

Eine Reise zum Mittelpunkt der Erde

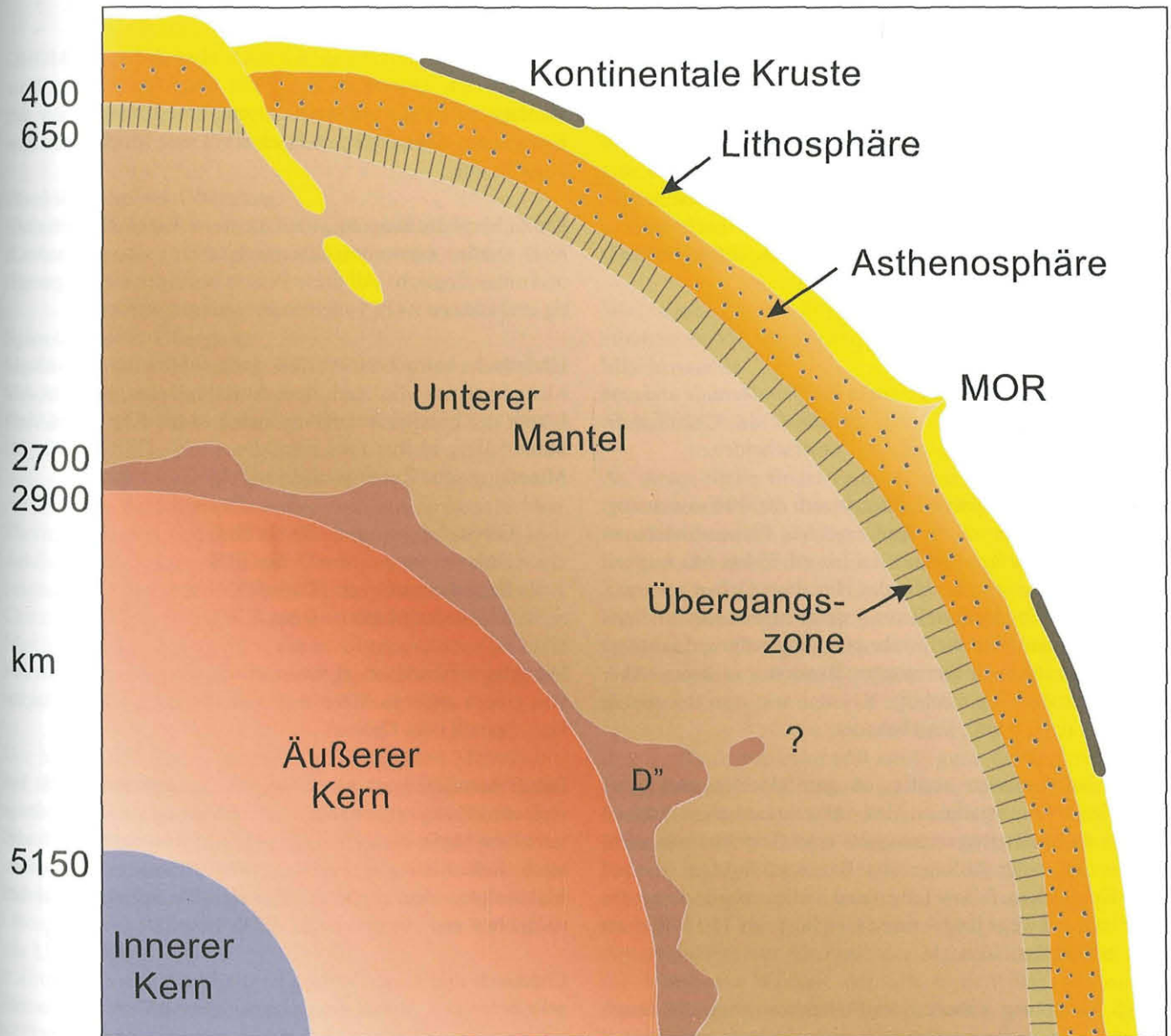
Oder: Wäre Jules Verne ein Geowissenschaftler gewesen ...

CORNELIA BOCKRATH

Wir Menschen beschäftigen uns gerne mit den Dingen, die wir direkt anschauen und berühren können. Aber oftmals müssen wir tiefer forschen, um Zusammenhänge und Entwicklungsgeschichten zu verstehen. Das „bodenständigste“ Beispiel hierfür ist unsere eigene Erde. Wir leben auf ihr, wir kultivieren sie, wir beuten sie aus.

Aber wie sieht es in ihrem Inneren aus? Wie ist sie entstanden und wie hat sie ihr heutiges Gesicht erhalten?

Viele Kärntner sammeln heimische Minerale und Gesteine, die in unserem Bundesland zahl- und facettenreich vorliegen. Um das geologische Antlitz Kärntens zu verstehen, müssen



Schalenaufbau der Erde (MOR=Mittelozeanischer Rücken). Grafik: H. Mühlbacher

wir uns jedoch mit der Entstehung, Zusammensetzung und Entwicklung unseres Planeten beschäftigen.

Begeben wir uns zu diesem Zweck auf eine Reise zum Mittelpunkt der Erde ...

Als Voraussetzung, um alle gesteinsbildenden Prozesse an der Erdoberfläche und im Erdinneren erklären zu können, müssen wir zunächst folgende Dinge kennen:

- den Aufbau der Erde
- die chemischen Zusammensetzungen der wichtigen petrologischen und geophysikalischen Einheiten der Erde und Methoden, ihre Zusammensetzung abzuleiten⁽¹⁾
- die chemische Zusammensetzung der Gesamterde und die Beziehungen zur Zusammensetzung unseres Sonnensystems
- die Druck- und Temperaturverteilung in der Erde
- die Herkunft der Wärme, die alle Prozesse im Erdinneren antreibt

Könnten wir unsere Erde in der Mitte zerteilen, würde man ihren schalenartigen Aufbau erkennen, der sich in die drei Haupteinheiten von Erdkruste, Erdmantel und Erdkern aufgliedert. Innerhalb dieser Einheiten gibt es noch weitere Unterteilungen und einige Übergangszonen, auf die im weiteren Verlauf genauer eingegangen wird.

1. Die Erdkruste

Unsere Erdkruste wird eingeteilt in eine *kontinentale* und eine *ozeanische* Kruste, die sich drastisch in Chemismus, Mächtigkeit, Entstehung und Alter unterscheiden.

Die typische *kontinentale* Kruste ist um die 40 km mächtig. Gelegentlich kann es an konvergenten Plattenrändern zu Stapelungen von Krustenmaterial bis zu 70 km Mächtigkeit kommen (als Beispiel sei hier das Himalaya-Gebiet genannt). Solche Stapelungen korrelieren jedoch immer mit erhöhten Elevationen und sind nicht sehr langlebig aufgrund erhöhter Abtragungsraten und thermischer Erosion von unten. Aber auch anormal gering mächtige Krusten, wie zum Beispiel in der Ägäis (ca. 20 km), sind bekannt.

Die *ozeanische* Kruste besitzt geringere Mächtigkeiten um 5 bis 7 km. Sie entsteht an den mittelozeanischen Rücken (MOR) und besitzt typischerweise eine Gesteinszusammensetzung aus einer Abfolge von Basiskummulaten, sheeted dyke-Komplexen, Pillow Laven und Sedimentbedeckung. Ihr Alter ist durchwegs jung – meist nicht älter als 150 Millionen Jahre (Obere Jura-Zeit).

Durch Abkühlung während der Plattenbewegung und durch Zunahme der auflagernden Sedimentschicht kommt es mit der Zeit zu einer drastischen Dichtezunahme der ozeanischen

Lithosphäre (bestehend aus Kruste und der obersten Manteleinheit), dass sie von selbst in so genannten intraozeanischen Konvergenzzonen wegbricht.

2. Der Erdmantel

Der Erdmantel reicht bis in eine Tiefe von etwa 2700 km und wird unterteilt in den *Oberen* und den *Unteren Mantel*, wobei zwischen beiden Einheiten eine Übergangszone liegt.

Der *Obere Mantel* wird seinerseits in die sich unterschiedlich verhaltenden Einheiten der *Lithosphäre* und der *Asthenosphäre* untergliedert. Die *Lithosphäre* bildet die oberste Einheit des *Oberen Mantels*. Nur an den mittelozeanischen Rücken fehlt sie, da an diesen das asthenosphärische Material an die Erdoberfläche dringt. Zusammen mit der Erdkruste bildet die sich starr verhaltende Lithosphäre den Teil der Erde, der an der Plattentektonik beteiligt ist.

Begrenzt wird die *Lithosphäre* nach oben durch die MOHO (Mohorovičić-Diskontinuität), nach unten durch die „Low velocity zone“, die zwischen 70 und 350 km tief unter der Kruste liegt. Dies ergibt im Normalfall eine Mächtigkeit von etwa 30 km.

Die *Lithosphäre* kann aufgrund mehrerer Eigenschaften definiert werden (seismisch, chemisch, thermisch, mechanisch und mineralogisch). All diese Punkte bedingen sich gegenseitig und können nicht voneinander getrennt werden.

Chemisch betrachtet ist die *Lithosphäre* das residuale Mantelmaterial, das nach dem Aufschmelzen und dem Abführen der basaltischen Komponente in die Kruste aus dem Mantel übrig bleibt.

Mineralogische Zusammensetzung der Lithosphäre:

Olivin	70 bis 80 %
Orthopyroxen	15 bis 20 %
Klinopyroxen	0 bis 5 %
Aluminiumphase	0 bis 5 %

Die Aluminiumphase ist veränderlich, da sie je nach Druck von einem anderen Mineral gebildet werden kann (Plagioklas, Spinell oder Granat).

Die *Lithosphäre* konzentriert also alle Komponenten, die bei Aufschmelzung ungenügend in die Schmelze fraktioniert werden – vor allem MgO. Zusätzlich zum Aufschmelzungseffekt findet auch Refertilisation in Form von Metasomatose statt. Material aus dem darunter liegenden Mantel steigt hierbei nach oben und „verunreinigt“ die Lithosphäre.

Chemisch und mineralogisch ist die Lithosphäre vermutlich sehr heterogen, wobei eine Korrelation mit dem Alter anzunehmen ist. Dies zeigen die Isotopensysteme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($^{87}\text{Rb}>^{87}\text{Sr}$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($^{147}\text{Sm}>^{143}\text{Nd}$), $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ($^{176}\text{Lu}>^{176}\text{Hf}$),

$^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ($^{187}\text{Re}>^{186}\text{Os}$). Basalte, die durch Teilaufschmelzung der Lithosphäre entstehen, zeigen häufig sehr alte Isotopensignaturen. Die thermischen Eigenschaften der Lithosphäre sind durch rein konduktiven Wärmefluss gekennzeichnet, allein durch die Leitfähigkeit der Minerale.

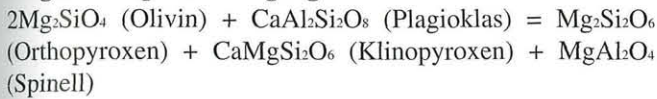
An der MOHO herrschen je nach geotektonischem Milieu Temperaturen von 300 bis 800° C, an der Untergrenze (die thermisch definiert wird) werden Temperaturen von 1280° C angenommen. Oberhalb dieser Temperatur ist Olivin, die Hauptphase des Oberen Mantels, leicht deformierbar. Erst jetzt ist Konvektion möglich.

Die mineralogische Zusammensetzung kann aufgrund von wichtigen Mineralreaktionen in drei unterschiedliche Fazies unterteilt werden:

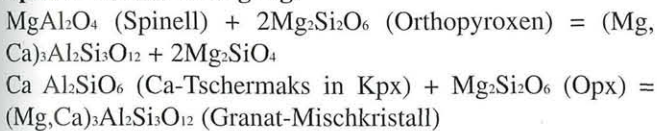
- Plagioklas-Peridotit
- Spinell-Peridotit
- Granat-Peridotit

Die wichtigen Mineralgleichgewichte, die dieser Einteilung zugrunde liegen, sehen wie folgt aus (Endgliederreaktionen):

Plagioklas-Spinell-Übergang:



Spinell-Granat-Übergang:



An der Basis der Lithosphäre liegen mehrere Grenzschichten. Thermisch ändert sich der Wärmetransport graduell von konduktiv zu konvektiv, was eine Änderung in der Mechanik beinhaltet (zunehmende Plastizität des Gesteinsmaterials). Chemisch nähert sich die Zusammensetzung der des fertilen Mantels an. Die Mächtigkeit dieser Übergangszone ist nicht bekannt, anzunehmen ist ein sehr gradueller Übergang zur nächst tieferen Manteleinheit, der *Asthenosphäre*.

Der heiße, weitgehend primäre Teil des Oberen Mantels bildet die Asthenosphäre. Sie enthält im Gegensatz zur Lithosphäre noch ihre basaltische Komponente (Lithosphäre + 15 % Basalt = Asthenosphäre). Auch die Asthenosphäre wird über mehrere Parameter definiert (seismisch, chemisch, thermisch, mechanisch, mineralogisch). Ihre Mächtigkeit reicht von der Obergrenze in 70 km Tiefe bis zu einer Tiefe von 400 km an der Untergrenze.

Die chemische Zusammensetzung zeigt:

Olivin	60 %
Orthopyroxen	20 %

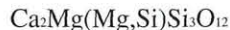
Klinopyroxen	15 %
Aluminiumphase	5 % (fast ausschließlich Granat)

Der Olivin, die Hauptphase im Mantel, ist ab einer Temperatur von 1289° C sehr leicht deformierbar und rekristallisiert. Dies ist die Voraussetzung für Mantelkonvektion, die aufgrund von Dichteunterschieden und dem herrschenden Gravitationsfeld der Erde stattfinden kann.

Die Untergrenze der Asthenosphäre ist markiert durch eine Transformation der Hauptphase des Oberen Mantels. Olivin wird dabei durch den erhöhten Druck in die Phasen Wadsleyit und Ringwoodit umgewandelt. Der Dichtegewinn beträgt insgesamt etwa 8 %. Parallel zu diesen Transformationen setzt bei 400 km Tiefe eine zunehmende Lösung des Klinopyroxenmoleküls mit dem Granatmolekül ein, es bildet sich ein Majorit-Mischkristall, der weniger Platz benötigt:

Granat	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	(Pyrop-Endglied)
Klinopyroxen	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	(Diopsid-Endglied)

In beiden Fällen ist das Si ausschließlich in der Tetraederposition. Wir zwingen dem Diopsid-Endglied nun eine Granatstöchiometrie auf und setzen einen Teil des Si in die Oktaederposition (maximal 25 %):



Wir mischen dieses Molekül mit dem Pyrop-Endglied und erhalten die Zusammensetzung von Majorit (geschrieben als Mischkristall):



An dieser Stelle findet erstmals eine oktaedrische Koordination von Si statt. Die Mischung steigt graduell mit dem Druck an, aus dem Si-Überschuss eines majoritischen Granates lässt sich daher theoretisch ein Druck errechnen.

Die Temperaturverteilung ist auch in der Übergangszone adiabatisch. Es wird allgemein angenommen, dass die Asthenosphäre und die Übergangszone gemeinsam konvektieren.

In einer Tiefe von etwa 650 km beginnt der Untere Mantel. Der Übergang ist seismisch und mineralogisch definiert, es findet ein sehr scharfer Dichteanstieg um 11 % statt. Mineralogisch bricht der Ringwoodit ($(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$) zu Mg-Perowskit (MgSiO_3) und Magnesiowüstit ($(\text{Fe, Mg})\text{O}$) zusammen.

Ab etwa 2700 km, oberhalb der Mantel-Kern-Grenze, liegt die heterogene Einheit der „D“-layer“. Die Zusammensetzung und Temperatur dieser Einheit sind nicht genau bekannt und es gibt mehrere Modelle:

- Es handelt sich vielleicht um recyceltes Material: Es ist durchaus denkbar, dass subduziertes Material die Grenze zwischen Oberem und Unterem Mantel überwinden kann und dort akkumuliert wird.
- Es handelt sich vielleicht um einen „Thermischen Stau“: Es gibt viele Hinweise darauf, dass der Kern deutlich heißer ist als der darüber liegende Mantel. Das Kernmaterial kann nur schwer in den Mantel konvektieren, da der Dichteunterschied zu groß sein dürfte.
- Es handelt sich um eine Ungleichgewichtsreaktion zwischen Kern und Mantel.

Viele Fachkollegen vermuten, dass einige „Plumes“ (hot spots) ihren Ursprung in der D“-layer haben.

3. Der Äußere Kern

Die Grenze zwischen dem Mantel und dem Äußeren Kern liegt bei ca. 2900 km Tiefe, was einem Druck von 136 GPa entspricht. Dieser Übergang (Gutenberg-Diskontinuität) ist die prominenteste seismische und chemische Grenze der Erde überhaupt, da eine massive Änderung in der Dichte, der Temperatur und der Zusammensetzung vorliegt (klare chemische Grenze).

Die Temperatur des Äußeren Kerns ist sehr unklar und nur mittelbar über Experimente zu bestimmen. Die Voraussetzung für sinnvolle Experimente ist jedoch, dass man die Zusammensetzung des Äußeren Kerns ableiten kann und die Druckbedingungen an der Kern-Mantel-Grenze richtig einschätzt. Wie seismische Wellen andeuten, ist der Äußere Kern flüssig. Der Schmelzpunkt des Kernmaterials muss also bei richtigem Druck bestimmt werden. Wie aber sieht dieses Kernmaterial aus?

Des Pudels Kern?

Nach der Gesamtmasse der Erde liegt nahe, dass der Erdkern metallisch ist. Das häufigste Metall auf der Erde ist Eisen. Es wird daher angenommen, dass auch der Großteil des Erdkerns daraus besteht.

Ein weiteres Indiz für die wahrscheinliche Zusammensetzung liefern uns Eisenmeteorite, die zeigen, dass bei der Evolution von Planeten und Planetesimalen eine Metallphase angereichert werden kann. Die Hauptelemente in Eisenmeteoriten sind Fe, Ni, Co sowie etwas P, S und geringe Spuren an allen siderophilen Elementen des Periodensystems. Leider ist es unwahrscheinlich, dass Eisenmeteorite exakt der Kernzusammensetzung entsprechen und wirklich repräsentativ sind, da die Zusammensetzung einer Metallphase vermutlich stark vom Druck abhängt. Elemente, die bei niedrigen Drücken schlecht in einer Metallphase löslich sind, könnten bei hohen Drücken gute Löslichkeiten haben und die Schmelztemperatur gegenüber reiner Fe-Ni-Metall-Legierung ganz entscheidend erniedrigen. Ein prominentes Beispiel ist der Kohlenstoff.

Neueste Daten liefern Hinweise auf die Temperaturen an der Kern-Mantel-Grenze, die bei ca. $4500^{\circ}\text{C}^{(2)}$ liegen sollen. Da der Kern aus deutlich dichterem Material besteht, ist eine Konvektion über die Kern-Mantel-Grenze wohl nur beschränkt möglich, was die Theorie eines Temperaturstaus an der D“-Layer bekräftigt.

Die Gesamtmasse der Erde liegt bei etwa $5.98 \cdot 10^{24}$ kg, das Volumen des Erdkerns bei $1.75 \cdot 10^{11}$ km³, was einem Masseanteil an der Erde von 32 Prozent entspricht. Daraus glaubt man abzuleiten, dass der Kern für reine Fe-Ni-Legierung eine etwas zu geringe Dichte hat. Mögliche Konsequenz könnte sein, dass leichte Elemente im Kern vorkommen. Hier kommen vor allem Elemente in Frage, die bei hohen Drücken in Fe-Ni-Schmelze löslich sind, unter anderem Sauerstoff, Kohlenstoff, Silizium oder Schwefel.

4. Der Innere Kern

Der Innere Kern beginnt bei ca. 5150 km Tiefe und reicht bis ca. 6370 km Tiefe (Radius der Erde). Er ist vermutlich kristallin. Es ist nahe liegend anzunehmen, dass der Innere Kern aus dem kristallinen Material entsteht, das mit der Schmelze des Äußeren Kerns im Gleichgewicht steht. Da das kristalline Material dichter ist als die Schmelze, wird es im Zentrum der Erde akkumuliert. Welche Phasen sind aber stabil? Diese Frage hängt entscheidend von der leichten Elementkomponente des Äußeren Kerns ab. Vermutlich handelt es sich um kristallines Fe-Ni⁽³⁾, vielleicht mit beigemischten, geringen Mengen an Carbiden, Sulfiden, Hybriden, Oxiden oder Phosphiden.

Wichtig für den Wärmehaushalt der Erde ist die Tatsache, dass der Kern heute kristallisiert. In der Erdgeschichte muss dies nicht immer so gewesen sein. Bei der Kristallisation beliebigen Materials wird Wärme frei, da Kristalle eine wesentlich höhere Ordnung im Gitter besitzen als amorphe Schmelzen. Die Kristallisation des Erdkerns ist aus diesem Grund eine der wichtigsten Wärmequellen der Erde. Die entstehende Kristallisationswärme wird durch die Konvektion des Äußeren Kerns abgeführt und an den Unteren Mantel abgegeben, der seinerseits konvektiert. Ausdruck dieser Konvektion ist:

- das Magnetfeld der Erde
- Magmatismus
- Plattentektonik
- seismische Aktivität

Sollte der Kern einmal in ferner Zukunft vollkommen kristallin sein, wird die Konvektion des Mantels vermutlich aufhören oder wesentlich verlangsamt werden – die Erde würde seismisch inaktiv (vergleichbar mit der heutigen Situation auf dem Planeten Mars).

War die Erde schon immer eine Zwiebel?

Nachdem wir den Schalenbau der Erde kennen gelernt haben, stellt sich die Frage, wie dieser entstanden ist. Zwei Möglichkeiten liegen vor. Der Schalenbau könnte primär durch heterogene Akkretion entstanden sein, durch willkürliche Kollision silikatischer Fragmente und Metallkörper also, die in der Frühphase unseres Sonnensystems zur Gesamterde verschmolzen sind.

Der Aufbau könnte sich aber auch sekundär durch homogene Akkretion und anschließende Differentiation einer ursprünglichen Proto-Erde gebildet haben. Die Antwort auf die Frage, welche dieser Möglichkeiten die richtige ist, leitet sich weitgehend von geochemischen Beobachtungen und Berechnungen her. Als Voraussetzung müssen wir jedoch die Gesamtzusammensetzung der Erde und die Zusammensetzung der wichtigsten Einheiten ableiten. Hierzu einige Überlegungen:

Alles aus einer Suppe!

Die Erde ist aus Komponenten unseres Sonnensystems entstanden.

Diese Annahme ist durchaus sinnvoll, da die Sonne mehr als 99,5 % der Gesamtmasse unseres Sonnensystems beinhaltet. Man kann also davon ausgehen, dass die schweren Elemente, die in der Sonne konzentriert sind, in ihren Verhältnissen zueinander annähernd den Elementverhältnissen in unserer Gesamterde entsprechen. Allerdings gibt es einige Ausnahmen, wie zum Beispiel die Elemente Wasserstoff (die Gravitation der Erde ist zu gering, um Wasserstoff zu halten) und Helium (Helium wird von der Sonne als Produkt der Kernfusion produziert). Eine Voraussetzung, um die Zusammensetzung der Erde zu bestimmen, ist also die Kenntnis der Zusammensetzung der Sonne. Diese erhält man mit Hilfe von spektroskopischen Bestimmungen. Aus den Absorptionen im sichtbaren Licht kann auf die Häufigkeit und Art eines chemischen Elementes geschlossen werden. Interessant ist hierbei, dass es eine Klasse von Meteoriten gibt, die hinsichtlich fast aller Elemente der Zusammensetzung der Sonne entsprechen (CI-Chondrite). Es gibt also in unserem Sonnensystem Material, das der Zusammensetzung der Sonne und damit der unseres Sonnensystems weitgehend entspricht und auf der Erde direkt analysiert werden kann! Dies Material ist repräsentativ für die Zusammensetzung des solaren Nebels.

Vergleicht man die Zusammensetzung des Erdmantels (Analysen von Xenolithen und ultramafischen Komplexen, die durch vulkanische oder tektonische Prozesse an die Erdoberfläche gelangt sind und noch nicht durch Metasomatose, Teilaufschmelzung oder Alteration modifiziert wurden und daher repräsentativ für den nicht verarmten Mantel sind) mit den Verhältnissen der Elemente in CI-Chondriten, zeigt sich, dass der Erdmantel hinsichtlich seiner refraktären lithophilen Elemente offensichtlich chondritisch (ursprünglich) ist. Dies sind alle Elemente, die hohe Kondensationstemperaturen

haben und in Silikate fraktionieren – also im silikatischen Teil der Erde (Kruste und Mantel) angereichert sind. Daraus lässt sich schließen, dass auch die siderophilen Elemente Fe, Ni und Co in chondritischen Proportionen relativ zueinander und zu den refraktären lithophilen Elementen vorliegen. Eine Abreicherung dieser Elemente kann nur infolge von Fraktionierung in den Erdkern angenommen werden, nicht durch unterschiedliche Kondensationstemperaturen.

Der Beweis, dass der Schalenbau der Erde sekundär ist, kann also nur erbracht werden, wenn man eine vernünftige Bulk-Zusammensetzung der Erde ableiten kann und diese mit der Zusammensetzung von CI-Chondriten vergleicht. Dafür müssen wir die relativen Massenanteile der silikatischen und metallischen Anteile der Erde kennen (die Masse der Kruste ist vernachlässigbar gering) und annehmen, dass der Erdmantel chemisch homogen ist. Wir müssen außerdem in der Lage sein, die Zusammensetzung des Erdkerns halbwegs verlässlich abzuleiten.

Als Basis nehmen wir die Modellzusammensetzung des Erdmantels, den Pyrolit.

Pyrolit – Gewichtsprozent der Oxide:

SiO ₂	44.76
TiO ₂	0.21
Al ₂ O ₃	4.46
FeO	8.4
NiO	0.24
MgO	37.22
CaO	4.16
Na ₂ O ₃	0.34
K ₂ O	0.03
C	0.02
S	0.035
H ₂ O	0.02
Summe	100

Nun werden die Gewichtsprozent der Oxide auf Gewichtsprozent der Elemente umgerechnet, um eine Massenbilanzierung zu erleichtern. Dies ist ein notwendiger Schritt, da Fe, Ni und Co im Kern vermutlich metallisch sind und auch im CI-Chondrit ein gewisser Anteil des Fe metallisch vorkommt und/oder an Sulfide gebunden ist. In der folgenden Tabelle sind die Zusammensetzungen der Elemente in Gewichtsprozent dargestellt (Rest = Sauerstoff und Unsicherheiten in der Analytik). Für den Erdkern wird angenommen, dass etwa 10 Gewichtsprozent eines oder mehrerer leichter Elemente enthalten sind (Rest: andere siderophile Elemente, insbesondere Co).

	Pyrolit	CI-Chondrit	Kern	„bulk earth“
Si	20.93	10.25	?	14
Ti	0.128	0.044		0.09
Al	2.36	0.827		1.58
Fe	6.53	18.1	85	31.6
Ni	0.189	1.08	5.1	1.69
Mg	22.45	9.3		15.04
Ca	2.57	0.902		1.72
Na	0.255	0.495		0.17
K	0.024	0.055		0.016
C	0.02	5	?	?
S	0.025	6.2	?	?
H	0.001	2	?	?
Fe/Mg	0.29	1.95		2.1
Mg/Si	1.07	0.91		1.07
Fe/Ni	34.6	16.8	16.7	18.7

Es ist auffällig, dass der Pyrolit gegenüber allen anderen Zusammensetzungen deutlich an Fe und Ni angereichert ist. Dies impliziert, dass die Metalle zum Großteil im Kern stecken müssen. Der Pyrolit ist zudem etwas Mg-reicher als der CI-Chondrit. Dies ist durch eine vermutliche Fraktionierung bei der Kondensation zu erklären. Si scheint geringfügig volatil zu sein als Mg. Vielleicht ist der Erdmantel aber auch nicht homogen und es existieren höhere Si-Gehalte im Unteren Mantel? Das fehlende Si könnte allerdings auch als Phase im Kern stecken.

Ni ist im Pyrolit stärker abgereichert als Fe, da es sich vermutlich deutlich siderophiler verhält. Dies kann man sich leicht an den freien Bildungsenergien (ΔG°_f) der Oxide verdeutlichen (berechnet bei 1500 K):



Es wird weniger Energie frei, wenn eine gegebene Menge an Ni als an Fe oxidiert wird, also ist metallisches Ni bei gegebenem O_2 -Partialdruck stabiler als metallisches Fe (Ni ist daher ein guter Stahlveredler, da es die Oxidation erschwert).

Der Erdkern ist vermutlich chondritisch hinsichtlich seiner siderophilen Elemente (auch das Fe/Ni-Verhältnis wird daher als chondritisch angenommen).

Die „bulk earth“ (hier ca. 67 % Pyrolit und ca. 33 % Kern) ist etwas Fe-reicher als CI-Chondrit. Mögliche Erklärung dafür: Metallisches Fe hat eine geringfügig höhere Kondensationstemperatur als MgO und ist in der Erde deshalb stärker angereichert als in den kälteren Chondrit-Mutterkörpern. Eine zweite Möglichkeit wäre, dass die Erde nach ihrer Differentiation silikatisches Material durch Impakte verloren hat. In diesem Zusammenhang sei die Bildung des Mondes durch die Kollision der Erde mit einem etwa marsgroßen Impaktor genannt.

Fazit: Die berechnete Bulk-Zusammensetzung der Erde stimmt innerhalb der Fehler überraschend gut mit CI-Chondrit überein. Für Abweichungen gibt es plausible Erklärungen. Die gute Übereinstimmung deutet an, dass die Gesamterde eine nahezu chondritische Zusammensetzung hinsichtlich ihrer refraktären Elemente hat und dass der Schalenbau eine sekundäre Erscheinung sein muss. Die Unsicherheiten entstehen durch die unbekanntes Zusammensetzung des Erdkerns und das Problem der leichten Elemente.

Alle Berechnungen basieren auf der Annahme, dass der Erdmantel chemisch homogen ist. Die Proben des Oberen Mantels werden zudem als repräsentativ für den Gesamtmantel angenommen. Mögliche Fehler in dieser Annahme wirken sich für die Gesamtzusammensetzung stark aus.

Wenn der Schalenbau durch In-situ-Fraktionierung von Fe und Ni in den Kern entstanden ist, hat dies gleichzeitig auch zu einer chemischen Differenzierung zwischen Oberem und Unteren Mantel geführt? Immerhin ist der Mantel mineralogisch zoniert. Eventuell steckt der Si-Überschuss in „bulk earth“ gegenüber CI-Chondrit als Si-Überschuss im Unteren Mantel? Vielleicht ist der Untere Mantel an Fe gegenüber Mg angereichert?

War die Erde komplett geschmolzen?

Dies berührt die Frage, ob und bis zu welchem Grade die Erde im Frühstadium geschmolzen war („Magmaozean“). Ein Magmaozean ist nicht unwahrscheinlich, da es in der Frühzeit der Erde zu einer starken Aufheizung durch Impakte, Gravitationsenergie, Zerfall von kurzlebigen Elementen etc. kam. Bei weitgehender Aufschmelzung, gefolgt von langsamer Abkühlung könnte zum Beispiel Perowskit fraktioniert und im Unteren Mantel physikalisch angereichert worden sein. Perowskit besitzt ein (Mg/Fe)/Si-Verhältnis von 1, Olivin von 2 – eine geringe Anreicherung von Perowskit könnte daher erklären, warum Pyrolit im Oberen Mantel anscheinend an Mg gegenüber Si angereichert ist.

Wir betrachten aus diesem Grund die Veränderung der Sm/Hf- und Sc/Sm-Verhältnisse im Oberen Mantel bei Fraktionierung von Perowskit aus einem hypothetischen Magmaozean unter der Annahme, dass Perowskit die Seltenen Erden (wie Sm) nicht in sein Gitter einbaut. Sm, Hf und Sc sind hoch refraktäre lithophile Elemente, die bei Kondensation der Erde nicht verändert wurden und in der Silikaterde angereichert sind. Die Tatsache, dass die Sm/Hf- und Sc/Sm-Verhältnisse im Oberen Mantel nahezu chondritisch sind, scheint weitgehende Perowskitfraktionierung auszuschließen. Die Si/Mg-, Sm/Hf- und Sc/Sm-Verhältnisse im Oberen Mantel sind durch Perowskitfraktionierung im Unteren Mantel nicht erklärbar.

Spricht dieser Befund prinzipiell gegen einen Magmaozean? Nicht unbedingt. Auch der heutige Mantel konvektiert mit

Raten von mm bis cm pro Jahr. Es liegt nahe, dass ein heißerer, früh archaischer, teilweise aufgeschmolzener Erdmantel während der Kristallisation wesentlich heftiger konvektierte als der heutige Mantel und so die Anlage intrinsischer chemischer Heterogenitäten durch Kristallsäigerung verhinderte.

Warum der Mantel „kriecht“

Die Konvektion im Oberen und Unteren Mantel sowie im Äußeren Kern wird von lokalen und regionalen Dichtedifferenzen verursacht. Die Voraussetzungen für Konvektion sind dieser Dichteunterschied und ein Gravitationsfeld. In aller Regel nimmt man an, dass die Dichtedifferenzen im Erdmantel durch Unterschiede im Wärmeinhalt produziert werden. Oberflächenausdruck für überschüssige Wärme in der Erde sind:

- Magmatismus
- Plattentektonik
- hydrothermale Aktivität

Die Erde produziert mehr Wärme, als sie durch Konduktion (Diffusion) abgeben kann. Dadurch kommt es zu einer Aufheizung bis zu einem Grad, an dem das Mantelmaterial in der Lage ist, zu „kriechen“ (creep). Es findet eine kontinuierliche Rekristallisation von Olivin etc. an den Korngrenzen in einem Stressfeld statt, das durch die Dichteunterschiede verursacht wird. Dabei kommt es zu einer Umverteilung von Material im Mikromaßstab, was im Makromaßstab zur Konvektion führt. Diese Art der Wärmeumverteilung ist wesentlich effizienter als allein durch Konduktion.

Einige Fragen stehen dabei im Raum:

- Woher stammt die Wärme der Erde?
- Wie viel Wärme verliert die Erde?
- Wie viel Wärme produziert die Erde?
- Kühlt die Erde ab?

Die Erde schwitzt!

Der heutige Wärmeverlust der Erde beträgt $42 \cdot 10^{12}$ W (Einheit: $J \text{ sec}^{-1}$). Wir nehmen an, dass die Erde sich abkühlt, mit ca. 50 bis 60° C pro Milliarde Jahre. Maßeinheit für den Wärmeverlust der Erde ist der Wärmefluss (Einheit: $mJ \text{ m}^{-2}$). Probleme ergeben sich in der Abschätzung des durchschnittlichen Wärmeflusses, da er schwer messbar ist und stark vom geotektonischen Milieu abhängt.

Zur Messung des Wärmeflusses durch die Kruste brauchen wir in der Regel eine Sedimentbedeckung, die die abfließende Wärme staut (geringe Permeabilität). Auf junger ozeanischer Kruste mit wenig Sediment kommt es zu hohen

Wärmeflüssen, unterstützt durch die Aktivität der mittelozeanischen Rücken und verbundene hydrothermale Aktivität.

Insgesamt kann man sagen, dass 73 % des Wärmeverlustes durch die ozeanische und 27 % des Wärmeverlustes durch die kontinentale Kruste geschieht.

Wer hat die Heizung angestellt?

Als Wärmequellen kommen verschiedene Parameter ins Spiel. Der radioaktive Zerfall von U, Th und K sorgt neben α -Strahlen auch zur Freisetzung von Wärme und Neutrinos. Eine weitere Quelle ist, wie wir im vorherigen Kapitel gesehen haben, die Kristallisation des Erdkerns. Hier wird die Energie gewonnen, die bei Kristallisation der festen Phase im Inneren Kern freigesetzt wird. Die Entropie kristalliner Substanzen ist niedriger als die von Schmelzen, wenn $T\Delta S$ konstant bleiben soll, muss Wärme frei werden.

Auch die Umwandlung von kinetischer in potentielle Energie durch Impakte auf die Proto-Erde spielt eine Rolle, wenngleich auch nur als fossile Wärmequelle. Ferner die Gravitationsenergie: Bei der Segregation der Kernschmelze kommt es zur adiabatischen Aufheizung des Materials, das Wärme freisetzt.

Eine weitere fossile Wärmequelle ist der Zerfall heute ausgestorbener Isotope (^{26}Al zu ^{26}Mg und ^{60}Fe zu ^{60}Ni). Aus dem Zerfall radioaktiver Elemente und dem damit verbundenen Rückgang der Wärmeproduktion kann geschlossen werden, dass im Archaikum eine erhöhte Wärmeproduktion stattgefunden haben muss.

Erst die Kenntnis all dieser Grundlagen ermöglicht es, die gesteinsbildenden Prozesse auf der Erde zu verstehen und das Vorkommen bestimmter Gesteinsarten und ihrer Minerale den unterschiedlichen geotektonischen Milieus zuzuordnen. Nach wie vor sind unterschiedlichste Wissenschaftler mit der genauen Entschlüsselung des Aufbaus des Erdinneren beschäftigt – wenn auch nur mittelbar durch Experimente, seismische Messungen oder geochronologische Analysen.

Eine wirkliche Reise zum Erdkern wird wohl leider auch weiterhin bestenfalls in der Phantasie der Menschen stattfinden!

Anschrift der Verfasserin

Dr. Cornelia Bockrath

Landesmuseum Kärnten

Museumgasse 2

A-9021 Klagenfurt am Wörthersee

cornelia.bockrath@landesmuseum-ktn.at

ANMERKUNGEN

- (1) Ringwood, A. E. (1991): Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. – *Geochim. – Cosmochim. Acta* 55: 2083-2110 (und darin enthaltene Referenzen).
- (2) Alfe, D. et al. (1999): The melting curve of iron at the pressure, of the earth's core from ab initio calculations. – *Nature*. 401: 462–464.
- (3) Poirier, J.-P. (1991): Introduction to the physics of the earth's interior. Cambridge Univ. Press.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Rudolfinum- Jahrbuch des Landesmuseums für Kärnten](#)

Jahr/Year: 2009

Band/Volume: [2007](#)

Autor(en)/Author(s): Bockrath Cornelia

Artikel/Article: [Eine Reise zum Mittelpunkt der Erde Oder: Wäre Jules Verne ein Geowissenschaftler gewesen... 337-344](#)