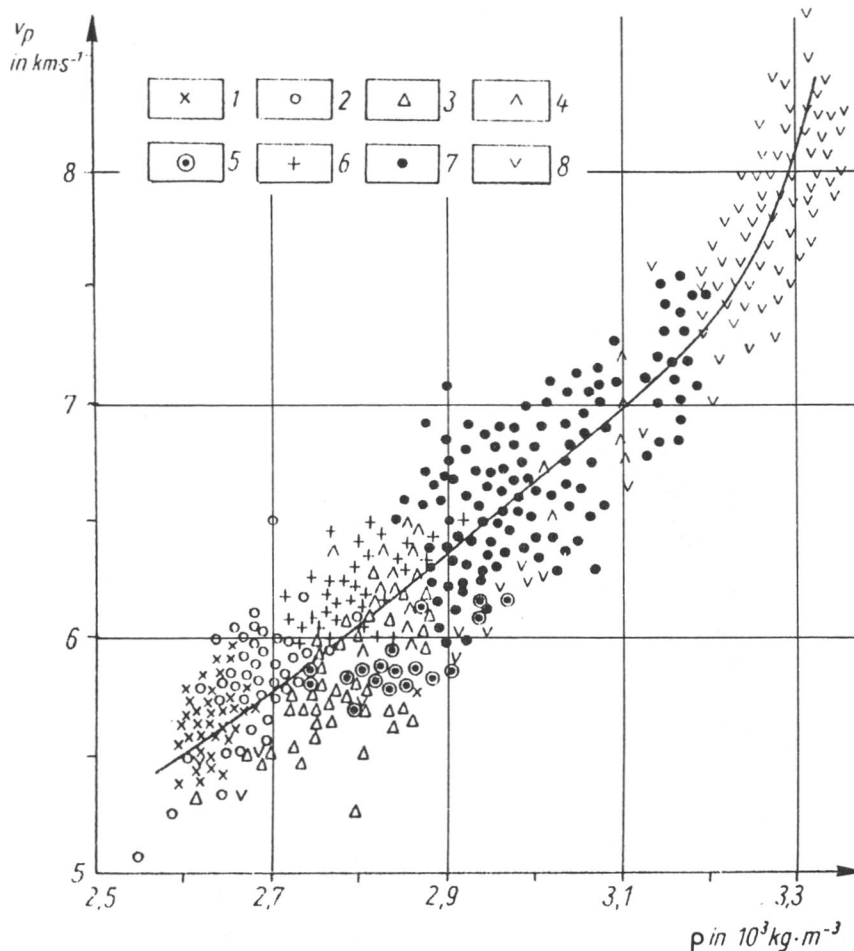


Abb. 4.5: Geschwindigkeit-Dichte-Relation nach Dortmann (1976) für magmatische und metamorphe Gesteine. 1- Granite, 2- Gneise (biotitisch und biotit-amphibolitisch), 3- Gneise (cyanit-granat-biotitisch), 4- Amphibole und amphibolitische Gneise, 5- Granulite, 6- Diorite, Gabbro-Diorit, 7- Gabbro-Norite, 8- Ultrabasite (Schön 1983).

4.5 Relation von Dortman

Die in Schön (1983) veröffentlichte Geschwindigkeit-Dichte-Relation zeigt Werte magmatischer und metamorpher Gesteine (nach Dortman 1976). Die Bedingungen, unter denen die Werte gemessen wurden, werden von Schön (1983) nicht erwähnt.

Es ist für alle Datenpunkte auch der entsprechende Gesteinstyp gekennzeichnet, was die Besonderheit dieser Darstellung ausmacht. Im Unterschied zu den Kurven von Woollard (1959) und Ludwig Nafe und Drake (1970) nimmt der Verlauf der Kurve im Bereich der Ultrabasite überproportional zu.

4.6 Relation von Mengel und Kern

Eine weitere Geschwindigkeit-Dichte-Relation wurde erst kürzlich von Mengel und Kern (1992) auf der Basis von eigenen und in der Literatur veröffentlichten Daten aus Labormessungen unter hohem Druck (bis 600 MPa) und hoher Raumtemperatur publiziert. Den im Dichte-Geschwindigkeit-Diagramm dargestellten Daten wurde der entsprechende Gesteinstypus unterlegt. Das in Abbildung 4.6 dargestellte Diagramm

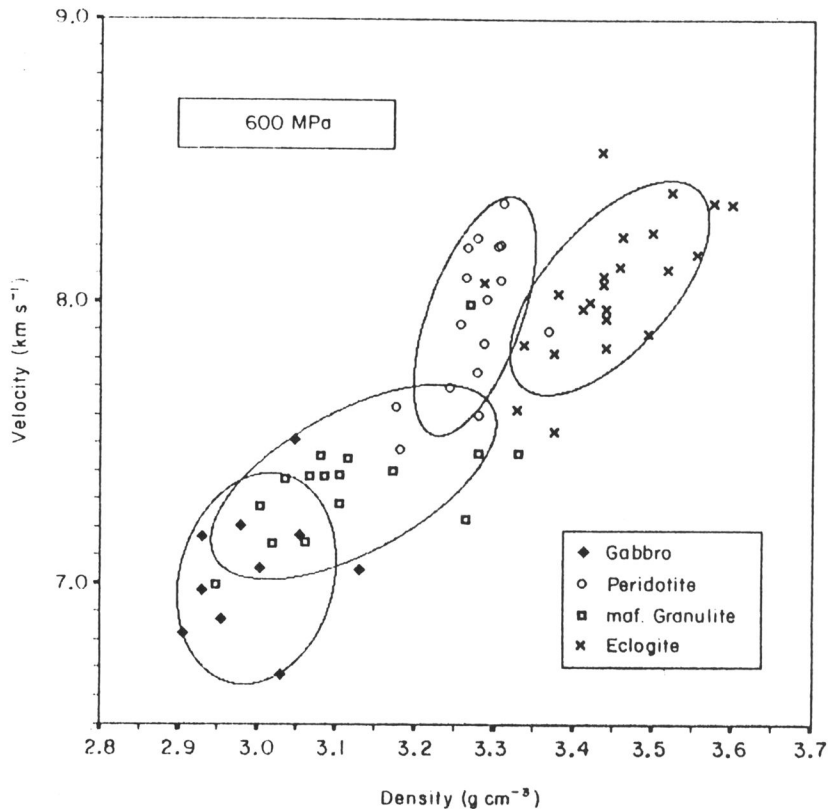


Abb. 4.6: Geschwindigkeit-Dichte-Relation von Mengel und Kern (1992).

zeigt deutlich, daß ein Zusammenhang zwischen der Dichte und der beobachteten Geschwindigkeit der einzelnen Gesteine besteht. Die Schwankungsbreite, in der sich die Daten der einzelnen Zusammensetzungen im Diagramm wiederfinden, ist zum Teil erheblich. Abbildung 4.6 zeigt auch deutlich, daß eine Bestimmung der lithologischen Zusammensetzung nur aus einer Kombination von Dichte und Geschwindigkeit innerhalb sinnvoller Grenzen möglich ist.

Abschließend zu diesem Kapitel soll nicht unerwähnt bleiben, daß es analytische Ansätze für die Umrechnung von Geschwindigkeiten in Dichtewerte gibt, wie z.B. die Formel von Gardner (1974), die Gerade von Birch (1961) oder die Beziehung von Gebrande (1982). Eine ausführliche Gegenüberstellung der verschiedenen Geschwindigkeit-Dichte-Relationen und den analytischen Beziehungen findet sich bei Büttgenbach (1990).

Im Rahmen dieser Arbeit sind die analytischen Ansätze für eine Geschwindigkeit-Dichte-Relation jedoch von untergeordneter Bedeutung. Es soll für die folgenden Untersuchungen die Relation von Ludwig, Nafe und Drake aufgrund ihrer großen Verbreitung und Anwendung beispielhaft herangezogen werden.

5. Petrophysikalische und physikalische Parameter der tiefen Kruste

Wie sich in den folgenden Kapiteln noch deutlich herausstellen wird, macht sich ein deutlicher Effekt auf die Änderung der Geschwindigkeit unter dem Einfluß von Druck und Temperatur erst bei Druck- und Temperaturverhältnissen bemerkbar, wie sie im Bereich der mittleren bis unteren Kruste vorzufinden sind. Daher sollen in diesem Kapitel die dort herrschenden petrologischen und physikalischen Bedingungen dargestellt und zusammengefaßt werden.

Der Begriff Erdkruste oder Kruste kann geowissenschaftlich aus verschiedener Sicht definiert werden. Allgemein ist mit Kruste ein relativ leichteres, SiO_2 -reicheres Gesteinsmaterial gemeint, das auf dem schwereren, SiO_2 -ärmeren Mantel liegt. Es lassen sich grundsätzlich zwei Krustentypen hinsichtlich ihres Aufbaus und ihrer Genese unterscheiden: die ozeanische Kruste und die kontinentale Kruste. Auf den Aufbau und die Struktur der ozeanischen Kruste soll im folgenden jedoch nicht weiter eingegangen werden, da sie im Rahmen dieser Arbeit von untergeordneter Bedeutung ist.

Die frühere Betrachtung der kontinentalen Kruste als ein Zweischichtmodell aus einer granitischen Oberkruste und einer darunter gelegenen basaltischen oder gabbroiden Unterkruste, getrennt von der Conrad-Diskontinuität, ist heute, aufgrund genauerer Ergebnisse vor allem aus der Tiefenreflexionsseismik nicht mehr haltbar (Behr 1983). Die Prozesse, die zu Krustenverdickung oder Ausdünnung führen, ändern den Aufbau der kontinentalen Kruste und hinterlassen ihre Spuren in der Tiefe. Es sind daher Krustentypen mit verschiedenen Bildungsmechanismen, unterschiedlichem Alter und strukturellem Aufbau voneinander zu unterscheiden. Die Unterscheidungskriterien sind

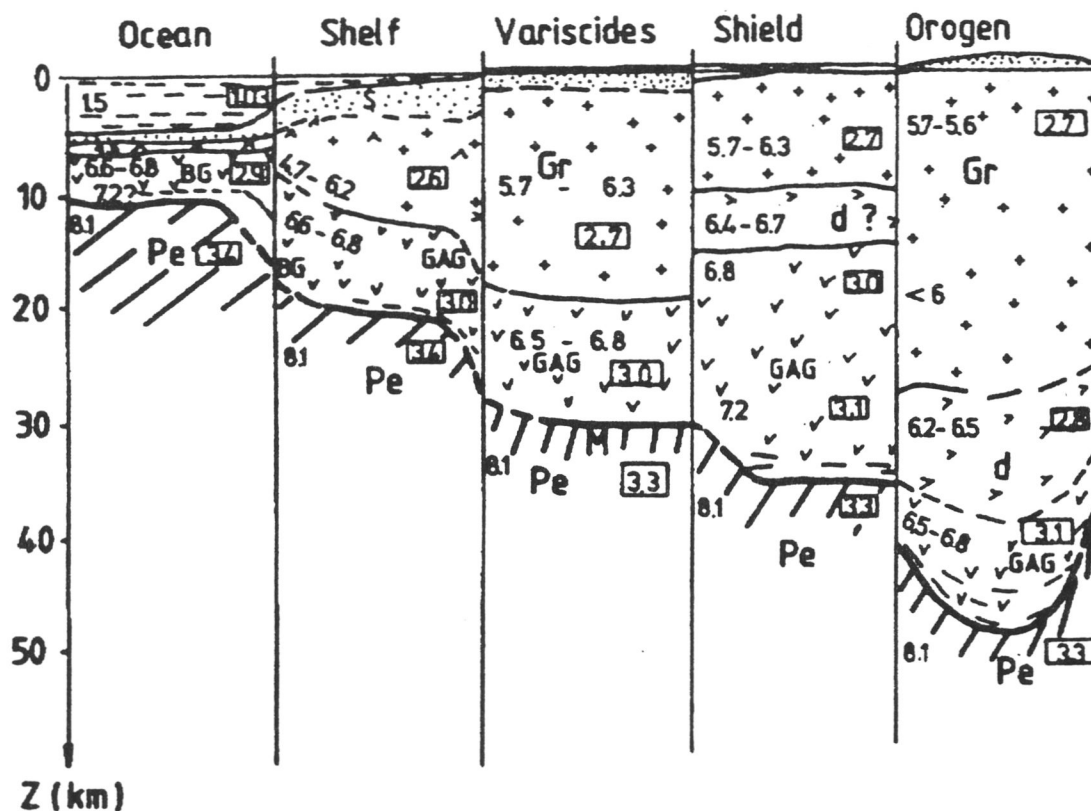


Abb. 5.1: Generalisiertes Modell der Krustenstruktur für fünf geologische Einheiten. Zahlen in Rahmen zeigen Dichtewerte in g/cm^3 , sonstige Zahlen Geschwindigkeiten in km/s . BG = basaltisch-gabbroid, GAG = amphibolitisch und granulitisch, d = dioritisch, Pe = peridotit.-ultramafisch, Gr = Gneis-Granit, M = Moho (nach Meissner 1986).

auch von der jeweilig Beobachtungsmethode abhängig. Durch tektonische Prozesse kann es zu einer Inversion der Lagerungsverhältnisse kommen. Oberkrustenmaterial kann in Unterkrusten-Zonen transportiert werden und ursprünglich tiefergelegenes Material (z.B. der Unterkruste) kann in höhere Regionen gehoben werden. Dies hat wiederum Auswirkungen auf den Metamorphosegrad der Gesteine. Beim Transport von Gesteinsmaterial in die Tiefe kommt es zu einer prograden Metamorphose infolge von Druck- und Temperaturzunahme. Die Gesteine erleiden eine Umwandlung des Gefüges und des Mineralbestandes bei gleichbleibendem Gesamtchemismus. Bei der retrograden Metamorphose (Aufsteigen) hingegen bleibt im allgemeinen der Mineralbestand der tieferen Bildungsbedingungen erhalten. So kann ehemaliges Unterkrustenmaterial nach tektonischer Beanspruchung über Material der oberen Kruste verfrachtet werden und dort seine ursprünglichen Eigenschaften beibehalten.

5.1 Petrologische Gliederung der Kruste

Die stoffliche und strukturelle Heterogenität der kontinentalen Kruste wird heute, auf der Basis petrologischer Überlegungen und mittels Vp-Profilen, von den meisten Autoren in drei "Stockwerke" unterteilt. Die Begriffe "upper crust" und "lower crust" werden

Tabelle 5.1: Einteilung der kristallinen Kruste:

		Hauptminerale
Ober Kruste Dichte: 2,67 g/cm ³	Sedimentzone	
	Gneisstockwerk mit Granitintrusionen	Alkali Feldspat, Quarz, Biotit
	Migmatite	Plagioklas, Biotit, weniger Quarz.
Unterkruste Dichte: 3,0 g/cm ³	felsische Granulite	Plagioklas, Amphibol
	mafische Granulite	Pyroxen, Amphibol + Olivin
oberer Mantel Dichte: 3.33 g/cm ³	Peridotit	Olivin

allgemein nur als unscharfe Sammelbegriffe benutzt. Zusätzlich sind die Begriffe "middle crust" und "transition zone" gebräuchlich (Behr 1983).

Die Oberkruste beinhaltet die Sedimente und eventuell darunter gelegene schwach metamorphe Gesteine. Bei normaler metamorpher Abfolge schließen sich Metamorphite in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies an. Die Untergrenze der Oberkruste bildet eine Migmatit-Zone, aus der granitoide Magmen in höhere Krustenbereiche aufsteigen können. Diese Migmatit-Zone wird von vielen Autoren auch als mittlere Kruste bezeichnet (vergl. Müller 1977).

Der Übergang von der Oberkruste zur Unterkruste ist durch einen deutlichen Wechsel im Stoffbestand und in der Struktur gekennzeichnet. Der Anteil der basischen Gesteine nimmt deutlich zu. Die Zusammensetzung der Gesteine in diesem Tiefenbereich kann als dioritisch angesehen werden. Dieser Übergang wird in der Refraktionsseismik als Conrad-Diskontinuität bezeichnet, ist jedoch nicht immer als deutliche Diskontinuität in

den Seismogrammontagen zu sehen. In solchen Fällen ist von einer breiten Übergangszone zwischen Oberkruste und Kruste / Mantel - Grenze auszugehen.

Das Stockwerk der Unterkruste ist normalerweise von felsischen Granuliten im oberen Bereich und mafischen Granuliten im unteren Bereich bis zur Kruste / Mantel - Grenze aufgebaut. Es können durch Subduktionsprozesse Teile ozeanischer Kruste eingebaut sein, wie auch basische Hochdruckgranulite, Eklogite und Granatperidotite aus dem Mantel (Behr 1983).

Der obere Mantel besteht hauptsächlich aus Ultramafiten wie Peridotit und zu geringem Anteil aus Eklogit.

Für die in Kapitel 6 noch näher diskutierte Bestimmung der Schmelztemperaturen einiger wichtiger Gesteinstypen soll nun noch kurz auf die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale der kontinentalen Kruste eingegangen werden.

Petrologisch besteht die kontinentale Kruste, wie oben beschrieben, hauptsächlich aus Sedimenten, Gneis, Granit, Granodiorit, Gabbro, Amphibolit und felsischen- und mafischen Granuliten (Meissner 1986). Die wichtigsten und häufigsten Minerale der kontinentalen Kruste sind die Silikate, Aluminiumsilikate und einige Oxide. Dabei ist die Gruppe der Quarze und der Feldspäte sicher die wichtigste Gruppe der Silikatminerale. Der Anteil von Feldspat in der kontinentalen Kruste beträgt ca. 50%. Er besteht hauptsächlich aus Orthoklas (KAlSi_3O_8) und Albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) (31%) und Plagioklas ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ und $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) (19%) (Ahrens 1965).

Die Alkalifeldspäte mit den Endgliedern Orthoklas und Albit haben einen relativ niedrigen Schmelzpunkt und bilden mit den Mineralen Quarz und Glimmer die Gesteine der oberen Kruste. Der Plagioklas mit den Endgliedern Albit und Anorthit hat seine größte Häufigkeit im oberen Bereich der Kruste. Die Pyroxene haben eine hohe Schmelztemperatur und bilden hauptsächlich magmatische und hochmetamorphe Gesteine wie Amphibole. Die Plagioklas-Feldspäte und Olivine bilden Mischkristalle. Olivin mit den Endgliedern Forsterit und Fayalit zeichnet sich gegenüber den Plagioklas-Feldspäten durch eine höhere Dichte aus. Olivin findet sich daher aufgrund seiner hohen Dichte und der hohen Schmelztemperatur im Tiefenbereich der Unterkruste und des oberen Mantels.

5.2 Seismische Gliederung der Kruste

Aus seismologischer Sicht ist die Kruste als Bereich definiert, in dem die V_p -Geschwindigkeit $< 7,6$ km/s und die V_s -Geschwindigkeit $< 4,4$ km/s ist. Diese Definition geht zurück auf die Beobachtungen von Mohorovičić (1909) und die nach ihm benannte Mohodiskontinuität. Der sprunghafte Anstieg der V_p -Geschwindigkeit in einigen zehn Kilometern Tiefe wird heute allgemein als Kruste-Mantelgrenze (Moho) betrachtet. Der darunter gelegene obere Mantel hat normalerweise eine V_p -Geschwindigkeit $> 7,8$ km/s und eine V_s -Geschwindigkeit von $> 4,5$ km/s (Meissner 1986).

Die Mächtigkeit der Kruste bewegt sich für den Bereich der kontinentalen Kruste zwischen ca. 20 km in Schelfregionen und bis zu 70 km in jungen Orogenen wie z.B. den Anden oder dem Himalaja.

Neuere Veröffentlichungen unterteilen die kontinentale Kruste in drei Bereiche: Oberkruste, mittlere Kruste und Unterkruste. Holbrook et al. (1992) unterteilen, auf der Basis von seismischen Beobachtungen, die Kruste nach folgenden Kriterien:

- In Regionen, in denen keine deutliche Diskontinuität (Conrad) in der Mitte der Kruste zu beobachten ist, wird die obere Hälfte der Kruste als Oberkruste definiert und der darunter gelegene Teil als Unterkruste.

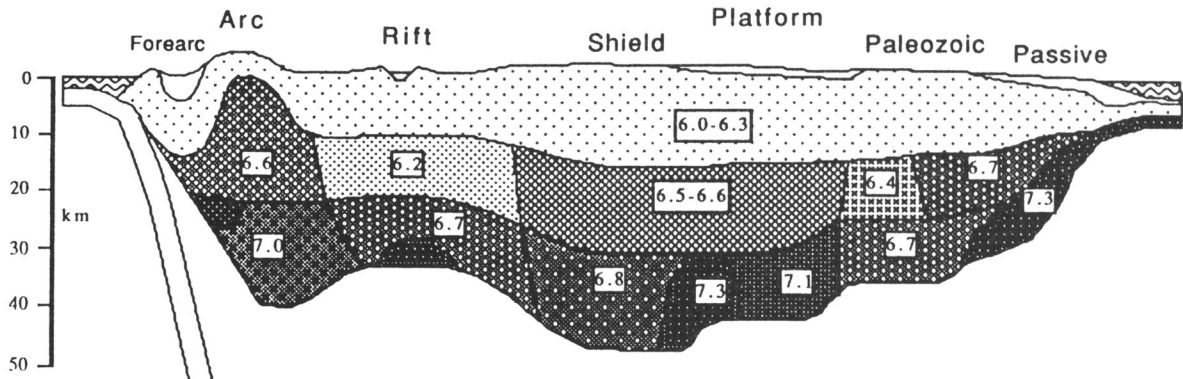


Abb. 5.2: Schematische Zusammenfassung der Geschwindigkeitsstruktur durch einen hypothetischen Kontinent. Gezeigt sind Durchschnittsgeschwindigkeiten verschiedener tektonischer Provinzen. Die Geschwindigkeit der Oberkruste ist überall mit 6.0-6.3 km/s angenommen. Hochgeschwindigkeitszonen werden unter Riftzonen, Schildregionen, und passiven Kontinentalrändern beobachtet. Die Geschwindigkeit der mittleren Kruste ist am geringsten unter Riftregionen, möglicherweise durch die dort zu erwartenden hohen Temperaturen (Holbrook et al. 1992).

- In Regionen mit einer einheitlichen Geschwindigkeit unter der Conrad wird diese Schicht als Unterkruste definiert.
- Sind zwei klar zu unterscheidende Schichtpakete unter der Conrad zu beobachten, wird das Paket direkt unter der Conrad als mittlere Kruste, die Schicht über der Moho als Unterkruste bezeichnet.
- Wo die Kruste eine Dreiteilung der Geschwindigkeitsstruktur zeigt, wird die Kruste in Oberkruste, mittlere Kruste und Unterkruste unterteilt.

Die aus vielen Beobachtungen bekannte stoffliche und strukturelle Heterogenität der Kruste läßt sich heute mit zahlreich gemessenen, seismischen V_p -Geschwindigkeitsprofilen sowohl horizontal als auch vertikal gliedern. Eine stark schematisierte Zusammenfassung von weltweit gesammelten Daten aus reflexionsseismischen und refraktionsseismischen Beobachtungen ist in Abb. 5.2 dargestellt (Holbrook et al. 1992). Der gezeigte Schnitt durch einen hypothetischen Kontinent verdeutlicht die sehr unterschiedliche Geschwindigkeitsstruktur unter den verschiedenen tektonischen Regionen. So werden z.B. Zonen hoher seismischer Geschwindigkeit in der mittleren und unteren Kruste vor allem unter Schildgebieten und passiven Kontinentalrändern beobachtet. Zonen niedriger Geschwindigkeit in der mittleren und unteren Kruste werden unter Riftregionen beobachtet. Ein detailliertes Bild der Geschwindigkeitsstruktur aus dem Bereich der zentralen Anden, abgeleitet aus refraktionsseismischen Profilen, wird in Kapitel 10 vorgestellt.

5.3 Dichte

Die Dichte ist, wie schon in Kapitel 3 gezeigt, stark an die stoffliche Zusammensetzung gebunden. Die Dichte läßt sich nicht eindeutig bestimmten Gesteinen zuordnen. Daher eignet sie sich nicht, eine Einteilung der Kruste nach einem Dichteschema vorzunehmen. Dennoch kann man grob einzelne Krustenbereiche hinsichtlich ihrer Dichte charakterisieren. Die Dichte der Sedimentbedeckung bewegt sich zwischen 1,6-2,7 g/cm³, die der "normalen" kontinentalen Kruste zwischen 2,5-3,1 g/cm³ und die Dichte des oberen Mantels zwischen 3,1-3,4 g/cm³ (Meissner 1986).

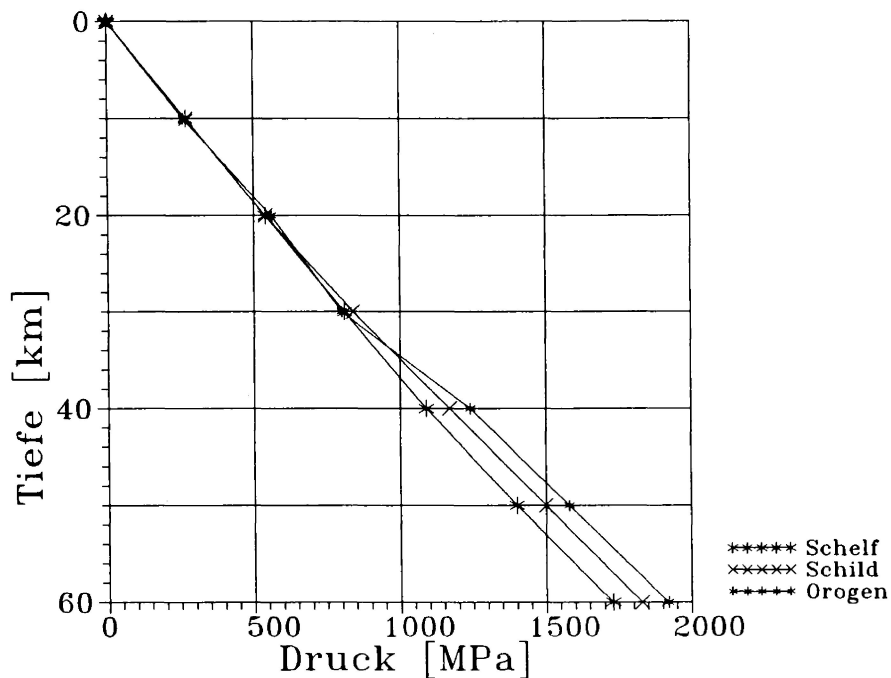


Abb. 5.3: Lithostatischer Druck für verschiedene Krustenregionen (Schelf, Schild, Orogen) abgeleitet aus der Dichteverteilung.

5.4 Druckverteilung

Ein dominierender physikalischer Parameter für Dichte und Geschwindigkeit ist die Druckverteilung bzw. der Druckgradient in der Kruste.

Für eine Gesteinssäule aus Materialien verschiedener Dichte läßt sich der lithostatische Druck in einer bestimmten Tiefe z als Summe der verschiedenen Dichte $\rho(z)$ und der Erdbeschleunigung g berechnen. Die Erdbeschleunigung g ist natürlich auch von der Tiefe z abhängig. Dieser Einfluß wird jedoch vernachlässigt. Der Druck p in Abhängigkeit der Tiefe z läßt sich damit als

$$p(z) = \int_0^z \rho(z) \cdot g \cdot dz \quad \text{schreiben.}$$

In Abbildung 5.3 ist der Druck in Abhängigkeit der Tiefe (z) für drei ausgewählte Krustentypen (Schelf, Schild und Orogenen) aus der Dichteverteilung bis in eine Tiefe von 60 km berechnet und dargestellt. Basierend auf der durchschnittlichen Zusammensetzung der verschiedenen Krustentypen (vergl. Abb. 5.1) wurde der Druckgradient berechnet.

Die verschiedenen Krustentypen unterscheiden sich in einer Tiefe von 50 km um maximal 100 MPa im Druck. Dieser Druckunterschied kann für die in den folgenden Kapiteln untersuchten Druckabhängigkeiten anderer Parameter vernachlässigt werden. Es kann also mit genügender Genauigkeit mit einem Druckgradienten von 30 MPa/km gerechnet werden.

5.5 Temperaturverteilung

Die Temperatur bzw. die Temperaturverteilung in der Kruste spielt nicht nur die dominierende Rolle bei der Bildung von verschiedenen Krustentypen durch magmatische und metamorphe Prozesse und dem Verhalten der Kruste bei tektonischer Beanspruchung, sondern ist auch neben dem Druck und der Mineralzusammensetzung die bestimmende Größe für die Ausbreitung von seismischen Wellen in der Kruste.

Da die Temperatur in der Tiefe, abgesehen von Bohrlochuntersuchungen, in der Regel nicht direkt bestimmbar ist, muß man sie mit Hilfe von Modellrechnungen aus dem Wärmefluß an der Oberfläche und entsprechenden Randbedingungen in die Tiefe extrapolieren.

Äußerliche Anzeichen für einen erhöhten Wärmefluß sind z.B. thermale Quellen oder Vulkanismus. Regionen extrem niedriger Wärmeflußwerte sind z.B. alte Schildregionen wie Fennoskandien. Wärmeflußwerte von 60-80 mW/m² werden für kontinentale Bereiche als normal angesehen. In Mitteleuropa z.B. wird ein durchschnittlicher Wärmefluß von ca. 80 mW/m² beobachtet. In Norddeutschland ist der Wärmefluß etwas geringer, am Oberrheingraben werden Werte bis über 100 mW/m² beobachtet. Aus der recht gleichförmigen Verteilung der Wärmeflußdichte in Mitteleuropa resultiert (bei einer 1-D Temperaturabschätzung) für die Kruste / Mantel - Grenze eine Temperatur von 600-800°C. (Giese 1992). Die Ursache für die verschiedenen an der Oberfläche meßbaren Wärmeflußwerte ist die unterschiedliche Temperaturverteilung in der Kruste. Diese ist von mehreren Faktoren abhängig:

- Wärmequellen (radioaktiv, intrusiv, chemisch) in der Erdkruste
 - Wärmetransport (konduktiv / konvektiv)
 - Basiswärmestrom aus dem Mantel.
- Die größte Wärmequelle der kontinentalen Kruste ist der radioaktive Zerfall von Elementen. Die radiogene Wärmeproduktion korreliert mit dem SiO₂-Gehalt und ist damit stark vom Gestein abhängig. So haben z.B. die Gesteine der Oberkruste wie Gneis und Granit eine sehr viel höhere Wärmeproduktion durch radioaktiven Zerfall (2,4 bis 3,0 µW/m²) als Gesteine der mittleren bzw. unteren Kruste wie z.B. Gabbro (0,46 µW/m²) oder des oberen Mantels wie Peridotit (0,0105 µW/m²) (Buntebarth 1980). In Tabelle 5.2 ist eine Zusammenstellung verschiedener Gesteine und deren

Tabelle 5.2: Wärmeproduktion verschiedener Gesteine (Buntebarth 1980):

Gestein	Wärmeproduktion A [µW/m ²]
Gneis	2,40
Granit	3,0
Granodiorit	1,5
Diorit	1,1
Gabbro	0,46
Amphibolit	0,3
Peridotit	0,0105
Dunit	0,0042
Eklogit	0,034-0,15
Olivinfels	0,015

Wärmeproduktion nach Buntebarth (1980) dargestellt. Ausgehend von einer festen Kruste mit hauptsächlich konduktivem Wärmetransport gibt Meissner (1986) einen Anteil der Wärmeproduktion am an der Oberfläche meßbaren Wärmefluß von ca. 35% an. Das Alter der Kruste spielt durch die damit verbundene Abkühlung zusätzlich eine signifikante Rolle für die Beobachtung und Interpretation von Wärmeflußdaten. So werden z.B. geringere Wärmeflußwerte an alten Schildregionen und an relativ alter ozeanischer Kruste, hohe Wärmeflußwerte hingegen in jungen Orogenen und an aktiven Zonen beobachtet. Der Anteil von intrudierten Gesteinsmassen an der Wärmeproduktion ist stark von der Menge des intrudierten Materials und der seit der Intrusion vergangenen Zeit abhängig. Eine generelle Quantifizierung ist daher schwierig. Der Anteil der chemischen Prozesse an der Wärmeproduktion ist im Vergleich zu der radiogenen Wärmeproduktion eher gering. Sie sind eher der Vollständigkeit halber an dieser Stelle erwähnt.

- Ein weiterer wichtiger Faktor für den meßbaren Wärmefluß an der Oberfläche ist, neben der mineralischen Zusammensetzung und der damit verbundenen Wärmeproduktion, die Art des Wärmetransports. Wärmetransport kann mit zwei verschiedenen Prozessen beschrieben werden. Bei konduktivem Wärmetransport wird die Wärmeenergie durch Wärmeleitung der einzelnen Atomverbände transportiert. Der Wärmetransport ist in diesem Fall stark von der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine abhängig. Hohe Wärmeleitfähigkeit führt zu einem stärkeren Wärmetransport und somit zu einer stärkeren Auskühlung der Kruste. Die konduktive Wärmeleitung für Gesteine bewegt sich zwischen 0,8-4,0 W/m°C. Werte zwischen 2,5 und 3,5 W/m°C werden als typisch betrachtet. Eine sehr viel größere Wärmeenergiemenge läßt sich durch konvektiven Wärmetransport bewegen. Konvektiver Wärmetransport in Form von Massentransport wird z.B. durch Fluide verursacht, die durch die Poren und Klüfte diffundieren und dabei Wärme transportieren. Als konvektiven Wärmetransport kann man auch tektonische Massenbewegungen oder Intrusionen betrachten, bei denen wärmere Einheiten an oder in die Nähe der Oberfläche gebracht werden.
- Ein unterschiedlicher Basisstrom der aufsteigenden Wärme aus dem Mantel ist eine weitere Ursache für verschiedene Wärmeflußwerte an der Oberfläche. Hotspots, wie sie sich vermutlich unter der Inselgruppe von Hawaii befinden, sind ein solches Beispiel für erhöhten Wärmefluß an der Oberfläche durch Wärmezufuhr aus dem Mantel. Im allgemeinen wird angenommen, daß ca. 20-30% des beobachteten Wärmeflusses durch Zufuhr aus dem Mantel entsteht.

Obwohl sicher konduktive und konvektive Prozesse für die Temperaturverteilung vor allem in Orogenen eine wichtige Rolle spielen, soll hier ein Beispiel für die konduktive Berechnung zur Abschätzung der Temperaturverteilung vorgestellt werden. Rechnerisch ist die Modellierung von konvektivem Wärmetransport sehr viel schwieriger, da die Berechnung von vielen Randbedingungen wie Porosität, Poreninhalt, Wärmekapazität, um nur einige zu nennen, abhängig ist. Für einfache 1-D Temperaturabschätzungen wird daher normalerweise ein konduktiver, stationärer Ansatz gewählt. In diese einfachen Berechnungen geht die Wärmeproduktion (A_z), die Wärmeleitfähigkeit (k) und der an der Oberfläche beobachtete Wärmefluß (q_0) ein. Die Temperatur in der Tiefe z ist dann:

$$T_{(z)} = T_{\text{oberfl.}} + \frac{q_0}{k} \cdot z - \frac{A_z}{2k} \cdot z^2$$

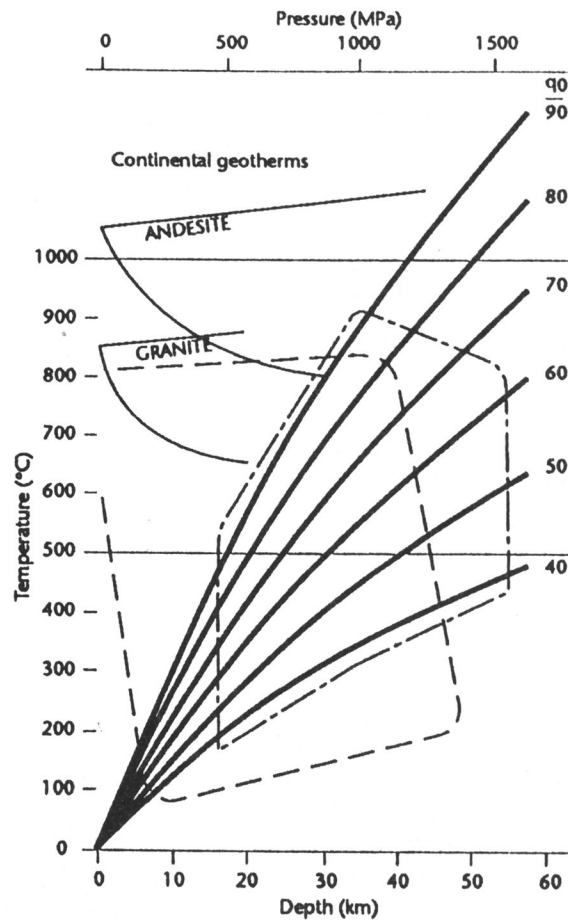


Abb. 5.4: Durchschnittliche Temperaturverteilung in kontinentaler Kruste berechnet mit stationärem Ansatz und konduktivem Wärmetransport für verschiedene Wärmeleitwerte (q_0 in mW/m^2). Eingezeichnet sind zusätzlich die maximale (trockene) und minimale Schmelztemperatur für *Granit* und *Andesit*. Gestrichelte Polygone zeigen das P-T Feld für metamorphe Gesteine (einfach gestrichelt) und Unterkrustenmaterial (strichpunktiert) (Chapman et al. 1992).

Eine sich daraus ergebende Temperaturverteilung für verschiedene, an der Oberfläche meßbare Wärmeleitwerte (q_0) ist in Abbildung 5.4 dargestellt. Die Abschätzung zeigt deutlich, daß bei einem beobachteten Wärmeleitwert von 80-90 mW/m^2 in ca. 40 km Tiefe schon mit Temperaturen um 1000°C gerechnet werden muß. Die eingezeichneten Schmelztemperaturen für Granit und Andesit sind bei solchen Temperaturen erreicht, vor allem dann, wenn genügend Wasser für die Schmelze zur Verfügung steht. Temperaturen von 500°C werden ab einer Tiefe von 15 bis 20 km erreicht.

Ähnlich hohe Wärmeleitwerte werden auch in der Ostkordillere der zentralen Anden beobachtet. Werte bis über 100 mW/m^2 werden für den Bereich der Westkordillere erwartet (Gross pers. Mitt.). Die hohen Wärmeleitwerte, verbunden mit der extremen Krustenmächtigkeit in dieser Region, lassen auf extrem hohe Temperaturwerte in der Kruste schließen. Eine ausführliche Beschreibung der geothermischen Verhältnisse der andinen Kruste wird in Kapitel 10 vorgestellt.

6. Partielles Aufschmelzen von Gesteinen

Wie in Kapitel 7 herausgestellt wird, gibt es sehr wenige Messungen der Geschwindigkeit an Gesteinen über die initiale Schmelztemperatur hinaus.

Um eine möglichst große Anzahl von Datenpunkten zur Bestimmung einer temperaturabhängigen Geschwindigkeit-Dichte-Relation zur Verfügung zu haben, wird der Versuch unternommen, die Messungen an Gesteinen unter Druck und Temperatur bis 600 MPa Druck und ca. 700°C, wie sie in Kapitel 7.3 vorgestellt werden, in höhere Temperaturbereiche bis hin zum Schmelzbereich, zu extrapolieren.

Aus der chemischen- bzw. der Mineralzusammensetzung der Gesteine läßt sich der Beginn der Aufschmelzung und der Anteil der zu erwartenden Schmelze als Funktion der Temperatur abschätzen.

Mit diesen Daten läßt sich dann die Änderung der Geschwindigkeit im Bereich der partiellen Aufschmelzung mit einem Modell (vergl. Kapitel 8.) simulieren.

Unter der Voraussetzung einer sich nur wenig ändernden Dichte (vergl. Kapitel 7.2) kann für verschiedene Gesteine die Geschwindigkeitsänderung bestimmt werden und eine temperaturabhängige Geschwindigkeit-Dichte-Relation erstellt werden.

6.1 Auftreten von Schmelzen

Wenn man die Gesteine unter der Fragestellung der Aufschmelzung betrachtet, kann man die gesteinsbildenden Minerale in drei Gruppen unterteilen (Wyllie 1977). Die Minerale wie Quarz, Alkalifeldspat und die natriumhaltige Komponente von Plagioklas (Albit) dominieren den Beginn der Aufschmelzung. Die wasserreichen Minerale Muskovit, Biotit und Amphibol liefern für die Aufschmelzung Wasser und schmelzbare Anteile, die zur Erniedrigung des Schmelzpunktes beitragen. Die schwer schmelzbaren Mineralanteile von Biotit, Amphibol, Klinopyroxen, Hypersten, kalziumreichem Plagioklas, Sillimanit, Corderit, Granat und Quarz sind in einer Umgebung von Quarz-Feldspat-reichen Schmelzen sehr schlecht lösbar und können in einem großen Temperaturbereich mit granitischer Schmelze koexistieren.

In eutektischen Systemen, wie z.B. dem System Albit-Orthoklas-Quarz, beginnt der Aufschmelzprozeß im Eutektikum. Wenn man sich nur für die Temperatur des Schmelzbegins interessiert, kann man sich auf die Auswertung der Komponenten beschränken, die bei den tiefsten Temperaturen das Aufschmelzverhalten bestimmen.

Einfache Stoffsysteme

Für die Bestimmung der Solidustemperatur bzw. des Beginns des Schmelzens kann man, in guter Näherung aus der chemischen Analyse bzw. der modalen Zusammensetzung des untersuchten Gesteins, das jeweilige Stoffsystem auswählen, in dem das Eutektikum mit der niedrigsten Temperatur liegt.

Die in der Mineralogie gebräuchlichsten und bestuntersuchten Systeme sind: Quarz-Plagioklas-Orthoklas, mit dem Untersystem Albit-Orthoklas-Quarz, sowie Albit-Anorthit-Diopsid. Für diese Stoffsysteme sind die Phasenbeziehungen in Abhängigkeit vom Wasserpartialdruck (P_{H_2O}) und der Temperatur hinreichend bekannt.

Eutektische Stoffsysteme beginnen am eutektischen Punkt zu schmelzen. Bei gleichbleibendem Druck bleibt die Zusammensetzung der Schmelze so lange konstant, bis eine der beteiligten Mineralkomponenten vollständig geschmolzen ist. Erst dann beginnt sich die Temperatur zu erhöhen und sich die Zusammensetzung der Schmelze zu ändern. Der Prozeß der vollständigen Aufschmelzung kann sich dann über einen Bereich von mehreren 100°C hinziehen, bis eine weitere der beteiligten Komponenten (bzw. alle)

vollständig aufgeschmolzen sind.

Aus dem Volumenanteil der Komponente mit der geringsten Schmelztemperatur der eutektischen Zusammensetzung läßt sich der zu erwartende partielle Schmelzanteil abschätzen (Wyllie, 1977). Damit kann der Anteil der partiellen Schmelze am Eutektikum eines Gesteins bei hohen Temperaturen aus der Modalanalyse berechnet werden.

Der Beginn des Schmelzens im Eutektikum der einzelnen Stoffsysteme ist abhängig vom umgebenden Wasserpartialdruck (P_{H_2O}). Erhöhter Druck und Überschuß an Wasser führt zu einer Erniedrigung der Schmelztemperatur und zu einer Beschleunigung des Schmelzvorgangs in den Systemen.

Tab. 6.1: Minimale Schmelztemperatur im Eutektischen Punkt für das Dreistoff-System Qz -Ab -Or (%) und P_{H_2O} (MPa) nach Winkler 1979.

P_{H_2O} , MPa	Quarz	Albit	Orthoklas	T, °C
50	39	30	31	770
100	37	34	29	720
200	35	40	25	670
400	31	46	23	650
500	27	50	23	640
1000	23	56	21	615

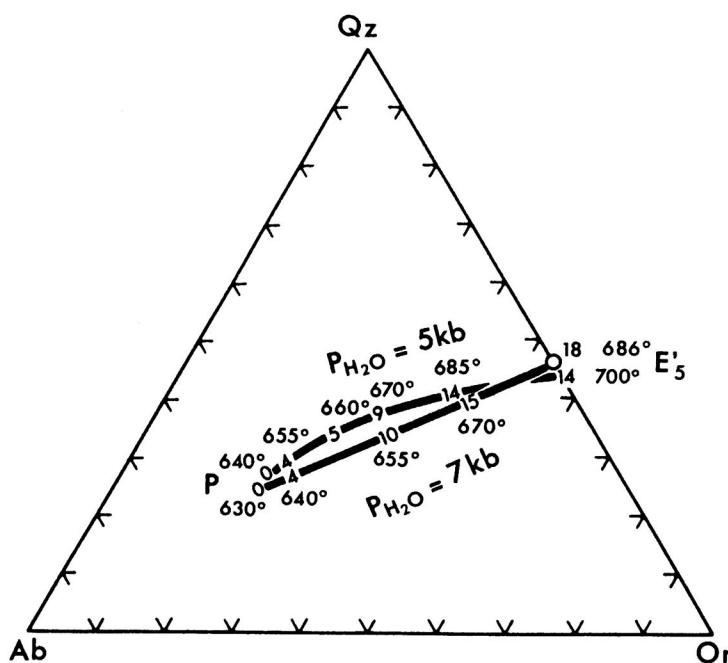


Abb. 6.1: Kotektische Linie P-E5 bei 5kbar und 7 kbar für das System Qz-Ab-Or-An=100 projiziert auf die Tetraederfläche Qz-Ab-Or. Die Zahlen in der Linie geben den Anteil an An in Gewichtsprozent wieder. (Winkler 1979).

Quarz (Qz)-Albit (Ab)-Orthoklas (Or)-System

Die minimale Schmelztemperatur in einem Qz-Ab-Or- H_2O System ist abhängig vom Umgebungsdruck des Wassers. Tabelle 6.1 zeigt die Eutektika für verschiedene Wasserpartialdrücke und die dazugehörigen Temperaturen. Der Schmelzpunkt ändert sich von 770°C bei 50 MPa bis auf 615°C bei 1 GPa P_{H_2O} (Winkler 1979).

Quarz (Qz)-Albit (Ab)-Orthoklas (Or)-Anorthit (An)-Wasser-System

In der Tetraederdarstellung (Winkler 1979) des Vierstoff-Systems ist die Wanderung der kotektischen Linie in Abhängigkeit vom Druck und dem Anorthitgehalt auf die Tetraederebene Qz-Ab-Or projiziert worden. (Abb. 6.1) Die dunklen Linien zeigen die Änderung des Anorthitgehalts und der Tempera-

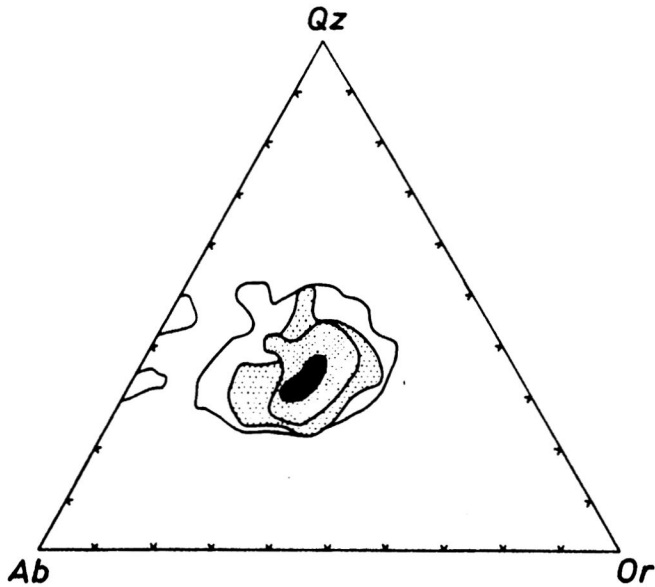


Abb. 6.2: Häufigkeitsverteilung von 1190 Gesteinen granitischer Zusammensetzung im System Qz-Ab-Or. In der äußersten Umrandung befinden sich 86% aller untersuchten Proben. In den drei unterlegten Feldern ca. 75%. Das Maximum der Verteilung befindet sich im schwarz unterlegten Feld (Winkler 1979).

tur für 500 MPa (5kbar) bzw. 700MPa (7kbar) Druck. Der Schmelzbeginn ist im reinen Qz-Ab-Or Feld 640°C bei 500MPa und 630°C bei 700MPa Druck. Der Schmelzpunkt erhöht sich mit zunehmendem Anorthitgehalt auf 670°C (9% Anorthit, 500MPa) bzw. 655°C (10% Anorthit, 700 MPa). Er liegt also etwas höher als in einem reinen Qz-Ab-Or System.

In Abbildung 6.2 ist die Verteilung von 1190 Gesteinen granitischer Zusammensetzung in Qz-Ab-Or System dargestellt. Im äußersten Feld liegen ca. 86% aller Proben, im gepunkteten und schwarzen Feld zusammen ca. 75%. Dies verdeutlicht, daß die weitaus

größte Anzahl der granitischen Schmelzen als eutektische Schmelzen entstanden sind.

Albit-Anorthit-Diopsid

Den Schmelzbeginn für Gesteine, die sich durch einen hohen Anteil Diopsid und Plagioklas (Albit und Anorthit) aufbauen und über keinen freien Quarz verfügen, kann man im System Ab-An-Di bestimmen. Dies trifft vor allem für Gesteine des oberen Mantels zu. Dieses System hat im Bereich der basischen bis ultrabasischen Gesteine seine Bedeutung. Der Schmelzbeginn in diesem System liegt je nach Zusammensetzung

zwischen ca. 1130°C und 1280°C. Abbildung 6.3 zeigt das tenäre System Diopsid-Albit-Anorthit nach Bowen (1915). Auch hier muß der Einfluß von $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ berücksichtigt werden. Für Gesteine des oberen Mantels wird jedoch ein sehr geringer Wasserpartialdruck vermutet.

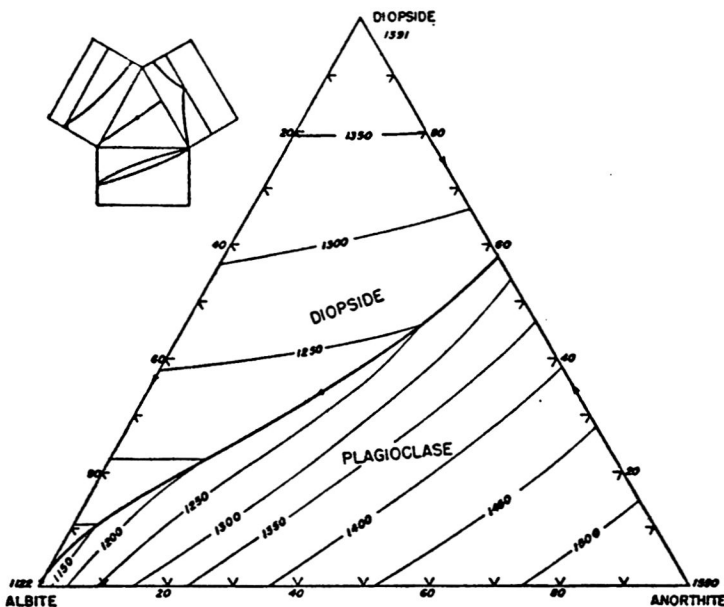


Abb. 6.3: System Diopsid-Plagioklas (Albit, Anorthit) (nach: Bowen 1915).

6.2 Phasenrelationen in Gesteinen

Als Hauptgesteine der Kruste werden Gesteine gabbroider, dioritischer und granitischer Zusammensetzung vermutet (vergl. Kapitel 5.1). Die durch-

Tabelle 6.2: Chemische Analyse und CIPW-Norm für die von Wyllie experimentell untersuchten Gesteine (Wyllie 1977).

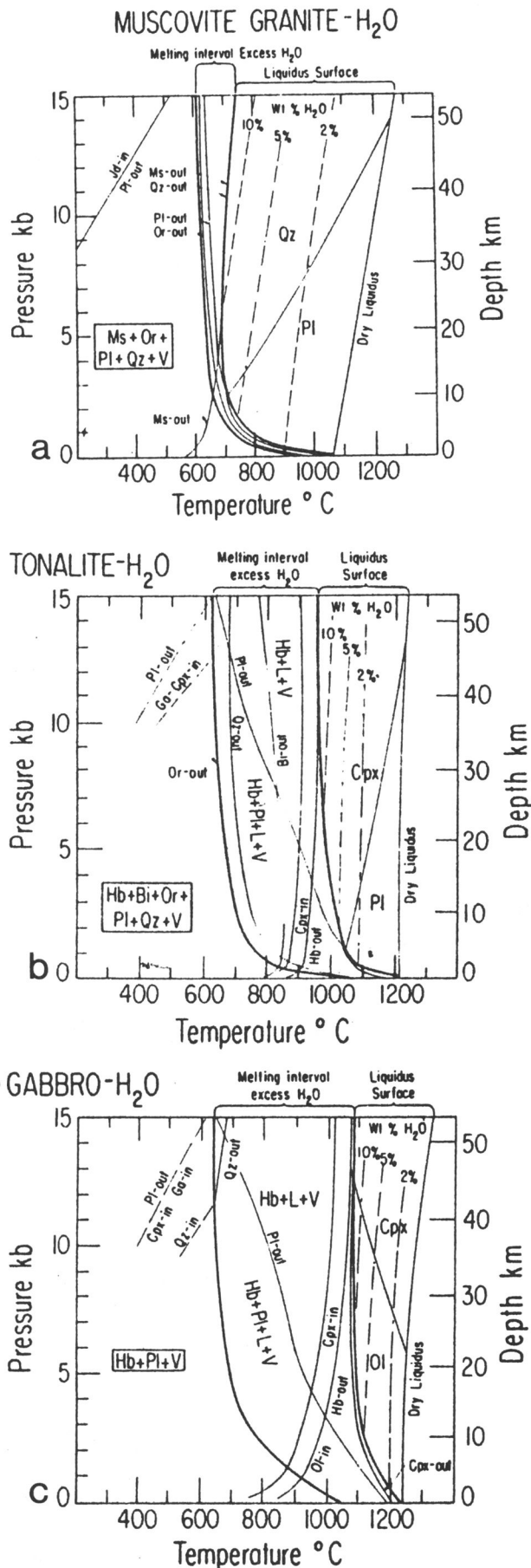
	Gabbro DW5 ¹	Tonalite 101 ^{1,2}	Granodiorite 103 ²	Granite 104 ²	Muscovite granite L26 ³
<i>Chemical analyses</i>					
SiO ₂	45.91	59.14	67.36	75.4	74.66
TiO ₂	0.94	0.79	0.57	0.15	0.03
Al ₂ O ₃	17.19	18.23	14.72	13.5	15.55
Fe ₂ O ₃	2.33	2.32	1.42	—	0.17
FeO	7.67	3.62	2.61	0.64	0.42
MnO	0.22	0.11	0.09	0.04	0.07
MgO	7.48	2.50	1.74	0.10	0.02
CaO	13.54	5.92	3.90	1.0	0.42
Na ₂ O	1.63	3.81	3.07	4.0	4.29
K ₂ O	0.14	2.19	3.45	4.6	3.08
H ₂ O ⁺	1.78	0.82	0.40	0.35	0.66
H ₂ O ⁻	1.26	0.04	0.07	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.04	0.30	0.13	0.07	0.15
CO ₂	nil	0.01	0.08	<0.05	0.02
<i>CIPW norms</i>					
Quartz	—	11.8	25.4	31.7	37.5
Orthoclase	0.9	13.1	20.6	27.3	18.3
Albite	14.3	32.5	26.2	34.3	36.6
Anorthite	40.7	26.5	16.3	5.0	1.0
Diopside	23.5	0.9	1.3	—	—
Hypersthene	7.2	9.5	6.7	0.6	—
Olivine	9.0	—	—	—	—
Magnetite	3.5	3.4	2.1	—	0.3
Ilmenite	0.8	1.5	1.1	0.3	0.1
Apatite	0.1	0.7	0.3	—	0.4
Corundum					5.0

schnittliche Zusammensetzung entspricht einer tonalitischen bzw. andesitischen Zusammensetzung. Viele metamorphe Grauwacken haben eine tonalitische Zusammensetzung (Wyllie 1971). Deshalb genügt es für eine Abschätzung der Phasenrelationen und des Beginns der Aufschmelzung für Gesteine der Erdkruste, die Serie Gabbro-Tonalit-Granit + Wasser zu untersuchen (Wyllie 1977). Die entscheidenden Variablen für die Phasenrelationen sind Druck, Temperatur, Mineralzusammensetzung und verfügbares Wasser. Die Phasenrelationen der folgenden Gesteine wurden aus einem Artikel von Wyllie (1977) "Crustal Anatexis: An Experimental Review" übernommen.

Schmelzintervall für Gesteine bei überschüssigem Wasser

In Tabelle 6.2 ist die chemische bzw. modale Analyse der von Wyllie (1977) untersuchten Gesteine zusammengestellt. Für Gesteine granitischer Zusammensetzung (Granit 104, Muskovit-Granit L26, Tab. 6.2) zeigt sich aus den experimentellen Daten bei einem Druck von 500 MPa bei überschüssigem Wasser ein sehr enges Schmelzintervall innerhalb weniger Grad Celsius. Das System verhält sich nahezu wie eine ideale eutektische Zusammensetzung. Bei steigendem Druck ändert sich die Schmelze von der quarzreichen zur plagioklasreichen Schmelzzusammensetzung (Abb. 6.4 a). Das Auftreten der ersten flüssigen Phase granitoider Gesteine liegt für den Tiefenbereich von 20-50 km zwischen 630°-620°C.

Abbildung 6.4b zeigt das Phasendiagramm im Temperatur-Druckfeld für Gesteine tonalitischer Zusammensetzung (Tonalit 107 Tab. 6.2). Die Soliduskurve ist nur einige



Grad höher als die für Granit (650°-630°C bei 20-50 km Tiefe). Der Liquidus ist bei überschüssigem Wasser um 200°-300° C höher. Dieses viel größere Schmelzintervall wird durch den größeren Anteil von Anorthit und den verbleibenden Anteilen von Biotit und Hornblende verursacht. Abbildung 6.4c zeigt die Schmelzkurve für ein Gestein gabbroider Zusammensetzung. Sie basiert auf den experimentell ermittelten Werten der Probe DW5 (Tab. 6.2) und zeigt ein sehr ähnliches Aufschmelzverhalten wie ein Amphibolit. Durch die Abgabe von Wasser zerfällt die Hornblende beim Schmelzvorgang in Pyroxen und, zu einem geringen Teil, in Olivin. Das Schmelzintervall bei ausreichendem Wasser ist größer als bei der Tonalitprobe. Der Solidus für das Aufschmelzen von hornblende- und plagioklasreichen Gesteinen ist einige Grad höher als für Tonalit und Granit. Der Unterschied nimmt jedoch bei höheren Drücken ab, in dem Quarz als Subsolidusphase aus instabilem Plagioklas entsteht (Wyllie 1977).

Schmelzintervall für Gesteine mit wasserhaltigen Mineralen ohne überschüssiges Wasser

Der Beginn des Schmelzens von Mineralzusammensetzungen mit wasserhaltigen Mineralen ohne überschüssiges H₂O liegt genau da,

Abb. 6.4: Phasendiagramm im P,T Feld auf der Basis von experimentellen Ergebnissen (Tab. 6.2) mit überschüssigem H₂O für : a) Granit 104 und Muskovit -Granit L26. b) Tonalit 101. c) Gabbro DW5. Or = Orthoklas, Pl = Plagioklas Feldspat, Jd = Jadeit, Qz = Quarz, Ms = Muskovit, V = Wasserdampf, Hb = Hornblende, Bi = Biotit, Cpx = Clinopyroxen, Ga = Granat, Ol = Olivin. (Wyllie 1977).

wo sich die wasserhaltigen Minerale zersetzen bzw. schmelzen und ihr Wasseranteil frei wird. Dabei reagiert das frei gewordene Wasser mit anderen Mineralen und es entsteht eine wasseruntersättigte Schmelze. Die in Abbildung 6.5 zusammengefaßten Ergebnisse (Wyllie, 1977) sind stark schematisiert, da experimentelle Daten nur in geringer Zahl zur Verfügung stehen (Wyllie, 1977). Der Schmelzbeginn für Muskovit-Granit liegt dort, wo Muskovit reagiert und Wasser frei wird, um wasseruntersättigte Schmelze zu bilden (Abb. 6.4a). Das Schmelzintervall ist unter diesen Bedingungen sehr viel breiter als bei wassergesättigten Schmelzen. Plagioklas und Quarz können unter solchen Bedingungen über einen weiten Temperaturbereich mit der umgebenden Schmelze koexistieren. Die schematische Darstellung für Tonalit zeigt, daß Biotit über ein größeres Schmelzintervall reagiert als Muskovit und im Bereich des Solidus weniger Schmelze bildet.

Abbildung 6.5c zeigt das Verhalten von Amphibolit. Der Schmelzbeginn liegt dort, wo die Hornblende reagiert und daher entsprechend höher als bei muskovit- und biotithaltigen Gesteinen, da bei der Reaktion von Hornblende kein Wasser frei wird.

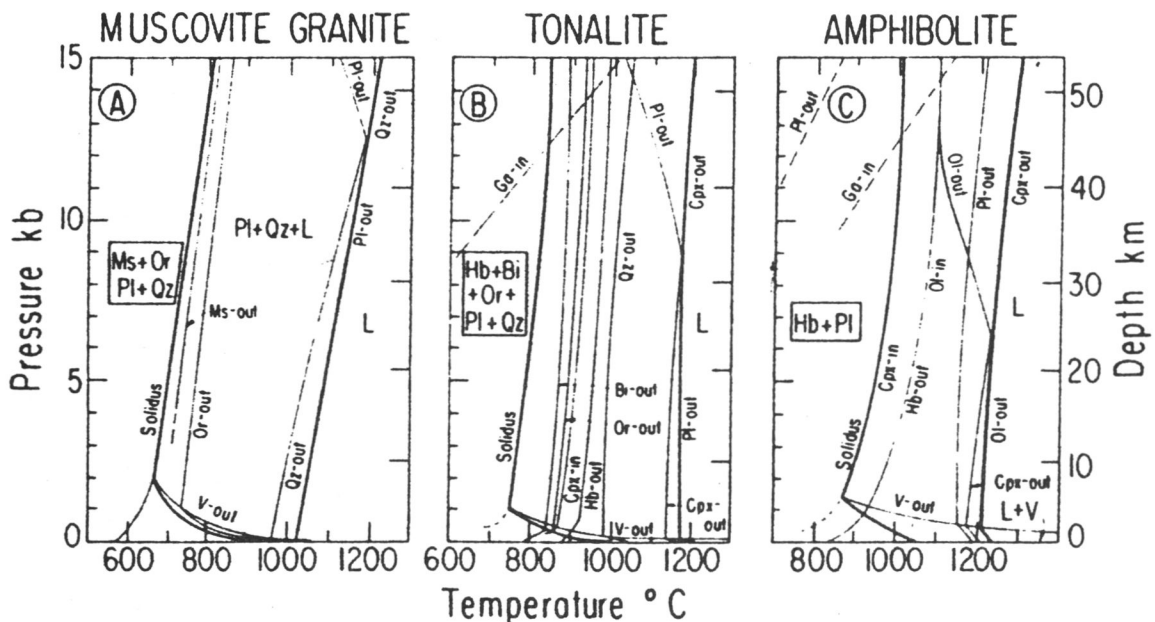


Abb. 6.5: Schematische Phasendiagramme für die Gesteine aus Abb. 6.4 a-c ohne überschüssiges Wasser. Das für die Schmelze zur Verfügung stehende Wasser genügt gerade, um die Hydratisierung der Gesteine durch das Reagieren von Muskovit, Biotit und Hornblende zu ermöglichen. Die Soliduskurve liegt da, wo die wasserhaltigen Minerale reagieren und dabei Wasser frei wird, um wasseruntersättigte Schmelze zu bilden (Wyllie 1977).

Effekt von überschüssigem Wasser bei festem Umgebungsdruck

In Abbildung 6.6 sind die Ergebnisse von Wyllie (1977) für die Gesteine granitischer, granodioritischer, tonalitischer und gabbroider Zusammensetzung für einen Umgebungsdruck von 1 GPa (10 kbar) in Abhängigkeit der Temperatur über dem SiO_2 -Gehalt zusammengefaßt. Die Schmelzintervalle mit überschüssigem Wasser korrespondieren mit Abb. 6.4a-c. Deutlich wird an dieser Abbildung auch, daß der Solidus bei Granit (bei 1 GPa) schon bei wenig über 600°C erreicht wird. Für Tonalit und Gabbro beginnt die Aufschmelzung bei ca. 650°C (bei 1 GPa). Der Liquidus, also der Zustand vollständiger Schmelze, liegt über 1200°C. Läßt man jedoch überschüssiges Wasser zu, wandert der Liquidus für alle gezeigten Gesteinszusammensetzungen deutlich unter 1000°C.

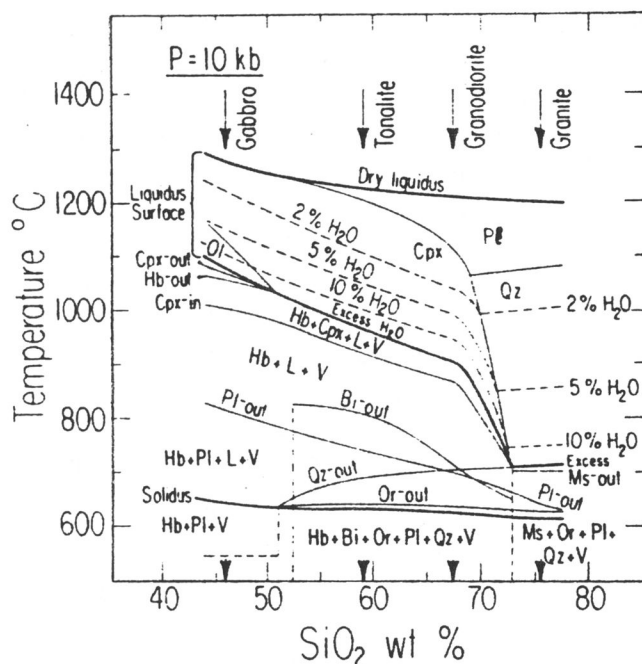


Abb. 6.6. Zusammensetzung (SiO₂) -Temperatur Diagramm bei 1GPa (10 kbar) Umgebungsdruck. Gezeigt wird der Einfluß von H₂O bei 1GPa auf die Phasenzusammensetzung der Serie Gabbro-Tonalit-Granodiorit-Granit (Wyllie 1977).

Ähnliche Diagramme mit überschüssigem Wasser bei 200, 500, 1000 und 3000 MPa wurden von Piwinskii und Wyllie (1968, 1970), und Stern und Wyllie (1973) vorgestellt. Gabbroide Gesteine (Amphibolit) haben keinen Alkali-Feldspat, und die ersten Schmelzanteile werden von Plagioklas (Albit, Anorthit) zusammen mit Hornblende gebildet. Das Schmelzintervall wird vom Anteil der Hornblende dominiert.

Die granitreichen Gesteine werden zuerst vom eutektischen und dann vom kotektischen Schmelzen von Orthoklas, Quarz und Plagioklas bestimmt. Der Liquidus ist hauptsächlich vom P_{H₂O} abhängig.

Die meisten Krustengesteine bilden bei ausreichend Wasser durch das Schmelzen der Feldspat-, Quarz- und Plagioklas-Anteile granitische Schmelze. Die granitische Schmelze entstehen in einem Temperaturintervall von weniger als 100°C (Wyllie, 1977).

Zu erwartender Schmelzanteil

Tabelle 6.3: Schmelzbeginn und Anteil der Schmelze bei P_{H₂O}=200 MPa für Gesteine granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung (nach Winkler 1979).

Quarz	Biotit	Plagioklas (An Anteil)	Beginn der Schmelze	Anteil der Schmelze
20	37	40 (An 25)	715 °C± 10°C	ca. 45% bei 720°C
21	30	45 (An 21)	690 °C± 10°C	ca. 50% bei 720°C
38	34	28 (An 13)	670 °C± 10°C	ca. 55% bei 690°C ca. 75% bei 760°C
38	34	28 (An 13)	690 °C± 10°C	ca. 55% bei 720°C ca. 60% bei 760°C

In erster Näherung kann der Anteil an Alkali-Feldspat als Anhaltspunkt für die Menge der zu erwartenden granitischen Schmelze bei partieller Aufschmelzung angenommen werden. Der Anteil der Schmelze beträgt ca. das Dreifache des Alkali-Feldspat Anteils (Orthoklas) (Wyllie 1977). Untersuchungen von Winkler (1979) für Gesteine aus Quarz, Biotit und Plagioklas (ohne Muskovit und Kalifeldspat) zeigen schon bei Überschreitung des Schmelzbegins um wenige Grad Celsius Schmelzanteile bis über 50% (Tab. 6.3).

Temperatur-Tiefenverteilung partieller Schmelze

Abbildung 6.7 zeigt eine Zusammenstellung der Daten aus Abb. 6.2 bis 6.5. Hier ist die Temperatur des Schmelzbegins für Gesteine granitischer, tonalitischer und gabbroider Zusammensetzung über dem Druck (Tiefe) aufgetragen (nach Wyllie 1977). Eingezeichnet sind zusätzlich die Geothermen für ozeanische Kruste und für Schildregionen. Der Beginn der Schmelze für Granit, Tonalit und Amphibolit sind aus Abbildung 6.3 übertragen worden. Sie liegen nicht weit auseinander: bei einer Temperatur von ca. 650°C in 20 km Tiefe (600 MPa). Der Schmelzbeginn muskovit-, biotit- und amphibolithaltiger Gesteine ohne freies Wasser liegt um 50-150°C höher. Abb. 6.7 zeigt auch den maximalen Tiefen-Temperatur Bereich für das Entstehen von wassergesättigter granitischer Schmelze. Der gelöste Wasseranteil in dieser Schmelze reicht von 10% bei 500 MPa (5kbar) bis 15% bei 1,5 GPa (15kbar). Die dominierenden Parameter für das Aufschmelzverhalten sind der Anorthitgehalt des Plagioklas, der Druck und das verfügbare freie Wasser (Wyllie 1977). Der Effekt von Anorthit wurde schon in Tabelle 6.3 vorgestellt.

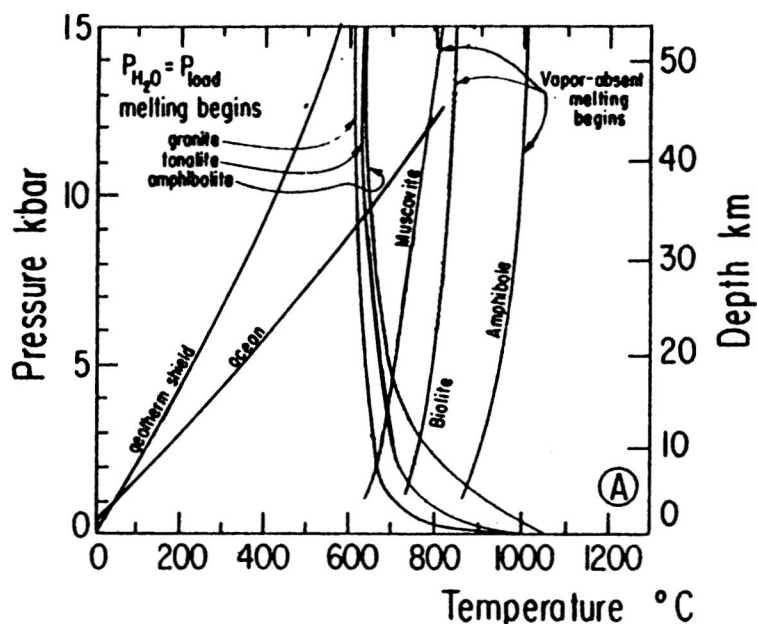


Abb. 6.7: Schmelzbedingungen für Gesteine der Serie Granit-Tonalit-Gabbro in Abhängigkeit von Druck (Tiefe) und Temperatur. Die Kurven für den Schmelzbegins mit überschüssigem Wasser sind aus Abb. 6.4 a-c übernommen. Schmelzbegins ohne Anwesenheit von H_2O wie in Abb. 6.5 a-c.

Mit ausreichend freies Wasser beginnen alle Gesteine der Serie im schmalen Band (gekennzeichnet mit "melt begins") zu schmelzen. Aufschmelzung ohne H_2O beginnt dort, wo die Minerale Muskovit, Biotit und Amphibolit zu reagieren beginnen (nach Wyllie 1977).

Zusammenfassung:

Für den Tiefenbereich der mittleren und unteren Kruste kann der Beginn der Aufschmelzung für die Gesteine der Serie Granit-Granodiorit-Tonalit-Gabbro aus Phasendiagrammen abgeleitet werden. Der Solidus bewegt sich für diese Serie bei 1 GPa (10 kbar) Umgebungsdruck (ca. 30 km Tiefe) und 2% überschüssiges H_2O zwischen 620°C für Granit und 670°C für Gesteine von gabbroider Zusammensetzung. Bei 1.5 GPa (15kbar, ca. 50 km Tiefe) liegt der Solidus zwischen 610°C und 630°C. Trockene Schmelze der Serie Granit-Granodiorit-Tonalit-Gabbro entstehen, je nach Vorhandensein von Muskovit, Biotit oder Amphibolit, bei: Muskovit

670°C (200 MPa), 700°C (500 MPa), 750°C (1 GPa); Biotit 750°C (200 MPa), 800°C (500 MPa), 840°C (1 GPa) und Amphibolit 900°C (200 MPa), 950°C (500 MPa), 1000°C (1GPa).

Der Anteil der entstehenden Schmelze im Bereich des Eutektikums ist stark abhängig vom Anteil des zur Verfügung stehenden überschüssigen Wassers. Er kann jedoch für eine grobe Abschätzung aus den normativen Anteilen der an der Schmelze beteiligten Komponenten abgeschätzt werden. Der Schmelzanteil für Gesteine mit hohem Quarz-, Anorthit- und Albitgehalt kann bis zu über 50% betragen und entsteht in einem Temperaturintervall von wenigen zehn Grad Celsius.

6.3 Bestimmung des Solidus aus der chemischen Analyse von Gesteinen

Umrechnung in normativen Mineralgehalt

Für die aus der Literatur zugänglichen Daten, vor allem für die Daten aus den Veröffentlichungen von Kern und Schenk (1985), Kern und Richter (1981) und Kern und Schmidt (1990) wurde, um die Schmelztemperatur zu bestimmen aus der chemischen Analyse mittels einer Rechenvorschrift der normative Mineralbestand der Proben bestimmt. Die Rechenvorschrift basiert auf einer 1902 von Cross, Iddings, Pirson und Washington eingeführten und nach den Autoren benannten CIPW-Norm. Die benutzte Rechenvorschrift beschränkt sich auf den Bereich der magmatischen Gesteine, sie kann aber auch für die Abschätzung der Solidustemperatur und des Anteils der partiellen Schmelze anderer Gesteine verwendet werden (Schilling pers. Mitt.).

Bei der benutzten Rechenvorschrift wird der normative Mineralbestand in Gewicht % direkt aus den Gewicht % der Oxide, wie sie aus der chemischen Analyse vorliegen, berechnet.

Auf der Basis dieser Rechenvorschrift wurde ein Programm geschrieben, das aus der in der Literatur veröffentlichten chemischen Analyse der benutzten Proben den normativen Mineralbestand berechnet. Der normative Mineralbestand wird direkt in Gewicht % aus den Gewicht % der chemischen Analyse berechnet und ausgegeben.

Mit der so gewonnenen modalen Zusammensetzung kann die minimale Schmelztemperatur bei normalen Temperaturgradienten in der Erdkruste abgeschätzt werden.

Die Ergebnisse dieser Umrechnung sind im Anhang dargestellt.

6.4 Verteilung der partiellen Schmelze

Um ein sinnvolles Modell für das Verhalten der Geschwindigkeit bei der partiellen Aufschmelzung erstellen zu können, muß man eine ungefähre Vorstellung über die Verteilung der Schmelzanteile in der Gesteinsmatrix haben.

Untersuchungen des Schmelzbegins an Korngrenzen von Quarz und Feldspat in Gneisen und Granuliten von Mehnert et al. (1973), weitere Untersuchungen von Büsch et al. (1974) an Granodioriten, Quarzdioriten und Tonaliten, zeigen eine filmartige Verteilung der Schmelze, die vor allem an den Korngrenzen zwischen Quarz und Feldspat entsteht.

Die von Mehnert et al. (1973) untersuchten Gesteine entstammen einer metamorphen Serie, wie sie typischerweise in Gesteinen der tiefen Kruste auftreten. Die Gesteine bestehen aus polygonalen Kristallen von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Die Verteilung der Schmelze wurde unter verschiedenen Drücken (0-400 MPa) und

ansteigender Temperatur von 660°-760°C untersucht. Nachdem die einzelnen Proben eine gewisse Zeit dem Einfluß von Druck und Temperatur ausgesetzt waren, wurden die Proben schnell abgekühlt und anschließend die Verteilung der Schmelze im Dünnschliff analysiert.

Bei ca. 680°C zeigen sich die ersten lokalen dünnen Filme von geschmolzenem Glas, hauptsächlich an Tripelpunkten der Korngrenzen zwischen Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas. Bei ca. 700°C haben die Filme das ganze Gestein durchzogen. Es entstehen fast keine Schmelzanteile an den Grenzen zwischen Quarz / Quarz und Feldspat / Feldspat. Der größte Teil der entstandenen Schmelze ist im Kontaktbereich zwischen Quarz / Kalifeldspat und Quarz / Plagioklas zu beobachten (Mehnert et al. 1973).

Der Schmelzprozess ist hauptsächlich vom Wassergehalt abhängig, der zur Verfügung steht. Er hält so lange an, bis eine der reagierenden Komponenten vollständig gelöst ist.



Abb. 6.8: Zeitsequenz einer Gneisprobe unter Druck (200 MPa) und Temperatur (760°C) für (von links nach rechts) 1h, 1 Tag, 3 Tage. Die dunklen Linien an den Korngrenzen zeigen die Schmelze in Kontaktbereich (Mehnert et al. 1973).

Abbildung 6.8 zeigt die Verteilung der Schmelze an den Korngrenzen einer Gneisprobe in Dünnschliff nach unterschiedlicher Schmelzdauer (1 Stunde, 1 Tag und 3 Tage). Es sind deutlich die Bereiche partieller Aufschmelzung zwischen den Korngrenzen zu erkennen. Der Anteil der partiellen Schmelze beträgt bei diesem Laborversuch nach 3 Tagen (760°C, 200MPa) ca. 10%. Deutlich wird auch, daß an den Korngrenzen zwischen gleichen Mineralen kaum Schmelze auftritt.

Die Verteilung der Schmelze kann in grober Näherung in zwei Modellansätze zusammengefaßt werden. Das Auftreten der ersten Schmelze an den Tripelpunkten der Korngrenzen kann als "eingeschlossene" oder "abgekapselte" Schmelze modelliert werden, die Verteilung der Schmelze zwischen den Korngrenzen als Würfel mit von Schmelze benetzten Grenzflächen. Ein einfaches Modell für die Verteilung der initialen Schmelze wird in Kapitel 8 vorgestellt.

7. Einfluß von Druck und Temperatur auf Dichte und Geschwindigkeit

In diesem Kapitel soll auf der Basis von in der Literatur veröffentlichten Werten die Temperatur- und Druckabhängigkeit der Dichte und der Geschwindigkeit untersucht werden. In Labormessungen an Gesteinsproben ist die Abhängigkeit der Dichte bzw. der Geschwindigkeit unter hohem Druck und hoher Temperatur untersucht worden. Um eine möglichst umfangreiche Datenbasis zur Verfügung zu haben, wurde vor Beginn dieser Arbeit eine Computer-Literaturrecherche an der Technischen Universität Berlin in Auftrag gegeben mit dem Ziel, möglichst alle Literaturstellen, die sich mit diesem Thema beschäftigen, zu finden.

Die so aus der Literatur verfügbaren Daten wurden in eine Datenbank übertragen und stehen für weitere Berechnungen und Auswertungen zur Verfügung. Es wurde darauf Wert gelegt, möglichst viele Meßwerte für die einzelnen Gesteinsproben wie z.B. Temperaturbereich der Messung, Druck, Geschwindigkeit, Dichte, Mineralzusammensetzung, chemische Analyse und Temperatur- und Druckabhängigkeit von Geschwindigkeit und Dichte zu übernehmen, soweit sie von den Autoren veröffentlicht wurden.

Mit den so zur Verfügung stehenden Daten wurde die Abhängigkeit der Dichte und der Geschwindigkeit von Druck und Temperatur bis zu den jeweils angegebenen Temperatur- bzw. Druckwerten untersucht. Für den Temperaturbereich über den Schmelzpunkt der Gesteine hinaus sind in der Literatur so wenige Daten zu finden, daß über ein Modell das Verhalten der Geschwindigkeit bei Temperaturen über der Schmelztemperatur bestimmt wurde.

7.1 Datenbasis

Messungen der seismischen Geschwindigkeiten unter erhöhtem Druck stehen von zahlreichen Autoren seit Anfang der sechziger Jahre zur Verfügung (Birch 1960, 1961; Christensen 1965, 1966, 1974) und sind unter anderem in Tabellenwerken wie z.B. Landolt-Börnstein (1984) in großer Zahl veröffentlicht. Untersuchungen an Gesteinen unter simultanem Druck und simultaner Temperatur sind vergleichsweise wenige veröffentlicht (Kern 1978).

Für die Untersuchung der Druck- und Temperaturabhängigkeit der seismischen Geschwindigkeit stehen in Hochdruck-Hochtemperatur-Apparaturen gemessene Daten an Gesteinsproben von verschiedenen Autoren zur Verfügung (Kern und Fakhimi, 1975; Fakhimi, 1976; Christensen, 1979; Irifune et al. 1986; Ito, 1990; Kern und Schenk, 1985; Kern und Richter, 1981; Kern und Schmidt, 1990; Lebedev, 1980; Lebedev, 1990; Murase und Kushiro, 1979; Murase und McBirney, 1973).

Die verfügbare Datenbasis wird dadurch eingeschränkt, daß für diese Arbeit zusätzlich noch Angaben über die Dichte der untersuchten Proben und deren Abhängigkeit von Druck und Temperatur sowie die mineralische Zusammensetzung benötigt werden. Ein "kompletter" Datensatz für untersuchte Proben, wie er für diese Arbeit wichtig ist, findet sich z.B. bei Kern und Richter (1981). Hier wird neben der Druck- und Temperaturabhängigkeit auch die Dichte bzw. die Mineralzusammensetzung (Modalanalyse und chemische Analyse) angegeben. Daten, die in diesem Sinne zumindest teilweise komplett zur Verfügung stehen, sind von Lebedev (1990), Murase und Kushiro (1979), Murase und Mc Birney (1973), Christensen (1979), Isaak et al. (1989), Kern und Schenk (1985), Kern und Schmidt (1990) und Kern und Richter (1981) veröffentlicht worden.

Eine weitere Einschränkung für die Anzahl der verfügbaren Daten ist die Eingrenzung der hier vorliegenden Untersuchungen auf den Bereich der Kruste und des oberen

Mantels und des damit erforderlichen hohen Druck- und Temperaturbereichs der Labormessungen.

Um nun einen möglichst großen Datensatz für die Entwicklung einer tiefenabhängigen Geschwindigkeits-Dichte-Relation zur Verfügung zu haben, wurden diese Daten in eine EXCEL-Datenbank übernommen und, wenn möglich, durch entsprechende Werte anderer Autoren ergänzt. Für die weitergehenden Untersuchungen der Geschwindigkeit über den Temperaturbereich der partiellen Aufschmelzung hinaus wurde auf Basis der wenigen veröffentlichten Werte (Murase und McBirney 1973; Ito 1990) in Zusammenarbeit mit F. Schilling vom Mineralogischen Institut der Freien Universität Berlin ein Modell entwickelt, um die Geschwindigkeitsänderung bei partieller Aufschmelzung zu simulieren. Dieses Modell wird in Kapitel 8 näher erläutert.

Meßapparaturen

Experimentell im Labor beobachtete seismische Geschwindigkeiten werden generell mit piezoelektrischen Übertragern mit Hilfe der "Puls Transmission"-Methode gemessen. Die Meßfrequenz liegt in der Regel bei 1-2 MHz.

Im allgemeinen werden zwei Apparaturtypen unterschieden. Die eine Gruppe benutzt gemantelte zylindrische Proben, die in eine intern beheizte Kammer gebracht werden und dort unter Gasdruck in einer Stempelpresse gemessen werden. Der zweite Typ benutzt kubische Proben, die ungemantelt in einer kubischen Dreistempelpresse Druck und Temperatur ausgesetzt werden. Der Druck wird erzeugt, indem sechs pyramidal angeordnet Stempel in drei orthogonale Richtungen gepreßt werden. Diese Methode erlaubt die simultane Messung von V_p - und V_s -Geschwindigkeiten in drei verschiedenen Richtungen und eine direkte Messung der Längenänderung (und damit der Dichteänderung) (Kern, 1990).

7.2 Änderung der Dichte unter Druck und Temperatur

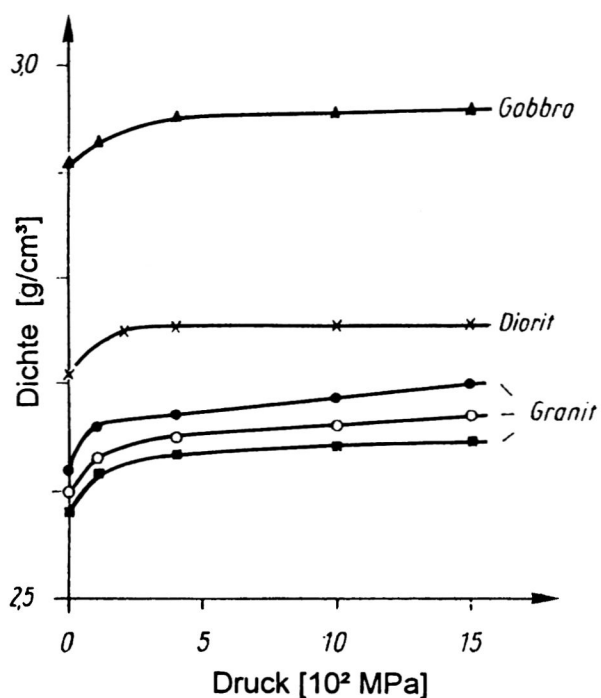


Abb. 7.1: Druckbedingte Dichteänderung von Magmatiten. $p=10^2\text{MPa}$ (Schön 1983).

Wie in Kapitel 5 erwähnt wurde, ist die Dichte eine wichtige Größe bei der Betrachtung der krusten-seismischen Parameter. Sie ist abhängig von der Mineralzusammensetzung und der Struktur des Gesteinsaufbaus. Inwieweit sie jedoch von den Parametern Druck und Temperatur beeinflusst wird, soll in diesem Abschnitt untersucht werden.

Die direkte Beobachtung der Dichteänderung in Abhängigkeit von der Temperatur bei simultaner Druckänderung ist in der Regel nur in 3D-Pressen möglich. Der größte Teil der Hochdruckapparaturen ist jedoch als Einstempelpressen

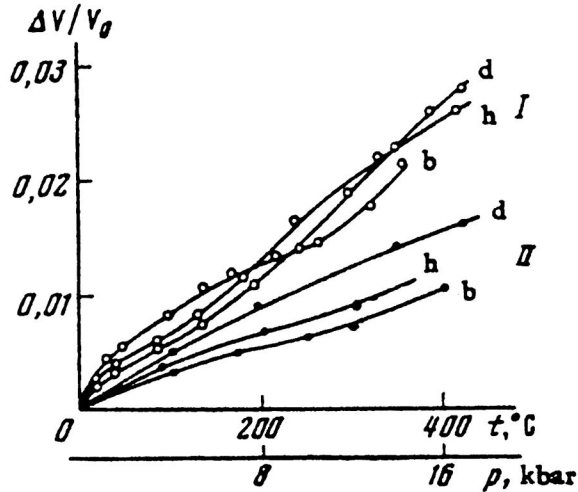


Abb. 7.2: Volumenänderung in Abhängigkeit des Drucks (I) und der Temperatur (II) für Diopsid (d), Hornblende (h) und Beryll (b) (Levykin und Vavakin 1978).

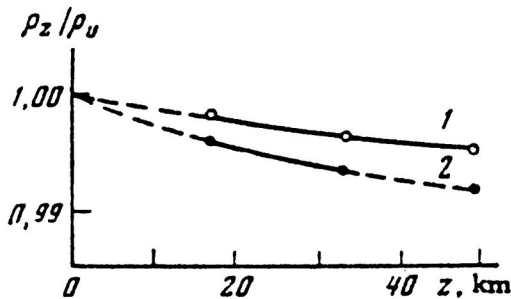


Abb. 7.3: Änderung der Dichte von Olivin mit der Tiefe für kontinentales (1) und ozeanisches Thermoregime (Levykin und Vavakin 1978).

Tabelle 7.1: Mittlere Dichtezunahme in g/cm^3 bei Druckerhöhung um 10^2 MPa (nach Volarovic et al 1970):

Gesteinsart/ Dichteänderung [g/cm^3]	0-400 MPa	400-1500 MPa
sauer	0,013	0,0017
intermediär	0,016	0,0017
basisch	0,013	0,0012
Eklogit	0,012	0,0011
Ultrabazit	0,016	0,0006

Druck bis 1600 MPa (16 kbar) und bis zu 500°C bei festem Druck von 560 MPa (5,6 kbar) gemessen (Abb. 7.1). Der Einfluß des Drucks bis 1600 MPa (16 kbar) bewirkt eine Volumenänderung von 2%-2,5% (obere Kurvenschar in Abbildung 7.2). Bei gleichzeitiger Temperatur und Druckbeanspruchung bewegt sich die Volumenänderung zwischen 1%-1,4%. Aus der beobachteten Volumenänderung berechneten die Autoren die Dichteänderung von Olivin für ein Thermoregime in einer kontinentalen und einer ozeanischen Kruste bis in eine Tiefe von 50 km (Abb. 7.3). Die berechnete

ausgelegt, was mit Kostenersparnis und zeitgünstigerem Meßaufwand begründet ist. Daher gibt es vergleichsweise wenige Messungen, an denen zusätzlich zur Geschwindigkeitsänderung auch die Dichteänderung beobachtet werden kann. Explizit dargestellte Dichteänderungen finden sich bei Levykin und Vavakin (1978), Lebedev (1989, 1990) und Murase und McBirney (1973). In einer Arbeit von Kern und Richter (1981) wurde die Dichteänderung in Abhängigkeit der Temperatur bis 710°C zumindest bei einem festen Umgebungsdruck von 600 MPa (6 kbar) gemessen.

Die Dichte der Magmatite wird häufig als nahezu tiefenunabhängige Größe angesehen (Schön 1983). Die größte Änderung der Dichte wird bei Druckbeanspruchung bis ca. 500 MPa (5kbar) beobachtet. Dies wird, wie bei der Geschwindigkeit auch, auf das Vorhandensein von Porenvolumen und Mikrorissen zurückgeführt, die sich bei höheren Drücken schließen. Dieses Verhalten wird auch in Abbildung 7.1 deutlich. Die in Schön (1983) veröffentlichte Darstellung der druckbedingten Dichteänderung von Magmatiten zeigt bei Drücken über 500 MPa einen nahezu linearen Verlauf bei einer sehr geringen Zunahme. Volarovic et al. (1970) leiten aus ihren Untersuchungen Mittelwerte für die Dichtezunahme verschiedener Gesteine aus Zentral-Kasachstan ab, die bei Drücken bis 400 MPa unter $0,016 \text{ g/cm}^3$ liegen und bei 400-1500 MPa unter $0,0017 \text{ g/cm}^3$.

Bei den Messungen von Levykin und Vavakin (1978) wurde an drei verschiedenen Proben (Diopsid, Hornblende und Beryll) die Volumenänderung unter

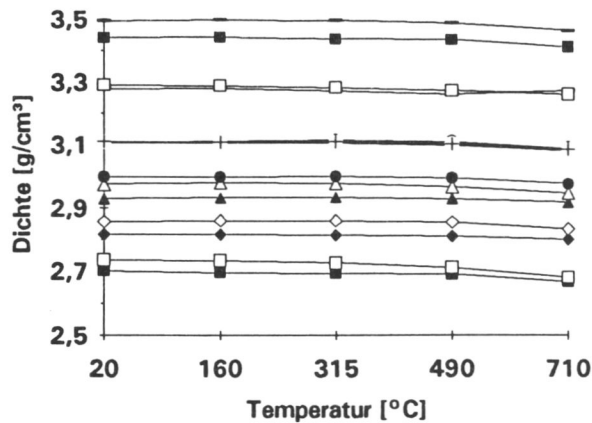


Abb. 7.4: Dichteänderung unter Einfluß der Temperatur bei festem Umgebungsdruck (600 MPa). Daten aus Kern und Richter (1981).

Dichteänderung bewegt sich bis in eine Tiefe von 50 km unter 1%.

Aus Messungen von Kern und Richter (1981) an verschiedenen magmatischen und metamorphen Gesteinen wurde die Dichteänderung in Abhängigkeit der Temperatur bei einem festen Umgebungsdruck von 600 Mpa in ein Diagramm eingetragen (Abb. 7.4). Allen Proben ist eine Verringerung der Dichte gemeinsam, abgesehen von der Quarzitprobe, die bei einer Temperatur von 500°C eine geringe Dichteerhöhung zeigt. Es bleibt jedoch generell festzuhalten, daß die Dichte von der Temperatur nahezu unabhängig ist, wenn Poren und Mikrorisse geschlossen sind.

Die in Abbildung 7.5 dargestellten relativen Dichteänderungen sind aus verschiedenen

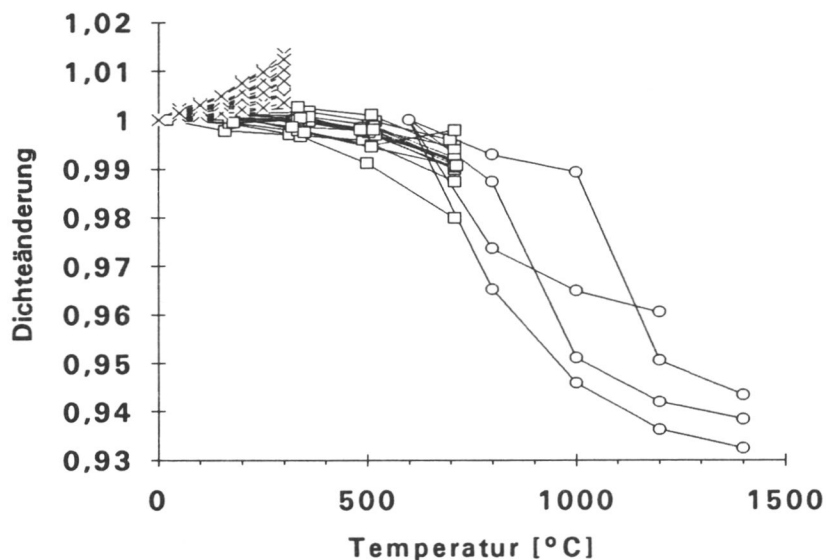


Abb.7.5: Dichteänderung in Abhängigkeit der Temperatur für Daten verschiedener Autoren (x) Lebedev (1990) berechnet aus Kompressibilitätsmessungen, (□) Kern und Richter (1981) bei festem Umgebungsdruck 6 kbar, (○) Murase und McBirney (1973) bei Normaldruck.

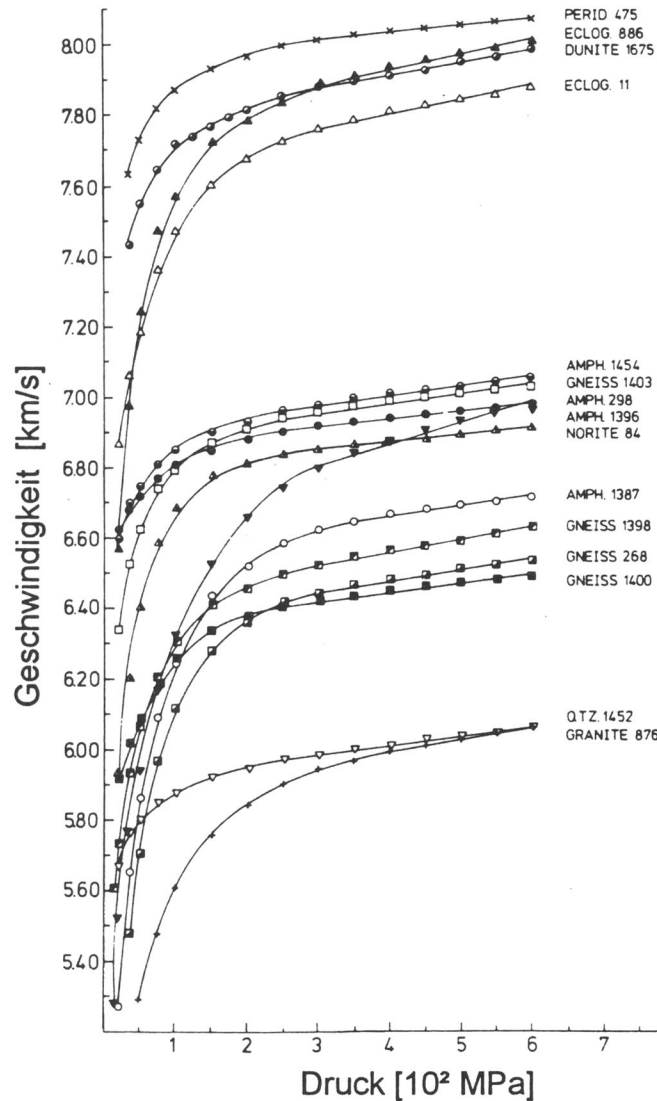


Abb.7.6: Änderung der Kompressionswellengeschwindigkeit unter dem Einfluß von Druck bis 600 MPa (6kbar) bei Raumtemperatur. V_p ist die mittlere Geschwindigkeit aus drei orthogonal gemessenen Geschwindigkeiten (x,y,z) (Kern & Richter 1981).

Veröffentlichungen zusammengestellt worden. Die Daten von Lebedev (1990) wurden aus Kompressibilitätsmessungen unter einem Thermoregime für eine bestimmte krustentypische Temperaturverteilung berechnet. Die Daten überdecken einen Temperaturbereich bis ca. 350°C und im simultanen Druck bis 600 MPa (6 kbar). Diese Daten zeigen im Verhältnis ρ/ρ_0 , also gemessener Dichte zu Ausgangsdichte, Werte über 1, was einer geringen Dichtezunahme entspricht.

Die aus einer Arbeit von Kern und Richter (1981) übernommenen Daten (vergl. Abb. 7.4) zeigen eine Abnahme der Dichte, was vor allem auf die temperaturbedingte Ausdehnung der untersuchten Gesteine zurückzuführen ist, da die Messung bei festem Umgebungsdruck durchgeführt wurde. Dennoch ist die resultierende Dichteänderung noch unter 1%. Dies deckt sich mit den Beobachtungen von Levykin und Vavakin (1978). Die dargestellten Daten von Murase und McBirney (1973) sind bei Normaldruck bis zu einer Temperatur von 1400°C gemessen worden. Leider stehen für diesen Temperaturbereich keine Daten zur Verfügung, bei denen unter Druck und Temperatur bis über 1000°C die Dichte bestimmt wurde. Um dennoch gewisse Aussagen im Sinne

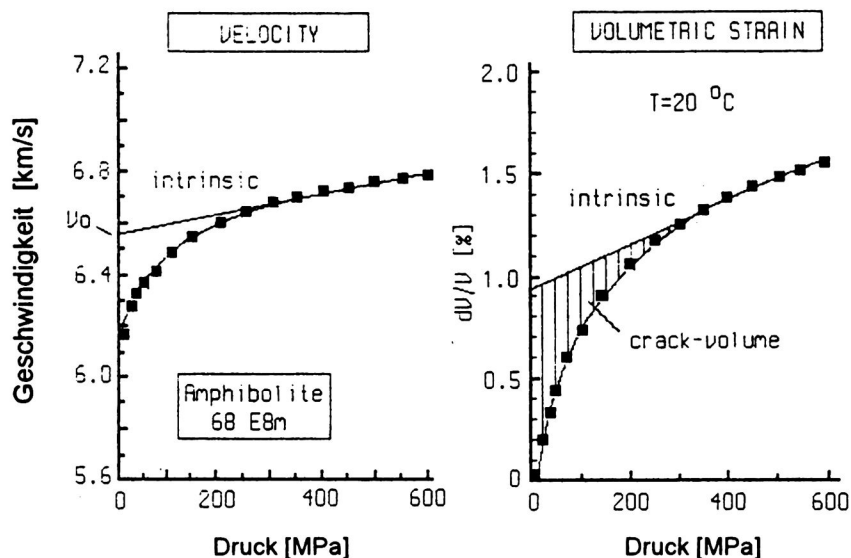


Abb. 7.7: Geschwindigkeit V_p und Volumenänderung dV/V in Abhängigkeit des Drucks am Beispiel von Amphibolit zeigen die Beziehung zwischen Druck, Geschwindigkeit und Mikrorissen bzw. Porenvolumen (Kern 1990).

einer Abschätzung für diesen Temperaturbereich machen zu können, wurden diese Daten mit übernommen. Die Änderung der Dichte liegt bei diesen Daten bei ca. 5%. Wenn man jedoch berücksichtigt, daß eine Druckerhöhung zu einer Dichteerhöhung führt, wird die Dichteänderung bis in den Temperaturbereich der Aufschmelzung nicht über 3% liegen. Zusammenfassend kann man sagen, daß die Änderung der Dichte bis 700°C und simultanem Druck bis ca. 1,6 GPa (was einer Tiefe von ca. 50 km entspricht) einer Änderung von ca. 1-2% unterliegt. Für größere Tiefen und den damit verbundenen Bedingungen von über 1000°C und Drücken bis 2,0 GPa (20 kbar) läßt sich aus den vorgestellten Daten eine maximale Änderung von 3% abschätzen. Dies würde, wenn man eine Dichte der Unterkruste von 2,90 g/cm³ zugrunde legt, zu einer verringerten Dichte von 2,81 g/cm³ führen. Für die weiteren Untersuchungen kann damit, in erster Näherung, die Dichte als nahezu der Temperatur und Druck unabhängige Größe angenommen werden. Für den Temperaturbereich der partiellen Aufschmelzung liegen bisher keine weiteren Beobachtungen vor (abgesehen von den Messungen von Murase und Mc Birney (1973).

7.3 Einfluß von Druck und Temperatur auf die Geschwindigkeit

Der Einfluß von Druck und Temperatur auf die seismische Geschwindigkeit soll hier am Beispiel einiger Daten aus Veröffentlichungen von Kern (1978, 1990), Kern und Richter (1981) Kern und Schenk (1985), Christensen (1979) und Fountain und Christensen (1989) exemplarisch dargestellt und diskutiert werden.

Generell haben Druck und Temperatur, ähnlich wie gegenüber der Dichte, einen gegenläufigen Effekt auf die Geschwindigkeit. Druckzunahme ist in der Regel mit einer Geschwindigkeitszunahme verbunden, bei steigender Temperatur hingegen wird eine Verringerung der Geschwindigkeit beobachtet (Kern 1978).

Druckabhängigkeit

Die größte Änderung der Geschwindigkeit unter dem Einfluß des Drucks findet im Bereich zwischen 0-200 MPa statt. (Abb. 7.6). Dies wird vor allem durch das Schließen

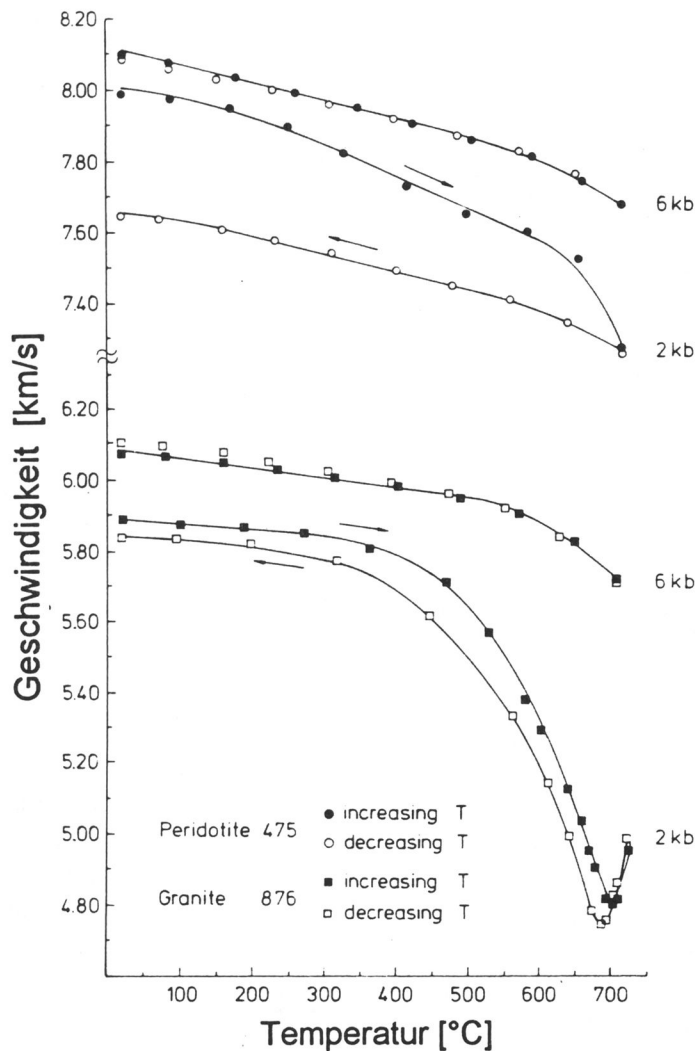


Abb.7.8: Kompressionswellengeschwindigkeit für Peridotit und Granit als Funktion der Temperatur bei 200MPa (2kbar) und 600MPa (6kbar) Druck. Schwarze Symbole zeigen die Messung bei zunehmendem Druck, offene Symbole bei abnehmendem Druck. Die Geschwindigkeitsumkehr von Granit bei 200 MPa (2kbar) wird verursacht durch den Hoch-Tief-Übergang der Quarzminerale (Kern & Richter 1981).

von Mikrorissen und des Porenvolumens verursacht. Untersuchungen der Volumenänderung bei Druck bis 600 MPa im Vergleich zur Geschwindigkeitsänderung von Kern und Richter (1981), Kern und Schenk (1985) und Kern (1990) zeigen eine deutliche Korrelation zwischen Abnahme des Porenvolumens und der Änderung der Geschwindigkeit bis ca. 250 MPa. Dies wird am Beispiel eines Amphibolits in Abbildung 7.7 deutlich (Kern 1990). Über 250 MPa Druck ist die Geschwindigkeitszunahme nahezu linear. Dies bedeutet, daß Geschwindigkeitsmessungen bei einem gewissen Mindestdruck von 200-300 MPa durchgeführt werden müssen, um verlässliche Daten der Druckabhängigkeit der Geschwindigkeit zu bekommen.

Temperaturabhängigkeit

Die Messung des tatsächlichen Temperatureffekts auf die Geschwindigkeit von Gesteinen ist auf Grund der unterschiedlichen thermischen Ausdehnung der einzelnen Minerale schwierig. Die Ausdehnung verändert die bestehenden Grenzflächen und

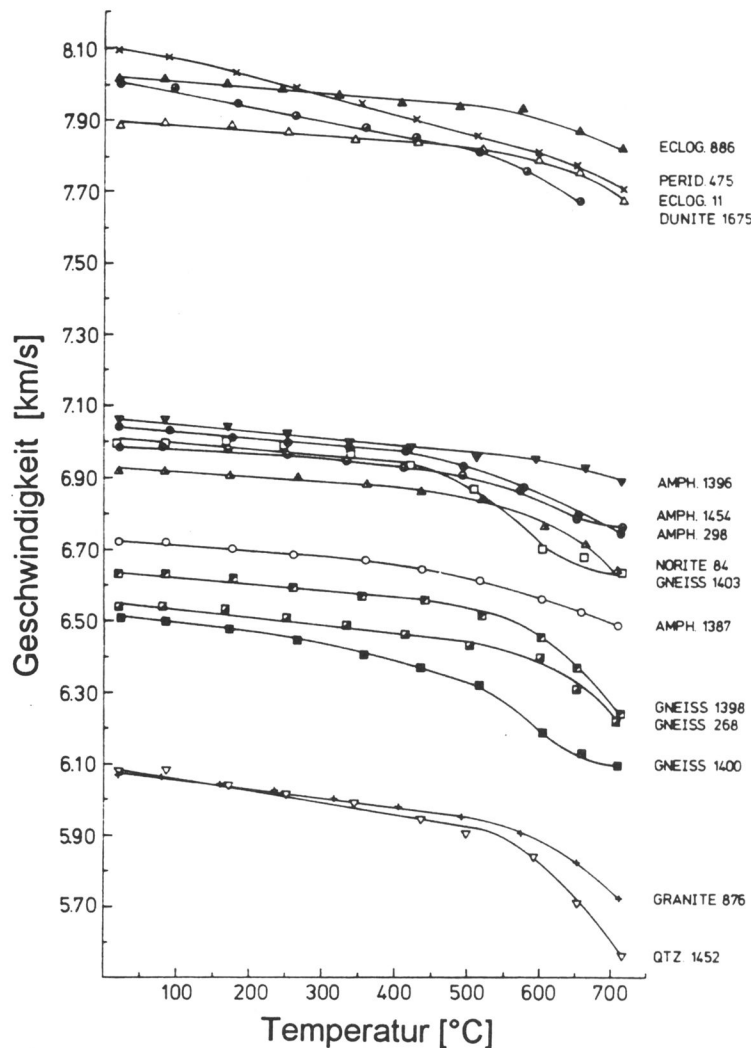


Abb.7.9: Kompressionswellengeschwindigkeit für verschiedene Gesteine als Funktion der Temperatur bei 600 MPa (6 kbar) Umgebungsdruck. V_p ist die durchschnittliche Geschwindigkeit aus drei orthogonal gemessenen Richtungen der Probe (Kern und Richter 1981).

erzeugt neue Mikrorisse durch die thermische Beanspruchung. Dies kann zu einer Verfälschung der Geschwindigkeitsmessung führen (Kern 1978). Kern und Richter (1981) zeigen jedoch, daß das Entstehen thermischer Mikrorisse durch sukzessive Druckerhöhung bei der Messung der Temperaturabhängigkeit der Geschwindigkeit unterdrückt werden kann. Der benötigte Druck liegt bei 100°C/100MPa.

Dies wird auch in Abbildung 7.8 deutlich. Hier ist an zwei verschiedenen Proben (Granit und Peridotit) die Geschwindigkeitsänderung in Abhängigkeit der Temperatur für einen Umgebungsdruck von 200MPa bzw. 600MPa dargestellt. Eine Temperaturerhöhung bei zu geringem Umgebungsdruck führt zu einer Hysterese der Geschwindigkeitsänderung bei anschließendem Herunterfahren der Temperatur. Diese Hysterese wird vermieden, wenn die Probe bei entsprechendem Umgebungsdruck gemessen wird. An diesem Beispiel wird auch deutlich, daß, wie bei der Abhängigkeit von Geschwindigkeit und Temperatur, das Porenvolumen einen entscheidenden Einfluß auf die Messung hat.

Die beobachtete Geschwindigkeitsumkehr bei 670°C und 200MPa Druck bei Granit wird von den Autoren als Hoch-Tief-Umwandlung der Quartzanteile gedeutet.

Infolge der oben genannten Gründe wurden alle Messungen der Temperaturabhängigkeit der Geschwindigkeit bei einem Umgebungsdruck von 600 MPa durchgeführt (Kern 1990). Die in Abbildung 7.9 dargestellten Messungen der Kompressionswellengeschwindigkeit in Abhängigkeit der Temperatur wurden an denselben Gesteinen durchgeführt wie in Abbildung 7.7. Eine Erhöhung der Temperatur führte bei allen Proben zu einer unterschiedlich starken Verringerung der Geschwindigkeit. Bis ca. 500°C ist die Änderung nahezu linear. Der nichtlineare Verlauf der Kurven über 500°C wird auf das Einsetzen von thermischen Brüchen zurückgeführt (Kern und Richter 1981). Es wird angenommen, daß der lineare Bereich die Geschwindigkeitsänderung der Gesteine ohne den Einfluß der Klüfte und Mikrorisse darstellt.

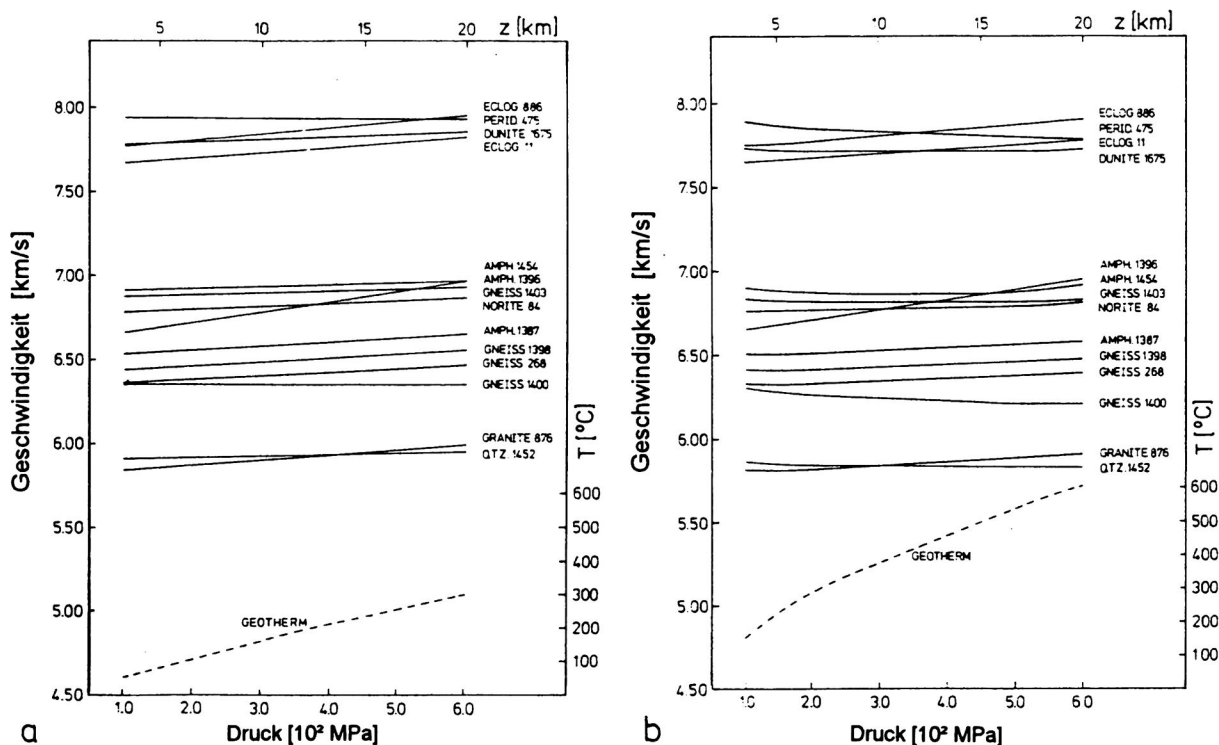


Abb. 7.10: Kompressionswellengeschwindigkeit für verschiedene Gesteine unter Druck - und Temperaturbedingungen. a) Präkambriertes Schild b) Kontinentale Kruste (Kern und Richter 1981).

Druck und Temperaturabhängigkeit

Aus den nahezu linearen Bereichen der druck- bzw. temperaturabhängigen Geschwindigkeitsuntersuchungen (Abb. 7.7 und Abb. 7.9) kann der Druckänderungskoeffizient $(dV_p/dp)_T$ bzw. Temperaturänderungskoeffizient $(dV_p/dT)_p$ bestimmt werden. Die Geschwindigkeit in Abhängigkeit von Druck und Temperatur läßt sich dann als

$$V_{p(T,p)} = V_{p_0} + \left(\frac{dV_p}{dT} \right)_p \cdot (T - T_0) + \left(\frac{dV_p}{dp} \right)_T \cdot (p - p_0)$$

schreiben. Die Ableitung nach dem Druck gilt hierbei zwischen 200-600 MPa. Die Ableitung nach der Temperatur gilt zwischen 20°C und 500°C. Diese Darstellung wird von vielen Autoren benutzt (vergl. Lebedev 1990, Christensen 1975).

Typische Werte für den Druckänderungskoeffizient $(dV_p/dp)_T$ bewegen sich zwischen

0,25 bis $0,45 \cdot 10^{-4} \text{ km s}^{-1} \text{ MPa}^{-1}$, für den Temperaturänderungskoeffizient $(dV_p/dT)_p$ zwischen $-2,5$ bis $-5 \cdot 10^{-4} \text{ km s}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. Eine Tabelle der von Kern & Richter (1981), Kern & Schenk (1985) und Kern et al. (1991) ermittelten Koeffizienten ist im Anhang dargestellt.

Bei Vorgabe eines Druck- und Temperaturgradienten kann mit dieser Funktion die Änderung der Geschwindigkeit bei "In situ"-Bedingungen berechnet werden. Abbildung 7.10 zeigt die V_p -Geschwindigkeit unter Druck und Temperaturbedingungen für eine präkambrische Schild und eine kontinentale Kruste. Entlang der Geotherme in einem kalten präkambrischen Schild zeigen alle Gesteine eine Zunahme der Geschwindigkeit. In einer warmen kontinentalen Kruste hingegen kommt es für einige Gesteine zu einer Geschwindigkeitsumkehr. Eine Geschwindigkeitsumkehr läßt sich vor allem bei olivinhaltigen Gesteinen beobachten und, etwas weniger signifikant, bei quarzreichen Gesteinen (Gneis und Quarzit) (Kern und Richter 1981).

7.4 Änderung der Dichte und der Geschwindigkeit unter Druck und Temperatur

Eine direkte Beobachtung der Änderung der seismischen Geschwindigkeit und der Dichte bei simultaner Erhöhung des Drucks und der Temperatur, wie es für eine

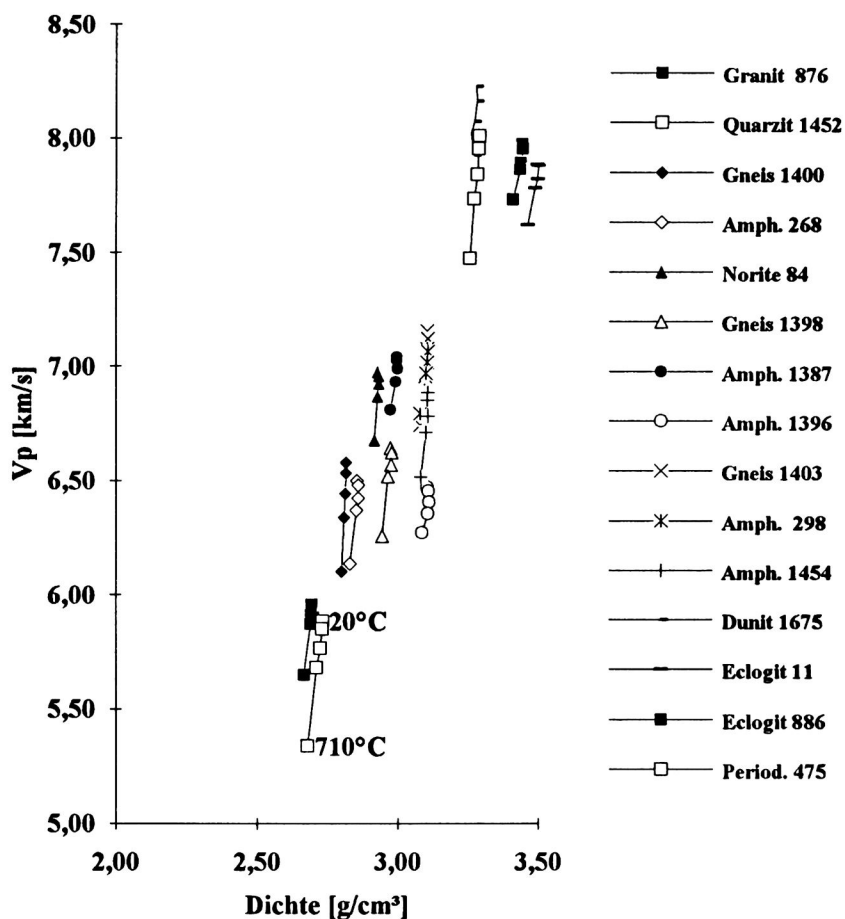


Abb. 7.11: Änderung der Geschwindigkeit und der Dichte bei festem Umgebungsdruck von 600MPa und Temperaturen von ca. 20°C, 170°C, 350°C, 500°C und 710°C (Daten aus Labormessungen von Kern und Richter 1981).

tiefenabhängige Geschwindigkeit-Dichte-Relation erforderlich wäre, ist aus der Literatur nicht bekannt.

Es ist jedoch möglich, für den Temperaturbereich bis 700°C aus den von Kern und Richter (1981) veröffentlichten Daten die Änderung der Dichte und der Geschwindigkeit bei festem Umgebungsdruck von 600 MPa (6kbar) darzustellen. Die Messungen sind an 15 verschiedenen sauren bis ultramafischen Gesteinen durchgeführt worden.

Abb. 7.11 zeigt die Änderung der Geschwindigkeit und der Dichte unter Temperatureinfluß bis 710°C bei festem Umgebungsdruck von 600MPa. Allen Proben ist eine Erniedrigung der Geschwindigkeit und der Dichte gemeinsam. Die relative Dichteänderung dieser Proben wurde schon in Abbildung 7.4 gezeigt. Sie liegt bei maximal 2%. An dieser Darstellung wird auch deutlich, daß die Geschwindigkeitsänderung unter dem Einfluß der Temperatur sehr viel größer ist, als die Dichteänderung. Die Geschwindigkeitsänderung ist bei den vorgestellten Daten (bei einer Temperaturerhöhung bis 700°C) bei einzelnen Gesteinen schon über 10%, die Dichteänderung beträgt ca. 1% (vergl. Abb. 7.5).

7.5 Änderung der Geschwindigkeit im Temperaturbereich partieller Aufschmelzung

Der Temperaturbereich der partiellen Aufschmelzung oder die initiale Schmelztemperatur ist von Gestein zu Gestein sehr unterschiedlich. Die Schmelztemperatur einzelner Minerale kann aus vereinfachten Phasendiagrammen, wie sie in der Mineralogie benutzt werden, abgeleitet werden (vergl. Kapitel 6). So liegt z.B. der Beginn der Aufschmelzung für Gesteine granitischer Zusammensetzung bei ca. 670°C (Winkler 1979).

Untersuchungen der seismischen Geschwindigkeit bis zum Temperaturbereich der partiellen Aufschmelzung bzw. über die Solidustemperatur hinaus wurden von Murase und Mc Birney (1973) veröffentlicht. Die vier untersuchten Proben sind 1.) tholeitischer Basalt, 2.) Olivin-Basalt, 3.) Andesit und 4.) Rhyolit. Die Geschwindigkeiten wurden bei Normaldruck an zylindrischen, gekapselten Proben gemessen. Die relative Dichteänderung dieser Proben wurde schon in Abb. 7.5 vorgestellt. Abgesehen von der Rhyolitprobe, bei der bis 1500°C noch keine drastische Geschwindigkeitsverringerng zu beobachten ist, zeigen alle anderen Proben eine deutliche Verringerung der

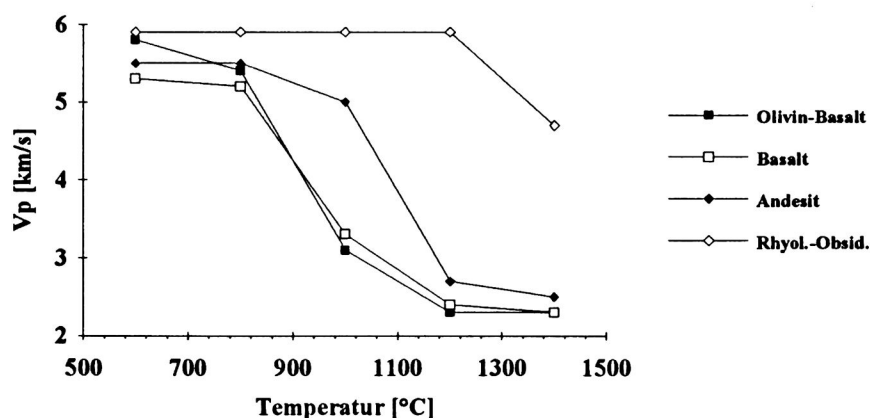


Abb. 7.12: Kompressionswellengeschwindigkeit für vier verschiedene Gesteine über den Temperaturbereich der partiellen Aufschmelzung hinaus (Daten aus Murase und Mc Birney 1973).

Geschwindigkeit um fast 50% auf Werte zwischen 2 und 3 km/s.

Andere Autoren, wie z.B. Murase und Suzuki (1966), haben die Vp-Geschwindigkeit in geschmolzenen Gesteinen untersucht und beobachteten Werte von 2-3 km/s für die Vp Geschwindigkeit in der Schmelze. Bloom und Bockris (1957) fanden bei der Untersuchung des Zweistoffsystems $\text{Li}_2\text{O-SiO}_2$ über den Temperaturbereich von 1150°-1300°C eine Erniedrigung der Geschwindigkeit von 3.1 km/s auf 1.5 km/s.

Anteil der partiellen Schmelze

Untersuchungen der Vp-Geschwindigkeit in Abhängigkeit des Grades der Aufschmelzung an Peridotit (Sato et al. 1989b) und Spinell-Lherzolit (Murase und Kushiro 1979) bei 0.5 GPa bzw. 10 GPa Druck und Temperaturen bis 1300°C zeigen eine deutliche Änderung der Geschwindigkeit bei Erreichen des Schmelzpunktes. Bei einem Anteil der Schmelze von nur 15% wird hier schon eine Abnahme der Geschwindigkeit von fast 50% beobachtet (vergl. Abb. 7.13). Der Anteil der partiellen Schmelze nimmt drastisch zu mit steigender Temperatur. Die Geschwindigkeit nimmt deutlich ab, sobald eine Schmelzanteil von 2% überschritten wird (Sato et al 1989b).

In Abbildung 7.14 ist die Änderung der Geschwindigkeit und der Grad der Aufschmelzung über dem Verhältnis der Temperatur zur Solidustemperatur (T/T_m) aufgetragen, um zu verdeutlichen, daß der Geschwindigkeitssprung bzw. der Schmelzanteil nur vom Temperaturverhältnis des Solidus (T_m) und der Temperatur (T) abhängig ist. Durch die Normierung auf das Verhältnis (T/T_m) zeigt sich deutlich, daß

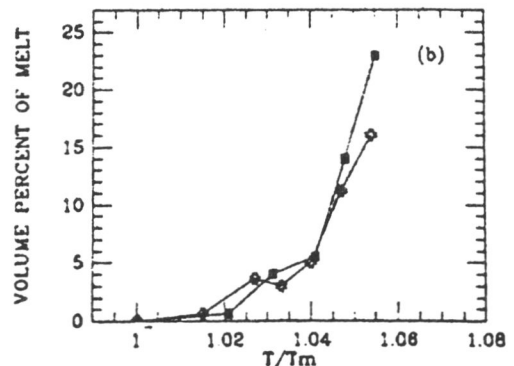
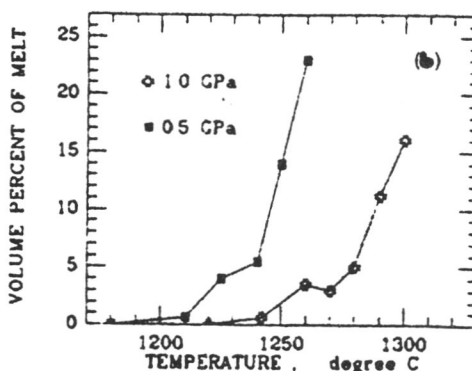
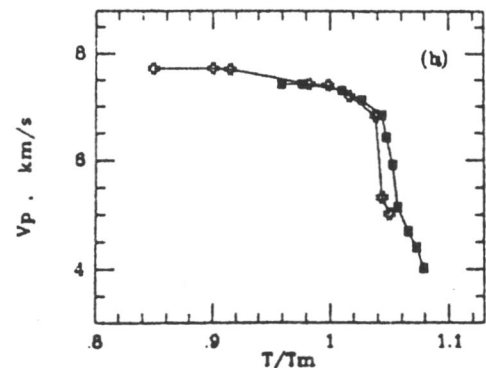
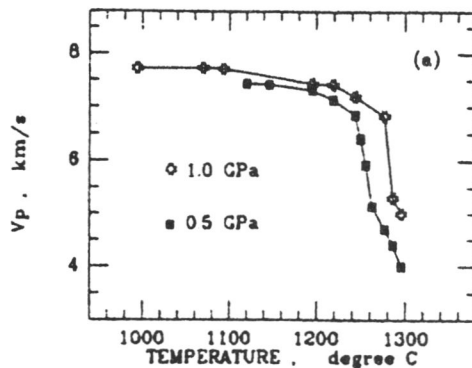


Abb. 7.13: Kompressionswellengeschwindigkeit (a) und Volumenanteil der partiellen Schmelze (b) für trockenen Peridotit als Funktion der Temperatur bei hohem Druck (nach Murase und Kushiro 1979; aus Sato et al. 1989b).

Abb. 7.14: Kompressionswellengeschwindigkeit (a) und Volumenanteil der partiellen Schmelze (b) für trockenen Peridotit als Funktion des Temperaturverhältnis T/T_m bei hohem Druck (nach Murase und Kushiro 1979; aus Sato et al. 1989b).

die Daten von verschiedenen Druckversuchen den selben Trend in der Geschwindigkeitsänderung zeigen. Das Verhältnis T/T_m erlaubt es, die Labormessungen auf die Bedingungen in großer Tiefe zu übertragen, wenn die druckabhängige Schmelztemperatur T_m bekannt ist. Damit kann auch eine Abschätzung des Grades der Aufschmelzung aus refraktionsseismischen Geschwindigkeiten abgeleitet werden, wenn die Mineralzusammensetzung aus anderen Randbedingungen bekannt ist.

Weitere Untersuchungen der Schmelztemperatur für Peridotit wurden von Takahashi und Kushiro (1983), Takahashi (1986) und Scarfe und Takahashi (1986) bestimmt. Die Ergebnisse stimmen mit ca. $\pm 20^\circ\text{C}$ überein.

7.5 Effekt von H_2O auf die Geschwindigkeit

Durch die hohen Druck- und Temperaturbedingungen in der tiefen Kruste und dem oberen Mantel kann aus wasserreichen Mineralien wie z.B. Serpentin durch Dehydratation Wasser frei gesetzt werden. Laboruntersuchungen an Serpentin- und Peridotit-Proben aus Japan von Ito (1990) zeigen, daß das frei werdende Wasser unter hohem Druck und hoher Temperatur einen deutlichen Effekt auf die seismische Geschwindigkeit hat. Die Messungen wurden an gekapselten Proben in einer Zylinderpresse bei Temperaturen bis 900°C unter 1GPa Druck durchgeführt. In

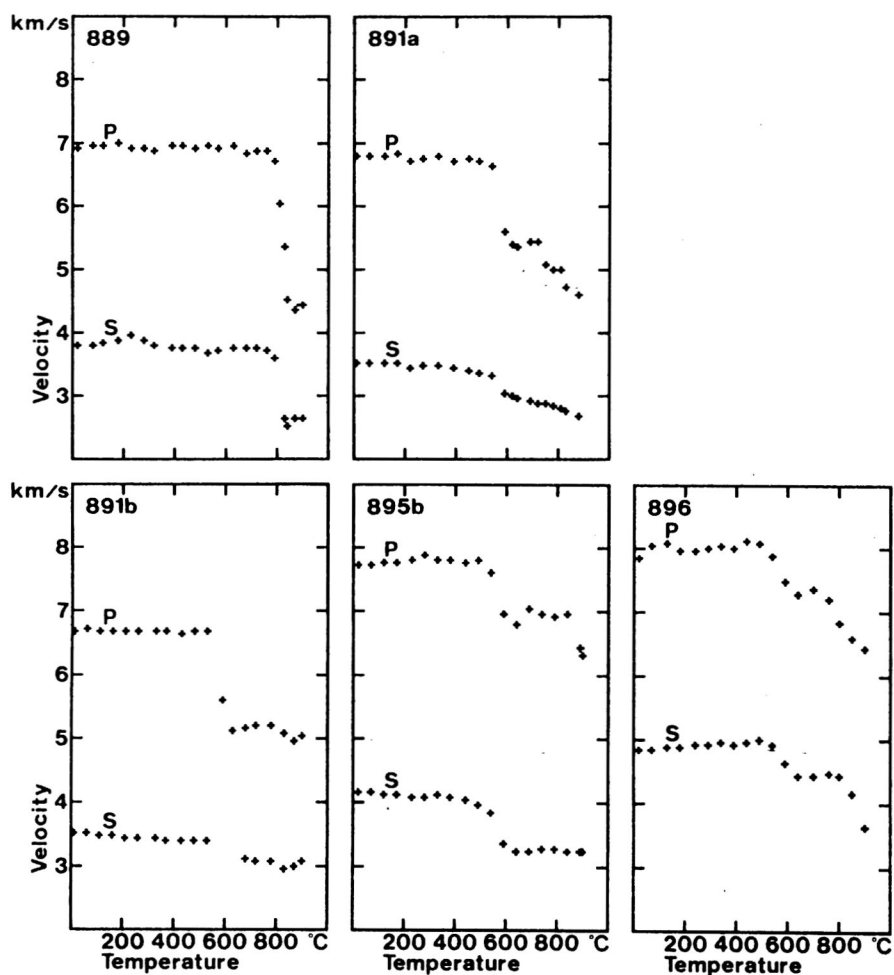


Abb. 7.15: Temperatureffekt auf V_p und V_s in Serpentinprobe (889) und vier Peridotitproben (891a, 891b, 895b und 896) (aus Ito 1990).

Abbildung 7.15 sind die Ergebnisse der Messungen für fünf Proben, einer Antigorit-Serpentinprobe und vier Peridotitproben dargestellt. In der Röntgenspektroskopie der Proben nach dem Versuch konnten keine wasserhaltigen Minerale mehr entdeckt werden. Dies ist ein eindeutiges Indiz dafür, daß das gesamte Wasser durch Dehydratation freigesetzt wurde. Alle untersuchten Proben zeigen einen deutlichen

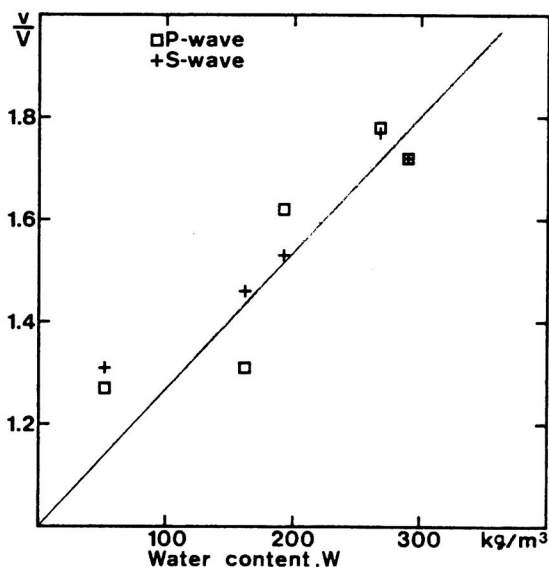


Abb. 7.16: Verhältnis zwischen freierwährendem Wasser und Änderung der Geschwindigkeit $V_0/V(t)$ für Proben (siehe Abb. 7.15) von Serpentin und Peridotit. (Ito 1990).

Geschwindigkeitssprung. Bei der Serpentinprobe ist dieser Sprung bei ca. 800°C zu beobachten, bei den Peridotitproben bei ca. 600°C. Der Geschwindigkeitssprung in der Serpentinprobe beträgt ca. 30-40%. In einer weiteren Untersuchung wurde der Versuch unternommen, den relativen Geschwindigkeitssprung $V_0/V(T)$ über der Menge des freiwerdenden Wassergehalts aufzutragen. Der freiwerdende Wassergehalt wurde aus der chemischen Analyse der Ausgangsgesteine berechnet. In Abbildung 7.16 ist die Änderung der Geschwindigkeit über dem Wassergehalt aufgetragen. Es zeigt sich eine deutliche Korrelation zwischen freiwerdendem Wasser und der damit verbundenen Erniedrigung der Geschwindigkeit sowohl bei V_p wie auch bei V_s (Ito 1990).

Zusammenfassung

Der Einfluß von Druck und Temperatur auf die Dichte und die Geschwindigkeit wurde an verschiedenen Beispielen gezeigt. Es hat sich gezeigt, daß die Dichte in weit geringerem Maß von Druck und Temperatur beeinflusst wird als die Geschwindigkeit. Für Gesteine die sich noch in einem festen Gefüge befinden, also unterhalb des Solidus, ist die Dichteänderung für weitere Betrachtungen zu vernachlässigen. Der Druck- und Temperatureinfluß auf die Geschwindigkeit kann für Gesteine im festen Zustand aus dem Druck- bzw. Temperaturkoeffizienten berechnet werden.

Bei Erreichen der Solidustemperatur wird eine drastische Geschwindigkeitsänderung beobachtet. Die Geschwindigkeitsänderung bei partieller Aufschmelzung ist abhängig vom Volumenanteil der Schmelze. Die Minerale mit dem niedrigsten Schmelzpunkt bestimmen den Anteil der initialen Schmelze.

Bei Anwesenheit von Mineralen mit einem hohen gebundenen Wasseranteil kann es durch das frei werdende Wasser zu einer Geschwindigkeitserniedrigung kommen, die in der Größenordnung partieller Aufschmelzung liegt. Dies kann als Hinweis auf ähnliche Mechanismen der beiden Phänomene auf die Änderung der Geschwindigkeit interpretiert werden. Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß nur im Zusammenhang mit dem Auftreten von partiellen Schmelzen, eine signifikante Änderung der Geschwindigkeit zu beobachten ist. Die Dichte bleibt von der Aufschmelzung im Rahmen dieser Betrachtung nahezu unberührt.

Für die Erarbeitung einer temperaturabhängigen Geschwindigkeit-Dichte-Relation kann daher in erster Näherung von einer konstanten Dichte ausgegangen werden. Die Änderung der Geschwindigkeit muß mit der Mineralzusammensetzung und der damit verbundenen Schmelztemperatur der einzelnen Gesteine korreliert werden. Für die weiteren Untersuchungen ist es daher wichtig, für eine große Anzahl von Proben, deren Dichte und Geschwindigkeit und mineralische Zusammensetzung bekannt ist, die Schmelztemperatur zu bestimmen. Weiterhin wird eine Abschätzung des initialen Schmelzanteils bestimmt werden müssen.

8. Einfaches Modell zur Simulation der Vp-Geschwindigkeit bei partieller Aufschmelzung

Um aus den vorhandenen Daten eine temperaturabhängige Geschwindigkeit-Dichte-Relation ableiten zu können, wird im folgenden der Versuch unternommen, mit einem einfachen Modell das Verhalten der Vp-Geschwindigkeit bei partieller Aufschmelzung zu simulieren.

In der Literatur veröffentlichte Modellrechnungen von Schmeling (1985) oder Chung (1980) sind von vielen weiteren Parametern wie Viskosität, Schermodul, Grüneisenparameter, Absorptionskoeffizient und der Geometrie der Schmelzeinschlüsse abhängig. Da die meisten dieser Parameter nicht in den vorhandenen Daten enthalten sind, wurde ein einfacherer Modellansatz gewählt.

Grundlage für das nun folgende Modell sind die in den vorangegangenen Kapiteln beschriebenen Zusammenhänge zwischen der Geschwindigkeit und der Dichte mit den Parametern Temperatur, Mineralzusammensetzung, Grad der Aufschmelzung und initiale Schmelztemperatur.

Unter Verwendung der rechnerisch bestimmten Solidustemperatur (Anhang 4) und dem zu erwartenden Anteil partieller Schmelze (vergl. Kapitel 6.2) soll die Änderung der Geschwindigkeit in Abhängigkeit der Anteils der zu erwartenden Schmelze für die vorhandenen Labordaten bestimmt werden.

8.1 Einfacher Modellansatz

Die Verteilung der geschmolzenen Anteile in einem Gestein ist von der Zusammensetzung und dem Aufbau der Minerale und der Temperatur abhängig. Als grobe Vereinfachung wird vorausgesetzt, daß der Beginn der Schmelze an den Tripelpunkten von Mineralen entsteht und dort abgekapselte "Linsen" bildet. (vergl. Kapitel 6.4) Dieses Verhalten der Schmelze soll mit Hilfe eines Modellansatzes für eingeschlossene Schmelze behandelt werden (Abb. 8.2 b).

Das Verhalten der Vp-Geschwindigkeit bei vollständig benetzten Grenzflächen, das sich durch weitere Aufschmelzung ergibt (vergl. Abb. 6.6), wird durch ein Würfelmodell angenähert, in das die Dicke der geschmolzenen Schicht und der Volumenanteil der Schmelze am Gesamtvolumen eingeht (Abb. 8.2 a).

Diese einfachen Modelle lassen sich auf eine Kombination von Reihen- und Parallelschaltung zurückführen.

Wenn man sich einen Würfel der Kantenlänge 1 vorstellt, der an einer Seitenfläche mit der Schmelze der Dicke d benetzt ist (Reihenschaltung), wird die Zeit t einer seismischen Welle, die senkrecht zur Fläche der Dicke d den Würfel durchdringt, sich wie folgt zusammensetzen (vergl. Abb. 8.1):

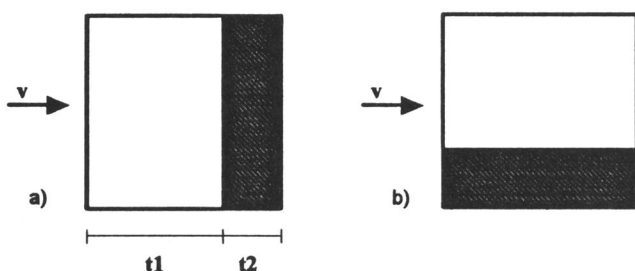


Abb. 8.1: Einfaches Modell zur Veranschaulichung des Modellansatzes.

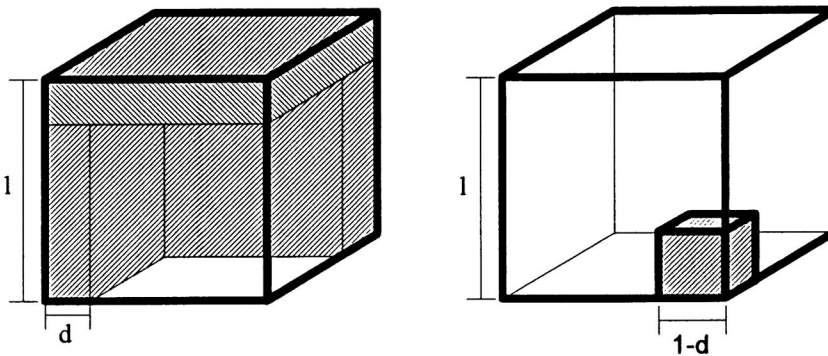
$$t_{\text{ges}} = t_{\text{fest}} + t_{\text{flüssig}} \quad (1)$$

Dieser Ansatz für die Hintereinanderschaltung des festen und des flüssigen Mediums führt zu der bekannten Formel von Wyllie et al. (1956). In der Wyllie-Formel ist an Stelle der Schichtdicke d die Porosität eingesetzt. Die Geschwindigkeit v_{ges} , mit der diese Reihenanzordnung aus festem und flüssigem Medium durchdrungen wird, ist dann:

$$\frac{1}{v_{\text{ges}}} = \frac{1-d}{v_{\text{fest}}} + \frac{d}{v_{\text{flüssig}}} \quad \text{oder} \quad v_{\text{ges}} = \frac{v_{\text{flüssig}} \cdot v_{\text{fest}}}{(1-d) \cdot v_{\text{flüssig}} + v_{\text{fest}} \cdot d} \quad (2)$$

Eine Welle, die sich parallel zur Schicht der Dicke d ausbreitet (Parallelschaltung), wird sich mit der Geschwindigkeit zwischen den Extremfällen v_{fest} oder $v_{\text{flüssig}}$ bewegen. Im Falle, daß die Dicke der flüssigen Schicht gegen 0 geht, wird die Geschwindigkeit die des festen Zustandes sein. Im flüssigen Zustand, wenn alles geschmolzen ist, ist die Geschwindigkeit der Schmelze bestimmend. Eine einfache Näherung für diese Verhalten ist durch das gewichtete arithmetische Mittel gegeben:

$$v_{\text{ges}} = v_{\text{fest}} \cdot (1-d) + v_{\text{flüssig}} \cdot d \quad (3)$$



a) Modell für benetzte Grenzflächen

b) Modell für eingeschlossene Schmelze

Abb. 8.2: Ansatz für ein einfaches Schmelzmodell für a) benetzte Grenzflächen und b) eingeschlossene Schmelze.

Modell für benetzte Grenzflächen

Stellt man sich einen Würfel der Kantenlänge 1 vor, der an drei Seiten von einer Schmelzschicht der Dicke d abgegrenzt ist (Abb. 8.2a), kann man sich die Geschwindigkeit, mit der der Würfel senkrecht von einer Welle durchdrungen wird, als eine Kombination aus (2) und (3) beschreiben.

Die Zeit, die benötigt wird, die flüssige Schicht zu durchdringen, beträgt:

$$t_1 = \frac{d}{v_{fl}}$$

Die Zeit, die benötigt wird, den verbleibenden Teil des Würfels zu durchdringen, ist:

$$t_2 = \frac{1}{v_{fest} \cdot \frac{(1-d)^2}{1-d} + v_{flüssig} \cdot \frac{1-(1-d)^2}{1-d}}$$

Die Gesamtgeschwindigkeit, mit der der Würfel durchdrungen wird, ist dann:

$$V = \frac{1}{t_1 + t_2}$$

Das Volumen des Schmelzanteils beträgt bei dieser Betrachtung: Gesamtvolumen vermindert um den Anteil des festen Mediums, und damit $1-(1-d)^3$.

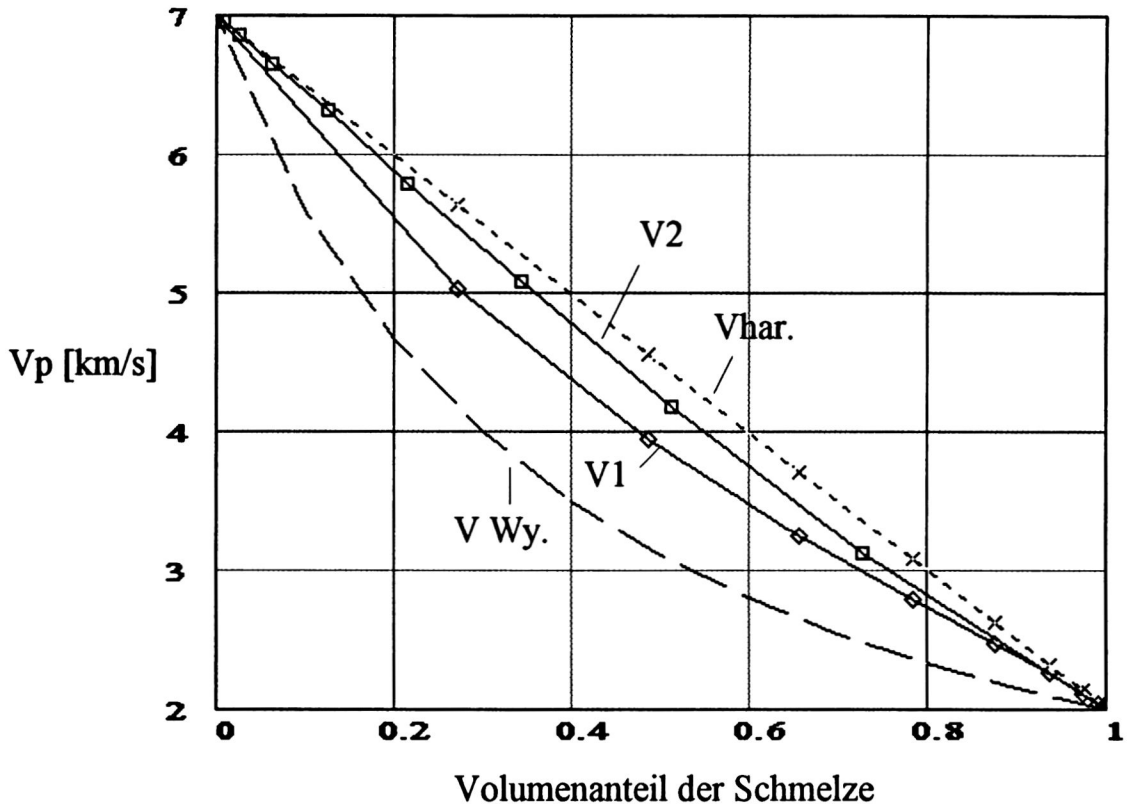
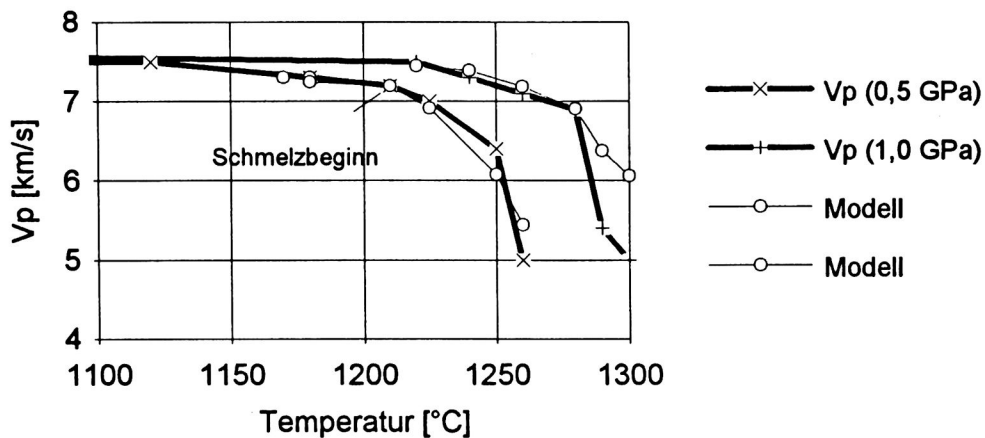


Abb. 8.3: Vergleich der Änderung der Geschwindigkeit berechnet mit den Modellen aus Abbildung 8.2a (benetzte Grenzfläche) = V1 und 8.2b (eingeschlossene Schmelze) = V2 mit der Whyllie-Formel = VWy und dem harmonischen Mittel der Geschwindigkeiten = Vhar. Das Volumen des Schmelzanteils ist für V1 und Vhar jeweils $1-(1-d)^3$, für VWy d^3 und für den Ansatz von V2 $(1-d)^3$ (Erläuterung siehe Text).

a)



b)

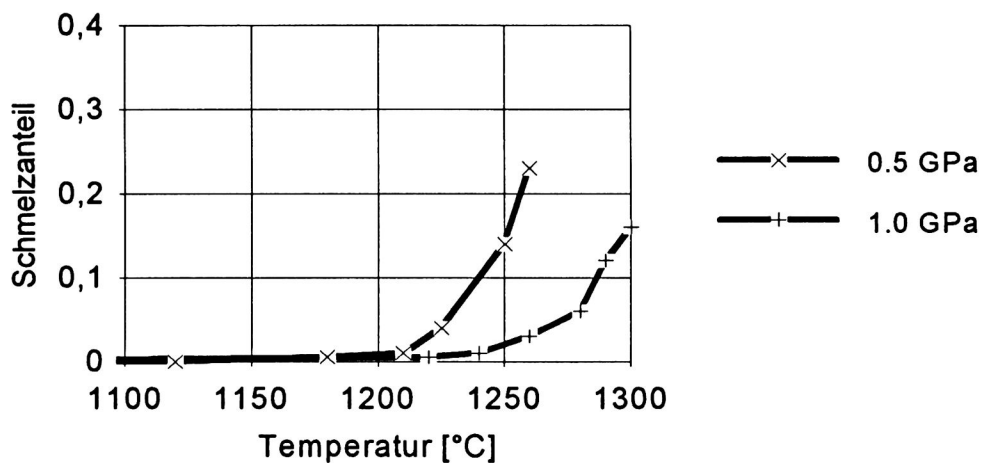


Abb. 8.4a: Vergleich der mit dem einfachen Modellansatz für benetzte Grenzflächen berechneten Geschwindigkeit in Abhängigkeit der Temperatur für trockenen Peridotit (Daten aus Murase und Kushiro, 1979).

Abb. 8.4b: Volumenanteil der Schmelze in Abhängigkeit der Temperatur für die Peridotitprobe aus 8.4a (Daten aus Murase & Kushiro, 1979).

Modell für eingeschlossene Schmelze

Einfaches Vertauschen der Geschwindigkeiten für V_{fest} und $V_{\text{flüssig}}$ führt zum Ansatz für die Modellierung der eingeschlossenen Schmelze (Abb. 8.2b). Das Volumen der eingeschlossenen Schmelze ist jetzt $(1-d)^3$.

Die mit den Modellen (Abb. 8.2a und 8.2b) berechnete Geschwindigkeitsänderung in Abhängigkeit des Volumenanteils der Schmelze am Gesamtvolumen ist in Abb. 8.3 dargestellt. Die Geschwindigkeit für das feste Medium wird in diesem Beispiel mit 7 km/s angenommen, die Geschwindigkeit für das flüssige Gestein mit 2 km/s. Dies ist in Übereinstimmung mit dem in Kapitel 7.4 beschriebenen V_p -Geschwindigkeit für geschmolzene Gesteine (Murase und Mc Birney, 1973; Murase und Suzuki, 1966 und Bloom und Bockris, 1957). Die Daten von Murase und Mc Birney zeigen, daß die Geschwindigkeit der Schmelze nahezu unabhängig vom SiO_2 -Gehalt ist (Abb. 7.12).

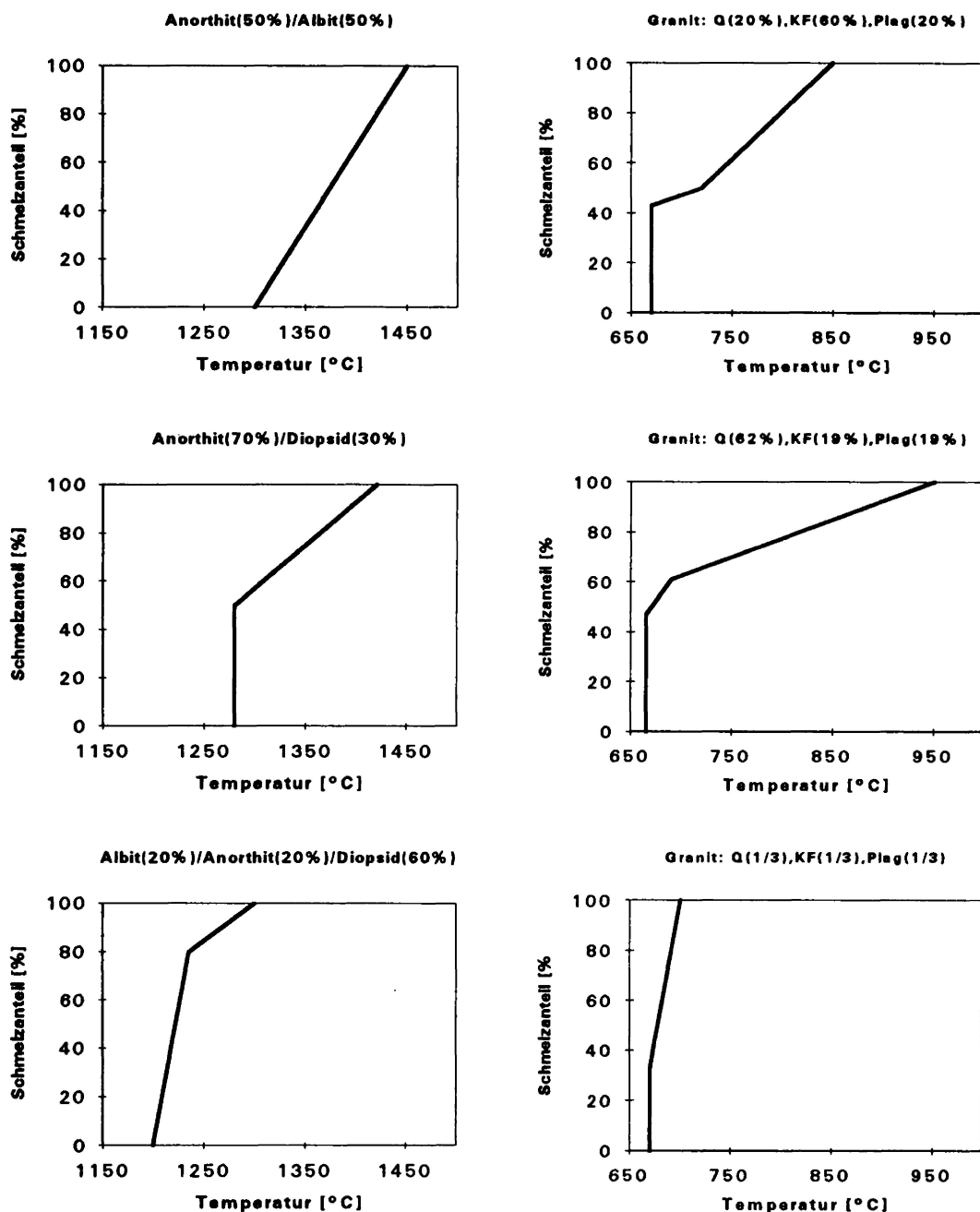


Abb. 8.5: Linear genäherter Schmelzanteil in Abhängigkeit der Temperatur für verschiedene einfache Zusammensetzungen, abgeleitet aus den Phasendiagrammen für Albit-Anorthit-Diopsid (Bowen 1956) und Albit Orthoklas-Quarz (Tuttle & Bowen 1958) (Schilling pers. Mitt.).

Beide Modelle, sowohl das für die benetzten Grenzflächen (Abb. 8.2a) als auch das für die eingeschlossene Schmelze (Abb. 8.2b), zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf der Geschwindigkeitsänderung in Abhängigkeit des Volumenanteils der Schmelze. Abgekapselte Schmelze bildet sich nur innerhalb der ersten 5% des Schmelzanteils, dann werden auch die Grenzflächen benetzt (vergl. Büsch et al. 1974). Die Kurven V1 und V2 sind in diesem Bereich (< 5%) nahezu gleich. Für die weiteren Untersuchungen kann daher in guter Näherung mit dem Modellansatz für die benetzten Grenzflächen gerechnet werden.

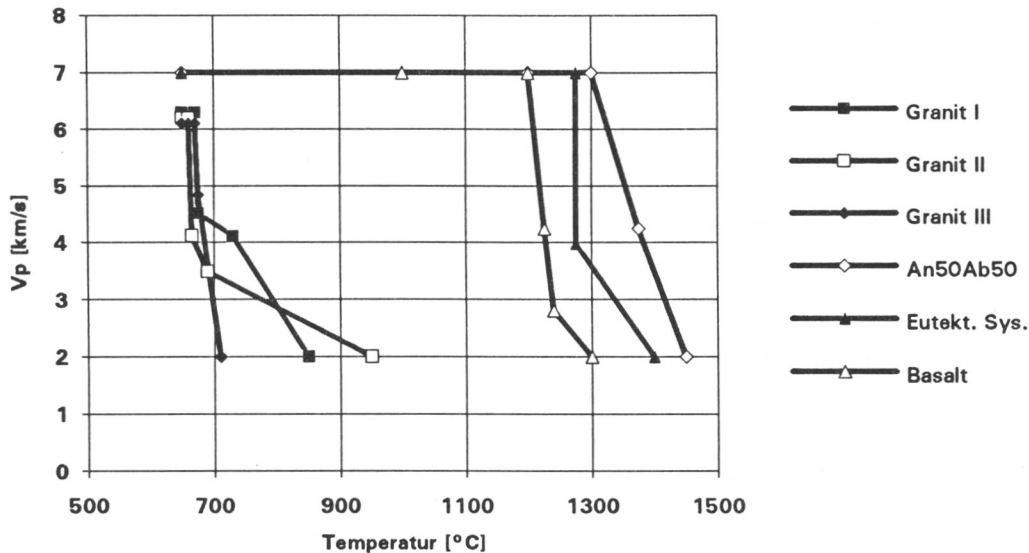


Abb. 8.6: Änderung der Geschwindigkeit bei Aufschmelzung von einfachen Stoffzusammensetzungen berechnet mit dem Modell für benetzte Grenzflächen (Abb. 8.2a). Granit I = Qu(20%)/KF(60%)/Plag(20%); Granit II = Qu(62%)/KF(19%)/Plag(19%); Granit III = Qu(1/3)/KF(1/3)/Plag(1/3); An50al50 = Anorthit(50%)/Albit(50%); Eutekt. Sys. = Anorthit(70%)/Diopsid(30%); Basalt = Albit(20%)/Anorthit(20%)/Diopsid(60%) (vergl. Abb. 8.5).

8.2 Vergleich mit Labormessungen

Ein Vergleich der mit dem Modell für benetzte Grenzflächen (Abb. 8.2a) berechneten Werte für $V_p(\text{melt})$ und den im Labor bestimmten Geschwindigkeitswerten von Murase und Kushiro (1979) und Murase und Fukuyama (1980) (vergl. Abb. 7.13) ist in Abbildung 8.4 dargestellt.

Die Laborwerte wurden an trockenem Peridotit (Mantelgestein) unter 0,5 bzw. 1,0 GPa Druck bis zu einer Temperatur von 1300°C bestimmt. Die Daten zeigen eine deutliche Verringerung der Geschwindigkeit bei Erreichen der initialen Schmelztemperatur. Der Anteil der Schmelze nimmt, innerhalb 50°-100°C auf bis zu 20% zu. Ähnliche Beobachtungen wurden von Mysen und Kushiro (1977) und Scarf et al. (1979) gemacht. Der Vergleich der im Labor gemessenen Werte mit den Werten aus der Modellrechnung zeigt in guter Näherung das Verhalten der Geschwindigkeit beim initialen Schmelzvorgang (Abb. 8.4 a).

Berechnung der Geschwindigkeitsänderung aus einfachen Schmelzkurven

Eine weitere Überprüfung des Modellansatzes für Krustengesteine kann mit Hilfe, von aus Phasendiagrammen abgeleiteten, einfachen Schmelzkurven gemacht werden. Für sechs einfache Zusammensetzungen von typischen Krustengesteinen wurde der Beginn der Schmelze, der Verlauf der Schmelzkurve und der damit verbundenen Anteil der Schmelze ermittelt (Schilling pers. Mitt.). Mit diesen Daten wurde mit dem Modell die Geschwindigkeitsänderung in Abhängigkeit des Schmelzanteils berechnet.

In Abbildung 8.5 sind die sechs Beispiele von linear genäherten Schmelzkurven (Anteil der Schmelze in Abhängigkeit der Temperatur) für einfache Zusammensetzung dargestellt. Unter der Annahme einer Geschwindigkeit für die Schmelze von 2 km/s

(vergl. Kapitel 7.4) ergibt sich mit dem Modell die in Abbildung 8.6 dargestellte Geschwindigkeitsänderungen in Abhängigkeit der Temperatur.

Die extreme Geschwindigkeitsänderung ist durch die schon in einem geringen Temperaturintervall entstehenden großen Schmelzanteile begründet (vergl. Abb. 8.5).

Die Berechnung mit dem Modell ergibt zwei Kurvenscharen bei ca. 670°C und 1200°-1300°C. Dies ist in der unterschiedlichen initialen Schmelztemperatur der Zusammensetzungen begründet. (vergl. Abb. 8.5). Wie in Kapitel 7 schon ausführlich diskutiert wurde, haben Mineralzusammensetzungen mit hohem Kalifeldspat-Anteil einen Schmelzbeginn bei ca. 650-670°C. Bei sehr basischer Zusammensetzung liegt der Temperaturbereich der initialen Schmelze um 1150°C und darüber.

Zusammenfassung

Das vorgestellte einfache Modell zur Berechnung der Geschwindigkeitsänderung in Abhängigkeit des Schmelzanteils ist sicher eine grobe Näherung. Auf Grund der begrenzten Menge von experimentell bestimmten Daten erschien es jedoch nicht sinnvoll, eine detailliertere Modellierung zu erarbeiten. Das Modell deckt sich gut mit den von Murase und Kushiro (1979) beobachteten Daten.

9. Temperaturkorrigierte Geschwindigkeit-Dichte-Relation

Aus den bisher vorgestellten Daten und den beschriebenen Abhängigkeiten soll in diesem Kapitel nun der Einfluß von Druck und Temperatur auf die Geschwindigkeit-Dichte-Relation zusammengefaßt und beschrieben werden.

Dabei werden in den verschiedenen Darstellungen die in den vorhergehenden Kapiteln beschriebenen Datensätze und Druck- bzw. Temperaturabhängigkeiten in Form von Geschwindigkeit-Dichte-Relationen kompiliert (Abb. 9.1 bis 9.6).

Die verwendeten Datensätze stammen aus Veröffentlichungen von Kern (1978, 1990), Kern und Richter (1981), Kern und Schenk (1985), Kern und Schmidt (1990), Kern und

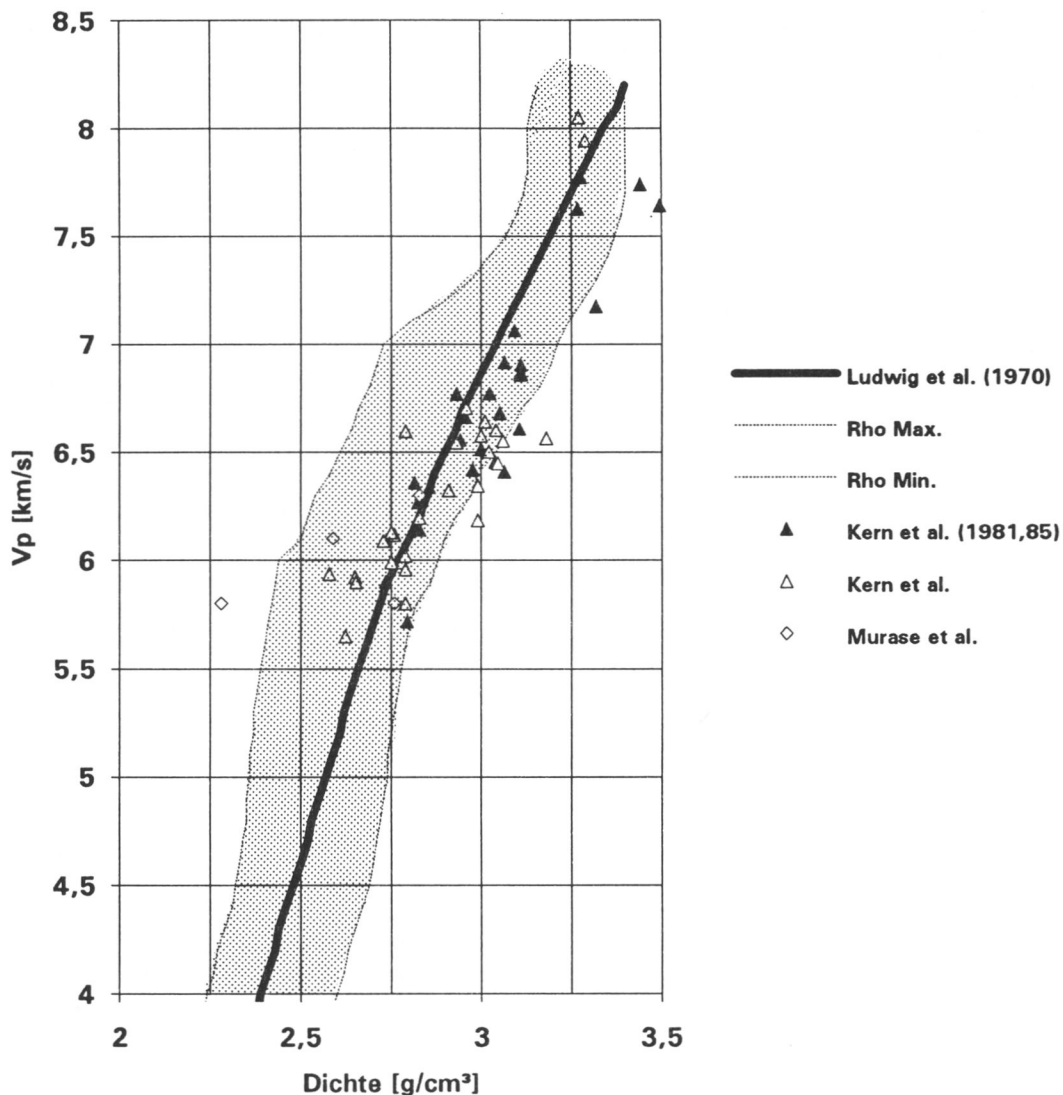


Abb. 9.1: Geschwindigkeit (20°C, Normaldruck) über Dichte für Daten aus Kern (1978, 1990), Kern und Richter (1981), Kern und Schenk (1985), Kern und Schmidt (1990), Kern und Wenk (1990), Murase und Mc Birney (1973). Die durchgezogene Linie zeigt die von Ludwig, Nafe und Drake (1970) veröffentlichte Gerade. Die gestrichelten Linien zeigen die von Barton (1986) vorgeschlagene Streubreite für die Geschwindigkeit-Dichte-Kurve. Die Werte aus Kern und Richter (1981) und Kern und Schenk (1985) sind besonders gekennzeichnet (schwarzes Dreieck), da für diese Daten eine chemische Analyse vorliegt.

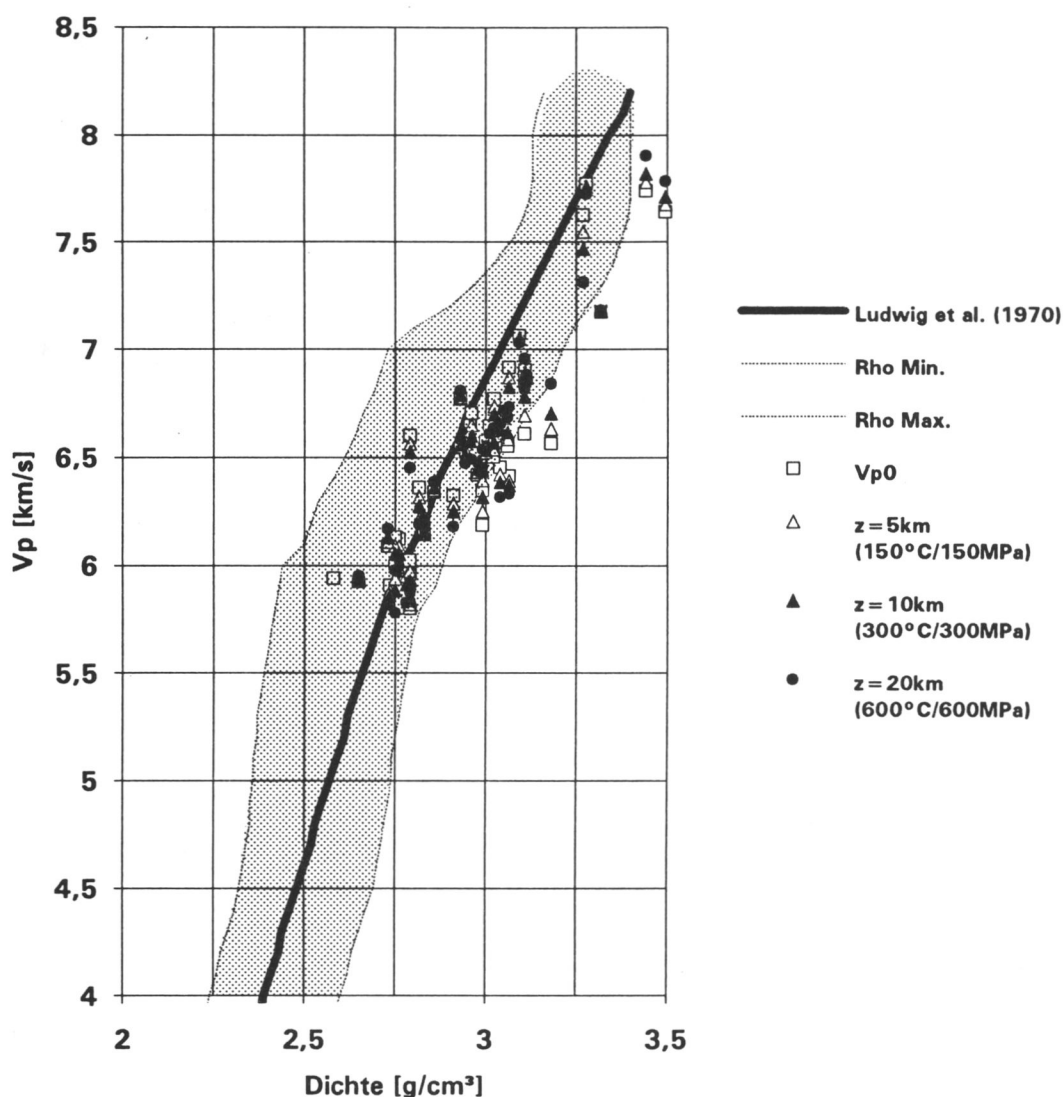


Abb. 9.2: Änderung der Geschwindigkeit unter Druck und Temperatur berechnet aus dem Druck- und Temperaturkoeffizient, soweit die Koeffizienten von den Autoren mitveröffentlicht wurden. Daten aus Kern (1978, 1990), Kern und Richter (1981), Kern und Schenk (1985), Kern und Schmidt (1990), Kern und Wenk (1990) (vergl. Abb. 9.1).

Wenk (1990), Murase und Mc Birney (1973). Abbildung 9.1 zeigt die im Labor gemessenen Geschwindigkeits- und Dichtewerte unter Normaldruck und Raumtemperatur.

Die mit der von Kern und Richter (1981) vorgeschlagene Extrapolation der Geschwindigkeit unter Druck und Temperatur aus den gemessenen Druck bzw. Temperaturkoeffizienten (dV_p/dp , dV_p/dT) ergibt, mit den zur Verfügung stehenden Daten, für einen Temperaturbereich bis 600°C und Druck bis 600 MPa die in Abbildung 9.2 dargestellte Änderung der Geschwindigkeit-Dichte-Relation. Der dieser Berechnung zugrunde liegende Druckgradient wurde mit 30 MPa/km angenommen, der Temperaturgradient mit 30°C/km . Die Dichte wurde in diesem Beispiel für alle Proben als konstant angenommen, da die Dichteänderung in den Daten nicht enthalten ist. Diese Näherung ist jedoch, basierend auf den Ergebnissen aus Kapitel 7.2, hinreichend genau,

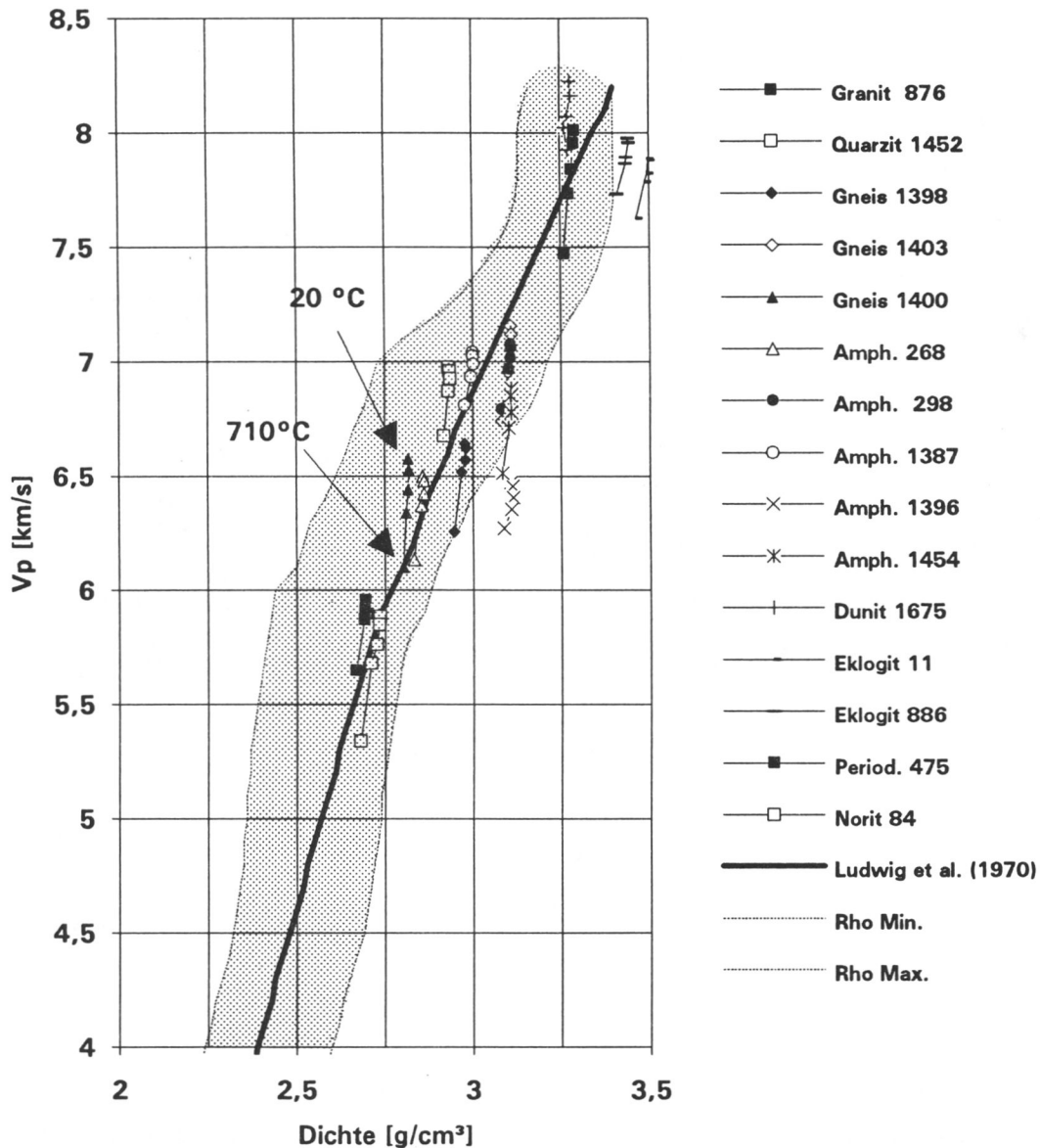


Abb. 9.3: Änderung der Geschwindigkeit-Dichte-Relation unter festem Umgebungsdruck (600 MPa) und Temperatur zwischen 20°C und 700°C. Daten aus Kern und Richter (1981).

da sich die zu erwartende Dichteänderung für diesen Temperatur- und Druckbereich unter 2% bewegt. Die berechnete Änderung führt nicht bei allen Proben zu einer Erniedrigung der Geschwindigkeit, da bei manchen Proben der Druckkoeffizient die Temperaturabhängigkeit der Geschwindigkeitsänderung überwiegt. Für die überwiegende Anzahl der Proben ist eine Erniedrigung der Geschwindigkeit bei steigender Temperatur (zunehmender Tiefe) zu beobachten. Dennoch ist der Einfluß der Temperatur auch für höhere Temperaturgradienten zu gering, um eine signifikante Änderung der Geschwindigkeit-Dichte-Relation zu bewirken, die sich aus der Streuung der Daten heraushebt.

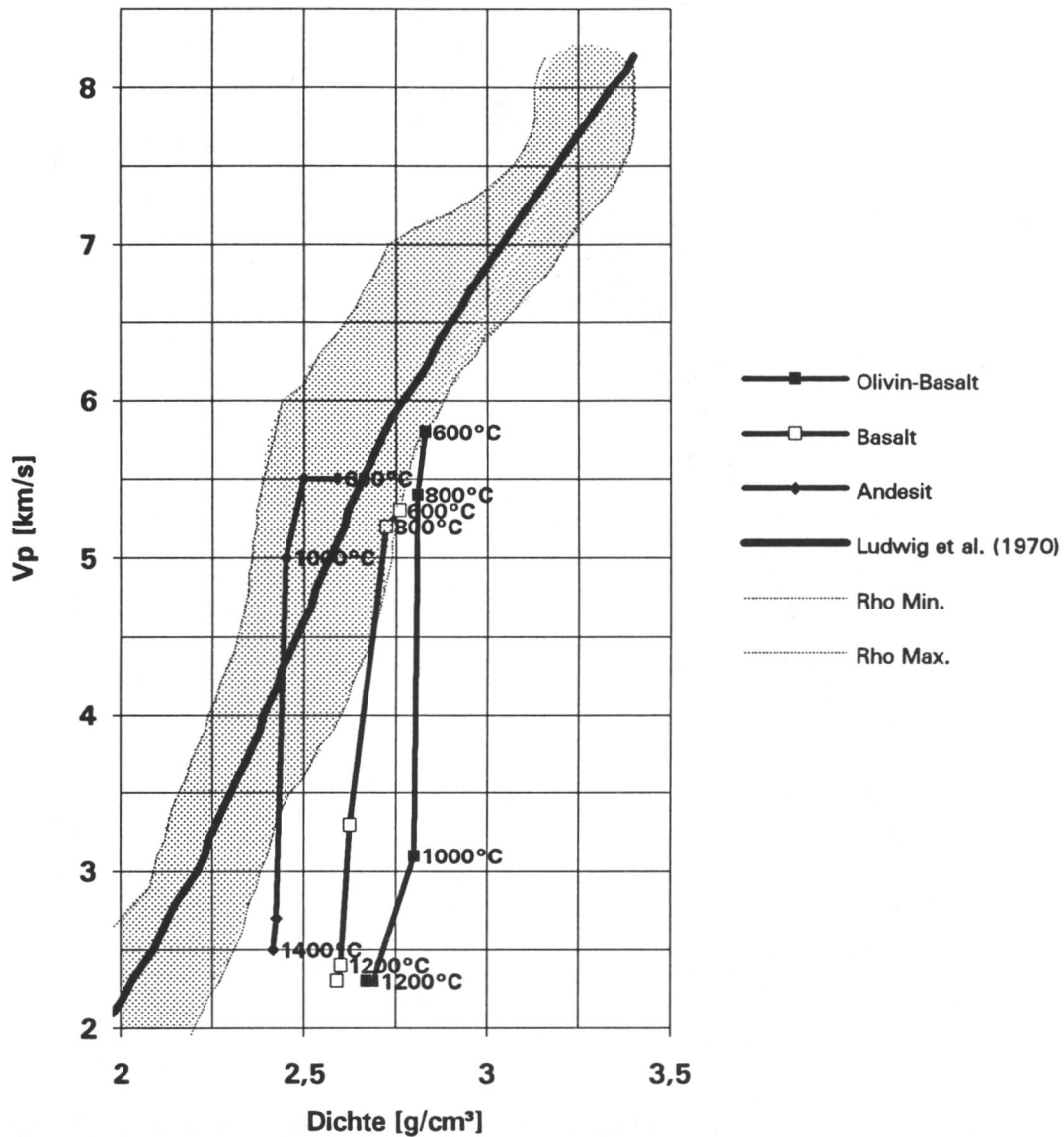


Abb. 9.4: Änderung der Geschwindigkeit und der Dichte bei Temperaturen von 600°C, 800°C, 1000°C, 1200°C und 1400°C (Normaldruck). Daten aus Murase und Mc Birney (1973).

Temperaturabhängigkeit bei festem Umgebungsdruck

Die in Kapitel 6.3 vorgestellten Daten von Kern und Richter (1981) werden in Abbildung 9.3 in Form einer Geschwindigkeit-Dichte-Relation kompiliert. Die gezeigten Daten wurden bei einem festen Umgebungsdruck von 600 MPa gemessen. Die Temperatur wurde schrittweise in einem Bereich von 20°C bis ca. 700°C variiert. Bei der Messung wurde sowohl die Änderung der Geschwindigkeit, als auch die Dichte beobachtet. Bei allen untersuchten Proben konnte eine deutliche Abnahme der Geschwindigkeit bei zunehmender Temperatur beobachtet werden. Die beobachtete Änderung der Dichte ist kleiner als 2%.

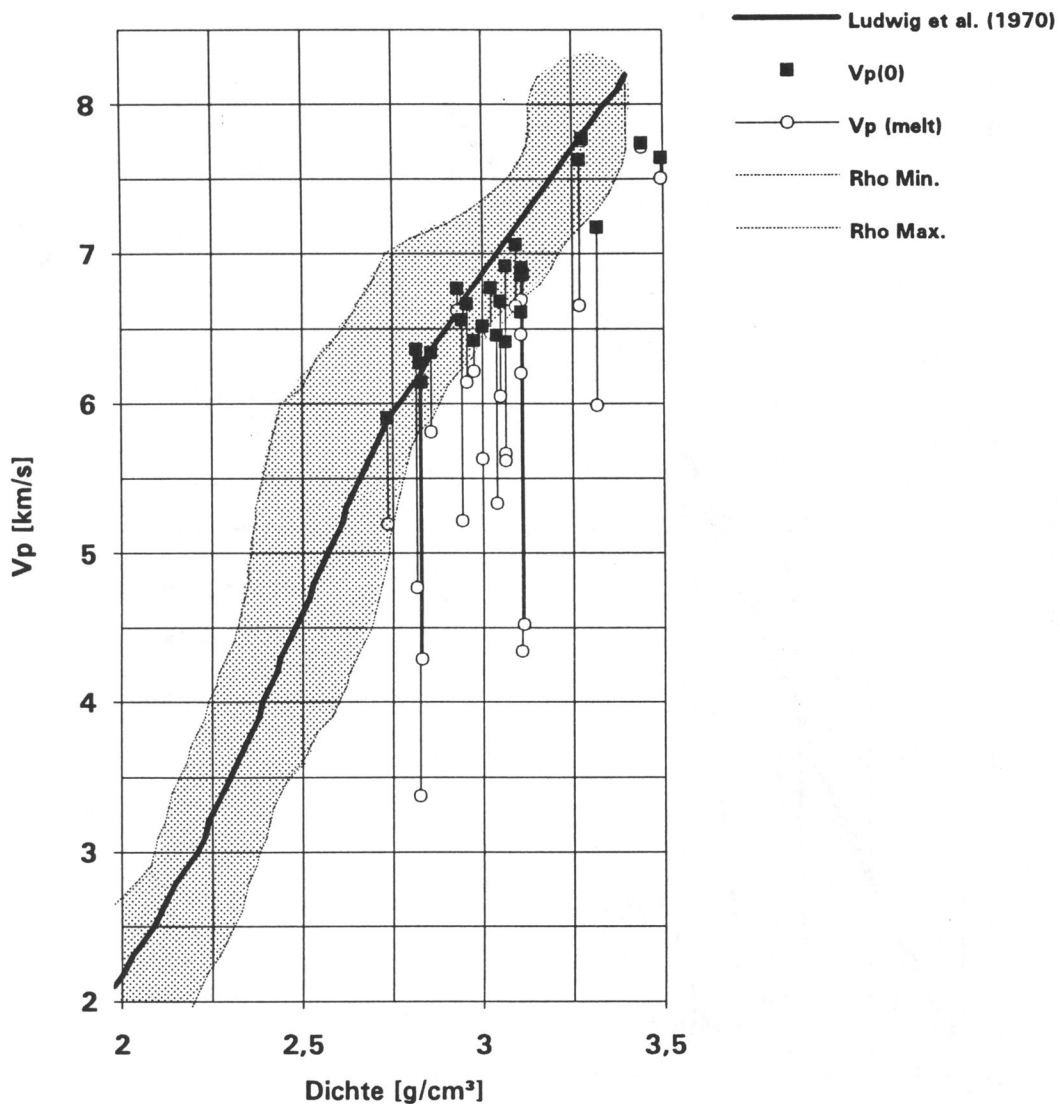


Abb. 9.5: Änderung der Geschwindigkeit bei Erreichen der initialen Schmelztemperatur in Abhängigkeit des zu erwartenden Schmelzanteils, berechnet mit dem in Kapitel 8 vorgestellten Modellansatz (Abb. 8.2a). Der zu erwartende Schmelzanteil wurde aus der modalen Zusammensetzung der Gesteinsproben abgeschätzt (vergl. Anhang S.4). Datenbasis sind die in Abbildung 9.1 gekennzeichneten Werte von Kern und Richter (1981) und Kern und Schenk (1985), für die eine chemische Analyse vorhanden ist.

Die von Murase und Mc Birney (1973) gemessenen Werte für drei Proben im Temperaturbereich von 600°C bis 1400°C (vergl. Abb.7.12) zeigen eine drastische Verringerung der Geschwindigkeit bis auf Werte um 2,5 km/s bei Temperaturen über 1200°C. Die starke Verringerung der Geschwindigkeit wird in Zusammenhang gebracht mit dem Erreichen der Solidustemperatur der jeweiligen Mineralzusammensetzung der einzelnen Gesteinsproben.

Da es sich bei den Proben von Murase und Mc Birney (1973) um trockene Mineralzusammensetzungen handelt, ist der Beginn der initialen Schmelze stark erhöht. Die Dichteänderung zwischen 600°C und 800°C ist auf die Meßbedingung bei Normaldruck zurückzuführen. Durch den geringen Umgebungsdruck kann es in den

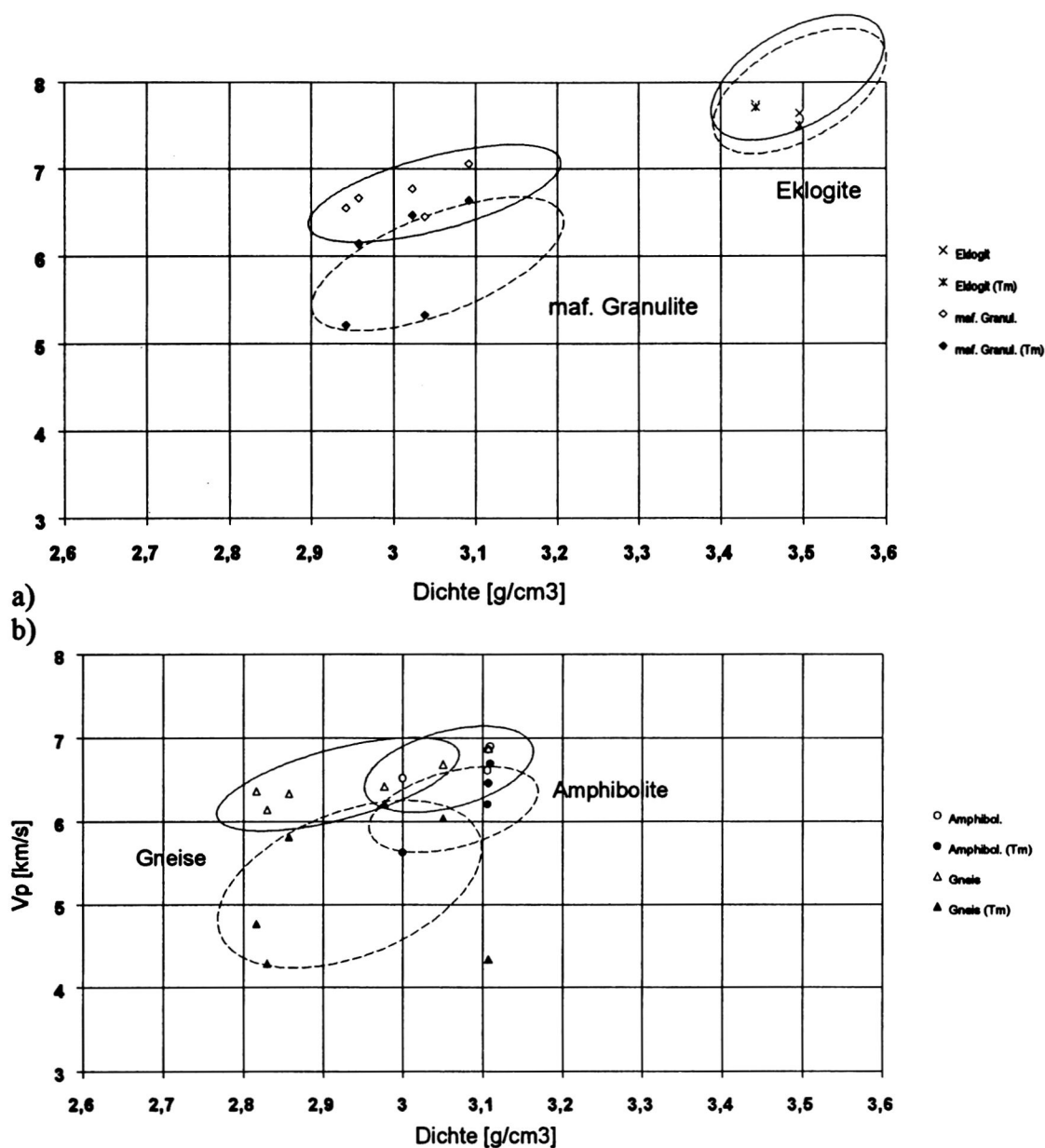


Abb. 9.6 Änderung der Geschwindigkeit-Dichte-Relation für Eklogit, mafische Granulite (oben) und Amphibolite und Gneise (unten), abgeschätzt aus der Änderung der Geschwindigkeit bei partieller Aufschmelzung. Der Anteil der initialen Schmelze wurde für alle Proben aus der modalen Zusammensetzung ermittelt (vergl. Abb. 9.5). Durchgezogene Ellipsen stehen für Eklogit und mafische Granulite nach Mengel und Kern (1992). Gestrichelte Ellipsen zeigen die Änderung der Geschwindigkeit berechnet mit dem Schmelzmodell (vergl. Kapitel 8).

Proben zu einer rißbedingten Ausdehnung kommen, die sich dann in einer Änderung der Dichte bemerkbar macht.

Änderung der Geschwindigkeit aus Modellrechnung

Die mit dem in Kapitel 8 vorgestellten Modell berechnete Änderung der Geschwindigkeit in Abhängigkeit des Schmelzanteils bei Erreichen der initialen Schmelztemperatur ist in Abb. 9.5 dargestellt. Datenbasis der berechneten Werte ist die chemische Analyse der Proben [Kern und Richter (1981) und Kern und Schenk (1985)] und die mit Hilfe der CIPW-Norm berechnete modale Zusammensetzung der Proben. Aus der modalen

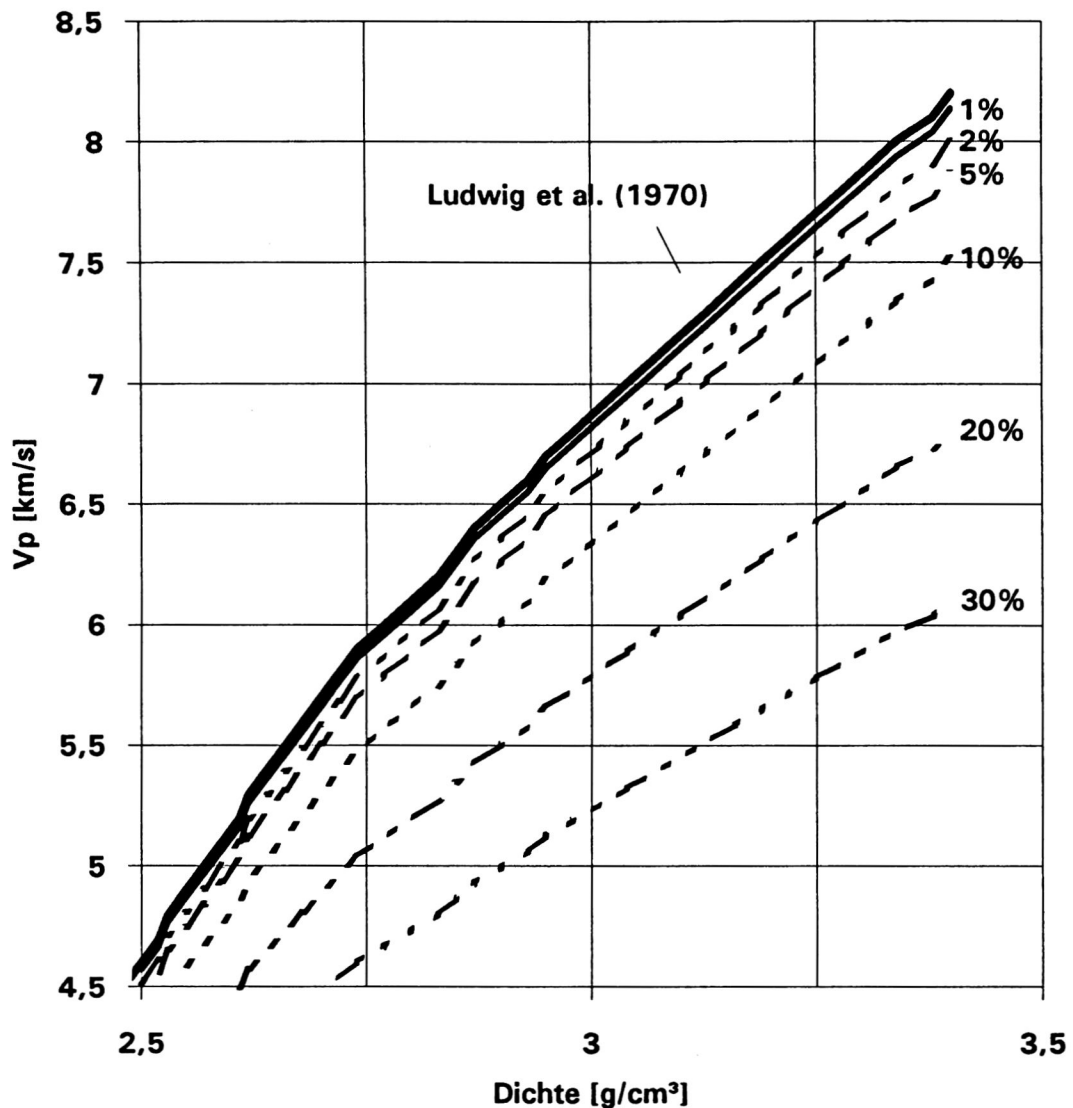


Abb. 9.7: Änderung der Geschwindigkeit-Dichte-Relation von Ludwig, Nafe & Drake (1970) in Abhängigkeit des Schmelzanteils, berechnet mit dem Modell aus Kapitel 8, für kristalline Gesteine.

Zusammensetzung wurde für alle Proben die initiale Schmelztemperatur bestimmt und der zu erwartende Anteil der Schmelze abgeschätzt (vergl. Anhang 4). Der Anteil der Schmelze beträgt ca. das Dreifache des Alkali-Feldspat-Anteils (Orthoklas) (Wyllie 1977).

Die deutlichste Änderung der Geschwindigkeit tritt bei Proben mit relativ hohem Alkali-Feldspatanteil (Orthoklas) auf. Dies gilt vor allem für Gesteine granitischer und dioritischer Zusammensetzung. Der Schmelzbeginn für Gesteine solcher Zusammensetzung liegt bei ca. 635°C bis 655°C. Bei Gesteinen basischer bis ultrabasischer Zusammensetzung liegt der Schmelzbeginn bei ca. 1150°C. Der zu erwartende initiale Schmelzanteil ist deutlich geringer als bei saureren Zusammensetzungen.

Um die Daten übersichtlich zu ordnen, wurde in Abbildung 9.6 den in der vorhergehenden Abbildung (9.5) dargestellten Ergebnissen die Verteilung einiger Gesteine im Geschwindigkeit-Dichte-Diagramm von Mengel und Kern (1992) überlagert. Die schwarz gezeichneten Ellipsen in Abb. 9.6 zeigen die von Mengel und Kern experimentell bestimmten Bereiche für Eklogit und mafische Granulite (vergl. Abb. 4.6). Die gestrichelt gezeichneten Ellipsen zeigen die mit dem Modell berechneten Bereiche der Werte für Proben unter dem Einfluß partieller Aufschmelzung.

Geschwindigkeit-Dichte-Relation in Abhängigkeit des Schmelzanteils

In Abbildung 9.7 wurde die Änderung der Geschwindigkeit-Dichte-Relation, hier am Beispiel der von Ludwig, Nafe und Drake (1970) vorgeschlagenen Relation, in Abhängigkeit des Schmelzanteils berechnet. Die Berechnung wurde mit dem in Kapitel 8 vorgestellten Modell durchgeführt. Die Modellrechnung zeigt, daß schon bei geringen Schmelzanteilen von 5% eine deutliche Erniedrigung der Geschwindigkeit erfolgt. Diese Art der Darstellung kann zur Abschätzung des zu erwartenden Schmelzanteils herangezogen werden, wenn aus anderen Beobachtungen Vorstellungen über die Lithologie und die Temperatur in einem untersuchten Krustenabschnitt bekannt sind.

10. Anwendung der Ergebnisse auf Krustenschnitte durch die zentralen Anden

Die temperaturabhängige Geschwindigkeit-Dichte-Relation soll in diesem Kapitel auf seismische und gravimetrische Daten angewendet werden. Für die kombinierte Auswertung und Interpretation stehen zwei seismisch und gravimetrisch vermessene Profile durch die zentralen Anden bei $21^{\circ}15'S$ und $24^{\circ}S$ zur Verfügung.

Das Andenorogen erstreckt sich entlang des westlichen Randbereichs des südamerikanischen Kontinents. Die Entstehung des Orogens ist durch die Konvergenz der ozeanischen Nazca-Platte und der kontinentalen südamerikanischen Lithosphärenplatte geprägt. Durch die Subduktion der ozeanischen Kruste unter die kontinentale Platte werden seit dem Jura magmatische und tektonische Prozesse induziert (Reutter et al. 1988). Die Krustemächtigkeit beträgt unter der Westkordillere, dem Hochplateau des Altiplano und unter der Ostkordillere ca. 60-70 km (Wigger et al. 1993).

10.1 Datenbasis

Die hier für die Auswertung benutzte Datenbasis wurde von der Berliner DFG-Forschergruppe "Mobilität Aktiver Kontinentalränder" in den achtziger Jahren gemessen (Götze et al. 1993; Wigger et al. 1993). Die Aktivitäten der Forschergruppe beinhalteten sowohl geophysikalische Methoden wie Gravimetrie, Magnetotellurik, seismologische und refraktionsseismische Untersuchungen als auch geologische, tektonische und

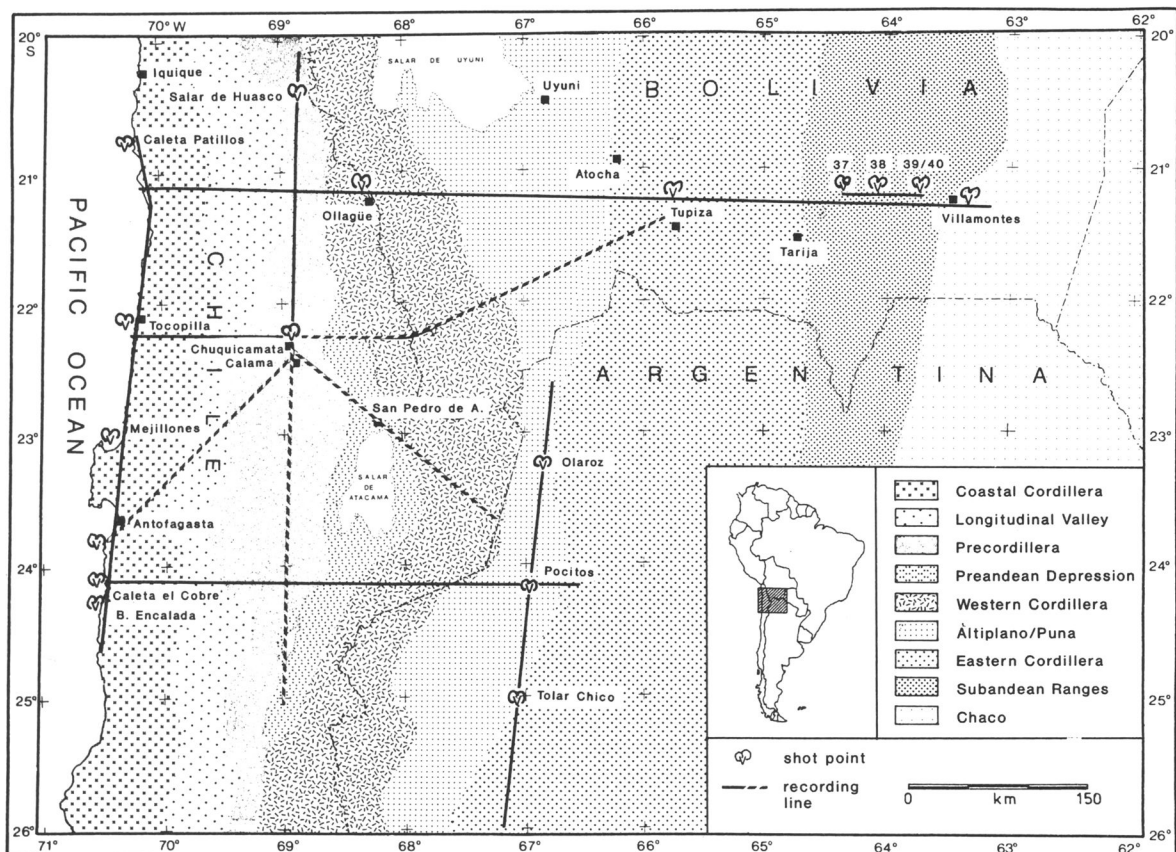


Abb. 10.1: Lageplan der refraktionsseismischen Registrierprofile der Berliner DFG-Forschergruppe in den zentralen Anden (gestrichelt: 1982 und 1984, schwarz: 1987 und 1989). Morphostrukturelle Einheiten nach Reutter et al. (1988).

geochemische Arbeiten im Untersuchungsgebiet. Ein umfassender Überblick über die Ergebnisse der Forschergruppe sind unter anderem in Bahlburg et al. (1988) und Reutter et al. (1993) veröffentlicht worden.

Seismische Untersuchungen

Erste refraktionsseismische Untersuchungen im Bereich der zentralen Anden wurden 1957 von der Carnegie-Gruppe mit Hilfe von Sprengungen in Kupferminen in Südperu und Nordchile durchgeführt (Tatel und Tuve 1958). Weitere seismische Ergebnisse aus dieser Region wurden von Ocola et al. (1971) und Ocola und Meyer (1973) veröffentlicht.

Die refraktionsseismischen Beobachtungen der Berliner DFG-Forschergruppe wurden in den Jahren 1982 und 1984 sowie in den Jahren 1987 und 1989 durchgeführt. Mit diesen Messungen wurden sämtliche morphostrukturellen Einheiten der zentralen Anden erfaßt und ein erstes detailliertes seismisches Bild des Andenorogens erarbeitet. Eine Zusammenfassung der gewonnenen Daten in Form eines Datenkatalogs der Seismogrammontagen wurde von Schmitz et al. (1990) zusammengestellt. Eine zusammenfassende Auswertung und Interpretation der Daten findet sich bei Schmitz (1993) und Wigger et al. (1993). Die Auswertung erfolgte mit dem 2 D-Raytracing-Programm "Rayamp" in der Version von Bunes (1992). Die ausgewerteten Profile stehen als 2 D-Profileschnitte zur Verfügung.

Die wichtigsten Beobachtungen der seismischen Untersuchungen sind:

- Eine extreme Krustenmächtigkeit unter der Westkordillere von 60-70 km (Wigger et al. 1993)
- Eine Struktur extrem hoher seismischer Geschwindigkeiten im Bereich der Küstenkordillere (Forearc Bereich) (Heinsohn 1990)
- Geringe Durchschnittsgeschwindigkeiten im Bereich der tiefen Kruste unter der Westkordillere und unter dem Altiplano (Wigger 1986, 1988; Wigger et al. 1991, 1993)
- Hohe Geschwindigkeiten im Bereich der Basis der Oberkruste unter der Ostkordillere (Baldzuhn 1993, Schmitz, 1993)

Gravimetrische Untersuchungen

Das im Rahmen der DFG-Forschergruppe vermessene und mit Daten verschiedener südamerikanischer Institutionen komplettierte gravimetrische Netz für den Bereich der zentralen Anden zwischen 20°S und 26°S und 72°W und 63°W verfügt über einen Datensatz von ca. 4700 Meßpunkten (Strunk 1990). Es bildet die Grundlage der detaillierten Karte der Bouguer-Anomalie für den Bereich des Meßgebietes der Forschergruppe (Abb. 10.2).

Eine ausführliche Beschreibung der Berechnung der Bouguer-Anomalie für den Bereich der zentralen Anden auf der Grundlage der beschriebenen Datenbasis findet sich bei Strunk (1990). Die Genauigkeit des Schwerenetzes wird von Strunk (1990) mit ca. 3%, bezogen auf die Gesamtanomalie, angegeben.

Der Verlauf der Isolinien in der Darstellung der Bouguer-Anomalie (Abb. 10.2) zeichnet generell die Topographie der Anden spiegelbildlich nach. Die Bouguer-Schwere ist geprägt von einem extremen regionalen Minimum von weniger als -440 mGal im Bereich der Westkordillere, wie es in dieser Größenordnung nur noch im Himalaja beobachtet wird. Entlang der Küstenkordillere werden positivere Werte beobachtet als im Bereich des Chaco. Das asymmetrische Bild der Schwere deutet auf den Effekt der abtauchenden

Nazca-Platte hin. Von West nach Ost sind die auffälligsten Merkmale der Schwerekarte:

- Ein relativ gleichförmiges Absinken der Werte der Bouguer-Anomalie von Werten von +200 mGal über dem Tiefseegraben im Pazifik bis auf negative Werte im Bereich der Küstenkordillere
- Ein weiteres Absinken der Schwere in Richtung Westen bis auf -400 mGal unter der Westkordillere
- Im Bereich des Altiplano ist das Schwerefeld deutlich strukturiert und bewegt sich zwischen -360 mGal und -400 mGal
- Weiter nach Osten zeigt sich ein allmählicher Wiederanstieg der Schwerewerte, der mit dem Ansteigen der Moho-Tiefe korreliert wird (Strunk 1990)
- Ca. 100 km östlich des Untersuchungsgebietes ist der außerandine Bereich mit einer leicht positiven Bouguer-Anomalie zwischen -5 mGal und +15 mGal erreicht. (Strunk 1990)

Geothermische Modellierung

Die seismisch belegte extreme Krustenverdickung und das verhältnismäßig geringe Alter des Andenorogens deuten auf eine geothermisch anormale kontinentale Kruste im Bereich der zentralen Anden hin. Äußere Anzeichen für eine warme Kruste sind aktiver Vulkanismus und eine Reihe von Thermalquellen im Bereich der Westkordillere, deren bekannteste El Tatio ist.

Messungen der Wärmeflußdichte ("heat flow density", kurz HFD) gibt es in Südamerika, verglichen mit anderen Kontinenten, wenig. Dennoch können nach einer

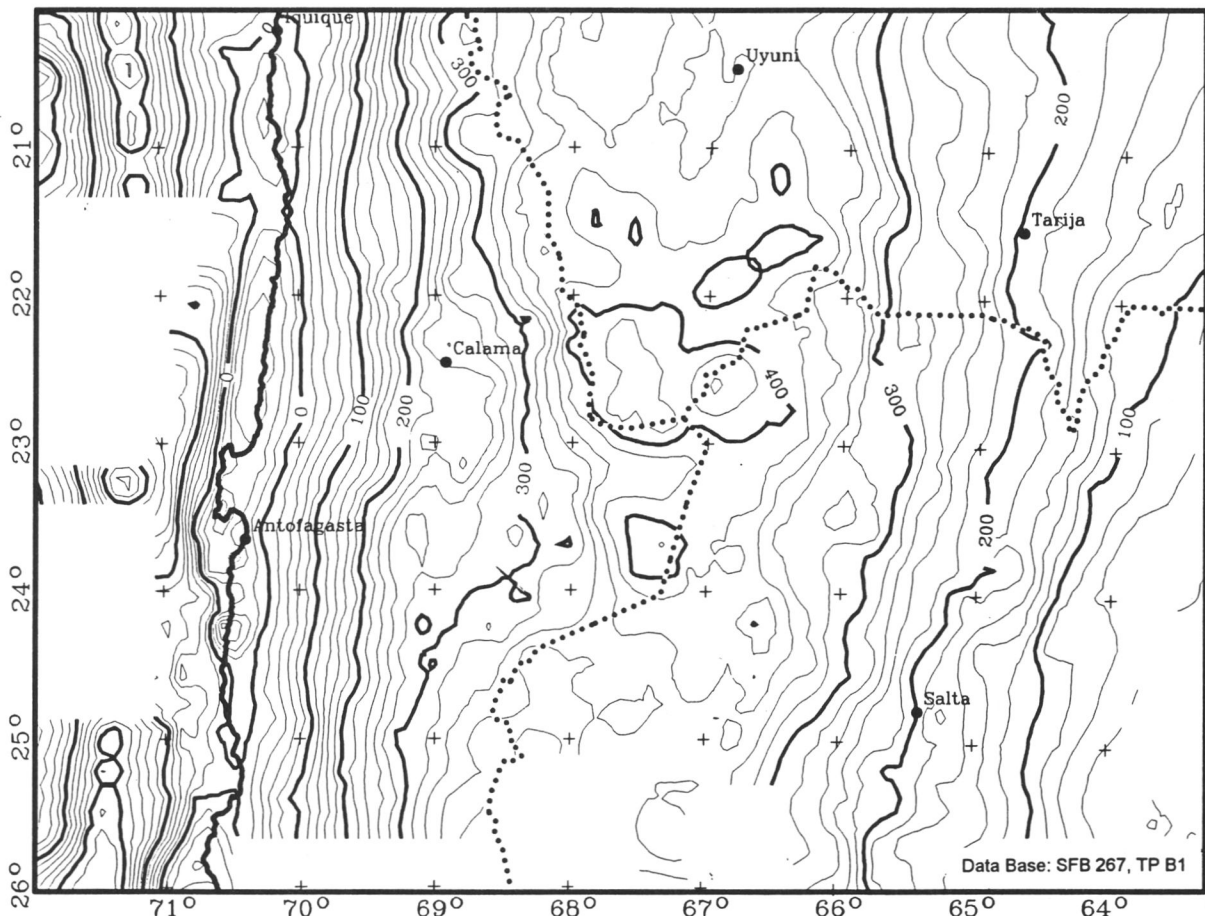


Abb. 10.2: Bouguer-Anomalie und Freiluftanomalie (auf See) für den Bereich der zentralen Anden (Schmidt pers. Mitt. nach Götze et al. 1990).

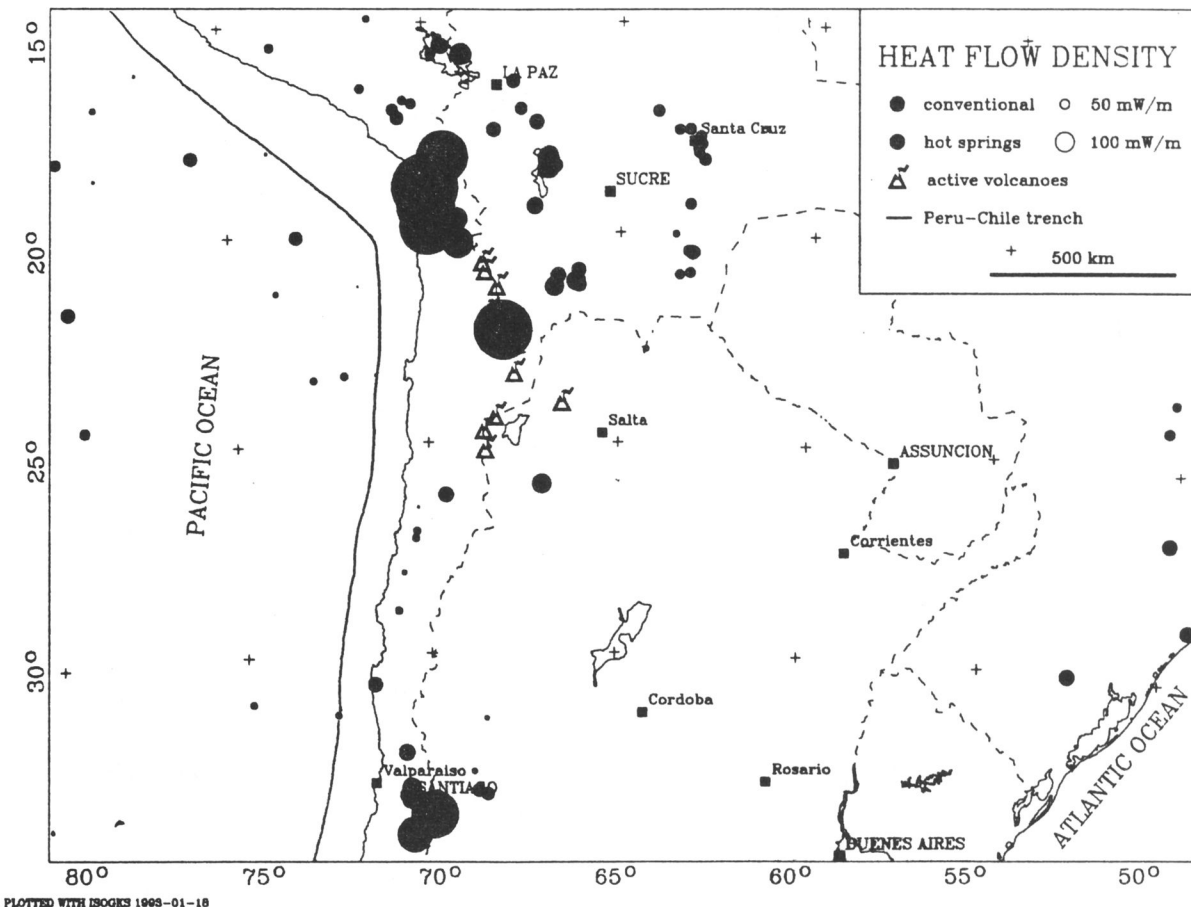


Abb. 10.3: Zusammenstellung der aus der Literatur verfügbaren Wärmeflußwerte für den Bereich der zentralen Anden zur Verfügung gestellt von Gross (pers. Mitt.).

Zusammenstellung von Gross (pers. Mitt.) folgende Bereiche auf einem Transekt vom der Küste vorgelagerten Tiefseegraben bis in den 'backarc' unterschieden werden (Abb. 10.3):

- Im Bereich des Tiefseegrabens hat der vertikale Wärmefluß mit 5 bis 10 mW/m² ein extremes Minimum, das durch das Abtauchen der ozeanischen Kruste bedingt ist
- Im Bereich der Küstenkordillere liegt die Wärmeflußdichte mit Werten zwischen 30 und 40 mW/m² deutlich unter dem kontinentalen Mittelwert und auch unter dem der ozeanischen Kruste
- Es folgt ein sehr rascher Anstieg des Wärmeflusses innerhalb von 10-20 km auf sehr hohe Werte größer 100 mW/m² im Bereich der Westkordillere. Der sehr steile Anstieg ist auch belegt durch die oberflächennahen Wärmequellen in diesem Bereich
- Das hohe Niveau des Wärmeflusses hält nach Osten weiter an. In der Ostkordillere werden Wärmeflußwerte von 94 bis 75 mW/m² gemessen (Henry und Pollack 1988)
- Weiter nach Osten beträgt der Wärmefluß im Subandin um 50 mW/m², wie es für präkambrische Schilde, hier das brasilianische, typisch ist.

Basierend auf diesen Beobachtungen wird im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs "Quantitative Erfassung und Bearbeitung geologischer Prozesse" von Gross das Temperaturfeld im Bereich der zentralen Anden modelliert werden. Erste Ergebnisse

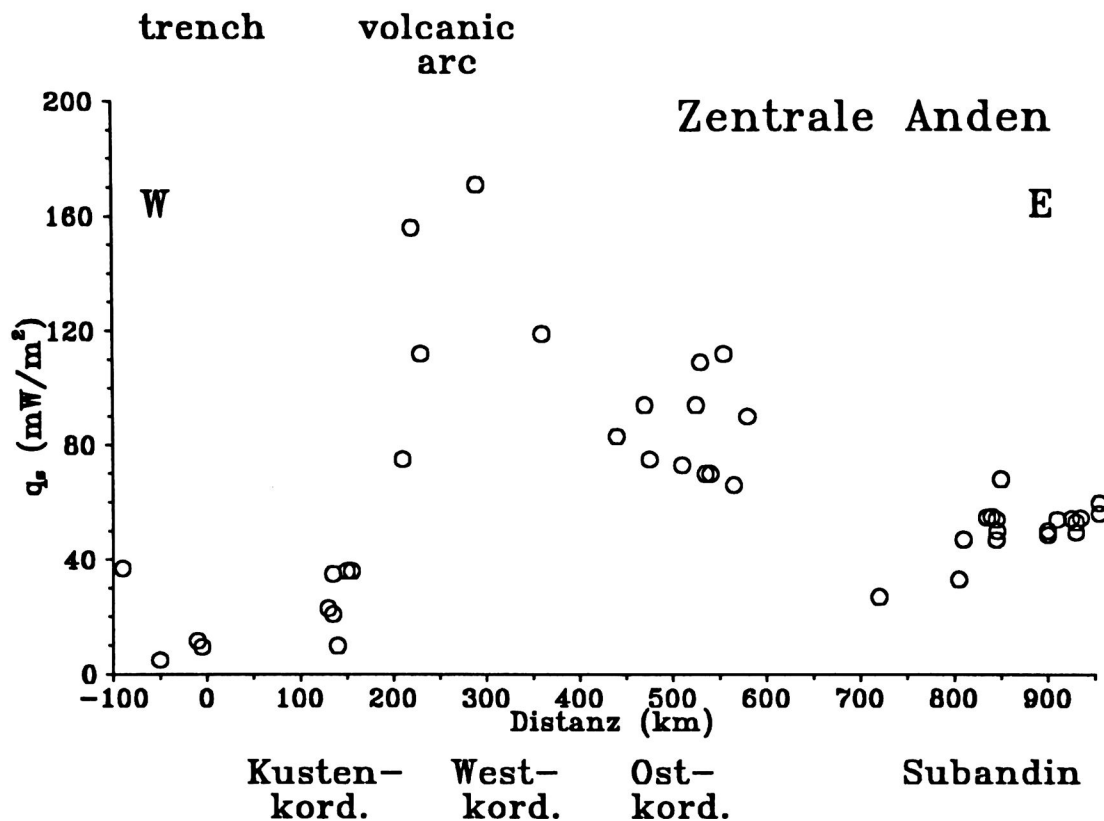


Abb. 10.4: a) Zusammenstellung von Beobachteten Wärmeflußdaten für ein Transect bei 21°S (Gross pers. Mitt.)

stehen in Form von konduktiven, stationären 1 D-Simulationen für einen Krustenschnitt bei 21°15'S zur Verfügung (Heinsohn und Gross 1993; Giese et al. 1993). Bei der geringen räumlichen Auflösung der Wärmeflußdichte-Werte ist die zur ersten Temperaturabschätzung verwendete eindimensionale Betrachtung angemessen. Bei Verwendung verschiedener, in der Literatur veröffentlichter Ansätze für die geothermischen Parameter, Wärmeleitfähigkeit und Produktion, ergeben sich verschiedene Geotherme (Abb 10.4 b). Die Streuung der Kurvenschar soll hier den Bereich der möglichen und denkbaren Temperaturverteilung im konduktiven stationären Zustand darstellen.

- Die Kruste unter der Küstenkordillere ist relativ kalt. Dies wird auch durch die magnetotellurische Auswertung von Krüger (1993) und einer 2 D - Modellierung von Subduktionszonen von Van den Beukel et Wortel (1988) belegt
- Für die Westkordillere, dem heutigen magmatischen Bogen, resultieren aus den einfachen 1 D-Rechnungen extrem hohe Temperaturen (größer 800°C) schon in der mittleren Kruste. Vermutlich sind Konvektion von Fluiden und Magmen als Ursache für die hohen Wärmeflußwerte zu sehen (Gross, pers. Mitt.)
- Die hohen Wärmeflußwerte unter der Ostkordillere entstammen wahrscheinlich einem eher advektiven Wärmetransport durch Hebung und Erosion während der Bildung des Falten- und Überschiebungsgürtels in dieser Region
- Die Temperaturverteilung unter dem Subandin entspricht der Verteilung einer

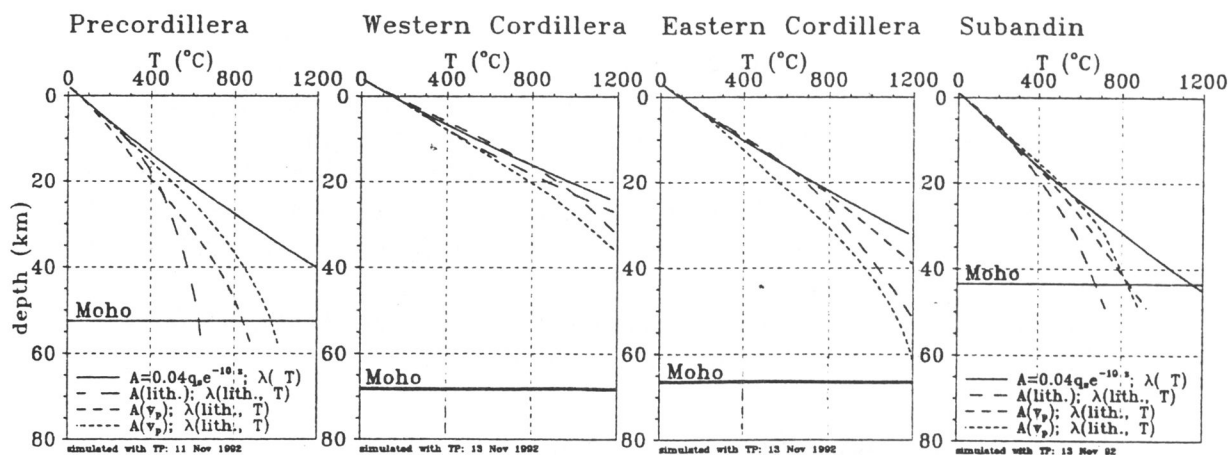


Abb. 10.4 b): 1 D-Modellrechnungen der Temperaturverteilung für verschiedene Modellansätze (Gross pers. Mitt.). Mit den 1 D-Modellrechnungen der Temperaturverteilung wurden mit verschiedenen rein stationären und konduktiven Ansätzen eine Abschätzung der Temperatur berechnet. Die Abbildung verdeutlicht die für den Bereich der West- und Ostkordillere enorm hohen Temperaturwerte in der mittleren und unteren Kruste (Gross pers. Mitt.).

normalen kontinentalen Kruste (Gross pers. Mitt.).

Die Tatsache, daß unter der Westkordillere und dem Altiplano bei einer maximalen Krustenmächtigkeit von 70 km Temperaturen von weit über 1200°C an der Moho resultieren würden, zeigt drastisch die Grenzen dieses stationären und rein konduktiven Modellansatzes. Eine Reihe von hier vernachlässigten, thermisch relevanten Phänomenen sind nicht berücksichtigt worden, wie der Wärmetransport durch Aufstieg von Magmen oder durch Konvektion flüssiger Phasen, oder nicht radiogene Wärmequellen, wie z.B. chemische Reaktionen. Bei der weiteren Modellierung der thermischen Struktur müssen daher diese verschiedenen Effekte in ihrem möglichen quantitativen Einfluß berücksichtigt werden. Grundsätzlich bleibt jedoch die Aussage aus der 1 D-Auswertung der Temperaturmodellierung bestehen, daß es sich bei den zentralen Anden um eine thermisch anormale Kruste mit sehr hohen Temperaturen schon in mittleren Krustenstockwerken handelt.

Magnetotellurische Untersuchungen

Im schon oben erwähnten Arbeitsgebiet der DFG-Forschergruppe wurde von der Arbeitsgruppe Magnetotellurik seit 1984 an 120 Meßpunkten in NW-Argentinien, S-Bolivien und N-Chile Tiefensonierungen durchgeführt. Die Ergebnisse der qualitativen 2 D-Pseudosektionen wurden von Schwarz et al. (1984, 1986, 1993) und Krüger et al. (1990) veröffentlicht. 2 D-Modellierungen der tatsächlichen Verteilung des elektrischen Widerstandes für zwei Profile bei 22°S und 24°35'S wurden von Krüger (1992) vorgestellt. Das nördliche Profil bei 22°S erstreckt sich über eine Länge von 270 km von der Küstenkordillere über das Längstal und die Präkordillere bis zum rezenten magmatischen Bogen in der Westkordillere. Das südlichere Profil bei 24°35'S erfaßt die morphostrukturellen Einheiten der NW-argentinischen Ostkordillere sowie das Subandin bis zum Chaco. Die Auswertung des nördlichen Profils schließt eine Modellierung des Küsteneffekts, hervorgerufen durch die hohe Leitfähigkeit des Meerwassers, mit ein (Krüger 1992).

Die herausragendsten Ergebnisse der Auswertung sind:

- Der Bereich der Küstenkordillere ist mit einem Widerstand von 5000 Ωm bis in große Tiefen extrem hochohmig
- Die Präkordillere stellt sich als quasi homogener Halbraum mit ca. 200 Ωm über

- den gesamten Krustenbereich dar
- Der Bereich der Westkordillere ist deutlich strukturiert. Eine gutleitende Deckschicht liegt über einer Oberkruste mit Widerständen von ca. 200 Ω m. Darunter wird ein Stockwerk mit extrem guter Leitfähigkeit in der Größenordnung der Leitfähigkeit des Tiefseegrabens beobachtet. Der gute Leiter liegt unter der westlichen Westkordillere in ca. 30 km Tiefe und steigt nach Osten auf ca. 20 km Tiefe an. Dieser gute Leiter wird von Schwarz et al. (1986) durch partielle Schmelzen erklärt
 - Unter dem Altiplano wird ein weiterer guter Leiter beobachtet, der von West nach Ost von ca. 40 km auf ca. 20 km ansteigt.

10.2 Kombinierte Auswertung der Daten

Für die kombinierte Bearbeitung gravimetrischer und seismischer Daten, wie sie bei Krustenforschungsprojekten gewonnen werden, wurde im Rahmen dieser Arbeit ein Programmsystem für die gleichzeitige Auswertung von seismischen und gravimetrischen Daten geschrieben. Grundlage der Bearbeitung ist das von der Seismik ermittelte 2 D-Raytracing-Modell. Mit dem Programmsystem wird bei der Auswertung aus dem Raytracing unter Beibehaltung der Geometrie ein Dichtemodell berechnet, mit dem die gemessene Schwere verglichen werden kann.

Das mit dem Raytracing-Verfahren berechnete seismische Geschwindigkeitsmodell besteht aus Polygonen. Die Geschwindigkeit der Polygone wird definiert durch die an einer Polygonseite festgelegte Geschwindigkeit und einem darauf senkrecht stehenden Gradienten (Buness 1992). Aus dem Raytracing-Geschwindigkeitsmodell wird ein Modell mit geschlossenen Polygonzügen berechnet und näherungsweise die durchschnittliche Geschwindigkeit jedes Polygonzugs bestimmt (vergl Abb. 10.5). Die durchschnittlichen Geschwindigkeitswerte sind die Grundlage für die Umrechnung der Geschwindigkeit in Dichtewerte. Die Umrechnung kann mit einer beliebigen Geschwindigkeit-Dichte-Relation erfolgen.

Eine erste Berechnung des Dichtemodells erfolgt durch die einfache Umrechnung der Geschwindigkeitswerte aus dem seismischen Modell in Dichtewerte, nach der von Ludwig et al. (1970) vorgeschlagenen Geschwindigkeit-Dichte-Relation.

Die Berechnung der Modellschwere erfolgt nach einem Algorithmus von Talwani et al. (1959). Um Randeffekte bei der Schwereberechnung zu vermeiden, werden die am Modellrand gelegenen Körper um 10^6 m lateral fortgesetzt.

Die weitere Modellierung der Schwere kann dann sowohl interaktiv durch Veränderung der Dichtewerte der einzelnen Polygone als auch automatisch, durch Optimierung der Dichtewerte vorgenommen werden.

Das Programmsystem beinhaltet auch einen eingebauten Optimierungsalgorithmus (Asch, pers. Mitt.) für eine Modellanpassung der Dichte unter Beibehaltung der von der Seismik vorgegebenen Geometrie. Der verwendete Optimierungsalgorithmus beruht auf genetischen Algorithmen, die auch als Evolutionsalgorithmen bezeichnet werden. Diese Algorithmen basieren auf einer gerichteten Zufallssuche (Blümecke 1991). Für die Berechnung der Schwerewirkung wird wieder die Formel von Talwani et al. (1959) verwendet. Als Maß für die Anpassung wird die Standardabweichung zwischen den Meßwerten und den berechneten Schwerewerten bestimmt. Diese Methode eignet sich besonders für Modellanpassungen mit sehr vielen Modellkörpern, wo eine Anpassung mit "trial and error" zu umfangreich und damit zu aufwendig wird.

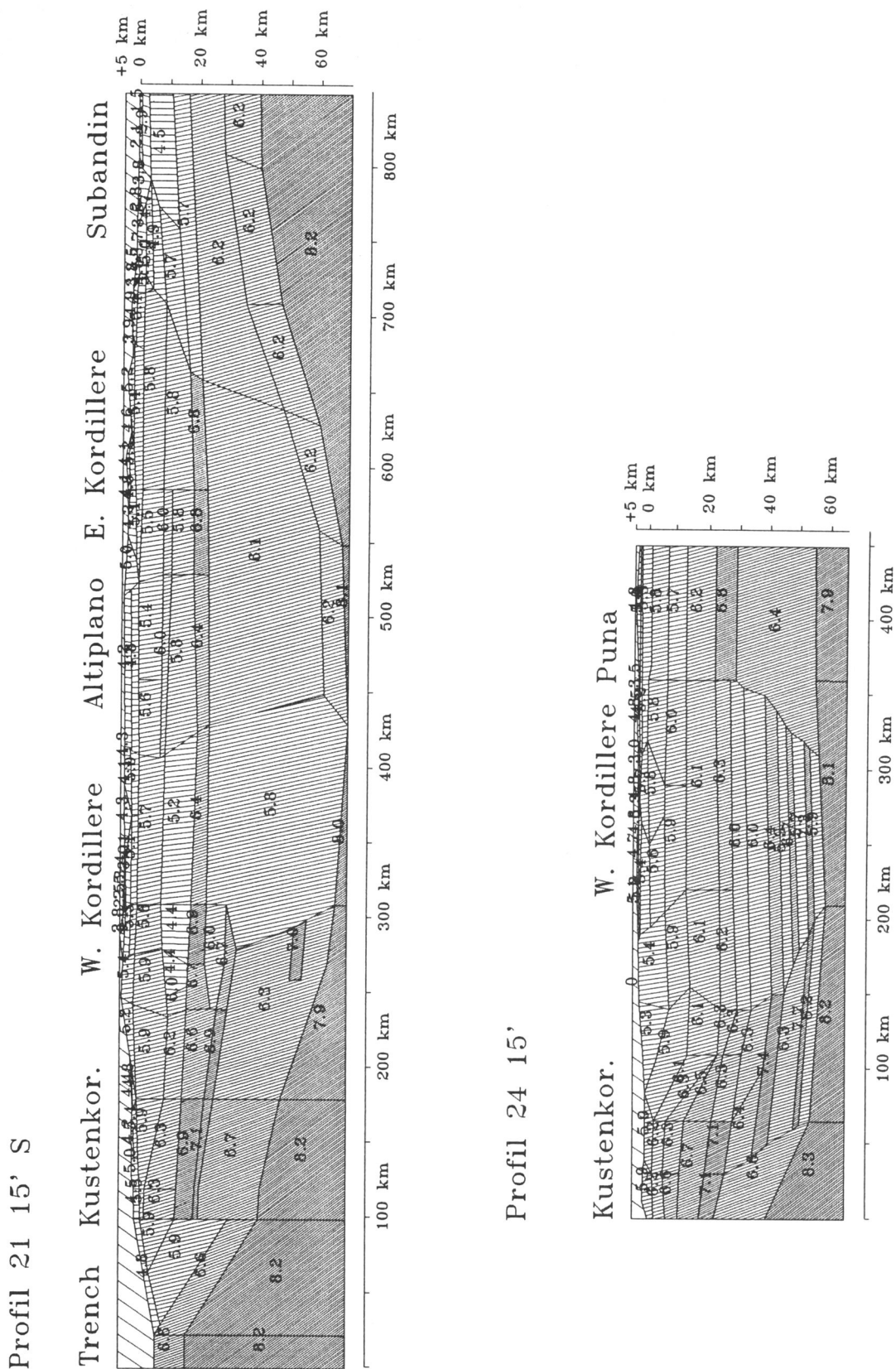


Abb. 10.5: Darstellung der Raytracing-Modelle aus Daten von Schmitz (1993) für zwei Krustenschnitte bei 21°15'S und 24°15'S (Für die geographische Lage vergl. Abb. 10.1). Die Dichte der Schraffur ist in Abhängigkeit der Geschwindigkeit der Polygone gewählt. Dunkle Schraffur zeigt Bereiche hoher Geschwindigkeit, helle Schraffur deuten auf Zonen erniedrigter Geschwindigkeit hin.

Gravimetrische Auswertungen refraktionsseismischer Profile mit Hilfe dieser Optimierungsmethode wurden unter anderem von Bunes (1992) für Daten aus den Südalpen und dem Apennin und von Wigger et al. (1993), für den Bereich der Küstenkordillere veröffentlicht.

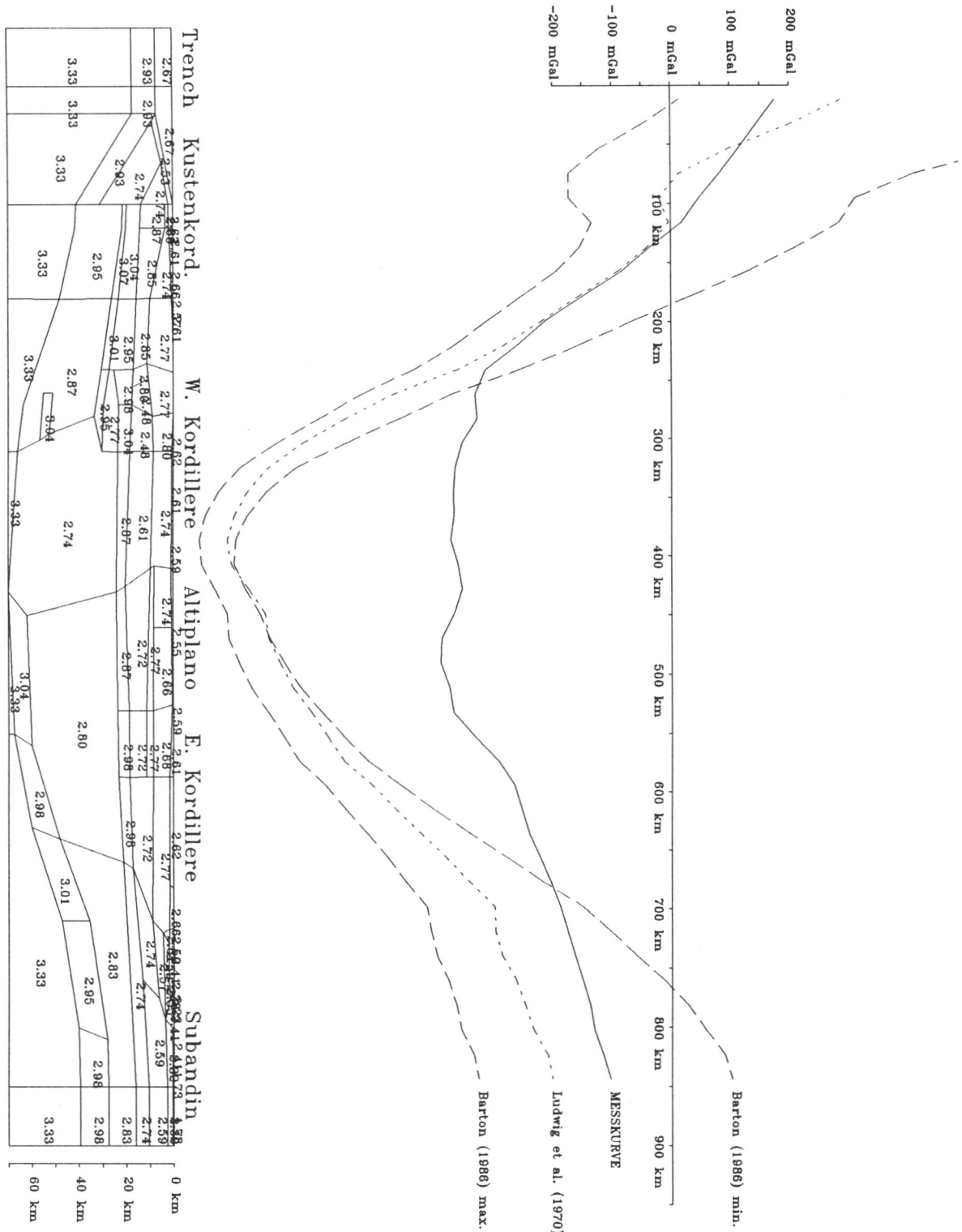


Abb. 10.6: Vorläufiges Dichtemodell für den Krustenschnitt bei 21°15'S (Abb. 10.5). Die Dichtewerte der Polygone resultieren aus einer einfachen Umrechnung der Geschwindigkeitswerte in Dichtewerte nach der Relation von Ludwig et al. (1970). Die berechnete Schwere zeigt eine deutliche Überkompensation des Schwereminimums im Bereich der Westkordillere und der Ostkordillere [Schweredaten von Schmidt (pers.Mitt.)].

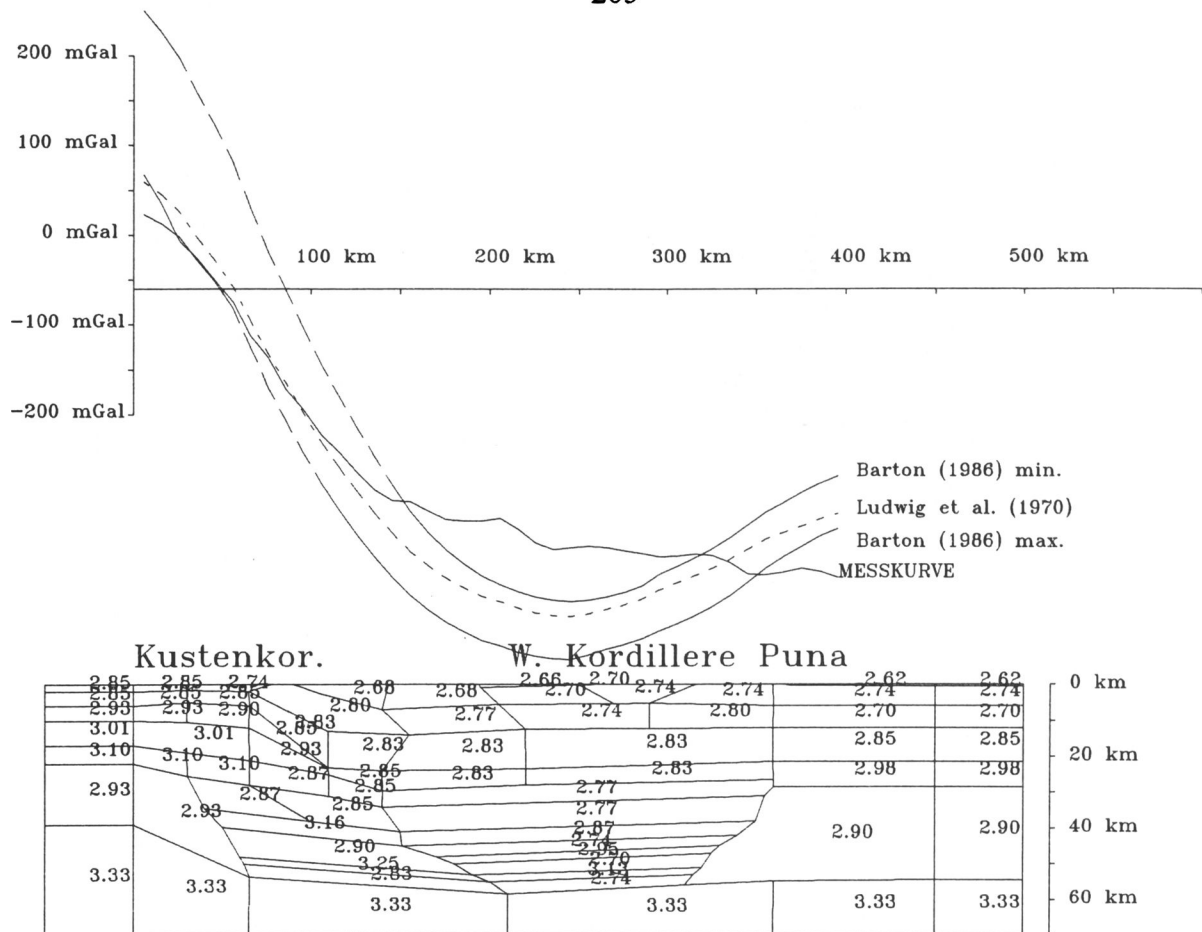


Abb. 10.7: Vorläufiges Dichtemodell für den Krustenschnitt bei $24^{\circ}15'S$ (Abb.10.5). Die Dichtewerte der Polygone resultieren aus einer einfachen Umrechnung der Geschwindigkeitswerte in Dichtewerte nach der Relation von Ludwig et al. (1970). Die berechnete Schwere zeigt eine Überkompensation des Schwereminimums im Bereich der Westkordillere. Die Überkompensation ist jedoch auf Grund der lamellierten Modellanpassung der Kruste unter der Westkordillere nicht so ausgeprägt wie in Abb 10.6. [Schweredaten von Schmidt (pers.Mitt.)].

Die Profile bei $21^{\circ}15'S$ und $24^{\circ}15'S$

Für die Anwendung der in Kapitel 9 vorgestellten temperaturabhängigen Geschwindigkeit-Dichte-Relation wurden zwei refraktionsseismische Profile bei $21^{\circ}15'S$ und $24^{\circ}15'S$ aus dem Bereich der zentralen Anden (Abb. 10.1) mit dem oben beschriebenen Programmsystem aufbereitet und in ein vorläufiges Dichtemodell umgewandelt (Abb. 10.6 und 10.7). Die benutzten Raytracing-Modelle wurden von Schmitz (1993) mit einer modifizierten Version des Programms RAYAMP (Buness 1992) modelliert und durch Daten von Fischer und Raitt (1962) für den Bereich des Tiefseegrabens bis zur Küste ergänzt (Abb. 10.5).

Das nördliche Profil bei $21^{\circ}15'S$ erstreckt sich über eine Länge von 850 km von dem der Küste vorgelagerten Tiefseeegraben (Trench) bis in das Subandin, das südliche bei $24^{\circ}15'S$ von der Küstenkordillere bis in die NW-Argentinische Puna über eine Länge von 450 km (Vergl. Abb. 10.1).

Die Darstellung der beiden Profilschnitte in Abbildung 10.5 zeigt die Geschwindigkeitsverteilung der Raytracingmodelle. Die unterlegte Dichte der Schraffur ist abhängig von der Geschwindigkeit der Polygone. Dichte Schraffuren deuten auf hohe Geschwindigkeiten hin, helle Bereiche zeigen Zonen niedriger Geschwindigkeit. Bei dieser Darstellung treten die Bereiche stark erniedrigter Geschwindigkeit unter der West- und Ostkordillere deutlich hervor. Im südlichen Profil ist die tiefe Kruste unter der

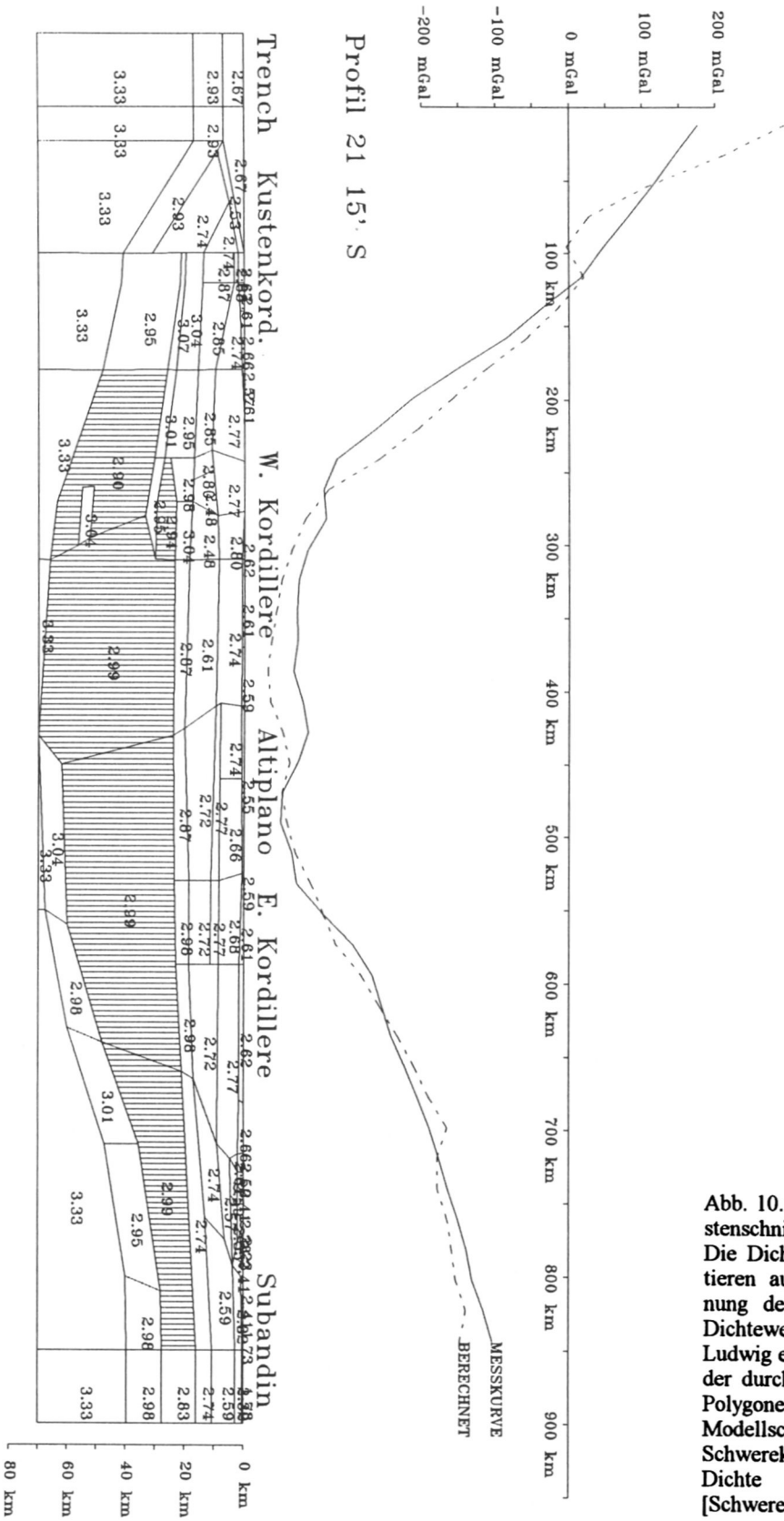


Abb. 10.8: Dichtemodell für den Krustenschnitt bei 21°15'S (Abb 10.5). Die Dichtewerte der Polygone resultieren aus einer einfachen Umrechnung der Geschwindigkeitswerte in Dichtewerte nach der Relation von Ludwig et al. (1970). Die Dichtewerte der durch Schraffur hervorgehobenen Polygone sind durch Anpassung der Modellschwere an die gemessene Schwerekurve durch Optimierung der Dichte ermittelt worden. [Schweredaten von Schmidt (pers.Mitt.)].

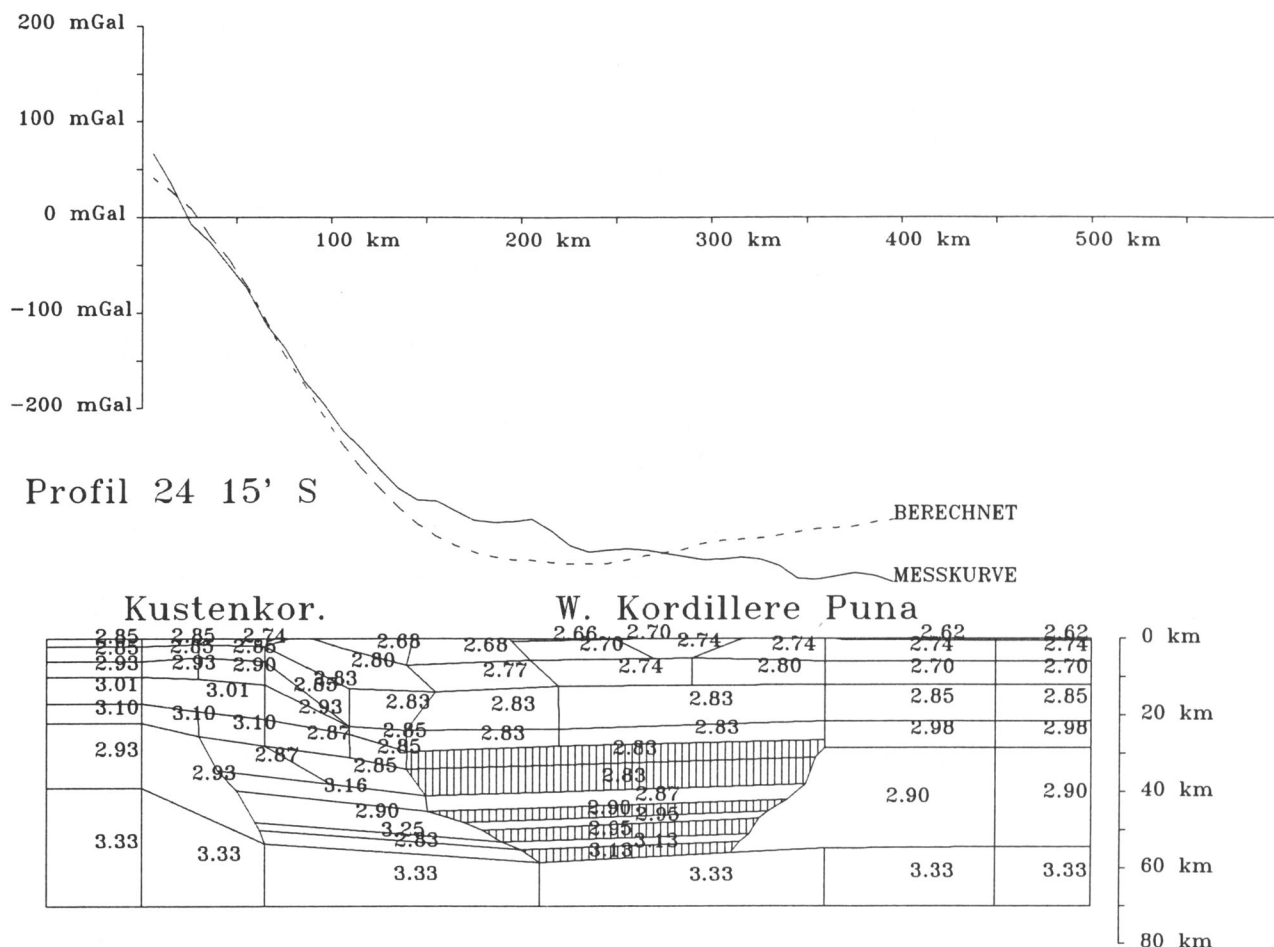


Abb 10.9: Dichtemodell für den Krustenschnitt bei 24°15'S (Abb.10.5). Die Dichtewerte der Polygone resultieren aus einer einfachen Umrechnung der Geschwindigkeitswerte in Dichtewerte nach der Relation von Ludwig et al. (1970). Die Dichtewerte der durch Schraffur hervorgehobenen Polygone sind durch Anpassung der Modellschwere an die gemessene Schwerekurve durch Optimierung der Dichte ermittelt worden. [Schweredaten von Schmidt (pers.Mitt.)].

Westkordillere durch eine Wechsellagerung von relativ hohen (bis 6,7 km/s) und niedrigen Geschwindigkeiten (bis 5,7 km/s) modelliert worden. Die starke Gliederung resultiert vor allem aus der besseren Auflösung der seismischen Daten in diesem Profilschnitt. Für die weitere Modellierung wird diese Wechsellagerung vorläufig durch Körper einer einheitlichen Dichte für die Bereiche ersetzt werden.

Vorläufiges Dichtemodell

Für die Berechnung eines vorläufigen Dichtemodells wurden die Profilschnitte mit dem oben beschriebenen Programmsystem in Dichtemodelle umgewandelt. Bei beiden Modellen wurde sämtliche Polygone über NN eliminiert, um sie mit der Bouguer-Schwere vergleichen zu können. Das Ozeanwasser wurde durch eine Dichte von 2.67 g/cm³ ersetzt (Abb. 10.6 und 10.7).

Die Schweredaten für die Dichtemodellierung sind mir freundlicherweise von der Arbeitsgruppe Gravimetrie an der FU Berlin zu Verfügung gestellt worden. Die Daten sind Bouguer-Schweredaten. Die Schwerewerte über dem Pazifischen Ozean zeigen in diesem Datensatz die Bouguer-Schwere (Schmidt pers. Mitt.).

Da es sich bei den zur Verfügung stehenden Schweredaten um die Bouguer-Schwere handelt und diese keine Aussagen über die absolute Schwere und damit über die absolute

Dichte der modellierten Körper zuläßt, werden alle berechneten Modellschwerekurven auf den thermisch "normalen" Bereich der Küstenkordillere bezogen. Der Bereich der Küstenkordillere wurde gewählt, da er von beiden Profilen erfaßt wird und es sich in diesem Bereich um eine relativ kalte Kruste handelt, wie die Modellrechnungen von Gross (pers. Mitt.) (vergl. Abb. 10.4) zeigen. Es ist somit in diesem Teil des Untersuchungsgebiets mit einer "normalen" Geschwindigkeit-Dichte-Relation zu rechnen.

Die Modelle wurden sowohl mit der Geschwindigkeit-Dichte-Relation von Ludwig et al. (1970) und der von Barton (1986) vorgeschlagenen Relation mit Minimal- und Maximaldichte berechnet (vergl. Abb. 4.4). Die Dichte des Mantels wurde für alle Modellberechnungen, wie von Barton (1986) vorgeschlagen, mit 3.33 g/cm^3 festgesetzt. Dies entspricht auch den Ergebnissen der Auswertung des regionalen Schwerfeldes der zentralen Anden von Strunk (1990), bei der eine Manteldichte von 3.33 g/cm^3 angenommen wird.

Sowohl mit der von Ludwig et al. (1970) vorgeschlagenen Relation als auch mit den Minimal- bzw. Maximalwerten für die Dichte nach Barton (1986) zeigen beide Modelle nach der Umrechnung der Geschwindigkeitswerte in Dichtewerte eine deutliche Überkompensation des Schwereminimums im Bereich der Westkordillere und des Altiplano bis hin zur Ostkordillere (Abb. 10.6 und 10.7). Diese Beobachtung wurde auch schon in früheren Untersuchungen und Modellierungen des Schwerfeldes der zentralen Anden von Strunk (1990) auf eine anormale Geschwindigkeit-Dichte-Relation zurückgeführt. Jedoch wurde in der zitierten Arbeit nicht der Versuch unternommen, dieses Phänomen mit einer temperaturkorrigierten Geschwindigkeit-Dichte-Relation zu erklären.

10.3 Anwendung der temperaturkorrigierten Geschwindigkeit-Dichte-Relation

Wie im vorangehenden Abschnitt gezeigt wurde, kann eine Anpassung des Dichtemodells an das extreme Minimum mit einer herkömmlichen Geschwindigkeit-Dichte-Relation nicht erreicht werden.

Da sich der Einfluß der Temperatur auf die Geschwindigkeit erst bei Temperaturen über ca. 650°C zu beobachten ist, sind für eine Anwendung der temperaturkorrigierten Geschwindigkeit-Dichte-Relation vor allem die Bereiche der tiefen Kruste von Bedeutung. Die hohen Wärmeflußwerte im Bereich der Westkordillere und des Altiplano zeigen, daß es sich hier um eine Kruste mit extremen Temperaturen handelt. Die große Krustenmächtigkeit mit relativ niedrigen Geschwindigkeiten (Low Velocity Zone) im Bereich der mittleren und unteren Kruste läßt vermuten, daß es sich hier um teilweise aufgeschmolzenes Material handelt. Wie aus Abbildung 10.6 und 10.7 deutlich wird, korreliert das extreme Schwereminimum mit den Bereichen erniedrigter Geschwindigkeit (LVZ) in der mittleren bis unteren Kruste.

Im folgenden soll nun der Versuch unternommen werden, durch Änderung der Dichte in den LVZ eine Anpassung der Modellschwere an die gemessene Schwerekurve zu erreichen. Die gefundenen Dichtewerte werden dann mit Hilfe der temperaturabhängigen Geschwindigkeit-Dichte-Relation interpretiert.

Die Anpassung der Dichte wird unter Beibehaltung der von der Seismik vorgegebenen Geometrie mit Hilfe eines Optimierungslaufes durchgeführt. Dabei wurde nur die Dichte der in Abbildung 10.8 und 10.9 schraffiert hervorgehobenen Polygone verändert. Sämtliche Dichtewerte der übrigen Polygone basieren auf der von Ludwig et al. (1970) vorgeschlagenen Geschwindigkeit-Dichte-Relation.

Optimierung der Dichte

Das Ergebnis der Anpassung (Abb. 10.8 und 10.9) zeigt für beide Profile eine deutlich höhere Dichte für den Bereich der mittleren und unteren Kruste als in den Modellen der vorläufigen Dichteberechnung. Der Dichtekontrast zum darunterliegenden Mantel ist mit 0.34 g/cm^3 relativ gering im Vergleich zu dem von Lahmeyer (1989) aus der Inversion der Bouguer-Anomalie ermittelten Wert von 0.425 g/cm^3 Wert für den Dichtekontrast an der Kruste/Mantel-Grenze.

Die Anpassung an die Schwerekurve ist für beide Modelle bis auf eine geringe Abweichung erreicht. Die verbleibende Differenz zur gemessenen Schwere ist durch Modellierung einzelner oberflächennaher Polygone leicht möglich. Sie ist jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht von Bedeutung.

Im folgenden soll nun das Ergebnis der Dichteanpassung der LVZ der einzelnen Profile diskutiert und mit der in Kapitel 9 beschriebenen temperaturkorrigierten Geschwindigkeit-Dichte-Relation interpretiert werden.

Profil 21° 15' S

Die Polygone, deren Dichte verändert wurde, sind in Abbildung 10.8 als schraffierte Bereiche gekennzeichnet. Die ursprüngliche Dichte (Abb. 10.6) bewegte sich bei einfacher Umrechnung nach Ludwig et al. (1970) für die Bereiche unter der Präkordillere um 2.87 g/cm^3 , unter der Westkordillere um 2.74 g/cm^3 . Der Bereich unter der Präkordillere wurde bei der optimierten Dichte nur um 0.03 g/cm^3 auf 2.90 g/cm^3 erhöht, im Bereich der Kruste unter der Westkordillere wurde hingegen die Dichte um 0.25 g/cm^3 auf 2.99 g/cm^3 angehoben.

Für die Kruste unter dem Altiplano und der Ostkordillere wurden durch die Anpassung an die gemessenen Schwerewerte eine Dichte von 2.99 g/cm^3 bestimmt. Die Dichteerhöhung ist mit 0.19 g/cm^3 im Bereich des Altiplano und der Ostkordillere und mit 0.16 g/cm^3 unter dem Subandin geringer als unter der Westkordillere.

Tabelle 10.1: Zusammenfassung der Ergebnisse der Dichteanpassung an die Bouguer-Schwere für Profil 21°15'S:

	Präkordillere	Westkordillere.	Altiplano	Ostkordillere	Subandin
Vp (gemessen)	6.3 km/s	5.8 km/s	6.1 km/s	6.1 km/s	6.2 km/s
Dichte "normal"	2.87 g/cm ³	2.74 g/cm ³	2.80g/cm ³	2.80 g/cm ³	2.83 g/cm ³
Dichte"T.korrig."	2.90 g/cm ³	2.99 g/cm ³	2.99g/cm ³	2.99 g/cm ³	2.99 g/cm ³
Dichtedifferenz	0.03 g/cm ³	0.25 g/cm ³	0.19g/cm ³	0.19 g/cm ³	0.16 g/cm ³

Profil 24°15' S

Für die Umwandlung des seismischen Modells in ein Dichtemodell wurde der von einer Wechsellagerung hoher und niedriger Geschwindigkeiten geprägte Bereich unter der Westkordillere durch Polygone einheitlicher Dichte ersetzt. Es wird davon ausgegangen, daß die Polygone mit den hohen seismischen Geschwindigkeiten den Zustand der seismisch "normalen" Kruste widerspiegeln und sich die zu erwartende Dichte im Bereich der hohen Geschwindigkeiten bewegt. Diese Vereinfachung wurde gemacht, da sonst durch die zu hohen Freiheitsgrade kein interpretierbares Ergebnis bei der Optimierung der Dichte erreicht wird. Mit der in Abbildung 10.9 schraffiert dargestellten Polygone unter der Westkordillere wird die darüber dargestellte Anpassung an die Bouguer-Schwere erreicht. Die für die Anpassung geforderten Dichtewerte entsprechen den

jeweils darüberegelegenen Zonen hoher Geschwindigkeit.

Im Vergleich zum vorläufigen Dichtemodell (Abb. 10.7) ergibt die optimierte Dichte für den Bereich deutlich höhere Dichtewerte als sie mit der klassischen Relation von Ludwig et al. (1970) zu erwarten wären. Die tiefe Kruste unter der Puna wurde in diesem Beispiel nicht mitmodelliert, da sich, wie weitere Modellrechnungen ergeben haben, keine signifikante Dichteänderung ergibt.

Für den schraffierten Bereich unter der Westkordillere ergibt die Modellrechnung für die Tiefe von 30-40 km eine Dichteerhöhung um 0.06 g/cm^3 von ursprünglich 2.77 g/cm^3 auf 2.83 g/cm^3 . In den darunter liegenden Zonen wird eine Dichteerhöhung von 0.16 g/cm^3 auf 2.90 g/cm^3 und 0.25 g/cm^3 auf 2.95 g/cm^3 benötigt, um eine Anpassung an die Bouguer-Schwere zu erhalten. Der Bereich an der Kruste/Mantel-Grenze muß mit einer um 0.39 g/cm^3 erhöhten Dichte modelliert werden, um eine für die Anpassung erforderliche Dichte von 3.13 g/cm^3 zu erreichen.

Tabelle 10.2: Zusammenfassung der Ergebnisse der Dichteanpassung an die Bouguer-Schwere für Profil $24^\circ 15' \text{ S}$:

	20-40 km Tiefe.	40-45km Tiefe	45-50kmTiefe	55-60km Tiefe
Vp (gemessen)	6.0 km/s	5.9 km/s	5.7 km/s	5.9 km/s
Dichte "normal"	2.77 g/cm^3	2.74 g/cm^3	2.70 g/cm^3	2.74 g/cm^3
Dichte "T. korrig."	2.83 g/cm^3	2.90 g/cm^3	2.95 g/cm^3	3.13 g/cm^3
Dichtedifferenz	0.06 g/cm^3	0.16 g/cm^3	0.25 g/cm^3	0.39 g/cm^3

10.4 Interpretation der Dichtemodelle

Profil $21^\circ 15' \text{ S}$

Da schon die seismischen Daten (Abb 10.5) auf Grund der geringen Auflösung, kein detailliertes Modell für die Bereiche der mittleren und unteren Kruste unter der Westkordillere und dem Altiplano liefern, ist die Interpretation der Dichteanpassung nur sehr weiträumig möglich. Sie erstreckt sich für das Profil bei $21^\circ 15' \text{ S}$ über einen Tiefenbereich von 20-70 km. Dennoch ist die Änderung der Dichte für eine befriedigende Modellanpassung von bis zu 0.25 g/cm^3 (vergl. Tab. 10.1) für den gesamten Bereich unter der Westkordillere so groß, daß als eine mögliche Ursache eine stark veränderte Geschwindigkeit-Dichte-Relation angenommen werden kann.

Westkordillere

Der unter der Westkordillere beobachteten durchschnittlichen Geschwindigkeit von 5.8-5.9 km/s (20-70km Tiefe) steht eine durch die Optimierung des Modells ermittelte Dichte von 2.99 g/cm^3 gegenüber. Einer Dichte von 2.99 g/cm^3 entspricht bei einer "normalen" Umrechnung von Dichte in Geschwindigkeit eine Vp-Geschwindigkeit von ca. 6.8 km/s. Die Differenz zur beobachteten Geschwindigkeit (5.9 km/s) beträgt 0.9 km/s. Mit dieser Differenz läßt sich der Grad der Aufschmelzung für den gesamten Bereich mit ca. 10%-15% (vergl. Abbildung 9.6) abschätzen.

Dieses Ergebnis deckt sich gut mit den in Abschnitt 10.1 vorgestellten Ergebnissen der Magnetotellurik, die unter der Westkordillere im Tiefenbereich von der mittleren bis in die untere Kruste einen extrem guten Leiter beobachtet (vergl. Abb. 10.10). Das von Schmitz (1993) (Abb. 10.10 b) aus geophysikalischen und geologischen Ergebnissen mit der Methode des "Crustal-Balancing" abgeleitete Strukturmodell der zentralen Anden zeigt für diesen Bereich die rezente Unterkruste des magmatischen Bogens. Die Herkunft

des Materials wird als tektonisch verfrachtetes Material des ehemaligen Forearc und durch magmatische Addition von Mantelmaterial interpretiert (Schmitz 1993).

Altiplano bis Ostkordillere

Die beobachtete Geschwindigkeit unter dem Altiplano und der Ostkordillere im Tiefenintervall zwischen 20-60 km liegt bei ca 6.1 km/s. Demgegenüber steht eine optimierte Dichte von 2.99 g/cm³, was einer "normalen" Geschwindigkeit von ca. 6.8 km/s entspricht. Der Anteil der Schmelze läßt sich aus der Differenz der Geschwindigkeiten mit ca 10% abschätzen. Dies steht in einem gewissen Widerspruch zu den Beobachtungen der Magnetotellurik, die für diesen Krustenbereich keine gutleitenden Zonen erkennt.

Subandin

Die Dichtedifferenz der Modellrechnungen für den Krustenbereich des Subandins ist mit 0.16 g/cm³ im Vergleich zu den Werten der Westkordillere und Altiplano/Ostkordillere geringer. Die beobachteten Wärmeflußdaten und die darauf basierenden Temperaturmodellierungen für diesen Bereich zeigen jedoch keine extremen Temperaturverhältnisse, so daß keine Aufschmelzung der Kruste in diesem Profilabschnitt zu erwarten ist. Es ist daher nicht sinnvoll, die durch die Modellierung gewonnene Dichtedifferenz als Hinweis auf partielle Schmelzen zu interpretieren. Die Ursache liegt eher in einer, bei der Modellierung nicht berücksichtigten, allgemein größeren Dichte des Vorlands als im Bereich des jungen Orogens (Strunk 1990, Meissner 1986).

Profil 24°15'S

Das aus der Seismik gewonnene Geschwindigkeitsmodell für das südliche Profil zeigt, bedingt durch die bessere Auflösung der Daten, ein deutlich detaillierteres Bild für den Bereich der mittleren bis unteren Kruste unter der Westkordillere (Abb. 10.5).

Aus den in Tabelle 10.2 zusammengefaßten Ergebnissen der Dichteoptimierung für das südliche Profil bei 24°15'S läßt sich mit Hilfe der in Kapitel 9 vorgestellten Änderung der Geschwindigkeit in Abhängigkeit der Temperatur (Abb. 9.7) wie folgt interpretieren:

Der in 20-40 km Tiefe beobachteten Geschwindigkeit von 6.0 km/s steht eine durch die Optimierung gefundene Dichte von 2.83 g/cm³ gegenüber (Abb. 10.9). Dies entspricht einer um 0.3 km/s erniedrigten Geschwindigkeit durch den Einfluß von Temperatur und partieller Aufschmelzung. Der Grad der Aufschmelzung läßt sich damit für diesen Tiefenbereich mit ca. 5% abschätzen.

Tabelle 10.3: Zusammenfassung der Ergebnisse für Profil 24°15'S. Abschätzung des Schmelzanteils vergl. Abb.9.7:

Tiefe	20-40 km	40-45km	45-50km	55-60 km
Vp (gemessen)	6.0 km/s	5.9 km/s	5.7 km/s	5.9 km/s
Dichte "normal"	2.77 g/cm ³	2.74 g/cm ³	2.70 g/cm ³	2.74 g/cm ³
Dichte "T. korrig."	2.83 g/cm ³	2.90 g/cm ³	2.95g/cm ³	3.13 g/cm ³
Dichtedifferenz	0.06 g/cm ³	0.16g/cm ³	0.25 g/cm ³	0.39 g/cm ³
Vp ("T. korrig.")	6.3 km/s	6.5 km/s	6.8 km/s	7.3 km/s
Δ Vp	0.3 km/s	0.6 km/s	1.1 km/s	2.7 km/s
Schmelzanteil	5%	10%	17%	20%

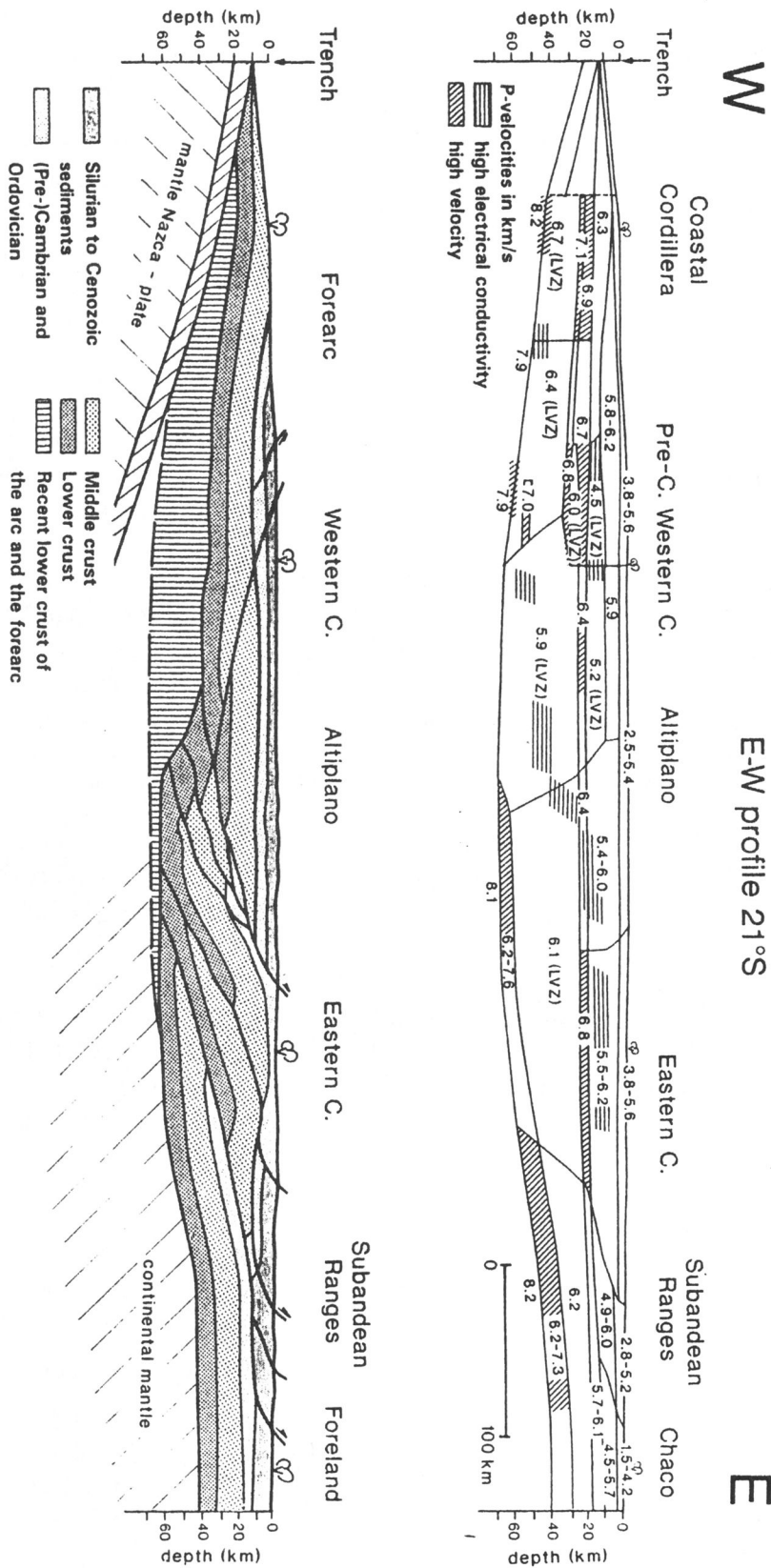


Abb. 10.10: a) Geschwindigkeitsmodell mit besonderer Kennzeichnung der Zonen hoher elektrischer Leitfähigkeit bei 21°15'S (Schmitz 1993, Leitfähigkeiten nach Schwarz et al. 1984, 1993). b) Strukturmodell aus "Crustal-Balancing" Modellierungen (Schmitz 1993).

Die Wechsellagerung des Geschwindigkeitsmodells in 40-45 km Tiefe wird bei der Dichtemodellierung durch eine Dichte von 2.90 g/cm^3 ersetzt. Demgegenüber steht eine Geschwindigkeit von 5.9 km/s in der LVZ. Daraus läßt sich ein Schmelzanteil (vergl. Abb. 9.6) von ca 10% bestimmen. Der Anteil der Schmelze für die Bereiche der LVZ in 45-50 km bzw. 55-60 km Tiefe bewegt sich, abgeleitet aus der ermittelten Dichte, um 17% bis 20%.

Zusammenfassung

Mit der temperaturabhängigen Geschwindigkeit-Dichte-Relation konnte ein Dichtemodell der andinen Kruste berechnet werden, das gut mit der Bouguer-Schwere übereinstimmt. Für die Bereiche der extremen Krustenverdickung unter der Westkordillere und dem Altiplano wird im Tiefenbereich der mittleren und unteren Kruste ein Schmelzanteil zwischen 5-20% für die Bereiche erniedrigter Geschwindigkeit (LVZ) abgeleitet.

Die in Kapitel 6 bis 9 dargestellten Untersuchungen der Geschwindigkeitsänderung bei partieller Aufschmelzung zeigen, daß saure Krustengesteine schon in einem Temperaturbereich von $650^\circ\text{-}700^\circ\text{C}$ Schmelzanteile von bis zu 20% und mehr bilden können. Die ultrabasischen Gesteine bilden Schmelzanteile in dieser Größenordnung in einem Temperaturbereich von ca. $1200^\circ\text{-}1300^\circ\text{C}$ (vergl. Abb. 7.13).

Die im südlichen Profil ($24^\circ 15' \text{S}$) mit der kombinierten Auswertung gefundenen Dichtewerte bewegen sich in einem Bereich von 2.83 g/cm^3 bis 3.13 g/cm^3 . Dies entspricht der Dichte von basischen bis ultrabasischen Gesteinen. Aus der initialen Schmelztemperatur der Gesteine können grob die Temperaturverhältnisse der andinen Unterkruste abgeleitet werden.

Die Dichtewerte im Tiefenbereich zwischen 20-40 km Tiefe entsprechen einer basischen Zusammensetzung (vergl. Tab. 10.3). Die initiale Schmelztemperatur liegt bei ca. $650^\circ\text{-}700^\circ\text{C}$. Die basischen Gesteine verfügen über eine ausreichende Menge leicht schmelzbarer Anteile, um die gefundene Aufschmelzung von 5% zu erklären. Die Dichtewerte zwischen 2.90 g/cm^3 bis 3.13 g/cm^3 (40-60 km Tiefe) entsprechen denen der ultrabasischen Gesteine. Die Schmelztemperatur liegt damit in diesem Tiefenbereich bei ca. 1200°C , wenn man berücksichtigt, daß bis zu 20% des Materials geschmolzen sein soll.

11. Schlußfolgerung

Die im Bereich der Westkordillere beobachtete extrem große Mächtigkeit und die niedrige Durchschnittsgeschwindigkeit der Kruste lassen sich nicht mit den beobachteten extrem niedrigen Schwerewerten in dieser Region mit bekannten Geschwindigkeit-Dichte-Relationen in Übereinstimmung bringen.

Auch wenn man den Temperatureinfluß auf die Geschwindigkeit der festen Gesteine auf bekannte Geschwindigkeit-Dichte-Relationen anwendet, kann keine befriedigende Modellanpassung der seismischen und gravimetrischen Daten gefunden werden.

Ein signifikanter Effekt auf die Relation zwischen Geschwindigkeit und Dichte ergibt sich, wenn die Gesteine in den Temperaturbereich der partiellen Aufschmelzung gebracht werden. Literaturdaten zeigen, daß partielle Aufschmelzung eine Geschwindigkeitserniedrigung von bis zu 50% bewirkt. Die Dichte bleibt dabei nahezu unberührt. Die Untersuchungen zeigen eine Dichteänderung von weniger als 3%.

Mit Hilfe eines einfachen Modells wird die Änderung der Geschwindigkeit bei partieller Aufschmelzung simuliert und eine temperaturabhängige Geschwindigkeit-Dichte-Relation abgeleitet.

Die temperaturabhängige Relation wird auf die seismischen und gravimetrischen Daten angewendet. Das gewonnene Dichtemodell der andinen Kruste ist in befriedigender Übereinstimmung mit den beobachteten refraktionsseismischen Geschwindigkeiten und der gemessenen Schwere. Vor allem die Bereiche erniedrigter Geschwindigkeit und das extreme Schwereminimum können in Einklang gebracht werden.

Mit der temperaturabhängigen Geschwindigkeit-Dichte-Relation können Aussagen über den Grad der Aufschmelzung und die Temperatur der andinen Kruste gemacht werden. Aus dem Anteil der Schmelze und der modellierten Dichte lassen sich grobe Abschätzungen des SiO_2 -Gehalts ableiten. Eine quantitative Auswertung ist wegen der geringen Datenbasis der Geschwindigkeit-Dichte-Relation jedoch nicht möglich.

12. Danksagung

An erster Stelle möchte ich mich bei Prof. P. Giese für die Anregung zu dem hier bearbeiteten Thema und die intensive und konstruktive Betreuung der Arbeit bedanken. Eine große Hilfe waren seine Vorlesungen im Rahmen des Graduierten-Kollegs zu diesem Arbeitsgebiet.

Herrn Prof. J. Arndt danke ich für die freundliche Übernahme der Zweitkorrektur. Frank Schilling danke ich für die kooperative Zusammenarbeit und die geduldige Überarbeitung meiner "mineralogischen" Kapitel.

Prof. Götze und Sabine Schmidt danke ich für die hilfreiche Beratung bei gravimetrischen Problemen, Detlef Krüger für die Zusammenarbeit im Bereich der magnetotellurischen Fragen. Bei Joachim Müller vom GFZ Potsdam möchte ich mich für die anregenden Diskussionen zum Thema Hochdruckpetrophysik bedanken.

Für die kollegiale Unterstützung bin ich Hermann Bunes, Michael Schmitz, Sebastian Gross, Peter Wigger und Alexander Rudloff zu besonderem Dank verpflichtet.

Meinen Kommilitonen aus dem Graduierten-Kolleg, Alfredo Gangui, Elke Mages und André Bialk bin ich für ihre freundliche Mitarbeit und Unterstützung dankbar.

Ich danke der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Gewährung des DFG-Stipendiums im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs "Quantitative Erfassung und Bearbeitung geologischer Prozesse". Bei der DFG-Forschergruppe "Mobilität aktiver Kontinentalränder" und dem Forschungsgebietsschwerpunkt "Mobilität aktiver Kontinentalränder" der Freien Universität Berlin möchte ich mich für die Bereitstellung der Daten und Forschungsergebnisse bedanken.

Sämtlichen Mitarbeitern der Fachrichtung Geophysik der FU Berlin danke ich für das gute Betriebsklima und die moralische Unterstützung.

Für die aufmerksame Durchsicht des Manuskripts danke ich Rhoda Riccius und Bernhard Schütte.

Nicht zuletzt möchte ich meiner Familie danken, ohne deren liebevolle Unterstützung und Geduld diese Arbeit nicht hätte vollendet werden können.

13. Literaturverzeichnis

- Ahrens, L.H. (1965): Distribution of the elements in our planet. Mc Graw-Hill, New York.
- Ariskin, A.A. & G.S. Barmina (1990): Equilibrial thermometry between plagioclases and basalt or andesite magmas (Translated from Geokhimiya). *Geochem. Intern.*, 3, 441-447.
- Arzi, A.A. (1991): Critical phenomena in rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, 173-184; Elsevier, Amsterdam.
- Bahlburg, H., C. Breitkreuz & P. Giese (eds.) (1988): The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Science, 17, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Baldzuhn, S. (1993): Tiefenseismische Untersuchungen in der Ostkordillere und im Subandin Südbolivians. Unveröff. Dipl.-Arb., Freie Universität Berlin.
- Barton, P.J. (1986): The relationship between seismic velocity and density in the continental crust - a useful constrain? *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 195-208.
- Bayuk, E.I. (1984): The effect of mineral content and structure on the physical properties of rocks under high p, T-conditions. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Vol. 93, No.2, 100-106.
- Behr, H.J. (1983): Intracrustal and subcrustal Thrust-Tectonics at the northern margin of Bohemian Massiv. In: Martin H. & W. Eder (eds.), *Intracontinental Fold Belts - case studies in the Variscan Belt and Damara Belt*, Springer Verlag, Heidelberg, 365-403.
- Birch, F. (1960): The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 1, *J. Geophys. Res.*, 65, 1083-1102.
- Birch, F. (1961): The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2, *J. Geophys. Res.*, 66, 2199-2224.
- Birch, F. (1964): Density and composition of mantle and core. *J. Geophys. Res.*, 69 (20), 4377-4388.
- Birch, F., J.F. Schairer & H.C. Spicer (1942): Handbook of physical constants. *Geol. Soc. Am.*, Spec. Pap. 36, 325.
- Bloom, H. & J. O'M. Bockris (1957): The compressibilities of the silicates: The $\text{Li}_2\text{O-SiO}_2$ system. *Jour. Phys. Chemistry*, 61, 515-518.
- Blümecke, T. (1991): Wunder der Evolution. CT, Heft 12.
- Bowen, N.L. (1915): The crystallisation of haplobasaltic, haplodioritic, and related magmas. *Am. J. Sci.*, 4th ser., 40, 181-185.
- Bowen, N.L. (1956): *The Evolution of igneous rocks*. Dover Publ., New York.
- Buness, H. (1992): Krustale Kollisionsstrukturen an den Rändern der nordwestlichen Adriaplatte. *Berliner geowiss. Abh.*, B. 18, 1-221, Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin.
- Buntebarth, G. (1980): "Geothermie". Springer Verlag, Berlin New York.
- Buntebarth, G. (1982): Density and seismic velocity in relation to mineralogical constitution based on an ionic model for minerals. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 57, 358-366, Elsevier, Amsterdam.
- Büsch, W., G. Schneider & K.R. Mehnert (1974): Initial melting at grain boundaries, Part II: Melting in rocks of granodioritic and tonalitic composition. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, Heft 8, 345-370.
- Büttgenbach, T. (1990): Statistische Untersuchungen der Geschwindigkeits-Dichte Relation in kristallinen Gesteinen auf der Basis einer Datenbank. Dissertation, Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln.

- Büttgenbach, T, J. Richter, F.M. Neubauer & K.-M. Strack (1987):** Untersuchungen von Korrelationsbeziehungen zwischen der Dichte und der seismischen Geschwindigkeit mit Hilfe der Datenbank DABACOS. KTB Report 87-2, Hrsg.: Projektleitung Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Chapman, D.S. & K.P. Furlong (1992):** Thermal state of the continental crust. In: Fountain, D.M., R. Arculus & R.W. Kay (eds.), *Developments in Geotectonics 23: Continental Lower Crust*. Elsevier, Amsterdam.
- Christensen, N.I. (1965):** Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 70, 6147-6164.
- Christensen, N.I. (1966):** Elasticity of ultrabasic rocks. *J. Geophys. Res.*, 71, 5921-5931.
- Christensen, N.I. (1974):** Compressional wave velocities in possible mantle rocks to pressure of 30 kbars. *J. Geophys. Res.*, 79, 407-412.
- Christensen, N.I. (1979):** Compressional wave velocity in rocks at high temperatures and pressures. Critical thermal gradients and crustal low-velocity zones. *J. Geophys. Res.* 84, 6849-6857.
- Chung, D.H. (1980):** Parametric studies of physical conditions in the Earth's upper Mantle. *Tectonophysics*, 64, No. 3-4, 189-210.
- Dahlen, F.A. (1990):** Critical Taper Model of Fold-And-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. Lett.*, 18, 55-99.
- Dortman, N.B. (1976):** Fiziceskie svoistvaornich porod i polesnich iskopaemych. Izdat. Nedra, Moskva.
- Ervin, C.P. (1977):** Short Note: Theory of the Bouguer Anomaly. *Geophysics*, Vol. 42, No. 7, 1468.
- Fakhimi, M. (1976):** Interpretation seismischer Krustenmessungen aufgrund des Geschwindigkeitsverhaltens charakteristischer Gesteine bei Hochdruck- und Hochtemperaturversuchen am Beispiel von Ivrea. Interpretation of seismic crustal measurements from velocity measurements in characteristic rocks at high pressure and high temperature based on the example of Ivrea. Degree: Doctoral. Pub. date: 1976. 1-175, 147 refs., illus., 10
- Fischer, R.L. & R.W. Raitt (1962):** Topography and structure of the Peru-Chile Trench. *Deep Sea Res.*, 9, 423-443, Oxford.
- Fountain, D.M. (1986):** Is there a relationship between seismic velocity and heat production for crustal rocks? *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 79, 145-150.
- Fountain, D.M. & N.I. Christensen (1989):** Composition of the continental crust and upper mantle; A review. (Chapter 30), *Geological Society of America, Memoir 172*.
- Gardner, G.H., L.W. Gardner & A.R. Gregory (1974):** Formation velocity and density - the diagnostic basics for stratigraphic trap. *Geophysics*, 39, 770-780.
- Gebrende, H. (1982):** Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks and rock forming minerals. In: Angheister, G. (ed.), *Landolt-Boernstein- Group V (1b) Physical Properties of Rocks*, Springer Verlag, 1-99.
- Giese, P. (1992):** Das geophysikalische Bild der mitteleuropäischen Kruste. In: Walter R. (Hrsg.), *Geologie von Mitteleuropa*, 35-48, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Giese, P. (1993):** Geothermal structure of the Central Andes crust - implications for heat transport and rheology. In: Reutter, K.-J., E. Scheuber & P. Wigger (eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, 69-76, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Götze, H.-J., B. Lahmeyer, S. Schmidt & S. Strunk (1993):** The lithospheric structure of the Central Andes (20°-26°S) as inferred from interpretation of regional gravity. In: Reutter, K.-J., E. Scheuber & P. Wigger (eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, 7-22, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York.

- Heinsohn, W.-D. (1990):** Krustenseismische Untersuchungen in der Küstenkordillere Nordchiles und Aufbau und Realisierung einer automatischen Registrier-Apparatur. Unveröffentl. Dipl.-Arb., Freie Universität Berlin, 1-58.
- Heinsohn, W.-D. & S. Gross (1993):** Temperaturabhängige Geschwindigkeit-Dichte-Relation am Beispiel der andinen Kruste bei 21°S. (Abstract), 54. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft in Kiel, 424.
- Henry, S.G. & H.N. Pollack (1988):** Terrestrial heat flow above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru. *J. Geophys. Res.*, 93, 15153-15162.
- Holbrook, W.S., W.D. Mooney & N.I. Christensen (1992):** The seismic velocity structure of the deep continental crust, In: Fountain, D.M., R. Arculus & R. W. Kay (eds.), *Developments in Geotectonics 23: Continental Lower Crust*. Elsevier, Amsterdam.
- Irifune, T., T. Sekine, A.E. Ringwood & W.O. Hibberson (1986):** The eclogite-garnetite transformation at high pressure and some geophysical implications. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 77, 245-256.
- Isaak, D. G., O.L. Anderson, T. Goto & I. Suzuki (1989):** Elasticity of single-crystal forsterite measured to 1700 K. *J. Geophys. Res.*, B. 94, (5), 5895-5906
- Ito, K. (1990):** Effects of H₂O on elastic wave velocities in ultrabasic rocks at 900° C under 1 GPa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 61, 260-268.
- Kern, H. (1978):** The effect of high temperature and high confining pressure on compressional wave velocities in quartz-bearing and quartz-free igneous and metamorphic rocks. *Tectonophysics*, Band 1, 185-203.
- Kern, H. (1990):** Laboratory seismic measurements: An aid in the interpretation of seismic field data. *Terra Nova*, 2, 617-628.
- Kern, H. & M. Fakhimi (1975):** The effect of fabric anisotropy on compressional-wave propagation in various metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 28, 227-244.
- Kern, H. & A.E. Richter (1981):** Temperature derivatives of compressional and shear wave velocities in crustal and mantle rocks at 6 kbar confining pressure. *Journal of Geophysics = Zeitschrift für Geophysik*, 49(1), 47-56, Springer Verlag, Berlin.
- Kern, H. & V. Schenk, (1985):** Elastic wave velocities in rocks from the lower crustal section in southern Calabria (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 40, 147-160.
- Kern, H. & S. Siegesmund (1989):** A test of the relationship between seismic velocity and heat production for crustal rocks. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 92, 89-94.
- Kern, H. & R. Schmidt (1990):** Physical properties of KTB core samples at simulated in situ conditions. *Scientific Drilling*, 217-223, Springer Verlag.
- Kern, H. & H.-R. Wenk (1990):** Fabric-related velocity anisotropy and shear wave splitting in rocks from the Santa Rosa Mylonite Zone, California. *J. Geophys. Res.*, 95, B7, 11213-23.
- Kern, H.; R. Schmidt & T. Popp (1991):** The velocity and density structure of the 4000m crustal segment at the KTB drilling site and their relationship to lithological and microstructural characteristics of the rocks: an experimental approach. *Scientific drilling*, 2, 130-145, Springer Verlag.
- Krüger, D. (1992):** 2D-Modellierung auf der Andentraverse. In Haak V.; Rodmann, H. (eds) *Prot. Koll. elektromagn. Tiefenforschung*, Borkheide, 243-260.
- Krüger, D. (1993):** Modellierungen zur Struktur elektrisch leitfähiger Zonen in den Zentralen Anden, *Berliner geowis. Abh* (in prep.)
- Krüger, D., W. Massow & G. Schwarz (1990):** Neues von der Andengeotraverse. In: Haak, V. & J. Homilius (eds), *Prot. Koll. elektromagn. Tiefenforschung*, Hornburg, 267-278.
- Kuznir, N.J. & R.G. Park (1986):** Continental lithosphere strength: The critical role of lower crustal deformation. In: Dawson, J.B., D.A. Caswell, J. Hall & K.H. Wedepohl (eds), *The Nature of the Lower Continental Crust*, Geological Society Special Publication, No. 24, 79-93.

- Lahmeyer, B. (1990):** Anwendung der schnellen Fouriertransformation und der quadratischen Programmierung bei der Interpretation von Schwerefeldern. Dissertation, Freie Universität Berlin, 1-113.
- Lahsen, A. (1982):** Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Northern Chile. *Earth Science Reviews*, 18, 285-302.
- Lebedev, T.S. (1980):** Model studies of physical properties of mineral matter in high pressure - temperature experiments. *Phys. Earth Planet. Inter. (Nld.)*, 23, Nr. 4, 292-303.
- Lebedev, T.S. (1981):** Elasticity and electrical properties of rocks under high temperatures and pressure. *Elastizität und elektrische Eigenschaften von Gesteinen bei hohen Temperaturen und Drücken. Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Vol. 90, No. 5, 373-384.
- Lebedev, T.S. (1989):** Study of the physical properties of mineral substances in the lithosphere at high pressure and temperature. *Geophysical Journal*, 7(6), 796-822.
- Lebedev, T.S. (1990):** Thermobaric petrophysical studies and some predictions of their future development. *Geophysical Journal*, 9(2), 123-159.
- Lebedev, T.S. & V.A. Korchin (1979):** Dynamics of changes in elastic properties of rocks under varying p, T-conditions of the Earth's crust. 57-88. Monographic: Theoretical and experimental investigations of physical properties of rocks and minerals under extreme p, T-conditions. Stiller, H. (editor); Volarovich, M.P. (editor); Lebedev, T.S. (editor); Vollstaedt, H. (editor); Freund, D. (editor), Publisher: Akad.-Verlag, Berlin, German Democratic Republic.
- Lebedev, T.S. & V.A. Korchin (1986):** Peculiarities of p, T changes of elastic properties of the lithosphere's mineral matter. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Vol. 95, No. 5, 400-7.
- Lebedev, T. S., V.A. Korchin & P.A. Burtny (1983):** Physical properties of some ultrabasic and metamorphic rocks at high laboratory thermobaric regimes. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Vol. 92, No. 1, 39-48.
- Lebedev, T.S., V.A. Korchin & P.A. Burtnyi (1984):** Elastic wave velocities in ultrabasic and metamorphic rocks at high pressure and temperature: Some general aspects of their variations with depth. *Geophysical Journal* Vol. 5, No. 5, 693-708. Translation of: *Geofizicheskii Zhurnal* (1983) Vol.5, No.5.
- Lebedev, T.S., A.M. Dorfman & N.S. Bagdasarov (1990):** The role of volatile components in the change in the physical-chemical properties of rocks under high pressures and temperatures. *Geophysical Journal*, 9(2), 181-197.
- Lebedev, T.S., V.A. Korchin & P.A. Burtnyi (1990):** New aspects of the geophysical application of the results of thermobaric studies of the elastic properties of rocks. *Geophysical Journal*, 9(2), 230-256.
- Lebedev, T.S., G.Y. Novik, V.A. Korchin, M.G. Zil'bershmit & T.K. Zavorykina, (1990):** Effect of structural transformations in rocks on changes in their elastic properties under different thermobaric conditions. *Geophysical Journal*, 8(4), 449-467.
- Levykin, A. I. & V.V. Vavakin (1978):** Study of elastic-wave velocities and density of rocks and minerals at pressures to 20 kbar and temperatures to 500° C. *Phys. Solid Earth (Engl. Ed.)*, 14, (5), 346-352. 29 Publisher: American Geophysical Union, Washington, DC, United States.
- Ludwig, J.W., J.E. Nafe & C.L. Drake (1970):** Seismic refraction. In: Maxwell, A.E. (ed.), *The Sea*. Vol. 4, 53-84, Wiley, New York 1970.
- Matsushima, S. (1981):** Compressional and shear wave velocities of igneous rocks and volcanic glasses to 900° C and 20 kbar. *Tectonophysics*, 75, 257-271.
- Matthes, S. (1990):** Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Mehnert, K.R., W. Büsch & G. Schneider (1973):** Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *Neues Jahrb. Minerl. Monatsh.*, Heft 4, 165-183.

- Meissner, R. (1986):** The Continental Crust. Int. Geophys. Ser., 34, Academic Press Inc, London.
- Mengel, K. & H. Kern, (1992):** Evolution of the petrological and seismic Moho - implication for the continental crust-mantle boundary. *Terra Nova*, 4, 109-116.
- Mengel, K., P.M. Sachs, H.G. Stosch, G. Wörner & G. Loock (1991):** Crustal xenoliths from Cenozoic volcanic fields of West Germany: Implication for structure and composition of continental crust. *Tectonophysics*, 195, 271-289.
- Mohorovicic, A. (1909):** *Jb. Met. Obs. Zagreb*, 9, 1-63.
- Mooney, W.D. & T.M. Brocher (1987):** Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental Lithosphere: A Global Review, *Reviews of Geophysics*, 25, No. 4, 723-742.
- Müller, S. (1977):** A new model of the continental crust. AGU Monogr., 20, Heacock, J.G (ed.), *The Earth Crust*, 289-317.
- Murase, T. & T. Suzuki (1966):** Ultrasonic velocity of longitudinal waves in molten rocks. *Hokkaido Univ. Fac. Sci. Jour., Serie VII, V 2*, 273-285.
- Murase, T. & A.R. Mc Birney (1973):** Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 84, 3563-3592.
- Murase, T. & I. Kushiro (1979):** Compressional wave velocity in partially molten peridotite at high pressures. *Carnegie Institutions Washington, Year Book 78*, 559-562.
- Murase, T. & H. Fukuyama (1980):** Shear wave velocity in partially molten peridotite at high pressure. *Carnegie Institutions Washington, Year Book 79*, 307- 310.
- Murthy, R.I.V., & D.B. Rao, (1979):** Gravity anomalies of two-dimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth. *Geophysics*, 44, 1525-1530.
- Mysen, B.O. & I. Kushiro (1977):** Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Am. Mineral.*, 62, 843-865.
- Nafe, J.E. & C.L. Drake (1963):** Physical properties of marine sediments. In: Hill M.N. (ed.), *The Sea*, Vol. 3. Interscience, New York, 784-815.
- Ocola, L.C. & R.P. Meyer (1973):** Crustal Structure from the Pacific Basin to the Brazilian Shield between 12° and 30° South latitude. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3387-3404.
- Ocola, L.C., R.P. Meyer & L.T. Aldrich (1971):** Cross crustal structure under the Peru-Bolivian Altiplano. *Earthquakes notes*, XLII, 3-4, 33-48, Atlanta.
- Piwinskii, A. J. & P.J. Wyllie (1968):** Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. *J. Geology*, 76, 205-234.
- Piwinskii, A. J. & P.J. Wyllie (1970):** Experimental studies of igneous rock series: "Felsic Body Suite" from the Needle Point pluton, Wallowa batholith, Oregon. *J. Geology*, 78, 52-76.
- Reutter, K.-J., P. Giese, H.-J. Götze, E. Scheuber, K. Schwab, G. Schwarz & P. Wigger (1988):** Structures and crustal development of the Central Andes between 21° and 25°S. In: Bahlburg, H., C. Breitkreuz & P. Giese (eds.) *The Southern Central Andes-Lecture Notes in Earth Science*, 17, 231-261, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Reutter, K.-J., E. Scheuber & P. Wigger (eds.) (1993)** *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Sato, H., I.S. Sacks, T. Murase & C.M. Scarfe (1988):** Thermal structure of the low-velocity zone derived from laboratory and seismic investigations, *Geophys. Res. Lett.*, 15, No. 11, 1227-1230.
- Sato, H., I.S. Sacks, T. Murase, G. Muncill & H. Fukuyama (1988):** Attenuation of compressional waves in peridotite measured as a function of temperature at 200 MPa. *Pure and Applied Geophysics*, 128, No.1-2, 433-47.
- Sato, H., I.S. Sacks & T. Murase (1989a):** The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low-velocity zone: Comparison with heat flow and electrical conductivity studies. *J. Geophys. Res.*, B 94,(5), 5689-5704

- Sato, H., I.S. Sacks, T. Murase, G. Muncill & H. Fukuyama (1989b):** Qp-melting temperature relation in peridotite at high pressure and temperature: attenuation mechanism and implications for the mechanical properties of the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, B 94, (8), 10647-10661
- Scarfe, C.M. & E. Takahashi (1986):** Melting of garnet peridotite to 13 GPa and the early history of upper mantle. *Nature*, 322, 354-356.
- Scarfe, C.M., B.O. Mysen & C.S. Rai. (1979):** Invariant melting behavior of mantle material: Partial melting of two lherzolite nodules. *Carnegie Institutions Washington, Year Book* 78, 498-501.
- Schmeling, H. (1985):** Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electric properties of rocks. Part I: Elasticity and anelasticity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 41, 34-57, Elsevier, Amsterdam.
- Schmitz, M. (1993):** Kollisionsstrukturen in den zentralen Anden: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen und Modellierung krustaler Deformationen. *Berliner geowiss. Abh.*, B 20 (dieser Band), 1-127, Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin.
- Schmitz, M., P. Wigger, W.-D. Heinsohn, S. Baldzuhn & A. Rudloff (1990):** Data compilation from the Central Andes refraction seismic experiments of the Research Group "Mobility of Active Continental Margins" in the years 1982, 1984, 1987, and 1989. Open file report, Freie Universität Berlin.
- Schön, J. (1983):** *Petrophysik*. Enke Verlag Stuttgart
- Schwarz, G., V. Haak, E. Martínez & J. Bannister (1984):** The electrical conductivity of the Andean crust in northern Chile and southern Bolivia as inferred from magnetotelluric measurements. *J. Geophys. Res.*, 55, 169-178.
- Schwarz, G., E. Martínez & J. Bannister (1986):** Untersuchungen der elektrischen Leitfähigkeit in den Zentralen Anden, *Berliner geowiss. Abh.*, Reihe A, Band 66, 49-72.
- Schwarz, G., D.G. Chong, D. Krüger, E. Martínez, W. Massow, V. Rath & J. Viramonte (1993):** Crustal high conductivity zones in the Central Andes. In: Reutter, K.-J., E. Scheuber & P. Wigger (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*, 23-48, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York
- Shankland, T.J. (1979):** Physical properties of minerals and melts. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 17, No. 4, p. 792-802.
- Stern, C.R. & P.J. Wyllie (1973):** Melting relations of basalt-andesite-rhyolite-H₂O and a pelagic red clay at 30 kilobars. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 42, 313-323.
- Strunk, S. (1990):** Analyse und Interpretation des Schwerefeldes des aktiven Kontinentalrandes der zentralen Anden (20°-26° S), *Berliner geowiss. Abh.*, Reihe B, Band 17, 1-135. Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin.
- Takahashi, E. (1986):** Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 91, 9367-9382.
- Takahashi, E. & I. Kushiro (1983):** Melting of dry peridotite at high pressure and basalt genesis. *Am. Mineral.*, 68, 858-879.
- Talwani, M., J.L. Worzel & M. Landisman (1959):** Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
- Talwani, M., X. Le Picchon & M. Ewing (1965):** Crustal structure of the Mid Ocean Ridges, 2. Computed Model from the Gravity and seismic refraction Data. *J. Geophys. Res.*, 70, (2), 341-352.
- Tanner, B. (1991):** Is it possible to derive the composition of the continental crust from field data and laboratory measurements? *Terra Abstracts*, V 3, No. 1, an Official Journal of the European Union of Geosciences, 129.

- Tatasumi, Y. (1989):** Migration of fluid phases and Genesis of Basalt magmas in Subduction Zones. *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, B4, 4697-4707.
- Tatel, H.E. & M.A. Tuve (1958):** Seismic studies in the Andes. *Am. Geophys. Union Trans.*, 39, 580-582.
- Tuttle, O.F. & N.L. Bowen (1958):** Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am., Mem.*, 74, 1-153.
- Van den Buckel, J. & R. Wortel (1988):** Thermo-mechanical modelling of arc-trench regions. *Tectonophysics*, 154, 177-193.
- Volarovich, M. P. (1979):** Investigations of physical properties of rocks at high pressure and temperature as related to geodynamic processes. 89-95. Monographic: Theoretical and experimental investigations of physical properties of rocks and minerals under extreme p, T-conditions. Stiller, H. (editor); Volarovich, M.P. (editor); Lebedev, T.S. (editor); Vollstaedt, H. (editor); Freund, D. (editor) Pub. date: 1979. Publisher: Akad.-Verlag, Berlin, German Democratic Republic.
- Volarovich, M.P., A.K. Kurskeev & A.I. Levykin (1970):** Issledovanie plonosti gornich porod Zentralnogo Kasachstana pri vysokish davleniach. *Izv. AN. SSSR Fizika Zemli*, 1, 46-51.
- Volarovich, M. P., E.I. Bayuk, V.P. Valus & I.N. Galkin (1979):** The Earth's crust seismic models from DSS and laboratory measurements. 195-200. Monographic: Theoretical and experimental investigations of physical properties of rocks and minerals under extreme p, T-conditions. Stiller, H. (editor); Volarovich, M.P. (editor); Lebedev, T.S. (editor); Vollstaedt, H. (editor); Freund, D. (editor) Pub. date: 1979. Publisher: Akad.-Verlag, Berlin, German Democratic Republic.
- Wigger, P. (1986):** Krustenseismische Untersuchungen in Nord-Chile und Süd-Bolivien. *Berliner geowiss. Abh., Reihe A, Bd. 66*, 31-48.
- Wigger, P. (1988):** Seismicity and crustal structure of the Central Andes. In: Bahlburg, H., C. Breikreuz & P. Giese (eds.) *The Southern Central Andes- Lecture Notes in Earth Science*, 17, 209-229, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Wigger, P., M. Araneda, P. Giese, W.-D. Heinsohn, P. Röwer, M. Schmitz & J. Viramonte (1991):** The crustal structure along the Central Andean Transect derived from seismic refraction investigations. In: Omarini, R. & H.-J. Götze (eds.), *Central Andean Transect, Nazca Plate to Chaco Plains, southwestern Pacific Ocean, northern Chile and northern Argentina. Global Geoscience Transect 8*, copublished by Inter Union Comm. Lithosphere and *Am. Geophys. Union*, 13-19.
- Wigger, P., M. Schmitz, M. Araneda, G. Asch, S. Baldzuhn, P. Giese, W.-D. Heinsohn, E. Martínez, E. Ricaldi, P. Röwer & J. Viramonte (1993):** Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: Reutter, K.-J., E. Scheuber & P. Wigger (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*, 23-48, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York
- Winkler, H.G.F. (1979):** Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, New York.
- Woollard, G.P. (1959):** Crustal structure from Gravity and seismic measurements. *J. Geophys. Res.*, Vol. 64, (10), 1521-1544.
- Wyllie, M.R.J., A.R. Gregory & L.W. Gardner (1956):** Elastic wave velocities in heterogenous and porous media. *Geophysics*, 21,(1), 41-70.
- Wyllie, P. J. (1971):** *The Dynamic Earth*. Wiley, New York.
- Wyllie, P.J. (1977):** Crustal Anatexis: An experimental review. *Tectonophysics*, 43, 41-71.

Anhang 1

Probe	Gestein	Quelle	Physikalische Parameter:						r(0)	Sigma
			Vp(0)	dVp/dp	dVp/dT	Vs(0)	dVs/dp	dVs/dT		
Quarz 1452	Quarzit	Kern 81	5,905	0,000294	-0,0004	3,91	0,000148	-0,00029	2,735	0,14
Gneis 1400	Gneis	Kern 81	6,36	0,000242	-0,00048	3,727	0,000084	-0,00029	2,816	0,29
Gneis 1398	Gneis	Kern 81	6,42	0,000367	-0,00025	3,964	0,00016	-0,00017	2,976	0,25
Gneis 268	Gneis	Kern 81	6,339	0,000356	-0,00025	3,884	0,000149	-0,0002	2,857	
Gneis 1403	Gneis	Kern 81	6,871	0,000303	-0,00036	4,091	0,000101	-0,00022	3,107	0,28
Amph. 1387	Amphibol	Kern 81	6,516	0,000363	-0,00027	3,885	0,000168	-0,00021	2,999	0,3
Amph. 1396	Amphibol	Kern 81	6,61	0,000659	-7,2E-05	3,746	0,000279	-0,00014	3,106	0,25
Amph. 1454	Amphibol	Kern 81	6,905	0,00028	-0,0003	3,965	0,000127	-0,00027	3,109	0,27
Amph. 298	Amphibol	Kern 81	6,857	0,000228	-0,0002	4,109	0,000092	-0,00018	3,107	0,27
Eclogit 11	Eclogit	Kern 81	7,641	0,000417	-0,00016	4,535	0,000173	-0,00021	3,495	0,27
Eclogit 886c	Eclogit	Kern 81	7,74	0,000475	-0,00019	4,548	0,000209	-0,00025	3,442	0,27
Norit 84	Norit	Kern 81	6,77	0,000258	-0,00017	3,803	0,000094	-0,00015	2,93	0,31
Dunit 1675	Dunit	Kern 81	7,772	0,000373	-0,00041	4,566	0,000159	-0,00035	3,278	0,29
Granit 876	Granit	Kern 81	5,818	0,000437	-0,00027	3,496	0,000179	-0,00021	2,701	
Peridot. 475	Peridotite	Kern 81	7,946	0,000236	-0,00049	4,721	9,46E-05	-0,00039	3,29	0,26
Probe	Gestein	Quelle	Vp(0)	dVp/dp	dVp/dT	Vs(0)	dVs/dp	dVs/dT	r(0)	Sigma
KAL 25 a	Granul.-Metabas.	Kern 85	6,559	0,0002230	-0,00034	3,63	0,000053	-0,00017	2,942	0,29
KAL 25 f	Granul.-Metabas.	Kern 85	6,772	0,0002140	-0,00041	3,818	0,000038	-0,00021	3,023	0,28
KAL 177	Granul.-Metabas.	Kern 85	6,665	0,0001640	-0,00042	3,756	0,000027	-0,00019	2,957	0,27
KAL 808	Fels.-Granulit	Kern 85	6,269	0,0001790	-0,00028	3,694	0,000028	-4,2E-05	2,825	0,24
KAL 691	Phlog.-Pyroxen.	Kern 85	7,175	0,0003180	-0,00028	4,141	0,000109	-0,00016	3,317	
KAL 303 a	Serp.-Hbl. Perido.	Kern 85	5,718	0,0005330	-0,00121	3,04	0,000089	-0,00057	2,794	
KAL 776	Granofels	Kern 85	6,455	0,0002460	-0,00043	3,85	0,000074	-0,00019	3,038	0,23
KAL 15 c	Metapellit	Kern 85	7,628	0,0002080	-0,00066	4,268	0,000054	-0,00034	3,269	0,28
KAL 15 d	Metapellit	Kern 85	6,865	0,0004580	-0,00039	3,864	0,000146	-0,00026	3,111	0,28
KAL 168 d	Metapellit	Kern 85	6,917	0,0002980	-0,00055	4,067	0,000092	-0,00031	3,064	0,24
KAL 21	Metapellit	Kern 85	6,412	0,0004310	-0,00051	3,823	0,00014	-0,00029	3,064	0,24
KAL 29	Granofels	Kern 85	7,063	0,0003050	-0,00032	3,869	0,000096	-0,00018	3,092	0,29
KAL 875	Qz-Diorit-Gneis	Kern 85	6,142	0,0003200	-0,00024	3,489	0,000088	-0,00013	2,83	
KAL 893	Qz-Diorit-Gneis	Kern 85	6,682	0,0003120	-0,00023	3,709	0,00009	-0,00017	3,05	
Probe	Gestein	Quelle	Vp(0)	dVp/dp	dVp/dT	Vs(0)	dVs/dp	dVs/dT	r(0)	Sigma
M/G 0-460	Amphibolit	Kern 91	6,348	0,0005103	-0,00018	3,671	0,000188	-7,8E-05	2,99	
BG460-1160	Gran.-Biot.-Gneis	Kern 91	5,992	0,0002723	-0,0005	3,609	0,000104	-0,00021	2,78	
WA1160-1610	Gran.-Amph/MGab.	Kern 91	6,602	0,0004322	-0,00031	3,725	0,000208	-0,00022	3,04	
BG1610-2470	Gran.-Biot.-Gneis	Kern 91	6,601	0,0003205	-0,00052	3,424	0,000141	-0,00042	2,79	
M/G2470-2590	Hornbl.Gneis	Kern 91	6,325	0,0002961	-0,00049	3,68	9,34E-05	-0,00029	2,91	
BG2590-3145	Gran.Biot.Gneis	Kern 91	6,119	0,0003155	-0,00047	3,487	0,000113	-0,00033	2,76	
M/G3145-3265	Hornbl.Gneis	Kern 91	6,575	-0,0003537	-0,00039	3,721	0,000154	-0,00026	3	
BG3265-3575	Gran.Biot.Gneis	Kern 91	6,13	0,0003106	-0,00051	3,511	0,000106	-0,00033	2,75	
MA3575-4000	Metabasit	Kern 91	6,844	0,0003412	-0,00036	3,827	0,000113	-0,00022	3,01	
Probe	Gestein	Quelle	Vp(0)	dVp/dp	dVp/dT	Vs(0)	dVs/dp	dVs/dT	r(0)	Sigma
28 A2		Kern 90/91	6,089	0,0004083	-0,00025	3,447	0,000831	-0,00013	2,73	0,28
32 c12		Kern 90/91	6,185	0,0006099	-0,00015	3,629	0,000252	-5,4E-05	2,99	0,25
61 E13a		Kern 90/91	6,565	0,0006269	-0,00015	3,798	0,000269	-6E-05	3,18	0,26
68 E8m		Kern 90/91	6,553	0,000396	-0,00016	3,809	0,000148	-6,4E-05	3,06	0,25
120 A1a		Kern 90/91	5,961	0,0003297	-0,00044	3,649	0,000123	-0,00013	2,79	0,21
220 B1d		Kern 90/91	5,992	0,000215	-0,00052	3,674	6,94E-05	-0,00017	2,75	0,21
245 G3aj		Kern 90/91	6,022	0,0002723	-0,00053	3,504	0,00012	-0,00033	2,79	0,2
271 A1a		Kern 90/91	6,706	0,0002386	-0,00054	3,812	0,000113	-0,00038	2,96	0,26
316 A1a		Kern 90/91	6,503	0,0005664	-0,00031	3,688	0,000344	-0,00022	3,02	0,26
Probe	Gestein	Quelle	Vp(0)	dVp/dp	dVp/dT	Vs(0)	dVs/dp	dVs/dT	r(0)	Sigma
SB2a	Phylonite	Barruol92	6,1967	0,000333	-0,00028		0,000133	-0,00015	2,83	
SB89b	Biotit rich ultr.mylonite	Barruol92	5,8	0,000533	-0,00037		0,000116	-0,00013	2,79	
SB114A	Utr.mylonit Quarzite	Barruol92	5,94	0,00055	?		0,000035	?	2,58	
SB83	Amphb. Gneis	Barruol92	5,9233	0,000333	-0,00026		0,000133	-0,00005	2,65	
Sb122b	Acid granulite	Barruol92	6,5433	0,00055	-0,00044		0,000133	-0,00017	2,93	
Probe	Gestein	Quelle	Vp(1kbar)	dVp/dp	dVp/dT	Vs(0)	dVs/dp	dVs/dT	r(0)	Sigma
475b	Peridotite	Kern 78	8,05						3,271	
887	Amphibolite	Kern 78	6,45						3,045	
876	Granite	Kern 78	5,9						2,653	
154	Granulite	Kern 78	6,65						2,624	

Abschätzung der minimalen Schmelztemperatur aus der modalen Zusammensetzung:																		SUMME	H2O	en	fs	fo	fa					
Solidus: %Schm	Probe	Gestein	or	ab	an	di	ol	lc	ne	kp	hy	ac	mt	hm	il	ap	cc											
635	14,55	Tholeiten	4,85	18,89	25,95	19,83	0	0	0	0	17,33	0	4,18	0	3,86	0,54	0	100	0,9	10,12	7,21	0	0	0	0	0	0	
655	9,57	Oliv.Thole.	3,19	14,06	23,25	17,36	14,8	0	0	0	19,8	0	3,36	0	3,13	0,45	0	100	0,58	14,25	5,55	10,35	4,45	0	0	0	0	
655	16,83	Alk.Ol.Bas.	5,61	19,07	25,31	20,46	16,56	0	1,75	0	0	0	4,58	0	5	0,92	0	100,03	0,77	16,37	6,62	11,46	5,1	0	0	0	0	
635	16,5	Quarz 1452	5,5	0,25	0	0	0	0	0	0	1,51	0	1,33	0	0,23	0,12	0,09	100,12	0,8	0,2	1,31	0	0	0	0	0	0	
635	32,79	Gneis 1400	10,93	28,87	0	19,44	0	0	0	0	3,07	0	2,67	0	0,13	0,57	0,36	99,9	0,56	1,92	1,15	0	0	0	0	0	0	
655	4,44	Gneis 1398	1,481	17,87	30,41	2,75	0	0	0	0	12,87	0	2,67	0	0,89	0,41	0,09	100,48	0,41	4,38	8,49	0	0	0	0	0	0	
655	11,16	Gneis 268	3,72	26,68	23,67	4,96	0	0	0	0	7,35	0	3,36	0	0,66	0,21	0,05	100,42	0,19	3,6	3,75	0	0	0	0	0	0	
635	46,98	Gneis 1403	15,66	7,62	0	1,88	0	0	0	0	22,2	0	1,64	0	1,75	0,11	0,36	99,92	0,47	9,32	12,89	0	0	0	0	0	0	
655	17,73	Amph. 1387	5,91	40,99	12,92	18,54	0	0	0	0	6,73	0	8,98	0	3,5	0,3	0,11	99,68	0,95	4,47	2,26	0	0	0	0	0	0	
655	8,16	Amph. 1396	2,72	22,95	23,86	23,27	17,71	0	0	0	0,96	0	4,35	0	2,15	0,29	0,64	99,14	0,16	0,61	0,35	10,85	6,87	0	0	0	0	
655	4,08	Amph. 1454	1,36	20,25	27,72	32	7,68	0	1,37	0	0	0	5,37	0	1,84	0,19	0,14	98,26	0,19	8,02	2,69	5,61	2,07	0	0	0	0	
655	7,62	Amph. 298	2,54	22,53	27,24	20,54	0	0	0	0	11,35	0	7,7	0	2,34	0,2	0,23	99,85	1,16	6,3	5,05	0	0	0	0	0	0	
1150	2,31	Eklolit 11	0,77	26,34	22,74	18,97	0	0	0	0	16,67	0	6,84	0	3,88	0,59	0,11	100,42	0,73	10,35	6,32	0	0	0	0	0	0	
1150	0,54	Eklolit86c	0,18	21,06	27,3	31,99	9,74	0	2,54	0	0	0	3,84	0	2,13	0,17	0,02	99,53	0,49	10,33	3,26	7,23	2,51	0	0	0	0	
1150	3	Norit 84	1	14,99	41,76	18	0	0	0	0	20,91	0	0,81	0	0,46	0,02	0,2	99,75	1,2	15,31	5,6	0	0	0	0	0	0	
>1150	0,36	Dunit 1675	0,12	0,51	0	0	83,88	0	0	0	9,79	0	1,6	0	0,01	0	0,16	99,14	0,89	9,1	0,69	77,41	6,47	0	0	0	0	0
635	26,43	KAL 25 a	8,81	32,19	0	26	0	0	0	0	7,82	0	2,18	0	2,43	0,04	0,61	98,59	0,72	4,31	3,51	0	0	0	0	0	0	0
655	5,85	KAL 25 f	1,95	30,49	24,17	7,59	0	0	0	0	21,58	0	5,32	0	2,17	0,12	0,45	99,58	0,36	11,01	10,57	0	0	0	0	0	0	0
635	10,29	KAL 177	3,43	30,75	0	21,02	0	0	0	0	18,18	0	2,97	0	3,4	0,42	0,27	99,59	0,49	10,37	7,8	0	0	0	0	0	0	0
635	62,94	KAL 808	20,98	24,39	0	8,75	0	0	0	0	6,81	0	1,26	0	1,56	0,55	0,32	99,98	0,38	3,05	3,76	0	0	0	0	0	0	0
635	20,58	KAL 691	6,86	0,68	4	67,9	9,69	0	0	0	5,12	0	1,39	0	1,77	0,14	0,66	99,77	1,42	4,15	0,96	7,71	1,98	0	0	0	0	0
>1150	0	KAL 303 a	0	0	0	0	53,94	0	0	0	24,85	0	8,56	0	0,02	0,02	1,7	100,54	10,76	24,72	0,13	53,63	0,31	0	0	0	0	0
635	22,68	KAL 776	7,56	12,7	0	11,93	0	0	0	0	20,41	0	2,28	0	2,39	0,02	0,41	97,09	0,73	10,35	10,06	0	0	0	0	0	0	0
635	15,6	KAL 15 c	5,2	14,4	0	7,76	0	0	0	0	26,02	0	3,05	0	2,17	0,06	0,95	99,65	0,6	11,18	14,84	0	0	0	0	0	0	0
635	43,44	KAL 15 d	14,48	22,61	0	13,1	0	0	0	0	21,57	0	2,09	0	2,36	0,08	0,54	99,21	0,85	9,2	12,37	0	0	0	0	0	0	0
635	22,86	KAL 168 d	7,62	30,92	0	15,42	0	0	0	0	13,35	0	2,61	0	2,36	0,04	0,54	99,22	0,79	6,23	7,12	0	0	0	0	0	0	0
635	16,32	KAL 21	5,44	12,87	0	4,83	0	0	0	0	30,66	0	2,64	0	2,77	0,08	1,25	100,14	0,65	13,11	17,55	0	0	0	0	0	0	0
635	7,62	KAL 29	2,54	7,88	0	26,43	0	0	0	0	19,23	0	3	0	2,51	0,02	0,79	99,07	1,08	10,12	9,11	0	0	0	0	0	0	0
635	40,41	KAL 875	13,47	33,29	0	18,43	0	0	0	0	6,17	0	3,35	0	2,17	0,61	0,39	98,58	1,43	2,79	3,38	0	0	0	0	0	0	0
635	12,42	KAL 893	4,14	26,6	0	30,04	0	0	0	0	5,27	0	2,65	0	2,94	1,4	0,75	100,29	0,98	2,32	2,95	0	0	0	0	0	0	0

q = Quarz, c = Korund, or = Orthoklas, ab = Albit, an = Anorthit, le = Leucit, ne = Nephelin,
 kp = Kaliophilit, di = Diopsid, hy = Hypersten, ol = Olivin, ac = Akarnit, mt = Magnetit, H maüt,
 il = Ilmenit, ap = Apatit, cc = Calcit

Noch erhältlich sind:

Reihe B

- Band 2 / Peter Giese:** Versuche einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-Kurven sowie eine geologische Deutung. 218 S., 83 Abb., 1965. DM 40,-.
- Band 3 / Joachim Meyer:** Zur Modulation der erdmagnetischen Aktivität. 72 S., 26 Abb., 1973. DM 18,-.
- Band 5 / Detlef Damaske:** Der Weltzeitgang der erdmagnetischen Aktivität als magnetosphärischer Modulationseffekt. 75 S., 33 Abb., 1976. DM 20,-.
- Band 6 / Michael Leppin:** Modellversuche zur erdmagnetischen und magnetotellurischen Tiefensondierung mit Hilfe eines elektrolytischen Troges. 68 S., 39 Abb., 1977. DM 19,-.
- Band 7 / Hussein El-Ali:** Geothermische Modelle für ein Profil zwischen Südadria und Tyrrhenis. 51 S., 20 Abb., 1978. DM 18,-.
- Band 8 / Gerhard Schwarz:** Die elektrische Leitfähigkeit in der Toskana und ein daraus abgeleitetes geothermisches Modell – insbesondere für die Anomalie von Travale. 95 S., 52 Abb., 1 Tab., 1984. DM 29,-.
- Band 9 / Peter J. Wigger:** Die Krustenstruktur des Nordappennins und angrenzender Gebiete mit besonderer Berücksichtigung der geothermischen Anomalie der Toskana. 87 S., 69 Abb., 1984. DM 29,-.
- Band 10 / Mohammed Mehdi Mostaanpour:** Einheitliche Auswertung krustenseismischer Daten in Westeuropa. Darstellung von Krustenparametern und Laufzeitanomalien. 96 S., 21 Abb., 7 Tab., 1984. DM 45,-.
- Band 11 / Nikolaus Klever:** Stationäre Konvektion in porösen Medien – numerische Untersuchungen an unterschiedlichen Fragestellungen aus der Hydrothermik und der Schneemetamorphose. 114 S., 78 Abb., 7 Tab., 1984. DM 31,-.
- Band 12 / Horst Letz:** Seismizität in Irian Jaya (West-Neuguinea), Indonesien, und ihre tektonische Bedeutung. 108 S., 39 Abb., 12 Tab., 2 Kart., 1985. DM 44,-.
- Band 13 / Gerhard Jentzsch:** Auflastzeiten in Fennoskandien. 184 S., 77 Abb., 36 Tab., 1986. DM 66,-.
- Band 14 / Hans-Peter Plag:** A Regional Study of Norwegian Coastal Long-Period Sea-Level Variations and Their Causes. 175 pp., 76 figs., 57 tbls., 1988. DM 69,-.
- Band 15 / Günter Asch:** Die Registrierung langperiodischer Signale mit geophysikalischen Sensoren hoher Dynamik. 87 S., 81 Abb., 8 Tab., 1988. DM 52,-.
- Band 16 / Thomas Jahr:** Gezeitengravimetrie in Dänemark. 137 S., 56 Abb., 30 Tab., 1989. DM 39,-.
- Band 17 / Sibyll Strunk:** Analyse und Interpretation des Schwerfeldes des aktiven Kontinentalrandes der zentralen Anden (20° – 26° S.). S. 1–135, 64 Abb., 7 Tab., 1990.
- Michael Wagener:** Ein EDV-gestütztes Verfahren zur topographischen Reduktion in der Gravimetrie. S. 140–192, 33 Abb., 2 Tab., 1990. DM 48,-.
- Band 18 / Hermann Bunn:** Krustale Kollisionsstrukturen an den Rändern der nordwestlichen Adriaplatte. 221 S., 194 Abb., 5 Tab., 1992. DM 78,-.
- Band 19 / Mathias Delleske:** Zur Schwerfeldseparation mittels 3D-Modellrechnungen im Hochgebirge. 74 S., 43 Abb., 17 Tab., 1993. DM 76,-.
- Band 20 / Michael Schmitz:** Kollisionsstrukturen in den Zentralen Anden: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen und Modellierung krustaler Deformationen. S. 1–127, 78 Abb., 2 Tab., 1993.
- Wolf-Dieter Heinsohn:** Druck- und Temperaturabhängigkeit der Geschwindigkeit-Dichte-Relation für extrem große Krustenmächtigkeiten. S. 131–226, 58 Abb., 9 Tab., 1993. DM 78,-.

Das vollständige Verzeichnis der lieferbaren Titel der Reihen A, B, C, D und E ist erhältlich bei: