

Die Physik des Erdmantels

Die Plattentektonik stellt Zusammenhänge her zwischen Vulkanismus, Erdbeben, Gebirgsbildung und dem Wandern der Kontinente. Ihre Ursache hat sie in den physikalischen Eigenschaften des Erdmantels.

Rainer Kind, Ulrich Hansen und Frank R. Schilling

Fortschritte in den geophysikalischen Methoden ermöglichen es heute, großräumige Temperaturvariationen im Erdinneren aufzulösen. Diese Beobachtungen liefern Hinweise auf große, den gesamten Erdmantel umfassende Konvektionswalzen. Durch diese gelangt heißes Material aus ozeanischen Rücken an die Erdoberfläche und taucht abgekühlt an den Subduktionszonen wieder in den Erdmantel ein. Im Computer lassen sich diese Prozesse, die für die Plattentektonik verantwortlich sind, heute simulieren.

Aus dem Weltraum betrachtet zeigt die Erde im Vergleich mit den anderen Planeten die vielfältigsten und interessantesten Strukturen, die offensichtlich auf dynamische Vorgänge im Erdinneren hinweisen. Diese Vorgänge werden von der Plattentektonik beschrieben, die Zusammenhänge zwischen Vulkanismus, Erdbeben, Gebirgsbildung und dem Wandern der Kontinente herstellt. Die Ursachen dieser geologischen Vorgänge sind im tieferen Erdmantel zu suchen. Da sich dieser nicht direkt beobachten lässt (Bohrungen erreichen bis ca. 10 km Tiefe), sind wir auf indirekte Methoden zu seiner Erforschung angewiesen, insbesondere auf die Untersuchung von Erdbebenwellen. Aus der Analyse ihrer Ausbreitung folgt, dass sich der Erdmantel seismischen Wellen gegenüber wie ein fester Körper verhält und in 2890 km Tiefe durch den flüssigen äußeren Erdkern begrenzt wird. Erdbebenaufzeichnungen ermöglichen es auch, die Verteilung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der elastischen Wellen im gesamten Mantel abzuleiten, aus der sich wiederum die Verteilungen anderer physikalischer Parameter wie Dichte, Kompressions- und Schermodul, Druck sowie wesentliche Randbedingungen für das Temperaturfeld im Mantel ergeben. Aus diesen physikalischen Parametern, insbesondere aus dem Temperaturgradienten zwischen der ca. 4000 °C heißen Kern-Mantel-Grenze und der Erdoberfläche, folgt, dass der Mantel zu Massentransport über Konvektion fähig ist. Der Mantel verhält sich kurzzeitigen seismischen Spannungen gegenüber zwar wie ein Festkörper, langzeitigen Beanspruchungen gegenüber dagegen wie eine viskose Flüssigkeit. Die wichtigsten Ziele der gegenwärtigen wissenschaftlichen Arbeiten über den Erdmantel bestehen daher darin, die postulierten Konvektionsströme abzubilden und ihre Zusammenhänge mit den dynamischen Vorgängen der Erde zu klären. Mit-



Vulkanische Aktivitäten wie am Mt. Kilauea auf Hawaii sind die spektakulärsten Folgen der Vorgänge im Erdmantel. Unter der Inselkette von Hawaii befindet sich ein sog. Hot Spot, in dem durch Konvektion heißes Mantelmaterial nach oben steigt. (Foto: J. D. Griggs, US Geol. Survey)

hilfe seismischer Methoden wird versucht, die dreidimensionale Temperaturverteilung im Mantel zu kartieren und Strömungsmuster zu erkennen. Solche Bilder können als Schnappschüsse eines sehr langsam ablaufenden Vorganges (einige Zentimeter pro Jahr) betrachtet werden, dessen volle Dynamik nur in Computersimulationen erkennbar wird.

Seismische Abbildung des Erdinneren

Eine der Hauptaufgaben der Seismologie, der Wissenschaft von den Erdbeben, besteht darin, das Innere der Erde abzubilden. Die erfolgreichste Methode dafür beruht auf der Aufzeichnung seismischer Wellen, die sich durch den Erdkörper ausbreiten. Im Idealfall sollten die dafür benötigten seismischen Sensoren gleichmäßig auf der gesamten Erdoberfläche verteilt sein. Da Beobachtungen auf dem Ozeanboden sehr teuer sind und es dort entsprechend wenige seismische Stationen gibt, ist unser Wissen über den Erdmantel hauptsächlich Wissen über den Mantel unter den Kontinenten. Zur Zeit gibt es auf der gesamten Erde ungefähr 400 moderne seismische Stationen, deren Daten zum großen Teil in Echtzeit zu Datenzentren übertragen werden und der wissenschaftlichen Öffentlichkeit zur Verfügung stehen. In intensiver Kooperation mehrerer Länder wird das internationale Stationsnetz betrieben, zu dem das GeoForschungsZentrum Potsdam zur Zeit mit 40 Stationen beiträgt. Diese Stationen sind mit modernen Breitband-Sensoren bestückt, deren Daten mit hoher Dynamik (120 dB) digitalisiert werden, da sie gleichzeitig die Bodenunruhe im Nanometerbereich auflösen und bei starken Erdbeben nicht übersteuern sollen. Zusätzlich zur Untersuchung des Erdinneren dient das globale seismische Netz der Überwachung

Prof. Dr. Rainer Kind, Dr. Frank R. Schilling, GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegrafenberg, 14473 Potsdam; Prof. Dr. Ulrich Hansen, Institut für Geophysik, Universität Münster, Corrensstr. 24, 48149 Münster

der Erdbebenaktivität der Erde, zum Studium der Bruchvorgänge bei Erdbeben sowie der Überwachung des internationalen Atomteststoppabkommens.

In einem homogenen Festkörper gibt es zwei Arten elastischer Wellen, die rotationsfreien Kompressions- und die divergenzfreen Scherwellen (P- bzw. S-Wellen). Sie breiten sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten aus und sind in Ausbreitungsrichtung bzw. senkrecht dazu polarisiert. In einem Raum mit Grenzschichten, wie in der Erde, kommt es zur Reflexion und Transmission der elastischen Wellen sowie zur Konversion, d. h. zur Umwandlung von P- in S-Wellen und umgekehrt. Aufgrund dieser Eigenschaften lassen sich physikalische Grenzschichten oder Diskontinuitäten entdecken und beschreiben; zugleich spielen sie daher eine entscheidende Rolle bei der Abbildung des Erdinneren. Außerdem bilden sich Grenzschichtwellen

aus, von denen die Oberflächenwellen, die sich entlang der Erdoberfläche ausbreiten, die wichtigsten sind. In einem endlichen Körper wie der Erde gibt es zusätzlich noch Eigenschwingungen (vgl. den Artikel von W. Zürn und R. Widmer-Schmidrig in diesem Heft).

Abbildung 1 zeigt weltweit registrierte Seismogramme eines Erdbebens bei Sumatra. Deutlich sind mehrere Signale (P, S, PKP...) zu erkennen, die verschiedenen Strahlenwegen durch den Erdkörper entsprechen. Da Seismogramme generell nur relativ wenige klar erkennbare Signale aufweisen, können im Erdinneren auch nur relativ wenige deutliche seismische Diskontinuitäten existieren: die Grenzen zwischen Kruste und Mantel, zwischen Mantel und Kern sowie zwischen äußerem und innerem Kern. Zwischen diesen Grenzen ändert sich die Geschwindigkeit relativ stetig. Mondseismogramme sehen dagegen völlig anders aus, da dort Streuung an lateralen Inhomogenitäten eine sehr viel größere Rolle spielt. Die P- und S-Signale sind als P- bzw. S-Wellen durch den Erdmantel gelaufen. PKP ist als P-Welle durch den Mantel und den Erdkern gelaufen. SS-Wellen sind durch den Erdmantel gelaufen und einmal an der Erdoberfläche reflektiert, SSS entsprechend zweimal. Für PP und PPP gilt das Entsprechende. PS ist als P-Welle durch den Mantel bis zurück zur Erdoberfläche gelaufen, dort wurde sie in eine S-Welle konvertiert und ist noch einmal durch den Mantel gelaufen. S-PL, SS-PL und SSS-PL sind von ankommenden S-Wellen in der Erdkruste erzeugte P-Wellen.

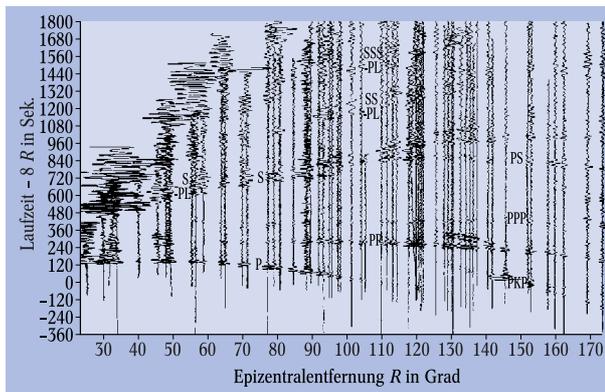


Abb. 1: Weltweit registrierte Seismogramme (Vertikalkomponente) eines Bebens der Magnitude 6,1 bei Sumatra vom 21. August 1967 [1]. Die Signale P, PP, PKP usw. bezeichnen Wellen, die auf verschiedenen Wegen durch die Erde gelaufen sind (siehe Text). Die Epizentralentfernung (R) ist die Entfernung zwischen der Projektion des Erdbebenherdes an die Erdoberfläche und dem Ort des Seismographen. Die Laufzeit der seismischen Wellen ist wegen der günstigeren Darstellung in der üblichen veränderten Form angegeben, d. h. von der tatsächlichen Laufzeit der seismischen Wellen wurde ein entfernungsabhängiger Wert ($8R$) abgezogen.

Aus der Inversion der Laufzeiten der P-, S-, PKP- und zusätzlicher Signale lassen sich eindimensionale Erdmodelle ableiten, in denen die Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen nur vom Radius (oder der Tiefe) abhängen (Abb. 2). Im äußeren Erdkern werden keine Scherwellen beobachtet ($v_s = 0$). Daher muss dieser flüssig sein und seine Temperatur liegt dann oberhalb des Schmelzpunktes des Kernmaterials, d. h. bei ca. 4000 °C.

Da Reflexions- und Transmissionskoeffizienten von den seismischen Geschwindigkeiten und der Dichte abhängen, ergeben sich die Dichtesprünge an Diskontinuitäten aus den Amplituden der reflektierten und konvertierten Wellen. Der radiale Dichteverlauf zwischen den Diskontinuitäten ergibt sich aus der hydrostatischen Auflast und den seismischen Geschwindigkeiten. Beobachtungen von Eigenschwingungen und Oberflächenwellen bestätigen und vervollständigen die aus Raumwellen erhaltenen Erdmodelle.

Die Oberflächenwellen dringen ca. 200 bis 300 km ein. Eines der wichtigsten Ergebnisse aus ihrer Beobachtung ist der Nachweis einer Zone reduzierter Geschwindigkeit in 100 bis 250 km Tiefe, hauptsächlich unter den Ozeanen. Als Ursache dafür wird von vielen ein signifikanter Schmelzanteil des Gesteines angesehen, was wiederum auf Temperaturen in der Nähe des Schmelzpunktes in diesen Tiefen hindeutet (1200–1500 °C). Diese Zone wird mit der postulierten Asthenosphäre der Plattentektonik gleichgesetzt, einer Schwächezone, auf der die starren Lithosphärenplatten „schwimmend“ angenommen werden. Lithosphäre und Asthenosphäre sind geologische Definitionen. Sie sind seismisch nur schwer nachzuweisen, was auf einen unscharfen Übergang hindeutet.

Das eindimensionale radiale Erdmodell beschreibt die dominierenden Strukturen des Erdinneren. Mithilfe der seismische Tomographie wurden vor mehr als

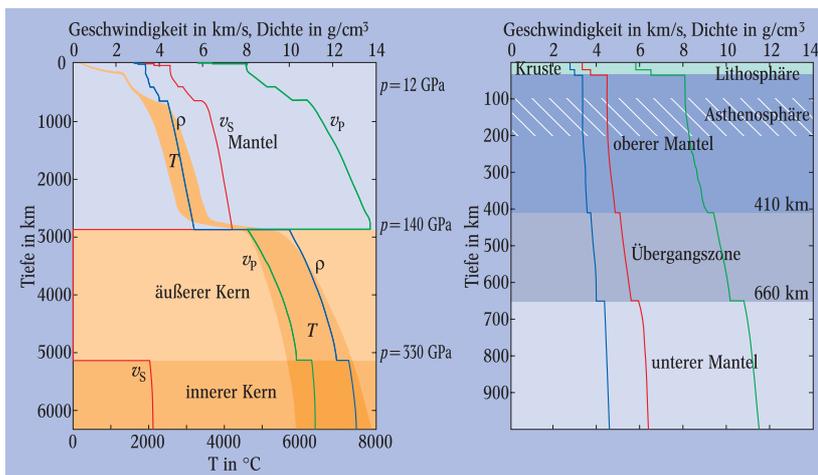


Abb. 2: links: Radiale Verteilung der Geschwindigkeiten von Kompressions- und Scherwellen (rot) sowie Dichte (blau) und Temperatur (orange) im Erdinneren. Danach lässt sich die Erde in vier Regionen einteilen, die durch Grenzflächen der physikalischen Parameter voneinander getrennt sind (Kruste, Mantel, innerer und äußerer Erdkern).

rechts: Vergrößerte Darstellung der obersten Schichten der Erde. Zwei zusätzliche schwache seismische Diskontinuitäten sind bei 410 und 660 km Tiefe erkennbar, die den Mantel in einen oberen und unteren Mantel unterteilen, mit einer Übergangszone dazwischen [2].

zwanzig Jahren die ersten dreidimensionalen Abbildungen des gesamten Erdmantels erhalten. Die seismische Tomographie funktioniert ähnlich wie die medizinische Tomographie, die mit einer möglichst gleichmäßigen Verteilung von Quellen und Empfängern über den zu untersuchenden Körper dessen Inneres abbildet. Die Verteilung von Erdbeben und seismischen Stationen auf der Erde ist leider sehr ungleichmäßig, sodass die Genauigkeit der Methode regional stark schwankt. Abbildung 3 zeigt einen horizontalen tomographischen Schnitt durch den Erdmantel in 250 km Tiefe. Die lateralen Abweichungen der Geschwindigkeiten vom radialen eindimensionalen Modell betragen nur wenige Prozente. Reduzierte Geschwindigkeiten weisen in erster Linie auf höhere Temperaturen hin, und umgekehrt. Dabei ist die Skalierung aber nicht unproblematisch, da die stoffliche Zusammensetzung eine große Rolle spielt. Deutlich ist in

Abb. 3 zu erkennen, dass 250 km unter den Kontinenten relativ hohe Geschwindigkeiten (niedrige Temperaturen) vorkommen und unter den Ozeanen geringe Geschwindigkeiten (hohe Temperaturen). Offenbar bilden sich also die größten geologischen Strukturen der Erdoberfläche, die Kontinente und Ozeane, bis mindestens in diese Tiefe ab. Andere Ergebnisse der seismischen Tomographie zeigen, dass um den Pazifik herum kaltes Material bis zur Kern-Mantel-Grenze in ca. 2900 km Tiefe abtaucht, obwohl die Eindringtiefe der dortigen Subduktionszonen (in den Mantel abtauchende kalte Platten) nur bis 660 km durch Erdbebenherde sicher belegt ist. Unter Afrika und im südlichen Pazifik wird im gesamten Mantel aufströmendes heißes Material beobachtet. Ein wichtiges Ergebnis der seismischen Tomographie wäre damit die Beobachtung von großen, den gesamten Mantel umfassenden Konvektionswälzen. Diese Interpretation der tomographischen Daten besonders im unteren Mantel wird aber nicht von allen Geowissenschaftlern geteilt [4].

Stoffliche Zusammensetzung

Die geophysikalische Abbildung des Erdinneren ergibt allein genommen kein eindeutiges Bild von der chemischen Zusammensetzung und Mineralogie (Mineralphasen, Gefüge der Minerale) des Erdinneren. Die der Geodynamik zugrunde liegenden Prozesse und viele physikalischen Eigenschaften der Gesteine lassen sich bei den Druck- und Temperaturbedingungen des Erdmantels nicht direkt beobachten, sondern nur über Laborexperimente und numerische Verfahren (Moleküldynamik-Simulationen, Molekülorbital-Berechnungen) gewinnen. Laborexperimente bilden eine Brücke zwischen den geophysikalischen Beobachtungen und geodynamischen Modellierungen, indem sie den Parameterraum bezüglich der möglichen mineralogischen Zusammensetzungen und physikalischen Eigenschaften einengen und überprüfbare Vorhersagen zu den Stoffeigenschaften zulassen.

Die mineralogische und geochemische Zusammensetzung der Erdkruste ist relativ gut bekannt, da diese der direkten Beobachtung an der Erdoberfläche oder durch Tiefbohrungen zugänglich sind. Die Erdkruste besteht aus Silikaten mit erhöhten Gehalten an Na, Al, K, Ca und Si und besitzt eine vergleichsweise geringe

Dichte ($< 3 \text{ g/cm}^3$). Über die Zusammensetzung des Erdmantels gibt die geochemische Analyse von Vulkan- und Gesteinen, die aus großen Tiefen gefördert werden, indirekt Aufschluss. Die fördernden Laven reißen aus dem Umgebungsgestein feste Gesteinsbrocken mit, die als so genannte Xenolithe an die Oberfläche transportiert werden. Da unser Planet wahrscheinlich durch die Akkumulation von Meteoriten entstanden ist, enthalten diese ebenfalls wichtige Informationen über die

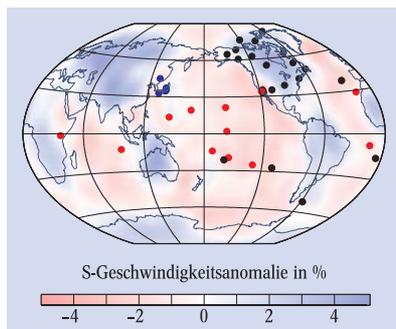


Abb. 3:

Horizontaler tomographischer Querschnitt durch die Erde in 250 km Tiefe, abgeleitet aus der Dispersion von Oberflächenwellen [3]. Die Kontinente sind in dieser Tiefe kälter (blaue Farbe entspricht relativ hohen S-Wellen-Geschwindigkeiten oder geringeren Temperaturen) und Ozeane heißer (rot entspricht relativ geringen Geschwindigkeiten). In dieser Tiefe sind die Unterschiede zwischen Kontinenten und Ozeanen noch deutlich ausgeprägt. Die Punkte geben die Orte ausgewählter seismischer Stationen an, unter denen die Temperatur der Mantelübergangszone normal (schwarz), heiß (rot) oder kalt (blau) ist. Die seismischen Messdaten dieser Stationen sind in Abb. 5 dargestellt.

Gesamtzusammensetzung der Erde. Aus der Analyse der Laven, Xenolithe und Meteorite folgt, dass der Erdmantel überwiegend aus Magnesium-Silikaten mit einem Mg:Fe-Verhältnis von ca. 9:1 besteht. Mineralogisch entspricht eine Mischung von Pyroxen (Kettensilikat) und Olivin (Inselsilikat) im Wesentlichen der erwarteten Zusammensetzung des oberen Erdmantels (vgl. Abb. 2). Dies wird durch Funde von Gesteinen bestätigt, die der Zusammensetzung des vermuteten Erdmantels entsprechen und bei Gebirgsbildungsprozessen in die Kruste gelangt sind. Da Meteoriten neben den Mg-Fe-Silikaten große Mengen metallisches Eisen enthalten (u. a. mit Ni legiert), kann angenommen werden, dass der Erdkern überwiegend aus Eisen bestehen. Die Schmelztemperatur des Kernmaterials steigt druckabhängig an, sodass die Temperatur im äußeren flüssigen Kern von 4000 °C an der Kern-Mantel-Grenze bis zu 6000 °C an der Grenze zum festen inneren Kern ansteigen muss.

Mantelübergangszone

Wie Abbildung 2 zeigt, gibt es auch innerhalb des Erdmantels zwei seismische Diskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe. Laborexperimente helfen, die Natur dieser Diskontinuitäten sowie der Zone dazwischen, der sog. Mantelübergangszone, zu erklären. Dazu werden Mineralreaktionen und die Änderung der Strukturen bei zunehmendem Druck und Temperatur mit Hilfe von in-situ-Experimenten untersucht. In Hochdruckapparaturen mit Stempeln aus Diamant – dem Material mit der höchsten bekannten Festigkeit – lassen sich Drücke erzeugen, die den Druck am Erdmittelpunkt übersteigen. Die Probendurchmesser sind mit wenigen hundertstel Millimeter kleiner als der Durchmesser eines menschlichen Haares. Für in-situ-Beobachtungen haben Diamanten darüber hinaus den Vorteil, dass sie für einen großen Teil des elektromagnetischen Spektrums gut durchlässig sind. Daher ist Diamant ein nahezu ideales „Fenster“, mit dem sich verschiedene optische Verfahren (z. B. zum Aufschmelzverhalten), spektroskopische Techniken (z. B. Brillouin-Spektroskopie zur Bestimmung elastischer Eigenschaften) und röntgenographische Verfahren (z. B. Änderung der Struktur und Dichte) realisieren lassen.

Diese Laborexperimente haben gezeigt, dass viele

Minerale sich im Bereich der Temperaturen und Drücke, die in der Übergangszone im Erdmantel herrschen, umwandeln. Eine wesentliche Rolle scheint hier die Veränderung der Koordination des Siliziums bei höheren Drücken zu spielen. Die Elektronenhülle der Sauerstoff-Anionen lässt sich wesentlich leichter komprimieren als die dichter besetzte Elektronenhülle des Silizium-Kations, mit zunehmendem Druck nimmt deshalb das Kation-Anion-Radienverhältnis zu. Die bei

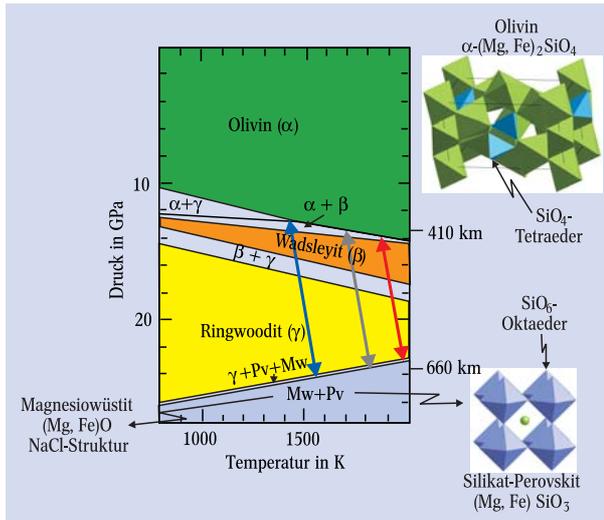


Abb. 4: Phasendiagramm für $(\text{Mg}_{0.89}, \text{Fe}_{0.11})_2\text{SiO}_4$ mit den Strukturen der wesentlichen Phasen (Koordinationspolyeder: blau - Silizium, grün - Magnesium/Eisen) [5]. An den Ecken der Koordinationspolyeder sitzen Sauerstoffatome. Bei niedrigen Drücken liegt Silizium meist in der tetraedrischen Koordination von Olivin vor. Bei höheren Drücken überwiegt die oktaedrische Koordination eines Perowskits. Der graue Pfeil deutet die Dicke der Übergangszone im Erdmantel bei normalem geothermischen Gradienten an, der rote Pfeil bei höheren Temperaturen und der blaue Pfeil bei tieferen Temperaturen.

Normalbedingungen typische tetraedrische Umgebung des Silizium-Kations ist nur in einem engen Bereich des Ionenradienverhältnisses möglich und geht mit zunehmendem Druck in eine oktaedrische Konfiguration über. Die veränderte Siliziumkoordination führt zu Mineralreaktionen, die eine wesentliche Änderung von Dichte und elastischen Eigenschaften (seismische Geschwindigkeiten) im Bereich der Übergangszone zur Folge haben.

Für die Übergangszone im Erdmantel spielen vor allem die Phasenumwandlungen und Mineralreaktionen von Olivin (α - Mg_2SiO_4) eine besondere Rolle: Die Umwandlung von α - nach β - Mg_2SiO_4 (Wadsleyit) wird für die Diskontinuität bei einer Tiefe von 410 km verantwortlich gemacht, die Reaktion von γ - Mg_2SiO_4 (Ringwoodit) zu Magnesiowüstit und Perowskit für die Diskontinuität bei 660 km. Für geodynamische Modellierungen benötigt man insbesondere die Temperatur-Druck-Abhängigkeit der Phasenumwandlungen, die sog. Clapeyron-Steigung. Diese Steigung ist für die Umwandlung von α - nach β - Mg_2SiO_4 negativ, für die Reaktion von γ - Mg_2SiO_4 zu Magnesiowüstit und Perowskit positiv (Abb. 4). Da die Dicke der Übergangszone von der Temperatur abhängt, kann sie auch als ein Maß für die dortige Temperatur, als ein in-situ-Thermometer, angesehen werden. In den Seismogrammen werden die Phasenumwandlungen sichtbar, da sie mit Sprüngen in der Dichte und in den seismischen Geschwindigkeiten einher gehen.

Seit einiger Zeit gewinnt eine neue seismische Methode immer mehr an Bedeutung, die es ermöglicht, den Abstand der beiden Diskontinuitäten sehr genau zu messen. Eine P-Welle, die von unten auf ihrem Weg zu einer seismischen Station eine Diskontinuität durchläuft, wandelt dabei einen Teil ihrer Energie in eine S-Welle um. Da sich die S-Welle langsamer ausbreitet als die P-Welle, erreicht sie die Messstation erst nach der P-Welle. Aus der Differenzlaufzeit und den Geschwindigkeiten ergibt sich die Tiefe der Diskontinuität. Liegen zwei Diskontinuitäten übereinander, so lässt sich deren Abstand mit dieser Methode sehr genau bestimmen, da er unabhängig von der nicht sehr genau bekannten Geschwindigkeit oberhalb der Diskontinuitäten ist. So bedeutet eine Änderung der Differenzlaufzeiten um eine Sekunde eine Mächtigkeitsänderung von 10 km oder eine Temperaturänderung von 70–100 °C. Aus der Kartierung der Temperatur in diesem Tiefenbereich sollte sich wiederum erkennen lassen, wo heißes Material aufsteigt und kaltes Material absinkt.

Abbildung 5 zeigt die Laufzeitunterschiede, die von einer Reihe seismischer Stationen im Gebiet der japanischen Subduktionszone im NW-Pazifik, des nordamerikanischen Kontinents und einiger Ozeaninseln („Hot Spots“, da sie die Spitzen von Vulkanen sind). Auf dem nordamerikanischen Kontinent entspricht der Abstand zwischen beiden Diskontinuitäten ziemlich genau den Werten des globalen Referenzmodells (Abb. 2), das durch die beiden Linien in Abb. 5 vorgegeben ist. Dies überrascht nicht, da das globale Referenzmodell hauptsächlich aus den Daten von kontinentalen Stationen abgeleitet wurde. Auch dass der Abstand der beiden Signale im Gebiet der japanischen Subduktionszone am größten ist, überrascht nicht, da dort kalte ozeanische Lithosphäre in den Mantel abtaucht. Neu ist aber die Tatsache, dass der Laufzeitunterschied für die ozeanische Übergangszone (die „Hot Spots“) am geringsten ist. Demnach ist diese möglicherweise heißer als die kontinentale Zone (wenigstens für die größten Kontinente und Ozeane). Dieses Ergebnis setzt die tomographischen Ergebnisse von 250 km Tiefe (Abb. 3) bis in die Mantelübergangszone fort. Wie diese Ergebnisse mit der Plattentektonik in Übereinstimmung zu bringen sind, ist noch ungeklärt.

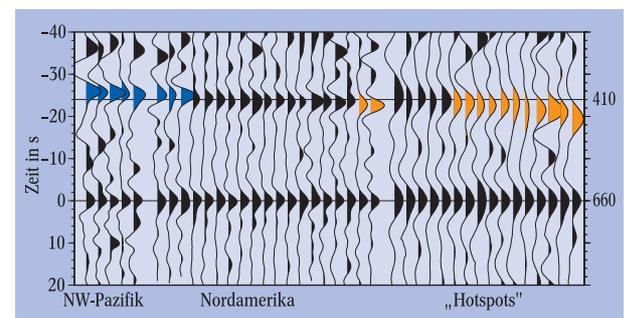


Abb. 5: Vergleich P zu S konvertierter Wellen an den seismischen Diskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe unter Nordamerika, unter Ozeanen („hotspots“) und unter der japanische Subduktionszone (siehe Abb. 3). Die größten positiven Amplituden sind eingefärbt. Die Signale der beiden Diskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe sind deutlich zu erkennen. Die größere Differenz (blau) der beiden Signale weist auf eine geringere Temperatur in der Mantelübergangszone hin, die kleinere Differenz (rot) auf eine erhöhte Temperatur. Die beiden Linien geben die globalen Mittelwerte an. Unter Nordamerika ist die Mantelübergangszone 200–300 °C kälter als unter den Ozeanen [6].

Wärme kraftmaschine Erde

Für die Wärme im Erdinneren sind im Wesentlichen drei verschiedene Quellen verantwortlich. Zum einen besitzt das Erdinnere noch eine gewaltige Wärmemenge aus der Entstehungszeit unseres Planeten. Durch die gravitative Trennung des schweren Erdkerns und des leichteren Erdmantels wurden große Wärmemengen freigesetzt. Die wesentlich höhere Radioaktivität in der Anfangszeit unseres Planeten hat ebenfalls zur Wärmeentwicklung beigetragen. Reaktionswärme an der Kern-Mantel-Grenze und Kristallisationsenthalpie des wachsenden festen Erdkerns auf Kosten des flüssigen äußeren Kerns führen zu einer weiteren Temperaturerhöhung in der sich insgesamt abkühlenden Erde. Heute sind die meisten Elemente, die radiogene Wärme produzieren (K, U, Th), in der Erdkruste konzentriert. Aus der bekannten chemischen Zusammensetzung der zugänglichen Erdkruste ergibt sich daraus eine Wärmeproduktion von ca. 45 mW pro Quadratmeter Oberfläche. Tatsächlich gemessen wird an der Erdoberfläche jedoch im weltweiten Mittel eine Wärmestromdichte von rund 65 mW/m². Die restlichen 20 mW/m² kommen vermutlich überwiegend aus der Region der Kern-Mantel-Grenze, die durch Reaktionen zwischen Mantel- und Kern-Material freigesetzt werden. Daraus resultiert ein großer Temperaturgradient zwischen Kern und Mantel (vgl. Abb. 2), der durch Wärmetransport ausgeglichen wird.

Für den Wärmetransport kommt zunächst die Wärmeleitung infrage. Da die Wärmeleitfähigkeit der Mantelminerale jedoch nur ca. 3 Wm⁻¹K⁻¹ beträgt, würde der über tausend Kilometer dicke „isolierende Mantel“ zu einem Hitzestau an der Kern-Mantel-Grenze führen. Deshalb muss die Wärme im Erdmantel überwiegend über einen andern Wärmetransportmechanismus transportiert werden, nämlich über großräumige Konvektion im Erdmantel. Damit kann man sich den gesamten Erdkörper als eine gigantische Wärme kraftmaschine vorstellen.

Modelle der Mantelkonvektion

Wenn sich der Erdmantel wie eine Flüssigkeit verhält, dann sollte man ihn durch eine hydrodynamische Betrachtung beschreiben können. Lord Rayleigh hat gezeigt, dass ein Parameter (die später nach ihm benannte Rayleigh-Zahl) Auskunft über das Verhalten von Flüssigkeiten gibt: Die dimensionslose Rayleigh-Zahl beschreibt das Verhältnis der Antriebs- zu den Rückstellkräften. Als Antrieb wirkt der im Allgemeinen durch Temperaturunterschiede induzierte Auftrieb, als rückstellende Einflüsse wirken Reibungskräfte und Wärmeleitungsprozesse. Abhängig von den Randbedingungen findet man eine kritische Rayleigh-Zahl Ra in der Größenordnung von 1000: Liegt der tatsächliche Wert oberhalb dieses kritischen Wertes, so setzt Konvektion ein, unterhalb des kritischen Wertes wird die Störung gedämpft. Da die experimentell bestimmte Rayleigh-Zahl von Mantelgestein mit $10^6 < Ra < 10^8$ weit über dem kritischen Wert liegt, müssen im Erdmantel heftige Konvektionsbewegungen im Gang sein. Nach heutigen Vorstellungen bewirken Konvektionsströmungen im Erdmantel ein Umsetzen der gespeicherten thermischen Energie in mechanische Arbeit. An ozeanischen Rücken aufsteigendes Material drifft als starre Lithosphäre vom Rücken weg, kühlt sich ab und taucht, wenn es hinreichend kühl und damit dicht geworden ist, an den Subduktionszonen wieder in den Erdmantel ein. Konti-

nente stören diesen einfachen Kreislauf. In ihnen hat sich besonders leichtes Material angesammelt, sodass kontinentales Material, auch wenn es kalt ist, nicht in den Erdmantel abtaucht. Den Kontinenten kommt in diesem Bilde eher eine passive Rolle im Puzzle der Platten zu.

Die extremen räumlichen und zeitlichen Skalen, auf denen die Konvektionsprozesse ablaufen, sowie das gleichfalls extreme Materialverhalten lassen sich kaum in Laborexperimenten realisieren. Daher ist die Geodynamik auf Computersimulationen angewiesen. Aus den Erhaltungssätzen für Masse, Impuls und Energie können Differentialgleichungen abgeleitet werden, welche die Entwicklung der Mantelkonvektion in Raum und Zeit beschreiben. Konvektion ist ein nichtlineares Phänomen, die Gleichungen lassen sich daher im Allgemeinen nicht mit analytischen Methoden lösen. Die Nichtlinearität des Problems hat dazu geführt, dass Konvektionsprozesse zwar schon lange erforscht, aber bis heute noch viele grundlegende Aspekte unverstanden sind. Besonders das Entstehen turbulenter Strömungen wird derzeit intensiv an Konvektionsphänomenen untersucht. Im Erdmantel findet Konvektion im stark nichtlinearen Bereich, d. h. bei großer Amplitude statt. Darüber hinaus erschweren noch andere Faktoren die Untersuchung der Mantelströmung. Insbesondere hängt die Viskosität des Mantelmaterials sehr stark von der Temperatur ab: Kaltes Material ist um viele Größenordnungen zäher als heißes. Neben der Temperatur-

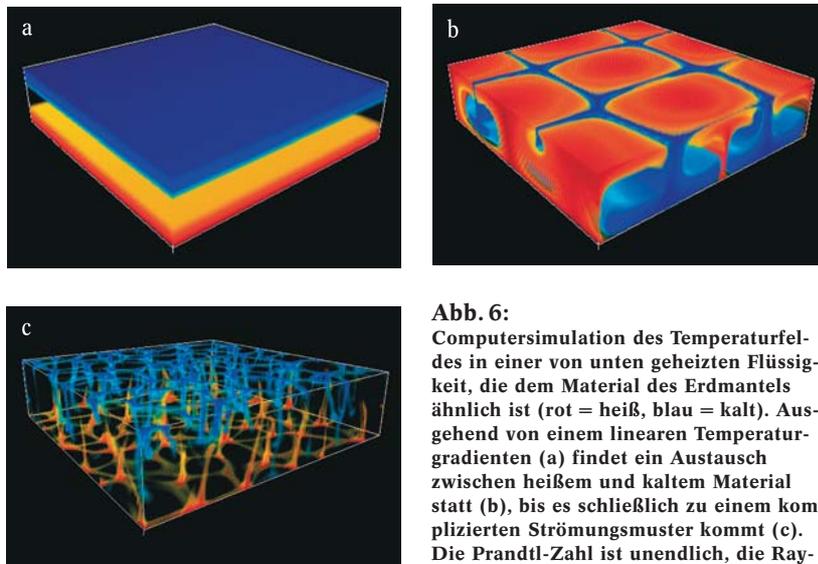


Abb. 6: Computersimulation des Temperaturfeldes in einer von unten geheizten Flüssigkeit, die dem Material des Erdmantels ähnlich ist (rot = heiß, blau = kalt). Ausgehend von einem linearen Temperaturgradienten (a) findet ein Austausch zwischen heißem und kaltem Material statt (b), bis es schließlich zu einem komplizierten Strömungsmuster kommt (c). Die Prandtl-Zahl ist unendlich, die Rayleigh-Zahl liegt bei 10^7 .

abhängigkeit weist die Zähigkeit auch noch eine Druckabhängigkeit auf – mit zunehmenden Druck steigt im Allgemeinen die Viskosität an. In Anbetracht dieser Verhältnisse und weiterer Komplikationen sind die Methoden der Computerphysik das wichtigste Forschungsinstrument der Geodynamik geworden.

Abbildung 6 zeigt Schnappschüsse aus der zeitlichen Entwicklung eines Temperaturfeldes. Es handelt sich um eine Strömung in einer Box, die von unten beheizt wird – verglichen mit dem Erdmantel eine sehr einfache Anordnung. Die in diesem numerischen Experiment verwendete Flüssigkeit weist z. B. auch keine Temperaturabhängigkeit der Viskosität auf. Im Hinblick auf die relevanten hydrodynamischen Parameter Prandtl-Zahl (Verhältnis Viskosität zu thermischer Diffusivität) und Rayleigh-Zahl ist sie jedoch mantelähn-

lich. Ausgehend von einer linearen Temperaturschichtung (Abb. 6a) findet bei einer Rayleigh-Zahl von $Ra = 10^7$ ein Austausch des heißen und kalten Materials statt (Abb. 6b). Schließlich stellt sich ein kompliziertes Strömungsmuster ein, das eine hohe zeitliche Variabilität aufweist (Abb. 6c). Die numerische Simulation dreidimensionaler Strömungen bei mantelrelevanten Rayleigh-Zahlen ist erst seit einigen Jahren möglich. Diese numerischen Experimente zeigen, dass

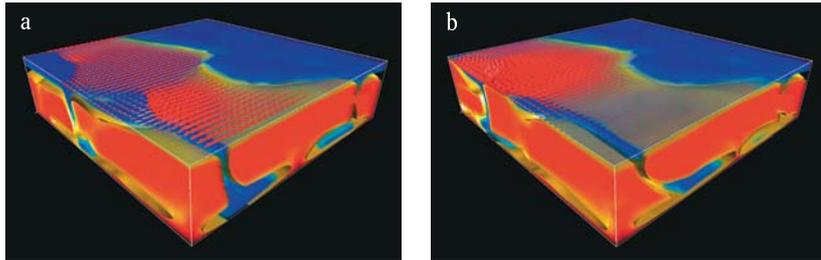


Abb. 7: Zwei Schnappschüsse der Temperaturverteilung aus einem numerischen Experiment zur Plattentektonik, in denen eine Subduktionszone vorne links zu sehen ist. Die Temperaturen sind wiederum farbcodiert, die Plattenbewegung durch Vektorpfeile an der Oberfläche dargestellt.

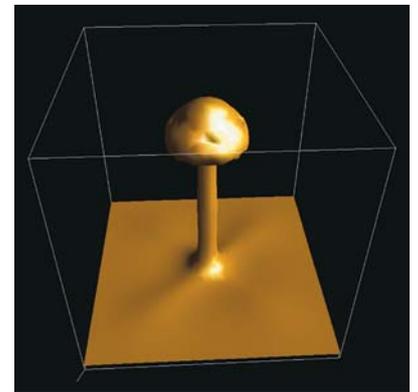
selbst hochviskose Flüssigkeiten wie der Erdmantel bei hohen Rayleigh-Zahlen typischerweise keine stationären Strömungsmuster ausbilden, sondern ein irreguläres Verhalten aufweisen, wie es auch von niedrigviskosen Flüssigkeiten bekannt ist. Wie auch bei anderen nichtlinearen Systemen treten intermittenzen und/oder chaotische zeitliche Abläufe auf.

Obwohl die näheren Zusammenhänge noch unbekannt sind, ist es heute weitgehend unumstritten, dass die Plattentektonik von der Mantelkonvektion angetrieben wird. Mantelkonvektion und die Plattentektonik werden im folgenden Modell als ein integrales System angesehen. Vereinfacht gesprochen wird Mantelmaterial an der Oberfläche zu Platten und Platten werden nach der Subduktion wieder zu Mantelmaterial. Allerdings gab es bisher kaum Modelle, die zeigen, dass Plattentektonik selbstkonsistent als Folge von Mantelkonvektion entstehen kann. In den bisherigen Modellen verhielt sich die Oberfläche eben auch wie eine viskose Flüssigkeit und nicht wie eine starre Platte. Neuerdings ist es gelungen, hier einige Fortschritte zu erzielen [7, 8]. Neben der Temperaturabhängigkeit der Viskosität wird auch ihre Abhängigkeit von der Scherspannung in die Modelle einbezogen. Die Rheologie des Materials ist gekennzeichnet durch die Temperaturabhängigkeit, die kaltes Material fester werden lässt als wärmeres Material. Wird allerdings eine bestimmte Grenzspannung überschritten, so verliert die Viskosität ihre Spannungsabhängigkeit wieder. Unter diesen Annahmen gelang eine selbstkonsistente Simulation einiger Phänomene, die man von der Plattentektonik kennt. Abbildung 7 zeigt zwei Momentaufnahmen, in denen deutlich eine Subduktionszone am vorderen, linken Bildrand zu sehen ist, an der kaltes Material in den Erdmantel eintaucht. An der Oberfläche bewegt sich ein Bereich plattenartig (d. h. nahezu ohne interne Deformation) von einem Bereich aufsteigenden heißen Materials (einem ozeanischen Rücken) auf die Subduktionszone zu. Im weiteren Verlauf (Abb. 7b) ist die Subduktionszone weiter gewandert, der abtauchende Teil ist nahezu abgerissen. Auf tatsächlich stattfindendes Abreißen im Erdmantel weisen auch seismische Tomographie-Studien hin. Die Geschwindigkeit der Plattenbewegung in diesem Bereich hat abgenommen, d. h. Plattentektonik ist in diesem Modell kein stationärer Vorgang, sondern verändert sich zeitlich.

In Konvektionsströmungen findet der Aufstieg heißen Materials unter Umständen in Form pilzförmiger Aufströme, so genannter Plumes, statt. An manchen Stellen der Erde findet man *Hot Spots*, heiße Flecken, die nahezu stationär sind. Eine einfache Modellvorstellung geht davon aus, dass sich an diesen Stellen ein heißer Mantel-Plume befindet, der wie ein Brenner eine Spur in die sich darüber bewegende Platte brennt. Ein prominentes Beispiel dafür ist die Inselkette von Hawaii. Es scheint daher interessant, einige physikalische Aspekte der Entstehung und der Entwicklung von Plumes zu beleuchten.

Plumes sind Beispiele kritischer Phänomene. Ähnlich wie das Anhäufen von Schnee zur Auslösung einer Lawine führen kann, kann eine hinreichende Heizung einer Flüssigkeit von unten zur Auslösung von Plume-Instabilitäten führen. Plumes können sich nur in thermischen Grenzschichten bilden, das sind Bereiche, in denen der vertikale Wärmetransport nur durch Wärmeleitung und nicht durch Massenaustausch stattfinden kann. Prominente Kandidaten für Grenzschichten im Erdmantel sind die Kern-Mantel-Grenze in 2890 km Tiefe und möglicherweise die seismische Diskontinuität in 660 km Tiefe. Abbildung 8 zeigt einen solchen Plume. Eine anfangs kalte Flüssigkeit wird von unten homogen beheizt. Bei einer schwachen Heizung würde sich nach einiger Zeit ein lineares, konduktives Profil einstellen. Sind jedoch die Verhältnisse hinreichend

Abb. 8: Numerische Modellierung des pilzförmigen Aufströmens von heißem Material (sog. Plumes), wie es vermutlich unter der Inselkette von Hawaii vorkommt.



überkritisch, im Hinblick auf Heizung und auf Materialcharakter wie Viskosität und thermische Leitfähigkeit, so bildet sich am Boden einer Grenzschicht aus, die dann instabil wird und aus der ein Plume entsteht. Derartige Experimente sind geeignet, Aussagen über typische Aufstiegsgeschwindigkeiten oder über die Größe der Plumes zu machen. Die hier exemplarisch dargestellten Fragen machen deutlich, dass sich die Dynamik unseres Planeten nur verstehen lässt, wenn auch die Physik der Transportprozesse verstanden ist. Davon ist man bei vielen Prozessen aber noch weit entfernt.

Ausblick

Die geodynamische Forschung erlebt momentan einen großen Aufschwung. Erweiterungen der globalen seismischen Stationsnetze, eine verbesserte Verfügbarkeit der seismischen Daten und neue Auswertemethoden ermöglichen es, das Erdinnere immer genauer abzubilden. Besonders der ozeanische Mantel, die Mantelübergangszone und die Plumes scheinen noch eine Reihe von Überraschungen bereitzuhalten. Mehr Daten aus den ozeanischen Gebieten werden benötigt. Verbesserte seismische Beobachtungen und tiefere Kenntnisse der Materialeigenschaften bieten realistischere

Eingabedaten für dynamische Modelle. Nicht zuletzt die weiter ansteigende Leistungsfähigkeit der Computer lässt darauf hoffen, dass noch komplexere Fragestellungen angegangen werden können. Neue Erkenntnisse erhoffen wir auch vom Studium anderer Planeten. Der Mars weist gegenwärtig keine Plattentektonik auf, aber ein Vergleich der inneren Dynamik von Mars und Erde lässt vielleicht Schlüsselmechanismen, die zur Entwicklung von Plattentektonik führen, deutlich werden. Die Erde ist einzigartig unter den Planeten: Sie hat eine aktive Plattentektonik, es gibt auf ihr flüssiges Wasser, eine besondere Atmosphäre und Leben. Diese Phänomene sind offensichtlich miteinander gekoppelt, und wir müssen das System verstehen lernen, da die Menschheit ein Teil davon ist und wachsenden Einfluss darin ausübt.

Literatur

- [1] G. Müller und R. Kind, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **44**, 699 (1976)
- [2] B. L. N. Kennett und E. R. Engdahl, *Geophys. J. Int.* **105**, 429 (1991)
- [3] G. Ekstrom und A. M. Dziewonski, *Nature* **394**, 168 (1998)
- [4] D. Anderson, *International Geology Review* **44**, (2002)
- [5] M. Akaogi, E. Ito und A. Navrotsky, *JGR* **94** (B11), 15671 (1989)
- [6] X. Li, R. Kind, X. Yuan, S.V. Sobolev, W. Hanka, D. S. Ramesh, Y. Gu und A. M. Dziewonski, *Geophys. Res. Let.*, in Druck (2002)
- [7] R. Trompert und U. Hansen, *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics* **83**, 261 (1996)
- [8] R. Trompert und U. Hansen, *Nature* **395**, 686 (1998)

Die Autoren



Rainer Kind leitet den Bereich „Globale Seismologie“ am GeoForschungsZentrum Potsdam und ist gleichzeitig Professor an der FU Berlin. Nach Studium und Promotion in Geophysik verbrachte er einige Jahre in Menlo Park und Seattle, USA, an der Uni Karlsruhe sowie dem Seismologischen Zentralobservatorium Erlangen. Seine Arbeitsgruppe am GFZ betreibt ein weltweites Netz moderner

seismischer Messstationen.

Ulrich Hansen studierte Meteorologie und Geophysik in Köln, wo er 1987 promovierte. Nach Postdoc-Jahren in Boulder und Minneapolis, USA, erhielt er 1992 einen Ruf auf eine Professur für theoretische Geophysik in Utrecht. 1992 erhielt er den Heinz-Maier-Leibnitz-Preis für die Physik des Erdinnern, seit 1996 ist er Professor für Geophysik an der Uni Münster, wo er u. a. der geophysikalischen Fluidodynamik und der Plattentektonik mit Parallelrechnern zu Leibe rückt.



Frank R. Schilling hat in Tübingen Geologie und Mineralogie studiert. Nach der Promotion in Tübingen folgte die Habilitation an der FU Berlin. Seit Mai 1999 ist er Heisenberg-Stipendiat an der University of Illinois at Urbana Champaign sowie am GFZ, wo er ein Labor für Mineral- und Gesteinsphysik aufbaut. In der verbleibenden Zeit versucht er, die Faszination des Forschens Studierenden der Berliner Universitäten sowie Jugendlichen aus einem kirchlichen Jugendkreis zu vermitteln.

