

Was wissen wir über die tieferen Schichten der Erde?

Von Roland G. Schwab^[*]

In den vergangenen zwanzig Jahren haben moderne chemische und physikalische Methoden die Kenntnisse über die Erde wesentlich erweitern helfen. Es haben sich zum Teil neue Fragestellungen ergeben, z. B. bezüglich der Bindungsverhältnisse im Erdinnern, die das Forschungsobjekt Erde auch für den Chemiker interessant erscheinen lassen. In diesem Fortschrittsbericht wird versucht, einen Überblick über den Aufbau der Erde in heutiger Sicht zu geben. Naturgemäß sind dabei die den Chemiker betreffenden Aspekte besonders in den Vordergrund gerückt.

1. Einleitung^[**]

Zunächst erscheint es sinnvoll, den Gegenstand unserer Betrachtung mit seinen wichtigsten physikalischen Daten den benachbarten Himmelskörpern gegenüberzustellen: Die Erde bildet zusammen mit Merkur, Venus und Mars die vier inneren Planeten unseres Sonnensystems. Mit einer Masse von $6 \cdot 10^{27} \text{ g}$ und einem mittleren Radius von 6371 km ist sie der größte dieser Planeten, wie sich aus Tabelle 1 erübt.

Tabelle 1. Relative Masse, relativer Radius und Dichte der vier inneren Planeten (und des Mondes) (nach Urey [1]).

Planet	rel. Masse	rel. Radius	Dichte [g/cm ³]
Merkur	0.0543	0.377	5.59
Venus	0.8137	0.957	5.12
Erde	1.0	1.0	5.515
(Mond)	0.0123	0.2728	3.34
Mars	0.1077	ca. 0.525	ca. 4.1

Der Erdradius war bereits im alten Griechenland erstaunlich gut bekannt; die Erdmasse ergab sich aus den Arbeiten von Newton. Erst sehr viel später gelang es allerdings, Anhaltspunkte über die Struktur und die Zusammensetzung des Erdinneren zu bekommen. Neben einer Reihe anderer physikalischer und chemischer Disziplinen haben dabei in diesem Jahrhundert vor allem drei Fachgebiete grundsätzliche Beiträge geleistet, nämlich 1. die Seismik, 2. die Geochemie und 3. die moderne Höchstdruckforschung (Höchstdruckpetrologie).

Die Seismik ermöglicht die Messung physikalischer Parameter in der Erde. Die Höchstdruckforschung erlaubt es, geochemische Stoffsysteme unter den Druck- und Temperaturbedingungen (p-T-Bedingungen) des Erdinneren experimentell zu untersuchen.

Die Korrelation der geophysikalischen Daten mit den Ergebnissen der Geochemie und Höchstdruckpetrologie ist eine der Hauptaufgaben moderner geowissenschaftlicher Forschung. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, wie zuverlässig Aussagen über die tieferen Schichten der Erde

überhaupt sein können; nur in ihrem äußersten Teil, der Erdkruste, ist ja eine unmittelbare Probennahme und Untersuchung möglich. Auch Bohrungen bringen keine wesentliche „Vertiefung“ der direkten Erkenntnisse, da mehr als 10 km kaum erbohrt werden können. Zudem stehen Mittel im allgemeinen nur für kommerzielle Zwecke, etwa für die Suche nach Erdöl oder Erdgas, bereit. Das bedeutet aber, daß fast ausschließlich Sedimentschichten erbohrt werden. Einige wichtige Anhaltspunkte über Bereiche bis ca. 100 km Tiefe werden allerdings durch vulkanische Erscheinungen gegeben. Sofern jedoch als naturwissenschaftlich gesichert nur gilt, was direkter Beobachtung und Untersuchung zugänglich ist, sind solche Angaben nur über die Erdoberfläche zu erhalten, bei der die Möglichkeit einer repräsentativen Probennahme besteht. Wie in Chemie und Physik können darüber hinaus aber auch zuverlässige Aussagen aus indirekten Messungen gewonnen werden. Die analog den Atommodellen entwickelten Erdmodelle sind im Grundsätzlichen ebenso gesichert wie die Existenz des Elektrons oder des Atomkerns. Die wichtige Rolle der elektromagnetischen Wellen bei der Aufklärung der Struktur der Materie haben bei der Erforschung des Erdinneren die „seismischen Wellen“ übernommen.

2. Grundlagen und klassische Ergebnisse der Seismik

Durch seismische Messungen wird die Fortpflanzung elastischer Kompressionen und Verformungen im Erdkörper verfolgt, die von Erdbeben oder von nuklearen Sprengungen ausgelöst werden. Prinzipiell müssen zwei Arten von Schwingungen unterschieden werden, nämlich

1. Verdichtungs- oder Kompressionswellen (Longitudinalschwingungen) und
2. Scherungswellen (Transversalschwingungen).

Die Geschwindigkeiten v_L und v_T dieser sich dreidimensional ausbreitenden Raumwellen hängen von den elastischen Eigenschaften und von der Dichte der jeweils durchlaufenen Materie ab:

$$v_L^2 = \frac{K + 4\mu}{\rho} \text{ für die Verdichtungswellen}$$

und

$$v_T^2 = \mu \rho \text{ für die Scherungswellen}$$

K = Kompressionsmodul, μ = Torsionsmodul, ρ = Dichte.

In Festkörpern treten Wellen beider Arten gleichzeitig auf; in Flüssigkeiten und Gasen, die Formänderungen keinen Widerstand entgegensetzen, fällt die Scherungswelle weg. Damit

[*] Priv.-Doz. Dr. R. G. Schwab
Mineralogisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg
852 Erlangen, Schloßgarten 5

[**] Siehe auch weitere, hier nicht gesondert zitierte Arbeiten in: P. M. Hurley: *Advances in Earth Science*. M. I. T. Press, Cambridge, Mass. 1964; T. F. Gaskell: *The Earth's Mantle*. Academic Press, New York 1967; *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Spezialband über: Phase Transformations and the Earth's Interior. (Band 3 (1970)); P. J. Wyllie: *The Dynamic Earth*. Textbook in Geosciences. Wiley, New York 1971; A. R. Ritsema: *The Upper Mantle. Developments in Geotectonics*. Elsevier, Amsterdam 1972.

besteht bereits die Möglichkeit, im Inneren der Erde geschmolzene Bereiche zu erkennen.

Gemäß vorstehenden Gleichungen ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Kompressionswellen um den Faktor 1.7 größer als die der Scherungswellen. Registriert man also in einem bestimmten Abstand von einem Erdbebenherd die jeweils eintreffenden Wellen, so kommen als primäre (P-Wellen) die longitudinalen Kompressionswellen, als sekundäre (S-Wellen) die transversalen Scherungswellen an. Da mit zunehmender Tiefe infolge Selbstkompression die Dichte ρ zunimmt, zeigen die Raumwellen einen konvexen Verlauf bezogen auf den Erdmittelpunkt, d. h. sie tauchen in einem bestimmten Abstand vom Erdbebenherd wieder auf. Je weiter die Registrierstelle vom Erdbebenherd entfernt ist, desto tiefere Schichten der Erde werden erfaßt (Abb. 1).

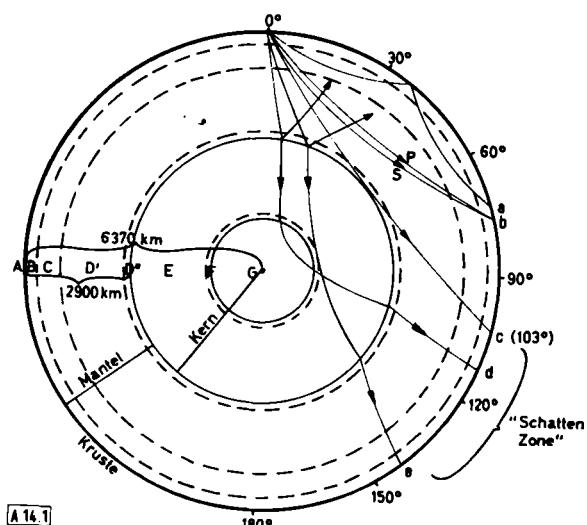


Abb. 1. Der Verlauf von Erdbebenwellen im Erdkörper; sofern nicht besonders gekennzeichnet, handelt es sich um P-Wellen. Mit zunehmender Winkelentfernung werden tiefere Schichten erfaßt: an Phasengrenzen erfolgen Reflexion und Brechung. Oberhalb 103° fallen die S-Wellen weg; P-Wellen werden nur dann beobachtet, wenn sie auch den Inneren Kern durchlaufen („Schattenzone“ von c bis e). Der Verlauf und die Geschwindigkeit der seismischen Wellen führen zur Einteilung in Kruste, Mantel und Kern sowie zu deren weiterer Unterteilung in Zonen („Bullen-Zonen“ A–G).

Treffen die seismischen Wellen beim Durchgang durch den Erdkörper auf Material- oder Phasengrenzen, so werden die jeweiligen „Strahlen“ neben Reflexion und Brechung auch in P- und S-Wellen aufgespalten, so daß die Seismogramme schließlich recht komplizierte Formen annehmen. An die Oberfläche kommende Erdbebenwellen werden einerseits reflektiert, andererseits aber regen sie Oberflächenwellen an, d. h. Störungen, die sich auf der Erdoberfläche zweidimensional fortpflanzen. Liegt die Schwingungsrichtung der Oberflächenwellen senkrecht zur Oberfläche, wie bei den Wasserwellen, so spricht man von „Rayleigh-Wellen“, liegt sie in der Oberfläche, so spricht man von „Love-Wellen“. Beide Störungen treten in den Seismogrammen mit maximaler Amplitude auf (M-Wellen). Die klassische seismische Analyse beruht auf der Erstellung von Geschwindigkeitsprofilen durch den Erdkörper, die durch komplizierte Rechnung aus den „Lauf-Zeit-Kurven“ gewonnen werden können. Diese Kurven (Abb. 2) werden erhalten, wenn man die Eintreffzeiten der jeweiligen Wellenart mit dem Abstand vom Erdbebenherd in Beziehung setzt.

Solche „Lauf-Zeit-Kurven“ zeigen einige charakteristische Besonderheiten (Abb. 2):

1. Sie sind für P- und S-Wellen konkav gegen die d-Achse (d = Winkelentfernung) gekrümmt, d. h. mit wachsender Entfernung oder mit zunehmender Eindringtiefe nimmt die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Raumwellen zu.

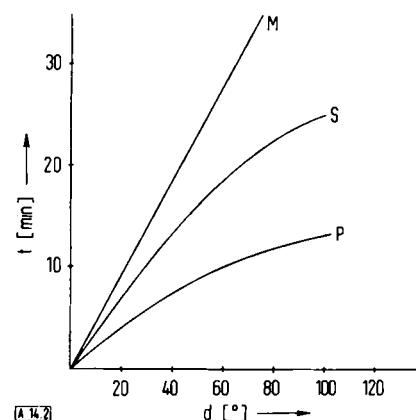


Abb. 2. Schematische Darstellung von „Lauf-Zeit-Kurven“ für P-, S- und M-Wellen. Die Kurven werden erhalten, wenn man in zunehmendem Abstand (Winkelentfernung d) vom Erdbebenherd die Eintreffzeiten t registriert.

2. Im Winkelabstand ab 103° werden P-Wellen nur selten, S-Wellen überhaupt nicht mehr registriert; allerdings bricht die „Lauf-Zeit-Kurve“ für S-Wellen schon geringfügig vor 103° ab, da ihr Strahlenverlauf von dem der P-Wellen etwas abweicht.
3. Die Oberflächenwellen (M-Wellen) ergeben in den „Lauf-Zeit-Kurven“ Geraden, da sie den Erdball mit konstanter Geschwindigkeit umlaufen. Ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit hängt von der Wellenlänge ab. Die Auswertung von Messungen an Oberflächenwellen wurde erst durch Computer möglich.

3. Der Schichtenbau der Erde – ein Ergebnis der klassischen Seismik

Die Auswertung der „Lauf-Zeit-Kurven“ von Raumwellen er gab bereits frühzeitig die Notwendigkeit einer Dreiteilung der Erde in Kruste, Mantel und Kern. Die ersten Anhaltspunk

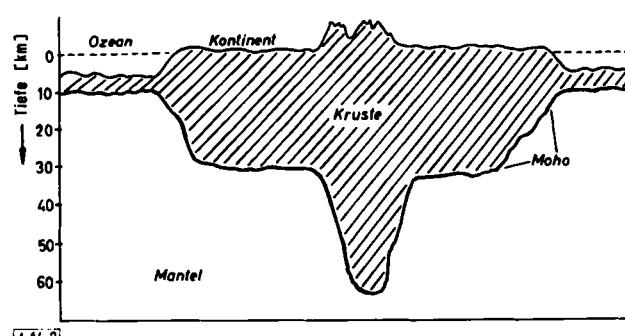


Abb. 3. Schematische Darstellung der Krustendicke im ozeanischen und im kontinentalen Bereich, entsprechend einer unterschiedlichen Tiefenlage der „Moho“. Die Dicke der Erdkruste beträgt im ozeanischen Bereich durchschnittlich 5 km und in Kontinenten 33 km. Unter Hochgebirgen werden mehr als 60 km erreicht.

te für die Existenz eines zentralen Erdkerns kamen 1906 von *Oldham*^[2]. 1909 wies *Mohorovičić*^[3] auf eine plötzliche Geschwindigkeitszunahme der Raumwellen in rund 30 km Tiefe hin. Diese *Mohorovičić*-Diskontinuität („Moho“) markiert die Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel. Ihre Tiefenlage und damit die Dicke der festen Erdkruste ist sehr unterschiedlich (Abb. 3).

Der Übergang vom Erdmantel zum Erdkern ist nach *Jeffreys*^[4] in einer Tiefe von 2898 ± 3 km zu erwarten. Der große zentrale Kern manifestiert sich durch markant veränderte elastische Eigenschaften. So werden die P-Wellen im Äußeren Kern verlangsamt und die seismischen Strahlen in den Kern hineingebrochen. Das bedingt den „Abschattungseffekt“ des Erdkerns im Winkelabstand von 103° bis ca. 142° . Hier treten nur P-Wellen auf, die den inneren Teil des Erdkerns durchlaufen und dort stark abgebeugt werden (Abb. 1). Das völlige Verschwinden der Scherungswellen beschreibt den äußeren Kern als flüssig, während für seinen inneren Teil wieder der feste Aggregatzustand angenommen werden muß^[5-7]. Der Erdmantel macht mit ca. 68.5 Gew.-% den Hauptteil der Erdmasse aus, gefolgt von ca. 31.0 Gew.-% des Erdkerns. Die Kruste umfaßt weniger als 0.5 Gew.-%.

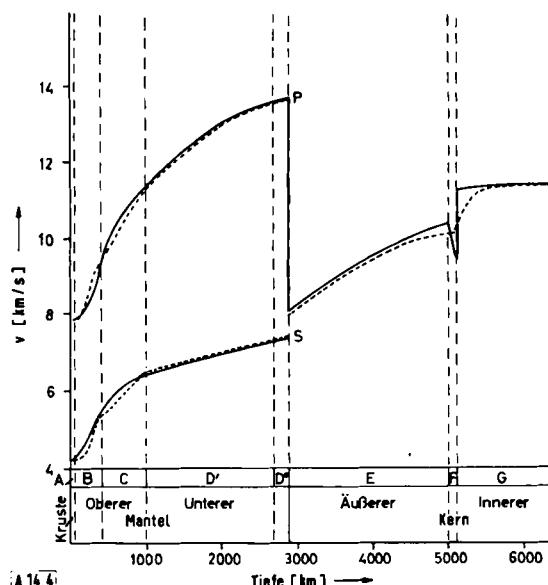


Abb. 4. Die seismischen Profile nach *Jeffreys* [4] (—) und *Gutenberg* [8] (—). Die Geschwindigkeitsverteilung der P- und S-Wellen (v = Geschwindigkeit) veranlaßte *Bullen* [7] zu einer weiteren Unterteilung in acht charakteristische Zonen.

Die Einteilung der Erde in ihre drei Hauptzonen spiegelt sich auch im klassischen seismischen Profil von *Jeffreys*^[4] wider (Abb. 4). Auf den Jeffreysschen Daten basiert die zonare Einteilung der Erde in die acht „Bullen-Zonen“^[6, 7] (Tabelle 2).

Tabelle 2. Die „Bullen-Zonen“.

Bullen-Zone	Tiefe [km]	Name
A	0-33	Kruste
B	33-410	Oberer Mantel
C	410-1000	
D'	1000-2700	Unterer Mantel
D"	2700-2900	
E	2900-4980	Äußerer Kern
F	4980-5120	Übergangszone
G	5120-6371	Innerer Kern

Es stellt sich die Frage, mit welchen Phasen und Gesteinen die seismischen Geschwindigkeiten in den jeweiligen Bullen-Zonen am einfachsten zu erklären sind. Dazu müssen zum einen die „seismischen Profile“ verfeinert, zum anderen die p,T-Verhältnisse und die chemischen Zusammensetzungen im Inneren der Erde näher untersucht werden.

4. Neuere seismische Ergebnisse

Neuere Untersuchungen an Oberflächenwellen und von Eigenschwingungen des Erdkörpers, wie sie bei großen Erdbeben zu beobachten sind, haben neben einer Verfeinerung der seismischen Profile auch zuverlässigere Kenntnisse über die Dichteverteilung in der Erde erbracht. Vor allem im Oberen Erdmantel ergaben sich eine Reihe wichtiger Änderungen der klassischen Ergebnisse. Bei der Mehrzahl der Autoren besteht über folgendes Übereinstimmung (Abb. 5): Im Oberen Mantel

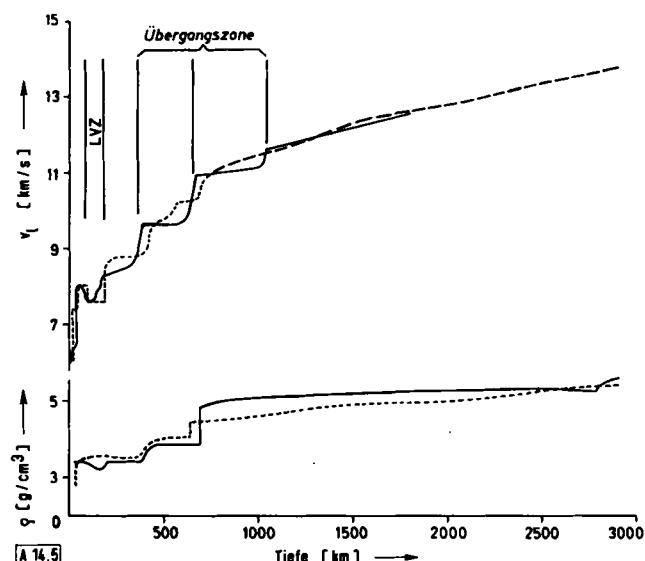


Abb. 5. Geschwindigkeit der P-Wellen (v_p) sowie Dichten im Erdmantel. Hervorstechend sind nach der Zunahme in der „Moho“ (30 km Tiefe) die plötzliche Abnahme der seismischen Geschwindigkeiten in der LVZ und die stufenförmigen Geschwindigkeitszunahmen in der Übergangszone (nach *Archambeau* et al. [13] (—), *Helberger* u. *Wiggins* [14] (—) sowie *Vinnik* u. *Nikolayev* [15] (—)). Die seismischen Geschwindigkeiten lassen sich mit den Dichten relativ gut korrelieren (nach *Anderson* [11] (—) sowie *Jordan* u. *Anderson* [12] (—)).

findet sich eine Zone, in der besonders die Geschwindigkeit der Scherungswellen (S-Wellen) deutlich erniedrigt ist. Diese „Low-Velocity-Zone“ (LVZ) erscheint weltweit in einer Tiefe von ca. 100–250 km. Sie war erstmals von *Gutenberg*^[9, 10] vermutet worden. Darüber hinaus wird übereinstimmend von mindestens zwei deutlichen Geschwindigkeitszunahmen im Oberen Mantel berichtet, die bei 300–400 km und bei 600–700 km lokalisiert und mit entsprechenden Dichtesprüngen verknüpft sind. Eine weitere Diskontinuität liegt wahrscheinlich bei 1050–1150 km Tiefe. Diesen Bereich des Mantels (400–1050 km) bezeichnet man auch als „Übergangszone“. Für die Geschwindigkeits- und Dichteverteilung des Unteren Mantels ergeben sich relativ übereinstimmende Daten. Diskrepanzen bestehen im wesentlichen noch über die Natur der Übergangs-

zone zwischen Mantel und Kern ab ca. 2800 km Tiefe und auch über die genaue Größe des Kerns. Allgemein wird der Beginn des Kerns in eine Tiefe von 2898 (rund 2900) km gelegt. Die Angaben der einzelnen Autoren gehen jedoch bis zu 2821 km.

Beim Kern selbst kann nur der flüssige Zustand des Äußeren Kerns und der feste Zustand des Inneren Kerns als gesichert gelten. Es sind jedoch bis zu vier Schichten im Kern vorgeschlagen worden^[16]. Aus der DichteVerteilung errechnet sich mühe-los der in der jeweiligen Tiefenlage herrschende Druck aus der Masse der auflastenden Gesteinsschichten. Der Druck steigt von 1 atm an der Erdoberfläche bis über 3000 kbar (1 kbar = 1000 bar; 1 bar ≈ 0.99 atm) im Erdkern an (siehe Abb. 6).

5. Die chemische Zusammensetzung der Erde

Eine Interpretation der seismischen Geschwindigkeiten und der zugehörigen Dichten ist nur dann möglich, wenn Anhaltspunkte über die chemische Zusammensetzung von Kruste, Mantel und Kern vorliegen. Dann können entsprechende Stoffsysteme experimentell unter den jeweiligen p,T-Bedingungen studiert werden. Alle Erscheinungen der Geschwindigkeits-Dichte-Verteilung, die nicht dem Effekt der Selbstkompression der jeweiligen Schicht zugeschrieben werden können, müssen sich durch Phasenänderungen oder durch Änderungen in der chemischen Zusammensetzung erklären lassen. Vergleichende Höchstdruckexperimente sind heute unter statischen Bedingungen bis ca. 450 kbar bei Raumtemperatur und ca. 300 kbar bei 1200°C möglich^[17]. Unter dynamischen Bedingungen (Stoßwellenexperimente) kann der gesamte Druckbereich im Erdkörper experimentell beherrscht werden. Erforderlich ist also in jedem Fall eine möglichst genaue Kenntnis der jeweiligen chemischen Zusammensetzungen.

Übereinstimmung besteht darüber, daß die chemische Zusammensetzung der Erde von ihrer Bildungsgeschichte bestimmt ist und daß Sonnensystem und Erde gemeinsam aus einer „Gas-Staub-Wolke“, letztere durch Aggregation von festen Komponenten, entstanden sind.

Für die chemische Zusammensetzung der Urssubstanz gibt es drei Anhaltspunkte:

1. Die Verteilung der Elemente, wie sie bei der Nuklearsynthese zu erwarten ist;
2. die Verteilung der Elemente in der Sonne und
3. Ergebnisse chemischer Untersuchungen an meteoritischem Material, und zwar möglichst an solchem, das vielleicht noch unveränderte Aggregationen aus der ursprünglichen Gas-Staub-Wolke enthält.

Die genannten Quellen weisen für die Erde auf eine Ausgangszusammensetzung hin, wie sie in bestimmten kohlenstoffhaltigen Steinmeteoriten (kohlige Chondrite vom Typ I) vorliegt. Die Hauptkomponenten sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

Das feste Ausgangsmaterial, aus dem sich im Sonnensystem die Erde gebildet hat, könnte man also vereinfacht als Silicat-Eisenoxid-Staub mit relativ hohen Anteilen an Eis und Kohlenstoff bezeichnen. In der Literatur besteht Einigkeit darüber, daß dieses Ausgangsmaterial während der Aggregation ein Reduktionsstadium bei hohen Temperaturen durchlaufen ha-

Tabelle 3. Hauptkomponenten in kohligen Chondriten vom Typ I (nach Wiik [18]).

Komponente	[Gew.-%]	Komponente	[Gew.-%]
H ₂ O	19.29	P ₂ O ₅	0.35
C	3.97	K ₂ O	0.07
Organisches Material	5.53	CaO	1.56
Na ₂ O	0.74	TiO ₂	0.07
MgO	15.96	Cr ₂ O ₃	0.34
Al ₂ O ₃	1.64	MnO	0.22
SiO ₂	22.63	FeO	10.42
NiO	1.29	FeS	16.73
		CoO	0.06

ben muß. Umstritten ist lediglich, ob dies in einem Urkörper (Einstufentheorie nach Ringwood^[19, 20]) oder in mehreren kleineren Urkörpern (Mehrstufentheorie nach Urey^[21-27]) geschah. In jedem Fall wurden dabei die Eisenoxide zum Metall reduziert. Als Reduktionsmittel soll der im Ausgangsmaterial vorhandene Kohlenstoff oder die organische Substanz gewirkt haben. Die für den Reduktionsprozeß erforderlichen Temperaturen seien von der kinetischen Energie auffallender Staubteilchen und größerer Bruchstücke geliefert worden.

Die reduzierenden Bedingungen bei Temperaturen über 1000°C führten zu einer selektiven Abreicherung der leicht flüchtigen Elemente und zu einer entsprechenden Anreicherung der schweren flüchtigen wie Ca, Mg, Al, Si, Ti (als Oxide) und Fe, Co, Ni (als Elemente).

Die resultierenden Silicat-Metall-Phasen – sei es in einem Urkörper oder in mehreren – waren gravitativ instabil. Das schwerere Metall sammelte sich unter Freisetzen der Gravitationsenergien im Zentrum und bildete den Erdkern. Nach diesen Auffassungen muß sich also neben einem metallischen, im wesentlichen aus Eisen bestehenden Kern und neben einer massenmäßig kaum ins Gewicht fallenden Kruste ein Erdmantel gebildet haben, der im wesentlichen aus Mg, Fe-Silicaten zusammengesetzt ist.

Die chemischen Modelle für den Erdmantel, der im übrigen mit ca. 68 Gew.-% und mit 90 Vol.-% den Hauptteil des Erdkörpers umfaßt, stimmen in folgenden Punkten überein:

1. Mehr als 90 Gew.-% des Mantels lassen sich durch das System MgO—FeO—SiO₂ beschreiben; kein anderes Oxid macht mehr als 4 Gew.-% aus.
2. Die Komponenten Na₂O—CaO—Al₂O erreichen zusammen zwischen 5 und 10 Gew.-%, so daß sich im Sechskomponentensystem MgO—FeO—SiO₂—Na₂O—CaO—Al₂O₃ rund 98 Gew.-% des Mantels erfassen lassen.
3. Kein weiteres Oxid kommt an 0.6 Gew.-% heran. Da MgO und FeO in den meisten Silicaten wechselseitig ersetzbar sind und das gleiche zu einem Teil auch für Na₂O und CaO gilt, kann der Erdmantel vereinfacht im quaternären System CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ beschrieben werden.

Damit verträglich sind die Mittleren Atomgewichte, die sich aus einer seismischen Zustandsgleichung herleiten lassen, wie sie von Anderson^[11, 28, 29] vorgeschlagen wurde. Sie basiert auf dem Seismischen Parameter Φ , der gemäß

$$\Phi = K/\rho \quad (a)$$

$$\Phi = \partial p/\partial \rho \quad (b)$$

$$\Phi = v_f^2 - K(4/3)v_t^2 \quad (c)$$

(K = Kompressionsmodul, ρ = Dichte, p = Druck, v_f = Geschwindigkeit der Kompressionswellen, v_t = Geschwindigkeit der Scherungswellen)

über seismische Daten (c), über statische Höchstdruckexperimente (a und b) und über Stoßwellenversuche (b) zugänglich ist (s. auch Abschnitt 2). Das Mittlere Atomgewicht im Oberen und Unteren Mantel lässt sich daraus zu 22.4 abschätzen. Das ist der gleiche Wert, zu dem auch Birch^[30] auf anderem Wege kommt.

Für den äußeren Kern wäre mit Werten zwischen 45.7 und 53.2 zu rechnen; zum Vergleich: das Atomgewicht des Eisens beträgt 55.85. Auch diese Überlegungen sprechen also für einen Eisenkern und einen Mg,Fe-Silicatmantel.

Bevor näher auf die Phasen in Kruste, Mantel und Kern eingegangen werden kann, muß ein weiterer wichtiger Parameter besprochen werden, nämlich die in den jeweiligen Schichten herrschende Temperatur.

6. Die Temperaturen im Inneren der Erde

Während über die Druckverteilung in der Erde präzise Angaben möglich sind, ist dies bei den Temperaturen nicht der Fall. Man kann nur Grenzbedingungen angeben, die im wesentlichen auf Messungen des Wärmeflusses durch die Erdoberfläche und auf den jeweiligen Solidustemperaturen sowie dem Aggregatzustand in den einzelnen Schichten basieren.

Der mittlere Wärmefluß beträgt sowohl im ozeanischen als auch im kontinentalen Bereich

$$f = 1.5 \times 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$$

Legt man eine durchschnittliche Wärmeleitfähigkeit der Gesteine von

$$c = 5 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$$

zugrunde, so ergibt sich daraus eine „Geotherme“ von $3 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$. Das bedeutet, daß bereits in 100 km Tiefe $3000 \text{ }^{\circ}\text{C}$ zu erwarten wären. Die seismischen Daten zeigen aber, daß praktisch der gesamte Mantel kristallin sein muß, während der metallische Äußere Kern geschmolzen ist. Die Solidustem-

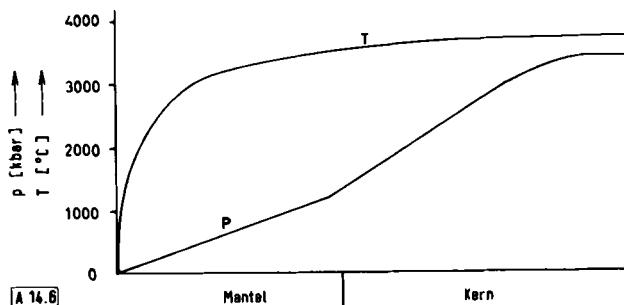


Abb. 6. Die Druck- und Temperaturverteilung in der Gesamterde.

peraturen der Mantelsilicate werden also im allgemeinen nicht überschritten. Daraus lassen sich für die Grenze Mantel/Kern Temperaturen um $4000 \text{ }^{\circ}\text{C}$ abschätzen. Wie aber die zahlrei-

chen Vulkane beweisen, die Gesteinsschmelzen an die Erdoberfläche befördern, ist zumindest im Bereich des Oberen Mantels eine lokale Überschreitung der Solidustemperaturen möglich. Unter Berücksichtigung dieser Umstände ergibt sich ein steiler Temperaturanstieg in Kruste und Oberem Mantel, dem ein sehr flacher Verlauf im übrigen Erdkörper folgt (Abb. 6). Die exakte Lage der Geothermen in Kruste und Oberem Mantel hängt von einer Reihe von Faktoren ab. Dazu gehören die thermische Vorgeschichte der Erde, die elektrische und thermische Leitfähigkeit der jeweiligen Schicht, die genaue geochemische Elementverteilung, Art und Umfang der Wärmeproduktion sowie die Art der Wärmeleitung.

Entscheidend ist auch, inwieweit und in welchem Umfang Konvektion möglich ist. Letzten Endes resultieren also recht unterschiedliche Geothermen im Oberen Mantel, die sich jedoch mit zunehmender Tiefe einander stark annähern (Abb. 7).

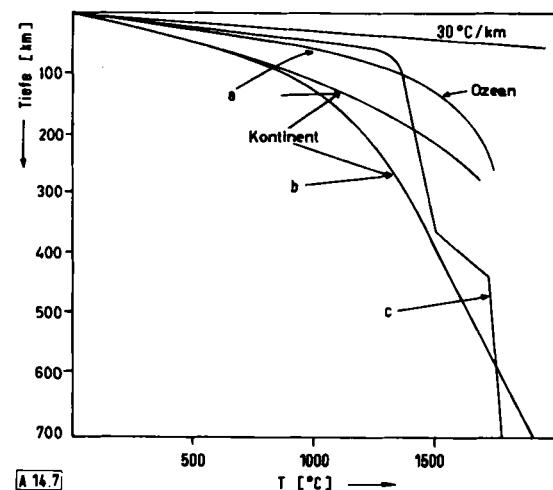


Abb. 7. Der Verlauf der Geothermen im Oberen Erdmantel nach Angaben von Ringwood [20] (a), Clark u. Ringwood [31] (b) sowie Turcotte u. Oxburgh [32] (c). Man beachte die Unterschiede zwischen Ozean und Kontinent sowie die fast konstanten Temperaturverhältnisse, wie sie in einer Tiefe von ca. 100–400 km wegen Konvektion angenommen werden (c). Eingetragen ist auch der theoretische Wert von $30 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, der aus Messungen des Wärmeflusses durch die Erdkruste hergeleitet wurde.

Der Verlauf der Geothermen zeigt, daß in der Kruste und im Oberen Mantel der überwiegende Teil der Erdwärme produziert wird. Die Ursache hierfür liegt in der bevorzugten Anreicherung der natürlichen radioaktiven Elementen in Kruste und Oberem Mantel, während sie in der übrigen Erde fast völlig fehlen. Im weiteren sollen nun die in den jeweiligen Schichten zu erwartenden Phasen und Gesteine besprochen werden.

7. Die Erdkruste

Die Erdkruste mit ihren direkt zugänglichen Gesteinen ist nach chemischer und mineralogischer Zusammensetzung gut bekannt. Die ozeanische Kruste besteht unter einer ca. 1 km dicken Schicht von Tiefseesedimenten aus einem dunklen magmatischen Gestein, dem Basalt. Dieser ist im wesentlichen

aus Ca,Mg,Fe-Metasilicaten (Pyroxenen) und aus Ca,Na-Alumosilicaten des Systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, den Plagioklasen, zusammengesetzt. Entsprechende Laven werden auch aus der Mehrzahl der ca. 800 heute noch aktiven Vulkane gefördert, und zwar sowohl im ozeanischen als auch im kontinentalen Bereich.

Aufgrund der seismischen Daten und von Geländebeobachtungen kann man davon ausgehen, daß auch der unterste Teil der kontinentalen Kruste basaltische Zusammensetzung aufweist. Der obere Teil der kontinentalen Erdkruste wird im wesentlichen von den Reaktionen der Gesteine mit der Atmosphäre bestimmt, d. h. von Verwitterung und Sedimentierung. Bei Absenkung der Sedimente in den p,T-Bereich der mittleren Kruste kommt es zuerst zu Verfestigung (Diagenese), dann zu Fest-Fest-Reaktionen unter Mineralneubildung (Metamorphose) und schließlich auch zu partiellen Aufschmelzungen (Anatexis).

Aus Untersuchungen an diesen Systemen weiß man, daß die primär entstehende eutektische Schmelze sehr wasserreich ist und granitische Zusammensetzung aufweist. In den entstehenden Magmen-Kammern kommt es zu Konvektionsströmungen. Diese reißen vom Dach und von den Wänden der Magmen-Kammern Material ab, das ganz oder teilweise erschmolzen wird, während am Boden Kristallisation erfolgt. Dieser Vorgang führt zu einem Aufstieg der Magmen-Kammern, bis sie letztlich nahe der Erdoberfläche als große Granit-Dome erstarren. Diese werden später durch die Erosion freigelegt und wieder zu Sedimenten umgearbeitet. Die kontinentale Kruste zeigt also eine Schichtstruktur (Abb. 8). Mit Gesteinschmelzen ist im mittleren Teil der Kruste zu rechnen; allerdings sind diese sehr SiO_2 -reich (sauer): Die Magmen der Kruste sind granitisch und treten nur im kontinentalen Bereich auf.

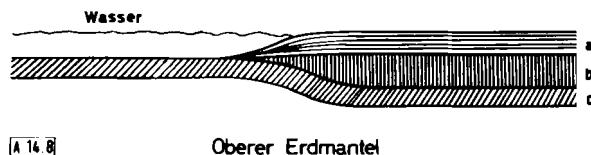


Abb. 8. Schematische Darstellung des Schichtenbaus der kontinentalen Kruste. a = Sediment, b = Granite und Gneise, c = Basalt/Gabbro.

Die Entstehung basaltischer Schmelzen ist im Bereich der Kruste nicht zu erwarten. Das ist leicht einzusehen, wenn man die Schmelzbereiche von Graniten und Basalten den p,T-Bedingungen in der Kruste und im Oberen Erdmantel gegenüberstellt (Abb. 9). Innerhalb der Variationsbreite der Geothermen können sich granitische Schmelzen ab ca. 20 km Tiefe bilden, sofern entsprechendes Ausgangsmaterial vorhanden ist. Basaltische Schmelzen können in Abwesenheit von H_2O weder in der Kruste noch im Erdmantel entstehen. Bei Anwesenheit von Wasser ist die Bildung basaltischer Schmelzen unter den Bedingungen des Oberen Erdmantels möglich. Neben den granitischen Magmatismus der Kruste tritt also der basaltische Magmatismus des Oberen Erdmantels.

Die basaltischen Magmen aus dem Erdmantel können uns wichtige Informationen über diesen Teil der Erde liefern. Die Schmelzen werden jedoch während des Aufstiegs durch frak-

tionierende Kristallisation und/oder durch Aufnahme von Krustenmaterial (Assimilation) teilweise chemisch stark verändert. Oxidationsvorgänge können unter Ausscheidung von oxidischen Eisenerzen zu sauren Restschmelzen führen.

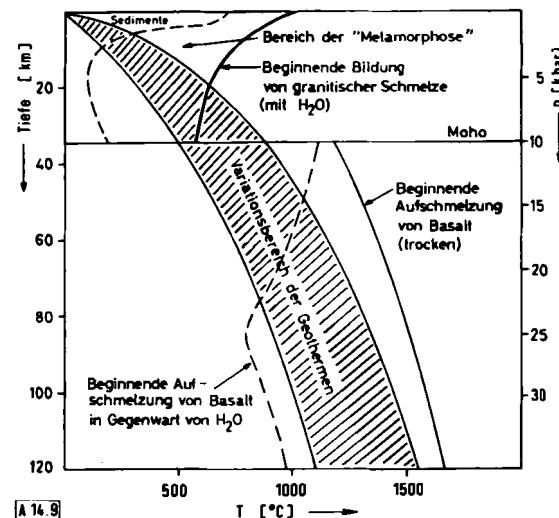


Abb. 9. Die Möglichkeiten zur Bildung von Gesteinschmelzen in der Erdkruste und im Oberen Erdmantel. Basaltische Schmelzen können sich nur im Oberen Erdmantel und bei Anwesenheit von H_2O bilden; granitische Magmen entstehen in der Erdkruste. Hier bilden sich auch die metamorphen Gesteine.

Ein Teil der basaltischen Schmelzen erstarrt nicht als eigentlicher Basalt an der Erdoberfläche, sondern bereits in der Tiefe, z. B. in der Unteren Kruste. Bei den hier herrschenden Abkühlungsbedingungen kristallisieren sie sehr langsam und bilden ein besonderes Gefüge aus. Man bezeichnet daher die in der Tiefe erstarrten basaltischen Magmen mit einem besonderen Namen als „Gabbro“.

Die Untere Kruste wäre also korrekter als gabbroid zu bezeichnen. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, in welcher Weise der Übergang von der Kruste zum Erdmantel in der „Moho“ zu deuten ist; ist die „Moho“ eine Phasengrenze oder eine chemische Grenze?

8. Der Erdmantel

8.1. Die Natur der „Moho“

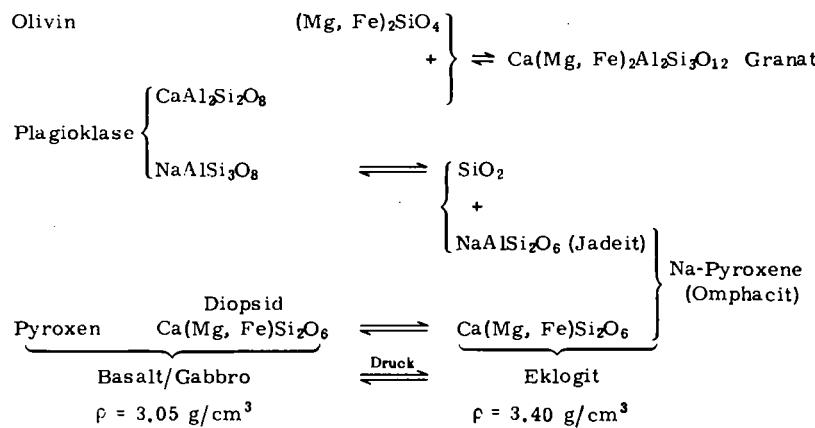
Gemäß der chemischen Zusammensetzung des Erdmantels sind unterhalb der „Moho“ im wesentlichen Mg,Fe-Silicate zu erwarten. Interessanterweise genügen nur zwei Gesteinsarten nach Zusammensetzung, Dichte, Mineralbestand etc. den geophysikalischen Forderungen. Beide Gesteine bestehen im wesentlichen aus Metasilikaten und Orthosilikaten.

Das eine, der Eklogit, bildet sich direkt aus Basalt, wenn er Drucken von ca. 15 kbar bei 1000 °C ausgesetzt wird. Er erleidet dann eine isochemische Phasentransformation, bei der vor allem die locker gepackten Gerüststrukturen der Feldspäte in die dichteren Mineralphasen der Orthosilikate und

Metasilicate übergehen. Die Reaktion läßt sich wie in Schema 1 formulieren.

Die Umwandlung von Basalt oder Gabbro in Eklogit führt zu einer deutlichen Erhöhung der Dichte, mit der sich die Geschwindigkeitszunahme der seismischen Wellen in der „Moho“ gut erklären ließe. Es besteht allerdings noch keine Über-

graphischen Beobachtungen gestützt^[41-45, 31]. Leitet man den Pyrolit von einem Verhältnis Basalt: Dunit = 1:3 ab, so lassen sich zum einen der ozeanische Wärmefluß und die seismischen Geschwindigkeiten gut erklären, zum anderen ist eine entsprechende chemische Zusammensetzung auch nach dem „chondritischen Erdmodell“ zu erwarten (Tabelle 4).



Schema 1.

einstimmung über den Verlauf des Transformationsbereiches im p,T-Diagramm, vor allem bei niedrigeren Temperaturen^[33, 34]. Deutet man die „Moho“ als Phasengrenze Gabbro/Eklogit^[33, 35-39], so müssen die basaltischen Magmen durch *volständige* Aufschmelzung dieses „Mantelgesteins“ entstehen.

Als zweites mögliches Mantelgestein mit Olivin anstelle von Granat als Orthosilikat bietet sich der Peridotit an. Peridotit ist chemisch anders zusammengesetzt als Basalt, so daß in diesem Falle die „Moho“ als eine chemische Grenze anzuspre-

Gegen die „Moho“ als reine Phasengrenze sprechen mehrere Argumente, von denen nur angeführt sei, daß bei einer Phasengrenze eine strenge Korrelation zwischen dem Wärmefluß, der ja von der Temperatur in der Tiefe abhängt, und der Lage der „Moho“, d. h. der Krustendicke bestehen müßte. Bei gleichem Wärmefluß im ozeanischen und im kontinentalen Bereich sind die großen Mächtigkeitsunterschiede zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste dann aber nicht zu erklären. Auch aus einer Reihe geochemischer Gründe muß ein eklogitischer Erdmantel als eine äußerst unbefriedigende Hypothese angesehen werden^[47].

Mit der Anwesenheit von Eklogit im Bereich des Oberen Mantels ist aber durchaus zu rechnen. Durch partielle Aufschmelzung des peridotitischen Mantels entstandene basaltische Schmelzen sollten nämlich vor allem in tektonisch aktiven Bereichen teilweise in das p,T-Gebiet der Eklogitbildung verfrachtet und demgemäß transformiert werden. Auf diese Weise entstehen Mantelbereiche mit Eklogitlagen im peridotitischen Gestein^[48].

Man kann also auf einen peridotitischen Erdmantel pyrolytischer Zusammensetzung mit lateral recht stark variierenden Eklogitschichten schließen. Ist diese Annahme richtig, so müssen sich die seismischen Diskontinuitäten des Erdmantels mit den Phasenänderungen dieses Mantelgesteins, die unter den jeweiligen p,T-Bedingungen eintreten, korrelieren lassen.

Tabelle 4. Zusammensetzung des Mantelgesteins (nach Green u. Ringwood [46]) in Gew.-% und Definition einiger wichtiger Gesteinsnamen.

	Ableitung als Pyrolit	Ableitung aus dem „chondritischen Erdmodell“
SiO ₂	43.06	44.69
MgO	39.32	39.08
FeO	6.66	7.81
Fe ₂ O ₃	1.66	—
Al ₂ O ₃	3.99	4.09
CaO	2.65	3.19
Na ₂ O	0.61	1.14

Eklogit: besteht hauptsächlich aus Pyroxen (Metasilicat) und Granat (Orthosilikat); er ist das Hochdruck-Äquivalent des Basaltes

Peridotit: enthält mehr als 90% Pyroxen + Olivin (Orthosilikat)

Dunit: enthält mehr als 90% Olivin

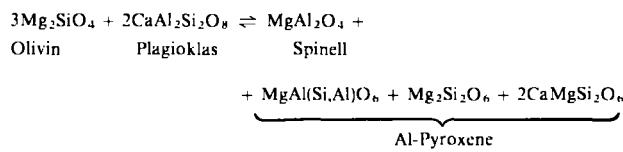
Pyrolit: ein spezieller Peridotit der Zusammensetzung Dunit: Basalt = 3:1 (Mantelperidotit)

chen wäre. Aus dem Peridotit des Oberen Mantels muß durch fraktionierende Aufschmelzung ein basaltisches Magma entstehen können. Ringwood^[40] bezeichnet einen derartigen Peridotit als „Pyrolit“. Die Auffassung von einem peridotitischen Erdmantel wird durch eine Reihe von geologischen und petro-

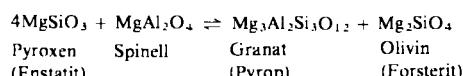
8.2. Phasentransformationen im Peridotit bei Erhöhung von Druck und Temperatur

Wenn wir davon ausgehen, daß der Mantelperidotit auch Na₂O, CaO und Al₂O₃ enthält, so tritt bei 1 atm als Aluminiumträger ein Gerüstsilicat auf, der Na-Ca-Feldspat (Plagioklas). Man spricht in diesem Falle von Plagioklas-Peridotit. Wie beim Plagioklas der Basalte wird auch hier die lockere

Gerüststruktur bei Druckerhöhung instabil; sie reagiert mit dem Olivin (formal) gemäß



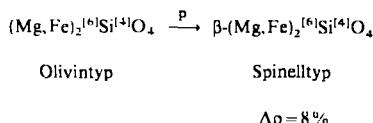
Aus dem Plagioklas-Peridotit bildet sich also ein Spinell-Peridotit mit Al-Pyroxenen. Dieser wird bei weiterer Druckerhöhung aufs neue verdichtet; die Granatphase entsteht durch Reaktion von Pyroxen mit Spinell (formal) gemäß



Der Spinell-Peridotit geht in den Granat-Peridotit über. Wegen ihrer Wichtigkeit für Erscheinungen auf der Erdoberfläche wird die „Low-Velocity-Zone“ (LVZ) der seismischen Profile zwischen 100 und 250 km später gesondert behandelt werden. Zu prüfen wäre dann, ob die plötzlichen Geschwindigkeitszunahmen der seismischen Wellen bei ca. 400 km und bei ca. 650 km Tiefe mit Verdichtungsreaktionen des Mantelperidotites bei den entsprechenden p,T-Bedingungen zusammenfallen. Bis zu einer Tiefe von ca. 400 km bleibt Granat-Peridotit stabil.

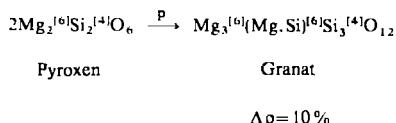
Bei darüber hinausgehenden p,T-Bedingungen lassen sich nach Ringwood^[49] zwei Verdichtungsreaktionen experimentell belegen, nämlich

1. Die Umwandlung von Olivin $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ in eine Höchstdruckphase vom Spinelltyp, bei der Si^{4+} allerdings noch tetrakoordiniert vorliegt, gemäß



und

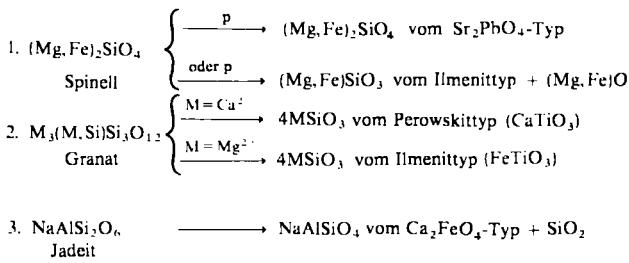
2. Der Zerfall der Metasilicate (Pyroxene) in komplexe Granate, wobei ein Viertel des vorhandenen Si^{4+} in Hexakoordination übergeht, z. B. gemäß



Da Olivin ca. 57 % und Pyroxen ca. 25 % des Mantelperidotits ausmachen, erklären sich die beobachteten Dichtesprünge und die damit zusammenhängenden steilen Geschwindigkeitszunahmen der seismischen Wellen bei ca. 400 km Tiefe. Nach den experimentellen Ergebnissen sind *zwei* nahe beisammen liegende seismische Diskontinuitäten zwischen 360 und 420 km

zu erwarten, die auch durch neuere Messungen bestätigt wurden^[50, 51].

Bei der zweiten größeren seismischen Diskontinuität in ca. 650 km Tiefe (230 kbar) laufen nach thermodynamischen Überlegungen, basierend auf Germanat-Modellsystemen, sowie nach Stoßwellenexperimenten die in Schema 2 gezeigten Verdichtungsreaktionen ab.



Schema 2

Bei diesen Transformationen kommt es zur Hexa-Koordination des gesamten Si^{4+} , die mit einem erheblichen Dichtesprung verbunden ist. Die Normaldichte ρ_0 des hier gebildeten Gesteins liegt zwischen 3.99 und 4.03 g/cm³. Sie wäre etwa gleich der einer entsprechenden isochemischen Mischung der freien Oxide, in der $\text{Si}^{[6]}\text{O}_2$ im Rutiltyp als Stishovit vorliegt. Bei weiteren seismischen Diskontinuitäten muß also die Möglichkeit einer Transformation in noch dichtere Phasen angenommen werden.

Zumindest eine weitere deutliche seismische Diskontinuität bei 1050 km Tiefe gilt als gesichert. Die seismischen Profile des Unteren Mantels lassen darüber hinaus jedoch keine größeren Dichteänderungen mehr zu. Schon für die Erklärung der Diskontinuität bei 1050 km wären Verdichtungsreaktionen der Silicate zu Verbindungen zu diskutieren, deren Dichte um 5 % über der der freien Oxide liegt. In diesem Falle müssen Mg^{2+} und Fe^{2+} eine höhere Koordinationszahl als 6 annehmen: Möglich wäre z. B. der Übergang von MgSiO_3 (Ilmenityp) in die Perowskit-Struktur und von Mg_2SiO_4 (vom Sr_2PbO_4 -Typ) in die K_2NiF_4 - oder Ca_2FeO_4 -Struktur. Hier liegt zwar Si^{4+} noch in Hexakoordination vor, aber Mg^{2+} (und/oder Fe^{2+}) hat die Koordinationszahl 12.

8.3. Der Untere Erdmantel

Die Möglichkeit zu weiteren Phasenumwandlungen ist vermutlich damit noch nicht erschöpft. Der Untere Mantel an der Grenze zum Erdkern sollte in einen Zustand dichtester Atompackungen „gepreßt“ sein. Bis jetzt wurde immer von einem chemisch einheitlich zusammengesetzten Erdmantel mit $X_{\text{FeO}} = \text{ca. } 0.1$ ausgegangen^[31], eine Auffassung, die von einigen Geophysikern nicht geteilt wird^[38, 51]. Diese nehmen im Unteren Mantel eine Eisenanreicherung mit fortschreitender Tiefe an. Neuere seismische Messungen von Johnson^[52] (Abb. 10) deuten auf das Vorhandensein weiterer Phasentransformationen hin, die der bisher angenommenen Homogenität^[31, 53, 54] in diesem Bereich widersprechen.

Die experimentelle Interpretation der Phasenverhältnisse im Unteren Mantel geht im wesentlichen auf Stoßwellenexperimente^[55, 56] zurück. Auch hieraus ergibt sich, daß unter ent-

sprechenden p,T-Bedingungen die Dichten höher sind als die der freien Oxide. Die Experimente sprechen also ebenfalls für weitere Phasentransformationen im Unteren Mantel, ob-

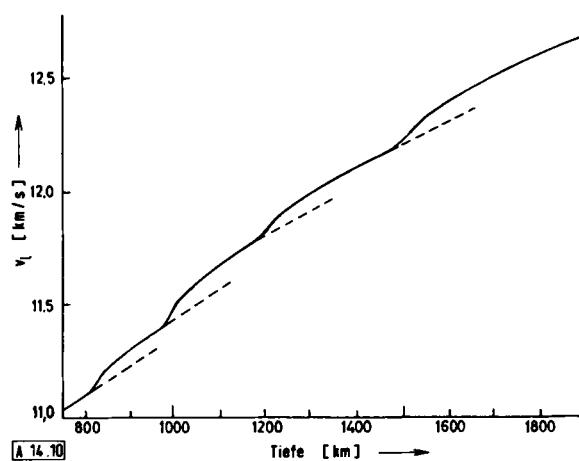


Abb. 10. Die Geschwindigkeit der P-Wellen v_p im Unteren Mantel (nach Johnson [52]). Die festgestellten Inhomogenitäten sind vermutlich auf weitere Phasenumwandlungen mit kleineren Dichtesprüngen zurückzuführen. In jedem Fall muß die Normaldichte ρ_0 des Unteren Mantels deutlich über der von Oxidmischungen peridotitischer oder pyrolitischer Zusammensetzung liegen.

gleich eine Zunahme im Eisengehalt nicht prinzipiell ausgeschlossen werden kann. - Aufgrund kristallchemischer Überlegungen wären im wesentlichen Minerale vom Perowskit- und Calciumferrittyp zu erwarten.

9. Der Erdkern

Die den Erdkern definierende „Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität“ ist mit Sicherheit eine chemische Grenze. Eine von Ramsay^[57, 58] aufgestellte alternative Hypothese sieht zwar die Grenze Mantel/Kern als eine isochemische Phasengrenze an, die durch „Druckentartung“ der Mantelsilicate hervorgerufen wird, doch sprechen die vorliegenden geophysikalischen und geochemischen Daten deutlich gegen diese Auffassung^[59]. Aus den experimentell ermittelten Beziehungen zwischen Dichte, Druck, seismischen Geschwindigkeiten und Mittlerem Atomgewicht ergibt sich nämlich, daß ein Mantelmaterial aus Mg, Si und O im metallischen Zustand die im Kern festgestellten Dichten und seismischen Geschwindigkeiten nicht befriedigend erklären könnte. Darüber hinaus ist der Übergang von Nichtmetallen in den metallischen Zustand unter Höchstdruckbedingungen nur dann von größeren Volumenänderungen oder Dichteänderungen (> 20%) begleitet, wenn das Nichtmetall eine „Offene Struktur“ mit gerichteten kovalenten Bindungen aufweist. Der Dichtezuwachs resultiert dann aus der dichteren Packung des metallischen Zustandes. Man muß aber davon ausgehen, daß im Unteren Mantel die Silicate bereits in dichtester Packung vorliegen. Nach der Hypothese von Ramsay müßte dieses bereits hochverdichtete Material beim Übergang in den metallischen Zustand eine Transformation 1. Ordnung (als Vielkomponentensystem!) verbunden mit einem Dichtesprung von rund 65% erleiden. Dies ist aber nach den bisherigen experimentellen und theoretischen Befunden nicht möglich.

Geht man vom chondritischen Ausgangsmaterial der Erde aus, so erhält man durch Überführung des gesamten Eisens und Nickels in den Kern einen Zentralkörper, dessen Masse nur 26.48% der Erdmasse verglichen mit den tatsächlichen $\approx 31\%$ ausmacht^[20]. Es muß also noch ein anderes Element in den Erdkern gegangen sein. Dafür gibt es weitere konkrete Anhaltspunkte:

Vergleicht man die Dichte des Kerns mit der von Eisen unter entsprechenden p,T-Bedingungen, so liegt nach Stoßwellenexperimenten die Dichte des Kerns um ca. 10–20% unter der des Eisens. Die seismischen Geschwindigkeiten sind im Kern dagegen wesentlich höher als in Eisen^[30, 59, 60]. Letztlich war aus den seismischen Zustandsgleichungen ein Mittleres Atomgewicht von 45.7–53.2 im Äußeren Kern abgeschätzt worden (Fe: 55.85). Es muß also dem Eisen des Erdkerns in größerer Menge ein Element geringerer Dichte (und niedrigeren Atomgewichts) zugemischt sein, das zugleich für die höheren seismischen Geschwindigkeiten verantwortlich ist.

Diskutiert wurden im wesentlichen H, He, C, O, N, Mg, Si und S. Davon scheiden aber H, He, C, O und N aus, da sie die Dichte von Eisen nicht erniedrigen. Diese Elemente besetzen nämlich bereits im Eisengitter vorhandene Lücken. Mg als Mischkomponente ist unwahrscheinlich, da seine Affinität zu Sauerstoff größer ist als die des ebenfalls reichlich zur Verfügung stehenden Siliciums. So bleiben zwei Möglichkeiten: Die Zumischung von S oder Si (Tabelle 5).

Tabelle 5. Chemische Zusammensetzung des Erdkerns in Gew.-%.

	nach Mason [61]	nach Ringwood [20]
Fe	86	84
Si	—	11
Mg	6.0	—
S	7.4	—
Ni	—	5.3
Co	0.4	—

Obgleich keine Argumente angegeben werden können, die eine der beiden Möglichkeiten völlig ausschließen, so spricht doch vieles für Silicium als Mischkomponente. Mit Eisen bildet es eine ausgedehnte Mischkristallreihe bei deutlicher Erniedrigung der Dichte und Erhöhung der seismischen Geschwindigkeiten. Darüber hinaus wurde es als wesentliche Komponente in der Metallphase von Enstatit-Chondriten (Steinmeteoriten) nachgewiesen^[62].

Beim Erdkern handelt es sich also um einen Eisenkörper, der im äußeren Teil flüssig, im inneren Teil fest ist und der größere Anteile an S oder Si – das letztere aber mit sehr viel höherer Wahrscheinlichkeit – in Lösung hält. Im flüssigen Äußeren Kern ist auch die Ursache des magnetischen Feldes der Erde zu sehen. Die Phasen der Gesamterde sind in Tabelle 6 zusammengestellt.

10. Der Einfluß der tieferen Schichten auf das geologische Geschehen an der Erdoberfläche

10.1. Die Low-Velocity-Zone (LVZ) im Oberen Erdmantel

Die besondere Aufmerksamkeit der Geowissenschaften hat in den letzten Jahren die Zone im Oberen Mantel gefunden,

Tabelle 6. Chemische und mineralogische Zusammensetzung der Erde. Pauschalzusammensetzung: Mg, Fe, Si, O mit >1% Ni, S, Ca, Al; 0.1-1% Na, K, Ti, P, Co, Mn; sonstige: 0.1% M = Metall.

Chemische Zusammensetzung	Grob-einteilung	Bullen-Zone	Tiefe [km]	Phasen	ρ_0 [g/cm ³]	Koordinationszahlen
O, Na, K, Ca, Al, Si, Ti (Ba, Sr, La, U, Th)	Kruste	A		Sedimente Metamorphe Gesteine und Granite Basalt	≈ 2.8	Si 4 Mg, Fe 6
Mg, Fe, Si, O (Na, Ca, Al, Ni, Cr)	Oberer Mantel	B	80	Spinell-Peridotit Granat-Peridotit M_2SiO_4 -Olivin	≈ 3.38	Si 4 Mg, Fe 6
			360			
			410			
	Übergangszone	C	420	M_2SiO_4 -Spinell	≈ 3.62	Si 4, 6 Mg, Fe 6
			650			
			700			
			1000	$M_3(M, Si)Si_3O_12$ -Granat	≈ 4.0	Si, Mg, Fe 6
	Unterer Mantel	D'	1050	M_2SiO_4 (Sr ₂ PbO ₄ -Typ) M_2SiO_4 (Ca ₂ FeO ₄ oder K ₂ NiF ₄ -Typ)	≈ (4.7) 7% dichter als freie Oxide!	Mg, Fe 6 Si 6
			2700	MSiO ₃ (Ilmenit- u. Perowskittyp) Weitere Transformationen?		
		D''	2900	Dichteste Atom- oder Ionenpackungen	≈ (5.7)	
Fe, Ni, Si (S?)	Äußerer Kern	E		Fe, Ni, Si-Metall flüssig	≈ (9.7)	Mg, Fe, Si 12
			4980			
	Übergangszone	F	5120		≈ (12.5)	
	Innerer Kern	G		Fe, Ni, Si-Metall fest		Mg, Fe, Si 12
			6370		≈ (13.0)	

in der die Geschwindigkeit der seismischen Wellen plötzlich abnimmt. Berücksichtigt man alle vorliegenden Beobachtungen und Daten^[63, 64], so ergibt sich unweigerlich, daß das Mantelmaterial in diesem Bereich teilweise geschmolzen vorliegen muß. Das würde bedeuten, daß die Geotherme den Solidus des Mantelperidotits überschreitet. Das ist nur möglich, wenn das Mantelmaterial auch Wasser enthält. Bereits 0.1 Gew.-% führen zu einer derartigen Verbreiterung des Liquidus-Solidus-Bereiches, so daß die LVZ recht gut als Zone partieller Aufschmelzung gedeutet werden kann (Abb. 11). Es sind hier basaltische Schmelzen mit Anteilen an freiem H₂O (und CO₂!) zu erwarten, die ja bei vulkanischen Aktivitäten stets in größeren Mengen beobachtet werden. Dach und Boden der LVZ ergäben sich also für den diskutierten Fall (p_{H2O} < p_{Ge}) jeweils als Schnittpunkte der Geothermen mit dem Solidus des Mantelperidotites.

Anderson und Sammis^[63] nehmen an, daß mindestens 1% Schmelze vorhanden sein muß, um konvektiven Wärmetransport zu ermöglichen. Nach ihrer Auffassung stellt sich ein Gleichgewicht zwischen Aufheizen, Aufschmelzen und anschließender konvektiver Wärmeabfuhr durch die Schmelze ein. Der kritische Schmelzanteil, bei dem es zu rascher konvektiver Wärmeabfuhr und damit verbundener magmatischer und vulkanischer Aktivität kommt, wird mit 5% angegeben. Die magmatische Phase dauert solange an, bis der unkritische Wert von ca. 2% Schmelze wieder erreicht ist. Durch den

Aufstieg des leichteren Magmas kommt es zur Bildung der Erdkruste als „Fraktionierungsprodukt“ des Erdmantels.

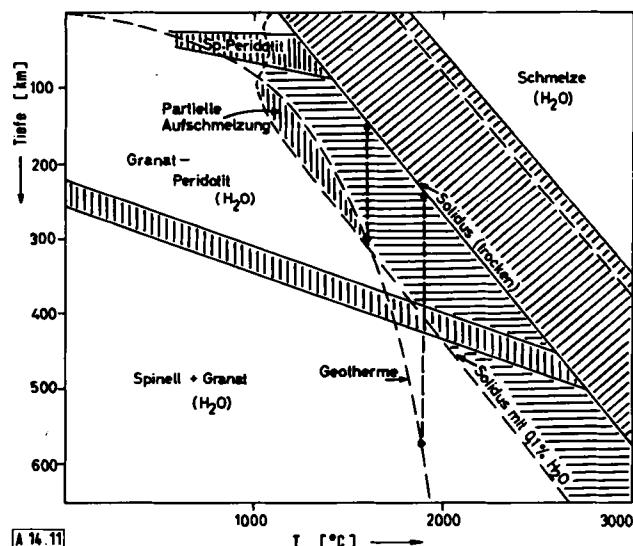


Abb. 11. Der Liquidus-Solidus-Bereich von Mantelperidotit mit und ohne Wasser im Oberen Erdmantel. Bei Abwesenheit von Wasser reicht die Geotherme nicht an den Solidus heran; der Liquidus-Solidus-Bereich ist zudem relativ schmal. Aufschmelzungen wären nur durch Aufstieg von Material aus tieferen Schichten denkbar (Pfeile!). Bereits 0.1% Wasser erniedrigen den Solidus so stark, daß partielle Aufschmelzungen im Bereich der LVZ möglich werden. Da der Liquidus sich praktisch nicht verschiebt, wird das Feld der Schmelzgleichgewichte wesentlich vergrößert.

Wenn die Erklärung der LVZ als einer Zone mit teilweisen Schmelzanteilen wohl auch grundsätzlich richtig ist, so gibt es doch andere Erklärungsmöglichkeiten für ihre scharfe Begrenzung nach oben und unten hin; sie basieren auf neueren Experimentalergebnissen.

Die grundlegende Frage ist, in welchen Konzentrationen H_2O und CO_2 im Erdmantel zu erwarten sind. Die von Vulkanen ausgestoßenen immensen Gasmengen legen die Anwesenheit größerer Mengen H_2O und CO_2 ($>0.1\%$) nahe. Dach und Boden der LVZ wären in diesem Falle durch die Stabilität von Verbindungen zu erklären, die H_2O mit den Mantelsilicaten eingeht. Bei mäßigen p,T-Bedingungen, d. h. bei Temperaturen bis ca. $1000^\circ C$ und im Druckbereich bis ca. 20 kbar, tritt Wasser in Form von OH^- -Ionen am Si^{4+} in die Silicate ein. Es bilden sich Bandsilicate und Schichtsilicate (Amphibol, Phlogopit, Serpentin), die bei Druck- und Temperaturerhöhung in wasserfreie Silicate und H_2O zerfallen (Abb. 12). Die dadurch hervorgerufene Schmelzpunkterniedrigung bestimmt das Dach der LVZ.

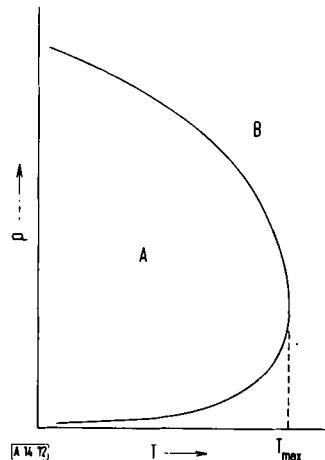


Abb. 12. Schematische Darstellung des Stabilitätsfeldes von wasserhaltigen Silikaten mit OH^- -Ionen am Si^{4+} -Ion (A). Bei höherem Druck und höherer Temperatur zerfallen diese Verbindungen in Silikate und H_2O (B).

Scalar^[65] konnte zeigen, daß unter den p,T-Bedingungen am Boden der LVZ freies H_2O wieder in Mineralphasen eingebaut werden kann; allerdings wird es dann andersartig gebunden. So reagiert z. B. Mg_2SiO_4 bei 40 kbar/ $1200^\circ C$ mit H_2O unter Bildung eines Metasilicates gemäß

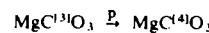


Es handelt sich also um einen Pyroxen, in dem jedes zweite SiO_4^{4-} -Tetraeder der Anionenkette durch ein $H_4O_4^{4-}$ -Tetraeder ersetzt ist. In diesen „Wasser-Pyroxenen“ bietet sich die kristallchemische Möglichkeit, große Mengen an Wasser in die Mineralphasen des Erdmantels einzubauen. Der Boden der LVZ würde dann von ihnen gebildet.

Ernst, Mages und Schwab^[66, 67] kommen anhand von Untersuchungen an Gaseinschlüssen in Bruchstücken von Mantelperidotit (Olivinknollen), die in basaltischen Laven an die Erdoberfläche befördert werden, zu dem Schluß, daß neben H_2O auch CO_2 in die Mantelsilicatphase eingebaut ist. Hierbei bilden sich vermutlich Mischkristalle, in denen SiO_4^{4-} durch CO_4^{4-} ersetzt ist und die von diesen Autoren als „Carbonsilicate“ bezeichnet werden.

Die Tetrakoordination des C^{4+} im Orthocarbonat ist nach Neuhaus^[68] nur unter Höchstdruckbedingungen zu erwarten (Druckhomogenregel). Diese sollen zu einer Angleichung der Kationen- und Anionenradien führen, wodurch immer höhere Koordinationszahlen und dichtere Packungen auftreten.

Tetrakoordination ist nur bei einem Radienverhältnis $r_{\text{Kation}}/r_{\text{Anion}} \gtrsim 0.22$ möglich, wie etwa in den Silikaten bei 1 atm mit $r_{Si^{4+}}/r_{O^{2-}} = 0.29$. In den Carbonaten liegt wegen $r_{C^{4+}}/r_{O^{2-}} = 0.11$ die Koordinationszahl 3 vor. Die für einen Übergang zur Tetrakoordination notwendigen Drucke, bei denen gemäß z. B.



Magnesit Orthocarbonat mit Anionenketten

die Carbonate in einer den Silikaten vergleichbaren strukturellen Vielfalt auftreten, schätzt Neuhaus bei den reinen Phasen auf ≈ 200 kbar.

Für den isomorphen Ersatz von Si^{4+} durch C^{4+} sind jedoch je nach seinem Umfang und in Abhängigkeit von Zusammensetzung und Struktur des jeweiligen Silikates deutlich niedrigere Drucke zu erwarten. Demnach wäre der Boden der LVZ als eine „Bindungsgrenze“ zu sehen mit dem Übergang von der Höchstdruckchemie des Mantels, bei der CO_2 und H_2O als CO_4^{4-} - und $H_4O_4^{4-}$ -Gruppen in die kristallinen Phasen inkorporiert sind, zur „Normalchemie“, bei der sie als freie Moleküle oder in niedriger koordinierten Mineralphasen auftreten.

Diese Deutung der LVZ als eine Zone, bei der die aus den Mantelsilikaten freigesetzten Verbindungen H_2O und CO_2 zur partiellen Aufschmelzung führen, bietet darüber hinaus die Möglichkeit, die Bildung carbonatischer, basischer und saurer Gesteinsschmelzen in einfacher Weise aus einem Ausgangsmaterial zu erklären^[69]. Im Gasreichtum der entstehenden Schmelzen fände sich zugleich der Motor für den aktiven, teilweise explosiven Vulkanismus.

10.2. Tektonische Erscheinungen als Folge partieller Aufschmelzungen und von Phasentransformationen im Oberen Erdmantel

Die beschriebene Schicht mit Schmelzanteilen ist weniger dicht als der benachbarte Mantelbereich und daher mechanisch und gravitativ instabil. Dies führt zur Bildung von Konvektionszellen im Oberen Mantel, welche die darüberliegende Kruste stark beanspruchen und zu Dehnungen, Kompressionen, Aufwölbungen und Absenkungen führen (Abb. 13).

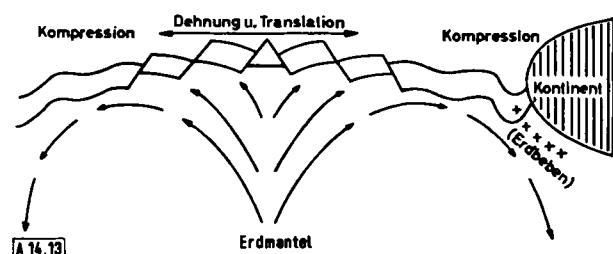


Abb. 13. Schematische Darstellung der Auswirkungen von Konvektionen im Oberen Erdmantel. Neben Aufwölbung und Dehnung im aufsteigenden Konvektionsstrom kommt es seitlich davon zunächst zu Translation, dann zu Kompression und Absenkung.

Durch Spalten in der Dehnungszone kann basaltische Schmelze aufsteigen; in der Kompressionszone finden Erdbeben statt. Innerhalb der LVZ sammeln sich die leichter flüchtigen Anteile am „Dach“ an und führen hier zu einer weiteren Erniedrigung der Viskosität. Auf diese Weise können Kruste und ein Teil des Oberen Mantels mit relativ geringer Reibung auf der LVZ gleiten. Sowohl die Kontinentalverschiebung als auch die Erscheinung des „Sea-floor-spreading“, d.h. die Bildung neuer ozeanischer Kruste im aufsteigenden Konvektionsstrom der Mittelozeanischen Rücken mit anschließendem lateralem Abdriften, finden darin ihre Erklärung^[70].

Konvektionsbewegungen im Oberen Mantel sind auch für Hebungen und Senkungen verantwortlich. Es darf aber nicht übersehen werden, daß diese letztlich durch Verschiebungen von Phasengrenzen infolge der unterschiedlichen Temperaturen im aufsteigenden und absteigenden Teil des Konvektionsstromes verursacht werden.

Durch die Verdichtungsreaktionen im Oberen Erdmantel kann es darüber hinaus zu Erdbeben kommen, die sich demgemäß bis zu Tiefen von 700 km registrieren lassen. Insgesamt ist also im Oberen Mantel die Energiequelle für tektonische Erscheinungen auf der Erdoberfläche und für die Ausbildung der jeweiligen Krustenstruktur zu suchen. Auch die Kruste selbst kommt aus dem Erdmantel.

11. Zusammenfassende Betrachtung

In den vergangenen zwanzig Jahren haben geochemische, geophysikalische und petrologische Untersuchungen unser Wissen über die tieferen Schichten der Erde wesentlich erweitert. Neben der bereits bekannten Dreiteilung der Erde in Kruste, Mantel und Kern, die als chemisch unterschiedlich zusammengesetzte Bereiche anzusehen sind, hat die Korrelation seismischer Daten mit den Ergebnissen petrologischer Höchstdruckexperimente den Beweis für eine Reihe von Phasengrenzen besonders im Oberen Erdmantel erbracht. Diese werden durch fortlaufende Verdichtungsreaktionen bei steigendem Druck hervorgerufen und führen zu neuartigen Verbindungs- und Strukturtypen der Mantelsilicate. Beim Übergang zum metallischen Kern, der aus einer Fe, Si, Ni-Legierung besteht, liegen die Mantelsilicate in dichtester Atompackung vor. Während der Mantel im wesentlichen als kristallin anzusprechen ist, befindet sich der Äußere Kern im schmelzflüssigen Zustand. Nur im Bereich des Oberen Mantels führen die p, T-Bedingungen zu einer Zone partieller Aufschmelzung, die sich auch in den seismischen Profilen durch eine Verminderung der seismischen Geschwindigkeiten manifestiert. In dieser Zone ist die Ursache für Magmatismus, Vulkanismus und die tektonischen Erscheinungen der Erdkruste zu suchen. Sie bewirkt das „Leben“ der Erde.

Herrn Prof. Dr. Th. Ernst, Herrn Dr. G. Mages und Herrn cand. chem. P. Brosch danke ich für die Durchsicht des Manuskriptes.

Eingegangen am 9. Februar 1973,
ergänzt am 28. September 1973 [A 14]

- [1] H. C. Urey, Mon. Not. Roy. Astron. Soc. 131, 199 (1966).
 [2] R. D. Oldham, Quart. J. Geol. Soc. London 62, 456 (1906).
 [3] A. Mohorovičić, Geodis. Izv. Kr. Zem. Zav. Met. Geodin. 9, 1 (1909).

- [4] H. Jeffreys, Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl. 4, 488, 537, 548, 594 (1939).
 [5] I. Lehmann, Bur. Centr. Séism. Internat. A. 14, 3 (1936).
 [6] K. E. Bullen, Nature 157, 405 (1946).
 [7] K. E. Bullen, Mon. Not. Roy. Astron. Soc. 109, 457, 688 (1949).
 [8] B. Gutenberg, Trans. Amer. Geophys. Union 32, 373 (1951).
 [9] B. Gutenberg, Z. Geophys. 2, 24 (1926).
 [10] B. Gutenberg u. C. F. Richter, Gerlands Beitr. Geophys. 45, 280 (1935).
 [11] D. L. Anderson, Science 148, 3670 (1965).
 [12] T. Jordan u. D. L. Anderson, zit. in Tectonophysics 4, 216 (1972).
 [13] C. B. Archambeau, E. A. Flinn u. D. G. Lambert, J. Geophys. Res. 74, 5825 (1969).
 [14] D. Helmberger u. R. A. Wiggins, J. Geophys. Res. 76, 3229 (1971).
 [15] L. P. Vinnik u. A. V. Nikolayev, Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth (Übers. von Izv. Akad. Nauk SSSR. Fiz., Zemli) 11, 24 (1970).
 [16] R. D. Adams u. M. J. Randall, Bull. Seismol. Soc. Amer. 54, 1299 (1964).
 [17] N. Kawai, S. Endo u. K. Ito, Phys. Earth Planet. Interiors 3, 182 (1970).
 [18] H. B. Wiik, Geochim. Cosmochim. Acta 9, 279 (1956).
 [19] A. E. Ringwood, Geochim. Cosmochim. Acta 20, 241 (1960).
 [20] A. E. Ringwood in P. M. Hurley: Advances in Earth Science. Contrib. Int. Conf. 1964. M.I.T. Press, Cambridge, Mass. 1966, S. 287, 357.
 [21] H. C. Urey: The Planets. Yale University Press, New Haven 1952.
 [22] H. C. Urey, Astrophys. J. 124, 623 (1956).
 [23] H. C. Urey, Phys. Chem. Earth 2, 46 (1957).
 [24] H. C. Urey, Yearb. Phys. Soc. London 1957, 14.
 [25] H. C. Urey, Proc. Chem. Soc. (London) 1958, 68.
 [26] H. C. Urey, Geochim. Cosmochim. Acta 26, 1 (1962).
 [27] H. C. Urey in D. P. Le Galley: Space Science. Wiley, New York 1963, Kap. 4, S. 123.
 [28] D. L. Anderson, Trans. Amer. Geophys. Union 45, 101 (1964).
 [29] D. L. Anderson in T. F. Gaskell: The Earth's Mantle. Academic Press, New York 1967, S. 355.
 [30] F. Birch, Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 4, 295 (1961).
 [31] S. P. Clark u. A. E. Ringwood, Rev. Geophys. 2, 35 (1964).
 [32] D. L. Turcotte u. E. R. Oxburgh, J. Geophys. Res. 74, 1458 (1969).
 [33] H. S. Yoder u. C. E. Tilley, J. Petrology 3, 342 (1962).
 [34] D. H. Green u. A. E. Ringwood, Geochim. Cosmochim. Acta 31, 767 (1967).
 [35] L. L. Ferhor, Geol. Surv. India 43, Part 1 (1913).
 [36] J. F. Lovering, Trans. Amer. Geophys. Union 39, 947 (1958).
 [37] G. C. Kennedy, Amer. Sci. 47, 491 (1959).
 [38] F. Press, J. Geophys. Res. 73, 5223 (1968); Science 165, 174 (1969).
 [39] K. Ito u. G. C. Kennedy in B. A. Morgan: The Finestructure of the Basalt-Eclogite Transition. Fiftieth Anniversary Symposia, Min. Soc. of America, Spec. Paper 3 (1970).
 [40] A. E. Ringwood, J. Geophys. Res. 67, 857 (1962).
 [41] N. L. Bowen: The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton University Press, Princeton 1928.
 [42] J. Verhoogen, Trans. Amer. Geophys. Union 35, 85 (1954).
 [43] J. Verhoogen, Phys. Chem. Earth 1 (1956).
 [44] H. Kuno, K. Yamasaki, C. Ida u. K. Nagashima, Jap. J. Geol. Geogr. Trans. 28, 179 (1957).
 [45] A. E. Ringwood u. D. H. Green, Tectonophysics 3, 383 (1966).
 [46] D. H. Green u. A. E. Ringwood, J. Geophys. Res. 68, 937 (1963).
 [47] L. P. Mercy in T. F. Gaskell: The Earth's Mantle. Academic Press, New York 1967, S. 421.
 [48] C. L. Drake u. J. E. Nafe in L. Knopoff, C. L. Durke u. P. J. Hart: The Crust and Upper Mantle of The Pacific Area. Geophys. Monograph 12, Amer. Geophys. Union, Washington 1968.
 [49] A. E. Ringwood, Phys. Earth Planet. Interiors 3, 109 (1970).
 [50] B. Bolt, M. O'Neill u. A. Qamar, Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 16, 475 (1968).
 [51] B. Bolt, zit. in Phys. Earth Planet. Interiors 3, 152 (1970).
 [52] L. Johnson, Bull. Seismol. Soc. Amer. 59, 973 (1969).
 [53] K. E. Bullen, Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl. 3, 395 (1936).
 [54] F. Birch, Bull. Seismol. Soc. Amer. 29, 463 (1939).
 [55] R. G. McQueen u. S. P. Marsh in S. P. Clark Jr.: Handbook of Physical Constants. Geol. Soc. Amer. Mem. 1966, S. 97.
 [56] R. G. McQueen, S. P. Marsh u. J. N. Fritz, J. Geophys. Res. 72, 4999 (1967).

- [57] W. H. Rumsay, Mon. Not. Roy. Astron. Soc. 108, 406 (1948).
 [58] W. H. Rumsay, Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl. 5, 409 (1949).
 [59] F. Birch, J. Geophys. Res. 57, 227 (1952).
 [60] L. Knopoff u. G. J. F. MacDonald, Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 3, 68 (1960).
 [61] B. Mason, Nature 211, 616 (1966).
 [62] A. E. Ringwood, Geochim. Cosmochim. Acta 25, 1 (1961).
 [63] D. L. Anderson u. C. Sammis, Phys. Earth Planet. Interiors 3, 41 (1970).
 [64] D. H. Green u. A. E. Ringwood, Earth Planet. Sci. Lett. 3, 151 (1967).
 [65] C. B. Scler, Phys. Earth Planet. Interiors 3, 333 (1970).
 [66] Th. Ernst, G. Mages u. R. G. Schwab, Fortschr. Mineral. 49, Bh. 1, 91 (1971).
 [67] Th. Ernst u. R. G. Schwab, Ref. zum DFG-Rundgespräch „Experimentelle Erfahrungen und Fortschritte auf dem Gebiet der Hochdruck-Forschung“, Bochum 1972.
 [68] A. Neuhäus, Geol. Jahrb. Beih. 80, 57 (1969).
 [69] Th. Ernst u. R. G. Schwab, 24th Int. Geol. Congr. 1972, Section 14, S. 28.
 [70] J. Verhoogen, Phil. Trans. Roy. Soc. London Ser. A 1088 (n 1088) (1965).

Die enzymatische Ribonucleotid-Reduktion: Biosyntheseweg der Desoxyribonucleotide

Von Hartmut Follmann^[*]

Ribonucleotid-Reduktasen sind Enzyme, die in teilungsfähigen Zellen die für die DNA-Verdopplung benötigten Desoxyribonucleotide synthetisieren. Sie besitzen damit eine Schlüsselrolle für das Wachstum von Mikroorganismen sowie aller pflanzlichen und tierischen Gewebe. Die Enzyme reduzieren alle vier Purin- und Pyrimidinribonucleotide (als 5'-Di- oder -Triphosphate) unter direkter Substitution der 2'-Hydroxygruppe durch Wasserstoff. Physiologische Reduktionsmittel sind die Mercaptogruppen der Thioredoxine, einer Gruppe kleiner Proteine, die aus der oxidierten Form durch NADPH-abhängige Thioredoxin-Reduktasen regeneriert werden. Man kennt zwei Typen von Ribonucleotid-Reduktasen (I und II), die die Wasserstoffübertragung mit Hilfe proteingebundener Eisen-Ionen oder des 5'-Desoxyadenosylcobalamins (Coenzym B₁₂) katalysieren; in beiden Fällen sind ferner Radikale nachweisbar. Zur Regulation der Enzyme dienen Effektornucleotide. Möglicherweise liegt ein homöostatischer Mechanismus vor, der die Versorgung der Zelle mit DNA-Vorläufern sicherstellt.

1. Desoxyribonucleotide als Bausteine der DNA

Bevor in einem Bakterium oder wachsendem Gewebe bei der Zellteilung neue Desoxyribonucleinsäure (DNA), der makromolekulare Träger der genetischen Information in den Chromosomen, synthetisiert werden kann, müssen ihre monomeren Bausteine als Substrate der replizierenden Enzyme in der Zelle verfügbar sein. Diese Bedingung klingt selbstverständlich, aber unter den zahlreichen Prozessen der Nucleinsäure-Synthese^[1] (Abb. 1) ist gerade die Bildung der vier Desoxyribonucleotide (Schritt b) erstaunlich wenig bekannt, ganz im Gegensatz zur sehr gut untersuchten Biosynthese der Purin- und Pyrimidinribonucleotide (Schritt a). Ebenso ist die Polymerisation der Desoxyribonucleotide (Schritt c) *in vivo* noch nicht in allen wichtigen Einzelheiten geklärt: Als unmittelbare Vorläufer der DNA gelten zwar allgemein die 5'-Triphosphate des Desoxyadenosins, Desoxycytidins, Desoxyguanosins und Thymidins – dATP, dCTP, dGTP bzw. dTTP^[**] – aber eine

enzymatische Polymerisation der entsprechenden 5'-Diphosphate ist ebenfalls bekannt^[2], und eine DNA-Replikation auf der Stufe noch andersartig aktiverter 5'-Monophosphate wird in Betracht gezogen^[3].

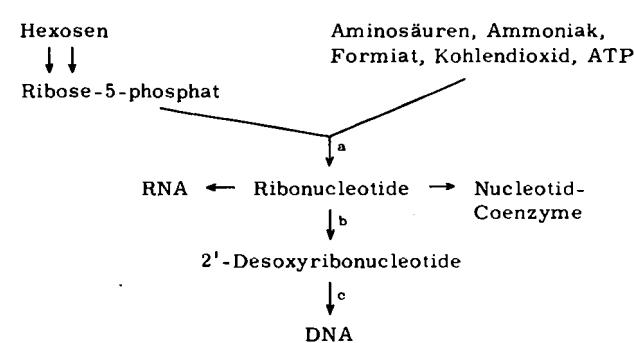


Abb. 1. Abhängigkeit der DNA-Replikation (Schritt c) von der Purin- und Pyrimidin-Biosynthese (Schritt a) und der Ribonucleotid-Reduktion (Schritt b) im Verlauf der de-novo-Nucleinsäure-Biosynthese.

Alle diese Desoxyribonucleotide sind in der Zelle nur in verschwindend kleiner stationärer Konzentration vorhanden. Durch direkte Analyse lassen sie sich neben den chemisch ähnlichen, in 10- bis 100fach höherer Menge vorkommenden Ribonucleotiden kaum erfassen. Erst kürzlich lernte man^[4, 5], mit Hilfe der DNA-Polymerase I und synthetischen Polynucleotid-Matrizen in vitro die in einem Gewebeextrakt enthalte-

[*] Prof. Dr. H. Follmann
Fachbereich Chemie der Universität
Arbeitsgruppe Biochemie
355 Marburg/Lahn. Lahnberge

[**] Die 5'-Phosphate der Ribonucleoside Adenosin (A), Cytidin (C), Guanosin (G) und Uridin (U) sowie der Desoxyribonucleoside Desoxyadenosin (dA), Desoxycytidin (dC), Desoxyguanosin (dG) und Thymidin (dT) sind in üblicher Weise als -DP (Diphosphat) oder -TP (Triphosphat) abgekürzt: (dN) ist ein unspezifiziertes (Desoxy)Ribonucleosid. DNA: Desoxyribonucleinsäure. RNA: Ribonucleinsäure. FAD: Flavinadenindinucleotid. NADPH bzw. NADP: reduziertes bzw. oxidiertes Nicotinamidadenindinucleotidphosphat. Zur Struktur dieser Verbindungen vgl. W. Saenger, Angew. Chem. 85, 680 (1973); Angew. Chem. internat. Edit. 12, 591 (1973).