



Modul 5

Plattentektonik und Vulkanismus

Begleittext für Lehrkräfte

**Hans Dimpfl, Wolfgang Hassenpflug, Sylke Hlawatsch,
Karl-Heinz Otto, Hans-Ulrich Schmincke,
Päivi Taskinen und Andreas Wenzel**

Dieser Text steht zusammen mit den Texten der 10 weiteren Module des Projektes „Forschungsdilog: System Erde“ auf der CD-ROM „System Erde“ als Hypertext bzw. die Materialien als pdf-Dateien, Videos, Interaktionen, Animationen usw. über ein komfortables Navigationssystem mit Suchfunktion zur Verfügung.

Mit der CD-ROM können auch eigene Materialien erstellt werden. Außerdem kann aus der CD-ROM eine Schülerversion, die für das selbst organisierte Lernen vorgesehen ist - und keine didaktischen Informationen enthält - erstellt werden.



Das Leibniz-Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften (IPN) ist eine interdisziplinär arbeitende Forschungseinrichtung mit überregionaler, gesamtstaatlicher Aufgabenstellung. Auftrag des Instituts ist es, durch seine Forschungen die Pädagogik der Naturwissenschaften weiter zu entwickeln und zu fördern. Das IPN gliedert sich in die vier Fachabteilungen Biologie-, Chemie-, Physikdidaktik und Erziehungswissenschaften (mit Pädagogisch-Psychologischer Methodenlehre). Das IPN ist Mitglied der Leibniz-Gemeinschaft. Enge Beziehungen bestehen zur Kieler Universität.

Weitere Informationen: <http://www.ipn.uni-kiel.de>

Das vom Bundesministerium für Bildung und Forschung geförderte IPN-Projekt „Forschungsdialog: System Erde“ dient dem Ziel, das Verständnis des Planeten Erde zu fördern. Auf der Basis soliden Wissens soll die Beschäftigung und Auseinandersetzung mit der nachhaltigen Entwicklung der Erde angeregt werden. Die Materialien zum Thema „System Erde“ wurden vom IPN in enger Kooperation mit Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftlern sowie Lehrkräften entwickelt und anschließend im Schulunterricht erprobt und evaluiert. Für den Unterricht in der Sekundarstufe II steht eine umfangreiche CD-ROM zur Verfügung, die u. a. Animationen, Simulationen, Informationstexte und Arbeitsblätter zu insgesamt 11 Modulen des Themas System Erde enthält. Der vorliegende Text ist Teil dieser CD-ROM, die beim IPN erhältlich ist. Für den Unterricht in der Grundschule wurde ein Sachbuch und eine beiliegende CD-ROM mit Computerspielen entwickelt. Unterrichtsmaterialien für die Hand der Lehrkräfte sind im Internet erhältlich (<http://Systemerde.ipn.uni-kiel.de>).

© 2005
Alle Rechte beim
Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften (IPN)
Olshausenstraße 62, D-24098 Kiel.



Forschungsdialog: System Erde

Kontakt:

Ulrike Gessner
Leibniz-Institut für die Pädagogik der
Naturwissenschaften an der Universität Kiel
Olshausenstr. 62
24098 Kiel

Tel: ++49 (0431) 880-3121
E-Mail: gessner@ipn.uni-kiel.de
<http://systemerde.ipn.uni-kiel.de>

Auf verschiedenen Seiten befinden sich Verweise (Links) auf Internet-Adressen. Haftungshinweis: Trotz sorgfältiger inhaltlicher Kontrolle wird die Haftung für die Inhalte der externen Seiten ausgeschlossen. Für den Inhalt dieser externen Seiten sind ausschließlich deren Betreiber verantwortlich. Sollten Sie bei dem angegebenen Inhalt des Anbieters dieser Seite auf kostenpflichtige, illegale oder anstößige Inhalte treffen, so bedauern wir dies ausdrücklich und bitten Sie, uns umgehend per E-Mail davon in Kenntnis zu setzen, damit beim Nachdruck der Verweis gelöscht wird.

Autoren dieses Moduls:

Dr. Hans Dimpfl (Baustein 3, Sachanalyse ODP, KTB), Prof. Dr. Wolfgang Hassenpflug (GIS, Sachanalyse und didaktische Information), Dr. Sylke Hlawatsch (Sachanalyse, didaktische Information, Bausteine 2 - 4, Gesamtkonzeption), Prof. Dr. Karl-Heinz Otto (Baustein 5), Prof. Dr. Hans-Ulrich Schmincke (Sachanalyse Vulkanismus), Päivi Taskinen (Baustein 5), Andreas Wenzel (Bausteine 1, 2 und didaktische Information Plattentektonik)

Geowissenschaftliche Beratung:

Dr. Andrea Volbers (ODP; BGR, Hannover), Prof. Dr. Martin Meschede (Universität Greifswald), Dr. Thomas Wöhl (KTB; GFZ, Potsdam), Daniel Schober (GIS; ESRI Geoinformatik GmbH, Kranzberg), Dr. Nina Kukowski (Sandkastenexperimente; GFZ, Potsdam), Dr. Jo Lohrmann (Sandkastenexperimente; GFZ, Potsdam)

Multimediaumsetzung, Grafik und Layout:

CD-ROM, Rahmenlayout, Grafiken: MMCD GmbH interactive in science (Düsseldorf)
Texte: Päivi Taskinen (IPN)

Herausgeber:

Prof. Dr. Horst Bayrhuber, Dr. Sylke Hlawatsch



Inhaltsverzeichnis

1	Allgemeine Zielsetzung und Begründung	4
2	Sachinformation	4
2.1	Überblick	5
2.1.1	Plattentektonik	6
2.1.2	Vulkanismus	11
2.2	Vertiefende Darstellung.....	16
2.2.1	Plattentektonik: von der Hypothese zur Theorie	16
2.2.2	Geographische Informationssysteme (GIS)	20
3	Didaktische Information	22
3.1	Lernziele	22
3.2	Hinweise zu den Lernvoraussetzungen	23
3.3	Hinweise zu horizontalen und vertikalen Verknüpfungen	23
3.4	Erläuterungen und Nutzungshinweise zu den Materialien	24
4	Vorschläge für den Unterrichtsverlauf	26
5	Literatur	27
6	Unterrichtsmaterialien	28

Anhang

Unterrichtsmaterialien

Baustein 1: Grundlagen der Plattentektonik

Baustein 2: Erdaufbau und Motor der Plattentektonik

Baustein 3: Ausgewählte Beweise für die Theorie vom Prozess der Plattentektonik

Baustein 4: Vulkanismus

Baustein 5: Geographisches Informationssystem (GIS) am Beispiel Plattentektonik und Vulkanismus



1 Allgemeine Zielsetzung und Begründung

Der technologische Fortschritt der letzten Dekaden eröffnete den Geowissenschaften vielfältige neue Forschungsmöglichkeiten. Insbesondere die Satellitendaten von der gesamten Erdoberfläche führten von einer regional begrenzten hin zu einer globalen Betrachtungsweise, die den Planeten Erde als Gesamtsystem in den Blick nimmt. Diese globale Betrachtungsweise führte unter anderem auch dazu, dass einige Geowissenschaftler/innen den Planeten Erde heute mit einer Recyclinganlage vergleichen. Sie hatten beobachtet, dass durch den Prozess Plattentektonik Erdkruste von der Erdoberfläche in das Erdinnere gelangt, während gleichermaßen Material aus dem Erdinneren als Magma an der Erdoberfläche austritt. Durch den Vergleich mit einer Recyclinganlage bringen sie die Vermutung zum Ausdruck, dass diese Prozesse aneinander gekoppelt sind.

Mit diesem Modul lernen die Schüler/innen das Konzept Plattentektonik und die Antriebsfaktoren im Erdinneren in Grundzügen kennen. Einen weiteren Schwerpunkt bildet der Vulkanismus, der eng an den Prozess Plattentektonik gekoppelt ist. Außerdem erfahren die Schüler/innen, wie sich die Theorie vom Prozess der Plattentektonik in der Wissenschaftsgeschichte entwickelt hat. In diesem Zusammenhang werden ausgewählte geowissenschaftliche Arbeitsweisen (Bohrungen in die Erdkruste durch das Ocean Drilling Program und durch das Kontinentale Tiefbohrprogramm, Sandkastenexperimente und Geographische Informationssysteme) vorgestellt.

2 Sachinformation

Vulkanausbrüche sind genauso wie Erdbeben faszinierende Naturphänomene, die ganze Landschaften innerhalb von Sekunden verändern können (s. Abb. 1). Sie können deshalb - besonders in dichtbesiedelten Gebieten - eine Bedrohung für die Menschen darstellen. Der Mensch hat aber auch schon immer vom Vulkanismus profitiert. So zeichnen sich vulkanische Böden durch eine besonders hohe Fruchtbarkeit aus. Außerdem liefern Vulkanregionen geothermische Energie oder werden als Erholungsgebiete genutzt (s. Abb. 2).



Abbildung 1: Erdbeben und Vulkanausbrüche sind faszinierende Naturphänomene, die in dicht besiedelten Gebieten großen Schaden anrichten können.



Abbildung 2: Der „Fuji“ in Japan (linkes Foto) gehört zu den beeindruckendsten Vulkanen der Welt. Die Region ist immer noch vulkanisch aktiv: Das Gebäude im mittleren Foto ist ein Thermalbad. Es wurde auf einer Thermalquelle errichtet. Das Wasser wird beim Strömen durch heißes Vulkangestein auf über 60 °C erwärmt und mit Mineralien angereichert.



Heute sind etwa 550 Vulkane oberhalb des Meeresspiegels aktiv. Sie häufen sich in bestimmten Regionen, wie z. B. an den Rändern von Kontinenten. Geowissenschaftler/innen stellten fest, dass an diesen Stellen riesige Lithosphärenplatten aufeinander treffen. Dies ist ein Hinweis darauf, dass Vulkanismus eng an den Prozess der Plattentektonik gekoppelt ist (s. Abb. 3).

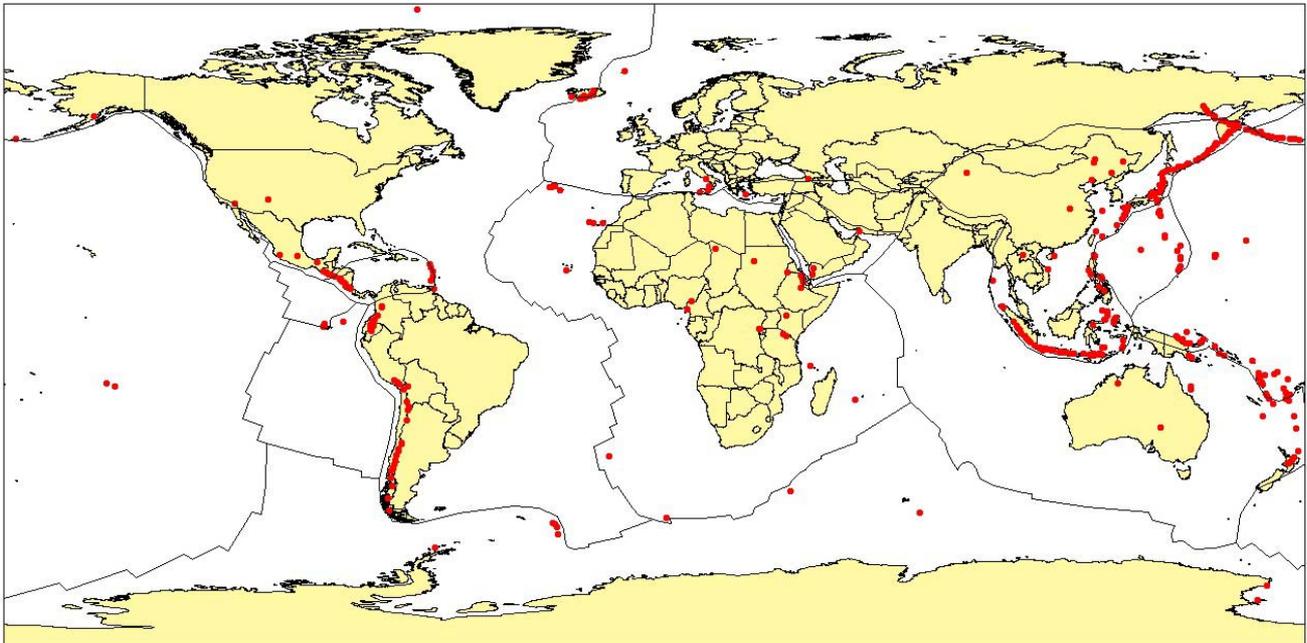


Abbildung 3: Vulkanausbrüche (rote Punkte) im 19. und 20. Jahrhundert an der Erdoberfläche. Tipp: Solche Karten können aus dem Datensatz „Vulkanismus und Erdbeben“ mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) generiert werden. Der Datensatz und das Programm ArcExplorer befinden sich auf der CD-ROM „System Erde“ (Modul 5, Baustein 5, Materialien 4 und 5). Außerdem steht ein simuliertes GIS als Interaktion¹ zur Verfügung (Modul 5, Baustein 5, Material 6).

2.1 Überblick

Geowissenschaftler/innen erklären die Bewegung der Lithosphärenplatten und den daran gekoppelten Vulkanismus mit physikalischen und chemischen Vorgängen im Erdinneren.

Die Erde besteht aus Schichten:

- Die äußerste Schicht (Lithosphäre) ist starr und in viele große Platten zerbrochen. Diese Platten bewegen sich jedes Jahr einige Zentimeter, was etwa der Wachstumsgeschwindigkeit von Fingernägeln entspricht. Zur Lithosphäre gehören die Erdkruste und die obere, feste Schicht des Erdmantels.
- Unter der Lithosphäre befinden sich weitere Schichten des Erdmantels. Hierzu gehört die teilweise geschmolzene Asthenosphäre, die direkt unter der Lithosphäre beginnt und bis in eine Tiefe von etwa 300 km reicht. Die weiteren darunter liegenden Schichten sind wiederum fest.
- Ganz innen liegt der Erdkern, der aus einer festen und einer flüssigen Schicht besteht (s. Abb. 4 und 5).

Man nimmt an, dass die starren Lithosphärenplatten auf der teilweise geschmolzenen Asthenosphäre driften.

¹ Interaktives computergestütztes Material



Der beschriebene Schichtenaufbau ist aus geophysikalischen Untersuchungen bekannt, die im Modul „Erdbeben und Wellen: Nachrichten über das Erdinnere“ beschrieben werden. Informationen über die stoffliche Zusammensetzung der Schichten liefert das Modul „Gesteinskreislauf: Gesteine als Dokumente der Erdgeschichte“ und ein Interview mit dem Gesteinsforscher VOLKER SCHENK.

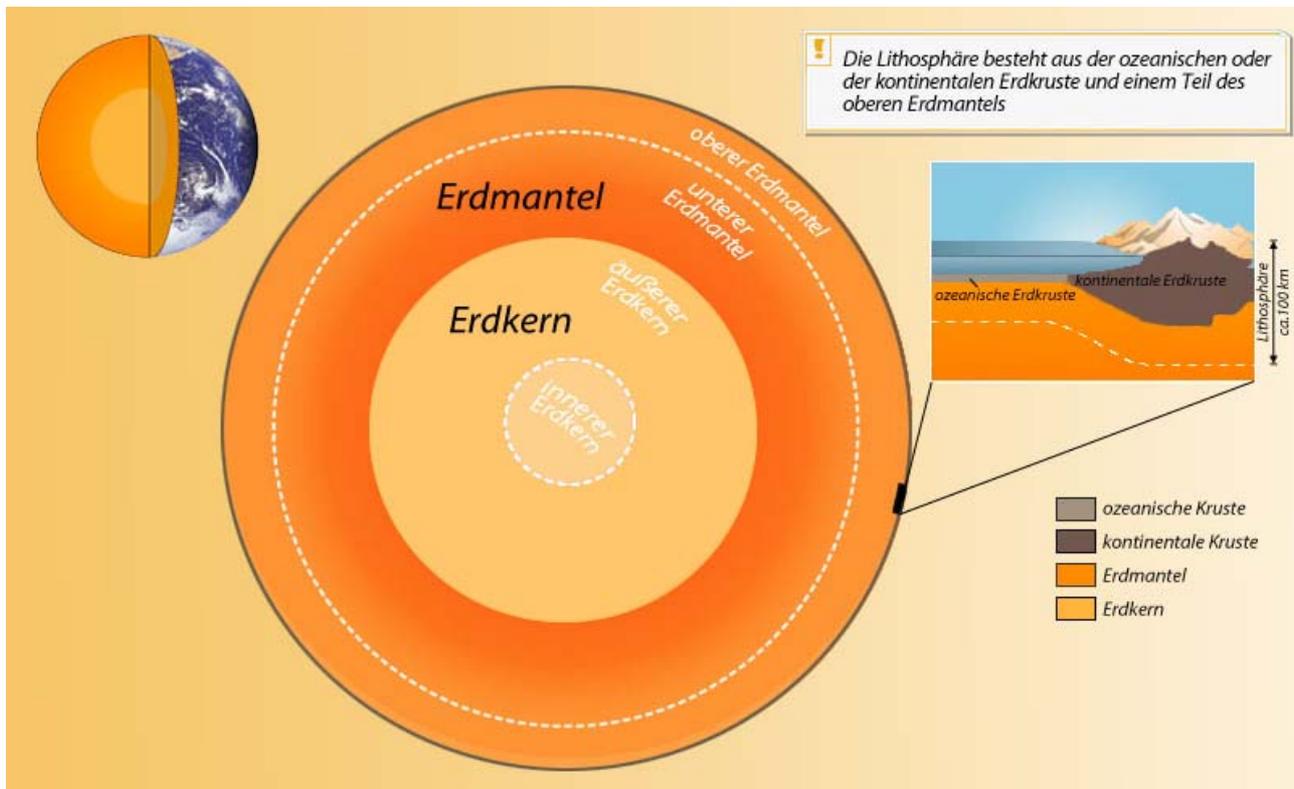


Abbildung 4: Der Aufbau der Erde. Die äußere feste Schicht (Lithosphäre) der Erde besteht aus der Erdkruste und einem Teil des oberen Erdmantels. Die Lithosphäre kann unter Gebirgen bis zu 150 km dick werden. Unter ozeanischer Kruste ist sie deutlich dünner als 100 km. Unter der Lithosphäre befindet sich die teilweise geschmolzene Asthenosphäre, auf der die Lithosphärenplatten driften. Die Asthenosphäre ist Teil des oberen Erdmantels.

2.1.1 Plattentektonik

Die Erdkruste liegt teils als ozeanische, teils als kontinentale Erdkruste vor (s. Abb. 4 und 6). Beide bilden jeweils zusammen mit dem oberen festen Teil des Erdmantels die Lithosphäre, die in einzelne Platten zerbrochen ist. Enthält eine Lithosphärenplatte mehr ozeanische Erdkruste, handelt es sich um eine ozeanische Platte, eine kontinentale Platte besteht vor allem aus kontinentaler Erdkruste.

- **Ozeanische Erdkruste:** Dort, wo in den Ozeanen (Atlantik, Pazifik, Indik) im Grenzbereich von Lithosphärenplatten Magma aus dem Erdinneren aufsteigt und erstarrt, entsteht neue ozeanische Erdkruste.
- **Kontinentale Erdkruste:** Die Stoffe der kontinentalen Erdkruste stammen ursprünglich aus dem Erdinneren. In der kontinentalen Erdkruste sind überwiegend die spezifisch leichteren Stoffe eingelagert. Deshalb ist die kontinentale Erdkruste spezifisch leichter als die ozeanische Erdkruste. Neue kontinentale Erdkruste entsteht nicht nur durch das Erstarren von Magma, sondern auch durch die Umwandlung



von Gesteinen und durch die Ablagerung von Lockersedimenten (s. Modul „Gesteinskreislauf: Gesteine als Dokumente der Erdgeschichte“).

Name	Tiefe	Erläuterungen
ozeanische Erdkruste	ca. 5 – 10 km dick	fest, besteht aus Silicaten
kontinentale Erdkruste	ca. 30 – 65 km dick	fest, besteht aus Silicaten durchschnittlich 30 km dick, nur unter Gebirgen aufgrund von Überschiebungen dicker
Lithosphäre	bis ca. 100 km Tiefe	fest, besteht aus der ozeanischen und der kontinentalen Erdkruste sowie einem Teil des oberen Erdmantels, unter Gebirgen bis zu 150 km dick, unter ozeanischer Kruste deutlich dünner als 100 km
oberer Erdmantel	variiert von ca. 5 bis ca. 660 km	besteht aus Silicaten • bis ca. 100 km Tiefe: fest, bewegt sich bei der Plattentektonik zusammen mit der ozeanischen und der kontinentalen Erdkruste • von ca. 100 – 300 km Tiefe: teilweise aufgeschmolzen (so genannte Asthenosphäre)
unterer Erdmantel	ca. 660 – ca. 2900 km	fest, besteht aus Silicaten
äußerer Erdkern	ca. 2900 km - ca. 5100 km	flüssig, besteht hauptsächlich aus Eisen
innerer Erdkern	ca. 5100 km – ca. 6370 km	fest, besteht hauptsächlich aus Eisen und Nickel

Abbildung 5: Informationen zu den einzelnen Schichten im Erdinneren. Zusammengestellt nach MURAWSKI und MEYER 1998 und MESCHÉDE, pers. Kommunikation 2005.

Die Lithosphärenplatten bewegen sich ständig. Dort, wo sich ozeanische Platten voneinander entfernen, bilden sich mittelozeanische Rücken (**Mid Ocean Ridge, MOR**) (s. Abb. 6). Trifft eine ozeanische auf eine kontinentale Platte, taucht die spezifisch schwerere ozeanische Platte ins Erdinnere ab. Sie wird subduziert. Die Regionen, in denen das passiert, heißen Subduktionszonen (u. a. entlang der südamerikanischen Westküste, Japan). Treffen zwei kontinentale Platten aufeinander, entstehen Gebirge (u. a. Alpen, Himalaja). Gleiten Lithosphärenplatten aneinander vorbei, entstehen Seitenverschiebungen (Nordamerika, San Andreas Verwerfung). Als Motor für diese Bewegungen, die man **Plattentektonik** nennt, werden verschiedene Prozesse angenommen, die sich alle physikalisch erklären lassen:

- Die Temperatur steigt mit zunehmender Erdtiefe, sodass Gesteine im Erdinneren erwärmt werden und sich ausdehnen. Dadurch nimmt die Dichte ab und relativ zu ihrer Umgebung weniger dichte Gesteinsbereiche steigen auf. In der Nähe der Erdoberfläche kühlen sie wieder ab, werden relativ zum Umgebungsgestein dichter und sinken wieder. Auf diese Weise entstehen Konvektionsströme, die die Lithosphärenplatten an der Erdoberfläche bewegen können. Diesen Prozess kann man mit einem wassergefüllten Topf leicht nachstellen: Wenn das Wasser erhitzt wird, setzen Konvektionsströme ein. Man nimmt heute an, dass die Konvektionsströme sich von der Asthenosphäre bis hin zur Kern-Mantel-Grenze ausbreiten.

- Auf dem Weg vom mittelozeanischen Rücken zur Subduktionszone altern die Minerale der ozeanischen Erdkruste. Sie setzen dabei Wasser aus dem Kristallgitter frei. Dadurch werden sie dichter (spezifisch schwerer). Außerdem wird der feste Teil des oberen Erdmantels dicker, weil Teile der darunterliegenden teilweise geschmolzenen Asthenosphäre im Laufe der Zeit erstarren und sich mit der starren Lithosphäre verbinden. Sobald die ozeanische Platte dichter ist als das darunter liegende Gestein, bricht sie ab, sinkt ins Erdinnere und zieht am gesamten Lithosphärenabschnitt bis hin zum mittelozeanischen Rücken.
- An den mittelozeanischen Rücken steigt viel Magma auf. Es kristallisiert an der Erdoberfläche und drückt dort die ozeanische Erdkruste zu beiden Seiten des mittelozeanischen Rückens auseinander. Das Material darunter (der feste Teil des oberen Erdmantels) wird dadurch gedehnt und dünnt sich aus.

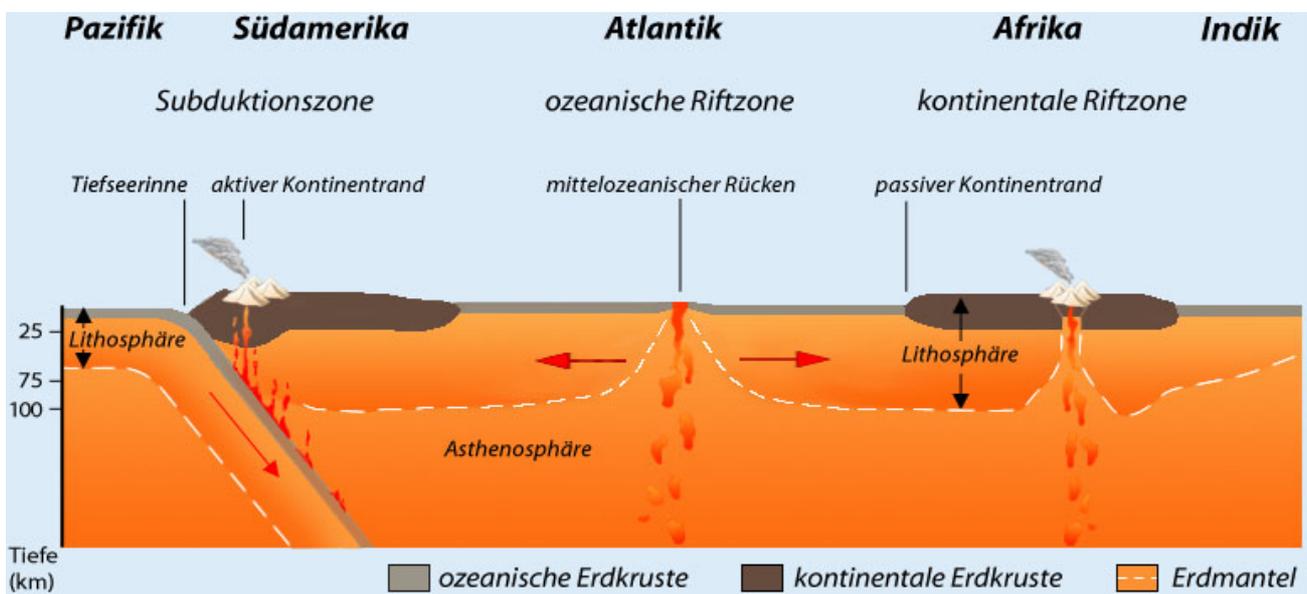


Abbildung 6: Generalisierter Schnitt durch die Lithosphäre und Teile des oberen Erdmantels vom Pazifik bis zum Indik. Im Pazifik bei Südamerika befindet sich eine Subduktionszone an der Lithosphärenplatten aufeinanderzudriften. Dort, wo Erdkruste von der Erdoberfläche in das Erdinnere abtaucht, entsteht eine Tiefseerinne. Im Atlantik ist dargestellt, wie an einer ozeanischen Riftzone Magma aus dem Erdinneren aufsteigt und im Bereich eines mittelozeanischen Rückens zu neuer ozeanischer Kruste erstarrt. Bei Afrika wird eine Riftzone im Frühstadium gezeigt. Auch dort steigt Magma aus dem Erdinneren auf und erstarrt. Hier kann ein neuer Ozean entstehen, wenn der Prozess nicht steckenbleibt. An solchen Riftzonen driften Lithosphärenplatten voneinander weg. Die roten Pfeile geben die Richtungen an, in die die Lithosphärenplatten driften.

Die Bewegungen der Lithosphärenplatten erfolgen in verschiedenen Stadien, die an der Erdoberfläche beobachtet werden können. WILSON hat solche Stadien² beschrieben, die über mehrere 100 Millionen Jahre aufeinander folgen können (s. Abb. 7 und Interaktion Modul 5, Baustein 2, Material 5):

² Der WILSON-Zyklus stellt einen idealtypischen Verlauf der Plattentektonik dar. Die einzelnen Stadien veranschaulichen Zustände, die nacheinander durchlaufen können. Dabei kann der beschriebene Zyklus auch ins Stocken geraten. So müssen sich kontinentale nicht zu ozeanischen Riftzonen entwickeln. Fast alle kontinentalen Riftzonen auf der Erde (ostafrikanischer Graben, Rhone-Rhein Riftsystem, Baikalrift, Rio Grande Rift usw.) sind zum Teil mehrere 100 Millionen Jahre alt und es gibt bisher keine Hinweise darauf, dass sie sich zu ozeanischen Riftzonen entwickeln. Das Rote Meer scheint eine Ausnahme zu sein (Hans-Ulrich SCHMINCKE, persönliche Mitteilung, 2005).



- **1. Stadium Grabenbruch (engl. Rifting):** Die Lithosphäre zerbricht, Magma steigt in der Bruchzone auf und die Lithosphärenplatten beginnen sich in entgegengesetzte Richtung zu bewegen. Dies kann an Land und im Meer geschehen.
- **2. Stadium „Schmaler Ozean“:** Wenn die Lithosphärenplatten auseinander driften und schließlich Magma aufsteigt und zu neuer ozeanischer Erdkruste erstarrt, dünnt der Grenzbereich der beiden Lithosphärenplatten so stark aus, dass er unter den Meeresspiegel sinkt und Meerwasser eindringt.
- **3. Stadium „Reifer Ozean“:** Ein Ozean vergrößert sich dadurch, dass die ozeanische Erdkruste an der Lithosphärenplattengrenze beim mittelozeanischen Rücken wächst.
- **4. Stadium „Alternder Ozean“:** Die ältesten Teile der ozeanische Platte reißen schließlich ab und sinken (subduzieren) ins Erdinnere. Da die Subduktion während dieses Stadiums mehr Material ins Erdinnere verfrachtet als an den mittelozeanischen Rücken neu produziert wird, wird der Ozean nun wieder schmaler.
- **5. Stadium „Rest-Ozean“:** Der Ozean ist durch den andauernden Subduktionsprozess schmaler geworden und weist keinen mittelozeanischen Rücken mehr auf.
- **6. Stadium Gebirgsbildung:** Nachdem die gesamte ozeanische Platte subduziert wurde, treffen zwei kontinentale Lithosphärenplatten aufeinander. Diese stauchen sich gegenseitig so auf, dass ein Gebirge entsteht.

Im weiteren Verlauf kommt es erneut zu einem Grabenbruch (Stadium 1).

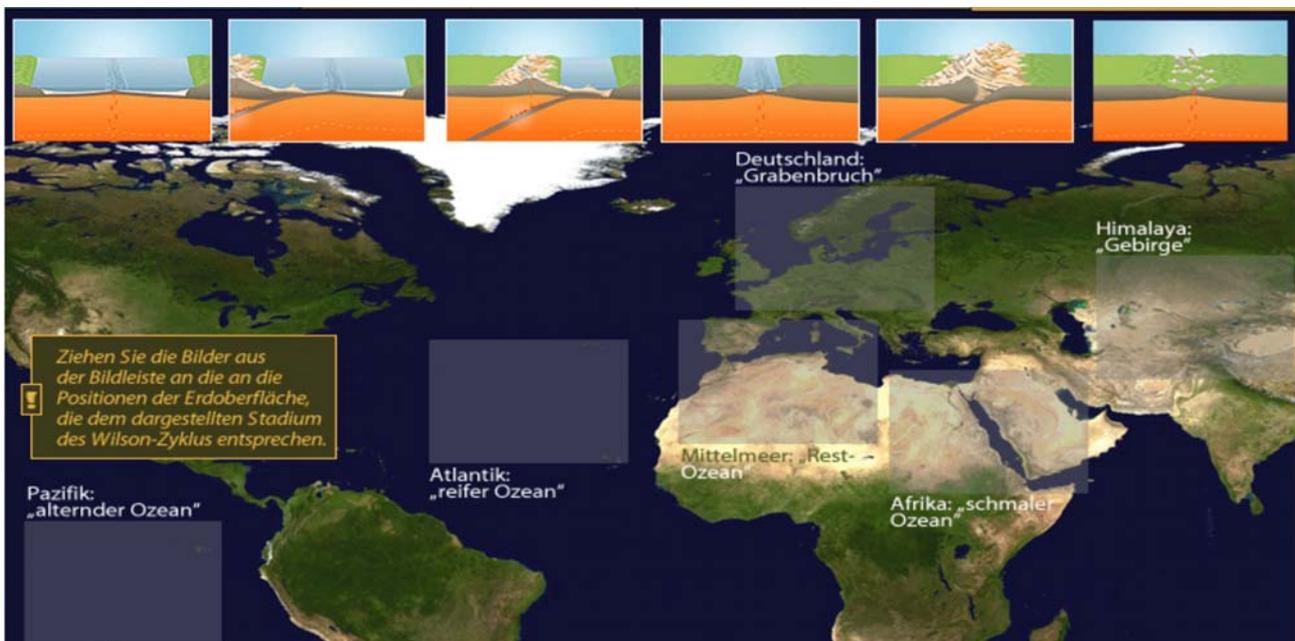


Abbildung 7: Durch die Modellvorstellung vom Prozess der Plattentektonik kann die Entstehungsgeschichte von bestimmten Erdregionen nachvollzogen werden. Zudem sind Aussagen zur zukünftigen Entwicklung möglich. WILSON hat hierfür verschiedene typische Stadien beschrieben und benannt, die nacheinander ablaufen können. Diese sind in den Skizzen am oberen Bildrand abgebildet und können in einer Interaktion, die auf der CD-ROM „System Erde“ bereitgestellt wird, verschiedenen Erdregionen zugeordnet werden. Die Interaktion enthält auch eine Animation des gesamten nach WILSON benannten Zyklus (Modul 5, Baustein 2, Material 5).

Sandkastenexperimente

An Subduktionszonen werden Lockersedimente, die sich auf der ozeanischen Erdkruste abgelagert haben, entweder mit in die Tiefe verfrachtet oder gestaucht (s. Abb. 8). Dieser Prozess der Aufstauchung kann in **Sandkastenexperimenten** nachempfunden (simuliert) werden. Hierfür werden Schichten unterschiedlich eingefärbter Sandsorten in einen Glaskasten mit beweglichem Boden eingefüllt. Der Boden wird von einer Seite gezogen, sodass er eine abtauchende ozeanische Lithosphärenplatte repräsentiert. Auf diese Weise können die Kräfte veranschaulicht werden, die an bestimmten Stellen in den Sandschichten wirken.



Abbildung 8: Ergebnisse eines Sandkastenexperimentes am GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam. Die schwarzen Flecken (Kreise) wurden ursprünglich in Dreieckform eingestreut. Sie liefern Hinweise auf die Verformungskräfte in Akkretionskeilen (Quelle: N. KUKOWSKI und J. LOHRMANN, GeoForschungsZentrum (GFZ), Potsdam). Dieser Sachverhalt lässt sich auch gut in einfachen Schülerversuchen nachvollziehen (Modul 3, Baustein 5, Materialien 9 und 10).

Plattentektonik und Klima

Geophysikalische Messungen liefern heute exakte Kartierungen von Tiefseeböden. Die resultierenden Karten und moderne videogesteuerte Probenentnahmesysteme machen es möglich, dass der Meeresgrund in Wassertiefen von mehreren 1.000 Metern untersucht werden kann. Diese Arbeiten lieferten unter anderem wichtige Hinweise auf die Bedeutung bestimmter Ablagerungsgesteine (Gashydrate, s. Abb. 9) für den Kohlenstoffkreislauf (s. Modul „Kohlenstoffkreislauf“) und deren Auswirkungen auf das Klima (s. Modul „Klimasystem und Klimageschichte“).

Gashydrate wurden in weiten Bereichen des Meeresbodens entdeckt. Während ihre Bedeutung als Rohstoffquelle weltweit diskutiert wird, erforschen Geowissenschaftler/innen ihre Entstehungsbedingungen und den möglichen Einfluss von Gashydraten auf Klimaänderungen. An Subduktionszonen wird nämlich Lithosphäre mit dem aufliegenden gashydrathaltigen Lockersediment gestaucht und angehoben. Die Gashydrate werden hierdurch aus ihrem Stabilitätsfeld verfrachtet und Methan wird freigesetzt. Das Methan tritt in Form von so genannten „kalten Quellen“ am Meeresgrund aus und gelangt schließlich aus dem Meer in die Atmosphäre. Dort wirkt es als Treibhausgas (s. Module „Kohlenstoffkreislauf“ und „Chemie und Physik der Atmosphäre“).



Auch Vulkanausbrüche beeinflussen die Luftchemie sowie den Strahlungs- und Energiehaushalt der Atmosphäre erheblich (SCHMINCKE 2003, s. Module „Klimasystem und Klimageschichte“ und „Chemie und Physik der Atmosphäre“).



Abbildung 9: Methanverbindungen (Gashydrate), die in bestimmten Meerestiefen aufgrund der dort herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen in Lockersedimenten als feste Substanz vorkommen, werden durch die Plattentektonik aus dem Stabilitätsbereich herausgehoben. Dadurch wird Methan freigesetzt.

Plattentektonik und Leben

An „kalten Quellen“ wurden umfangreiche Muschel- und Röhrenwurmkolonien entdeckt. Deshalb werden sie auch als „Oasen der Tiefsee“ bezeichnet. Das Pendant sind die Lebensgemeinschaften an „heißen Quellen“. Diese entstehen an Stellen, wo zwei ozeanische Lithosphärenplatten auseinander driften. Dort steigt heißes Magma auf, erhitzt das Wasser und reichert es mit Nährstoffen an. Beide Lebensgemeinschaften liefern Hinweise auf sehr frühe Lebensformen (s. Modul „Entstehung und Entwicklung des Lebens“).

2.1.2 Vulkanismus

Vulkane sind Stellen auf der Erdoberfläche, an denen heiße Gesteinsschmelze ruhig als Lavastrom ausläuft oder explosiv als Asche herausgeschleudert wird. Dabei entstehen schild- oder kegelförmige Vulkanberge, in

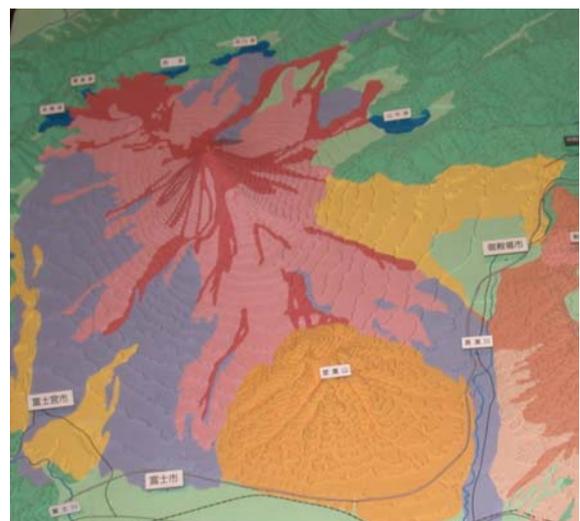


Abbildung 10: Das Modell zeigt den Vulkan "Fuji" (Japan). Er entstand durch mehrere Ausbrüche. Zunächst lagerten sich die hier hellgelb gefärbten Schichten ab. Danach folgten die lila, rosa und roten Lagen. Als letztes bildete sich ein neuer Vulkankegel an der Seite (dunkelgelb).



denen Aschelagen häufig mit Lagen erkalteter Lava abwechseln. Die Gesteinsschmelze im Erdinneren wird **Magma** und die an der Erdoberfläche **Lava** genannt. Nur ein winziger Teil der in der Tiefe entstehenden Gesteinsschmelzen erreicht die Erdoberfläche (s. Abb. 10). Die allermeisten Magmen bleiben beim Aufstieg stecken und erstarren viele Kilometer unter der Erdoberfläche in Magmakammern zu so genannten Tiefengesteinen wie z. B. den Graniten (s. Modul „Gesteinskreislauf: Gesteine als Dokumente der Erdgeschichte“).

Wie und wo entsteht Magma?

Im Erdinneren gibt es keine durchgehende Flüssigkeitsschicht, die in der Tiefe unter den Vulkanen „angezapft“ werden könnte. Sowohl die in Deutschland etwa 30 km dicke starre Erdkruste als auch der darunter folgende fast 3.000 km mächtige Erdmantel bestehen aus festen Gesteinen. Jedoch schmelzen Gesteine an einigen Stellen aus verschiedenen Gründen in meist weniger als 100 km Tiefe. Dadurch entsteht Magma, das sich in einer Magmakammer sammelt. Folgende Faktoren begünstigen das Schmelzen von Gesteinen:

- Erstens wird die Temperatur mit zunehmender Erdtiefe immer höher. Dies ist bereits deutlich spürbar, wenn man in tiefe Bergwerke einfährt. Im Zentrum unseres Planeten erreichen die Temperaturen vermutlich 4.000 bis 5.000 °C.
- Zweitens ist von Bedeutung, dass die Gesteine des Erdmantels, aus dem die meisten Magmen stammen, bei den hohen Drücken im Erdinneren ganz langsam plastisch fließen können. So wie im Sommer durch die Sonneneinstrahlung aufgeheizte Luft aufsteigt, gibt es auch im Erdmantel heißere Gebiete, die aufsteigen und kältere, die absinken. Diese Bewegungen im Erdinneren wie auch in der Atmosphäre nennt man Konvektion (s. Modul „Konvektion in Erdmantel, Ozean und Atmosphäre“).
- Drittens steigt der Schmelzpunkt eines Gesteins mit zunehmendem Druck zwar an, erniedrigt sich aber, wenn man einem Gestein Flüssigkeiten wie Wasser zufügt. Der Schmelzpunkt für die verschiedenen Minerale, aus denen ein Gestein besteht, kann sehr unterschiedlich sein.

Diese Faktoren haben Forscher/innen im Labor genauer analysiert. In Experimenten haben sie unterschiedliche Gesteinstypen hohen Drücken und Temperaturen ausgesetzt. Mit dieser Methode (s. Arbeitsbogen „Experiment zur isochemischen Umwandlung: die Stempel-Zylinder-Pressen (Aluminiumsilicate)“ (Modul 3, Baustein 11, Material 4)) kann man feststellen, bei welchen Drücken und Temperaturen einzelne Kristalle anfangen zu schmelzen. Allgemein bewirken drei unterschiedliche physikalische Prozesse, dass ein Gestein zu schmelzen anfängt:

- Druckerniedrigung,
- Schmelzpunkterniedrigung und
- Temperaturerhöhung.

Der mit Abstand wichtigste Prozess, bei dem die meisten an der Erdoberfläche austretenden Gesteinsschmelzen entstehen, ist die Druckerniedrigung (s. Abb. 11). Tief im Erdinneren an der Grenze Erdkern/Erdmantel lastet ein sehr hoher Druck auf den Gesteinen. Das heiße Gestein ist dort zwar fest, kann aber trotzdem fließen. Es hat einen plastischen Zustand. In bestimmten Zonen quillt es in Form von so genannten Mantelströmen nach oben (s. HÄNSLER 2001). Wenn diese Mantelströme weiter in die Asthenosphäre unterhalb der relativ starren Lithosphärenplatten aufsteigen, kann Magma dadurch entstehen, dass Minerale mit niedrigem Schmelzpunkt schmelzen. Es entsteht ein Magma, das weniger dicht ist als das umgebende feste Gestein. Aufgrund der geringeren spezifischen Dichte steigt es auf. Auf diese Weise ent-

stehen aus dem Erdmantelgesteinen basaltische Magmen, die die häufigsten Vulkane (mehr als 99 %) an der Erdoberfläche bilden.

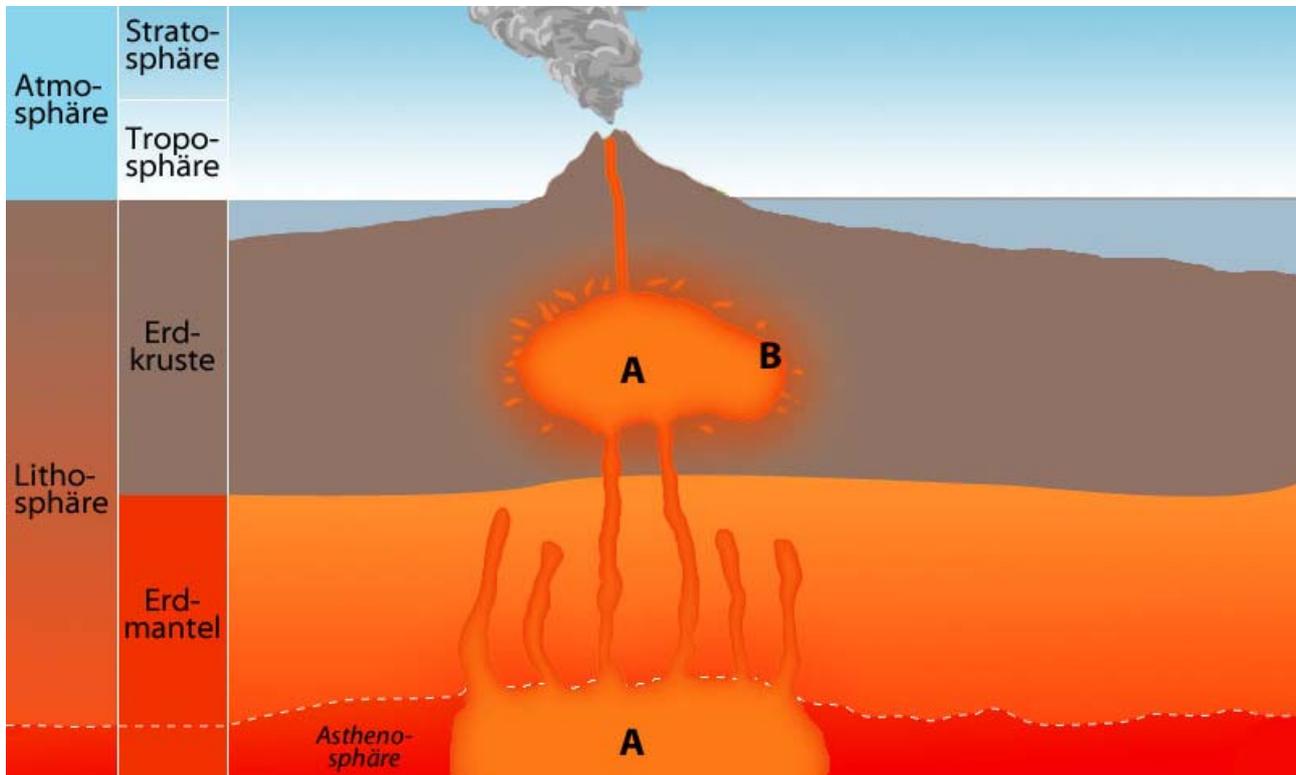


Abbildung 11: Diese schematische Abbildung zeigt einen Schnitt durch die obersten 150 km der Erde. A) Heißes Erdmantelgestein, das tief aus dem Erdinneren stammt, schmilzt aufgrund der Druckerniedrigung in der Asthenosphäre und steigt auf. B) Ein Teil der Erdkruste schmilzt, weil er durch den Kontakt mit dem heißen "Erdmantel"magma aufgeheizt wird (Temperaturerhöhung).

Während des Aufstiegs reißt das Magma Stücke aus dem durchströmten noch festen Erdmantelgestein heraus und transportiert sie nach oben. So kommt es, dass man in vielen basaltischen Vulkanen Bruchstücke von einem olivfarbenen Gestein (dem Peridotit) findet. Peridotit besteht überwiegend aus dem grünlichen Mineral Olivin, dem mit Abstand häufigsten Mineral des Erdmantels (s. Abb. 12). In Deutschland findet man solche Erdmantelbruchstücke im jungen Vulkangebiet der Eifel oder in älteren Vulkansloten im Westerwald und im Vogelsberg (s. Abb. 15).

Ein zweiter Mechanismus der Magmenentstehung ist die **Erniedrigung** des **Schmelzpunktes** von Erdmantelgestein. An vielen Stellen der Erde, vor allem rings um den Pazifik, tauchen die Lithosphärenplatten, die zum Teil aus ozeanischer Erdkruste bestehen, unter Kontinente (z. B. Amerika) und Inseln (z. B. Japan) ab. Sowohl die mit in die Tiefe gezogenen Lockersedimente als auch die poröse, vulkanisch gebildete ozeanische Erdkruste enthalten viel



Abbildung 12: Ein Stück Erdmantelgestein, das hauptsächlich aus dem Mineral Olivin besteht, wie es an der Erdoberfläche gefunden werden kann. Diese Probe gelangte als fester Bestandteil einer Gesteinsschmelze durch einen Eifelvulkan an die Erdoberfläche.



Wasser. Bei der Verdichtung und Aufheizung in der Tiefe wird das Wasser frei und steigt in das darüber liegende Erdmantelgestein. Diese Wasserzufuhr senkt den Schmelzpunkt des Erdmantelgesteins (Peridotit), sodass die Minerale mit einem relativ niedrigen Schmelzpunkt etwa 110 km unter der Erdoberfläche anfangen können zu schmelzen. Das dabei entstehende Magma hat eine geringere spezifische Dichte als das Umgebungsgestein und steigt auf. Es ist besonders wasserreich. Entsprechend sind die Vulkane, die über diesen Subduktionszonen entstehen, häufig hochexplosiv. Beispiele für hochexplosive Vulkane sind die 1883 ausgebrochene Krakatau, der Mount St. Helens (1980) und der Pinatubo (1991).

Ein dritter Mechanismus für die Entstehung von Gesteinsschmelzen ist die **Temperaturerhöhung** (s. Abb. 11) von Erdkrustengesteinen, die bei vergleichsweise niedrigen Temperaturen schmelzen. Die aus der Tiefe aufsteigenden, relativ schweren basaltischen Magmen bleiben häufig dann stecken, wenn sie das relativ leichte Gestein der Erdkruste erreichen (in etwa 30 km Tiefe) und erstarren allmählich. Diese Magmen sind etwa 1.200 °C heiß. Die Erdkrustengesteine haben jedoch einen niedrigeren Schmelzpunkt (um die 600 °C). Deshalb werden Erdkrustengesteine im Kontaktbereich aufgeschmolzen. Das dabei entstehende Magma steigt innerhalb der Erdkruste auf, bleibt aber häufig dort stecken, weil es relativ zähflüssig ist. Dabei erstarrt es zu dem Tiefengestein Granit. Es kann aber auch an der Erdoberfläche hochexplosiv ausbrechen, weil auch diese Gesteinsschmelzen wasserreich sind. Gesteine des Schwarzwaldes, des Odenwaldes und in Thüringen sind vermutlich aus solchen Erdkrustenschmelzen entstanden.

Wo kann man Vulkane an der Erdoberfläche finden?

Auf der Erde gibt es eine riesige Anzahl von Vulkanen, aber nur etwa 550 davon sind heute aktiv. Diese Vulkane sind allerdings nicht gleichmäßig über den Globus verteilt, sondern treten bevorzugt entlang der Lithosphärenplattengrenzen auf. Anhand der chemischen Zusammensetzung und der Menge der produzierten Magmen sowie des Ausbruchsverhaltens der Vulkane können verschiedene Vulkanzonen unterschieden werden (s. Abb. 13). Zwei Arten von Vulkanzonen entstehen entlang der Ränder von Lithosphärenplatten, und zwar entlang der mittelozeanischen Rücken und der Subduktionszonen. Die dritte Art liegt auf den Lithosphärenplatten.

Die meisten Vulkane entstehen entlang der **mittelozeanischen Rücken**. Dort bildet sich neue ozeanische Erdkruste dadurch, dass aus der Tiefe ständig neues Magma aufsteigt. Es erstarrt in den Rissen der auseinander strebenden Lithosphärenplatten und bricht am Ozeanboden aus, wo relativ kleine Vulkankegel entstehen. Die gesamte ozeanische Erdkruste, also etwa zwei Drittel der Oberfläche der Erde, besteht daher aus Vulkangesteinen. Von den Vulkanausbrüchen am Ozeanboden merken wir allerdings wenig, weil diese basaltischen Magmen wenig Wasser enthalten und außerdem in Wassertiefen von 2.000 – 3.000 m unter der Meeresoberfläche ausbrechen. Der Druck der Wassersäule ist so groß, dass die Gase (Wasserdampf, CO₂ usw.) nicht aus den ausfließenden Laven entweichen können.

Die meisten Vulkane auf den Kontinenten entstehen oberhalb von Subduktionszonen (**Subduktionszonen-Vulkane**). Sie brechen häufig explosiv aus, weil diese Magmen relativ wasserreich sind. Entlang der Kontinentränder und Inselbögen rings um den Pazifik (auch „ring of fire“ oder „Feuergürtel“ genannt) ziehen sich Vulkanzonen mit vielen großen majestätischen Vulkanbauten. Die eruptierten Magmenmengen in Subduktionszonen-Vulkanen machen allerdings weniger als 10 % der globalen Menge aus, auch wenn die großen historischen Vulkanausbrüche überwiegend Subduktionszonenvulkane darstellen.

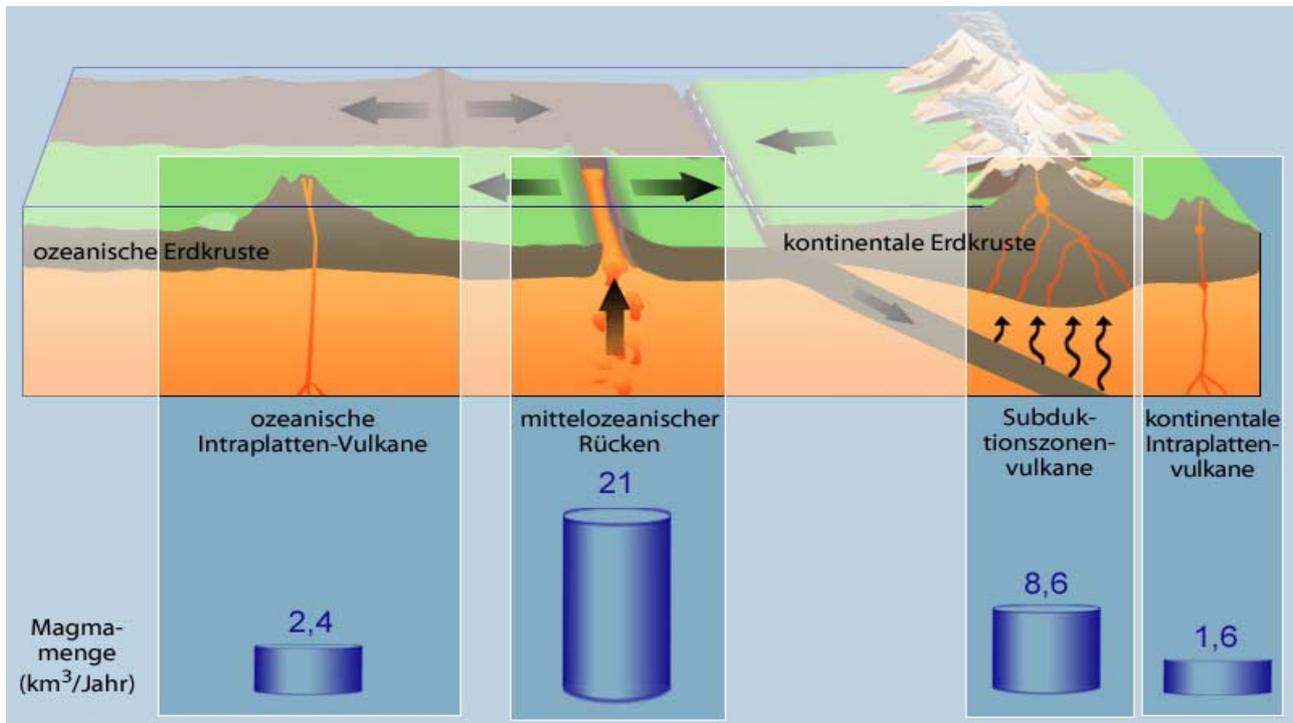


Abbildung 13: Schematische Darstellung der drei Arten von Vulkanzonen an der Erdoberfläche (mittelozeanischer Rücken, Subduktionszonen-vulkane und Intraplatten-vulkane) mit Angaben zu den Magmamengen, die pro Jahr an die Erdoberfläche gelangen (nach SCHMINCKE 2000). (WE 05_41)

Eine dritte Gruppe von Vulkanen fasst man als **Intraplattenvulkane** zusammen. Sie entstehen weit entfernt von den Plattengrenzen auf den Lithosphärenplatten. In Deutschland findet man solche Vulkane in der Eifel, im Westerwald, am Vogelsberg und in der Rhön (s. Abb. 15). Viele der Gebiete von Intraplattenvulkanen in den Ozeanen stellen beliebte Touristenziele dar. Zu ihnen gehören beispielsweise Madeira und die Kanarischen Inseln und in der Mitte des Pazifiks die Hawaii-Inselkette (s. Abb. 14, für eine Vertiefung s. weitere Materialien, TARDUNO, J. et. al. 2003). Der aktivste Vulkan der Erde ist der Kilauea-Vulkan auf der Insel Hawaii. Das Gesamtvolumen der Magmen, die durch Intraplattenvulkane an die Oberfläche gelangen, ist allerdings im Vergleich zu den Mengen der beiden anderen Arten von Vulkanzonen an den Lithosphärenplattenrändern sehr gering.

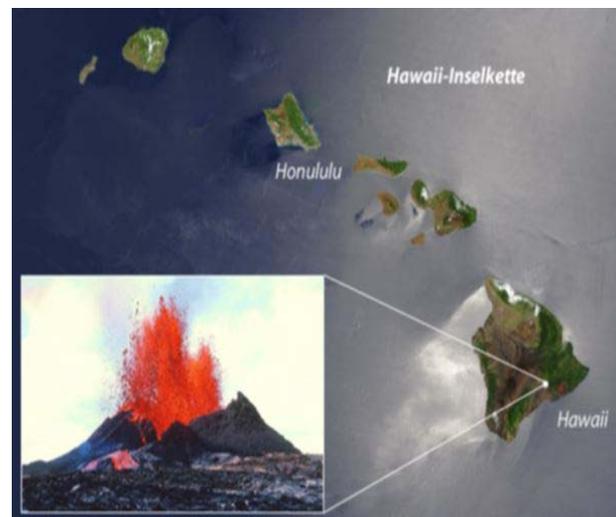


Abbildung 14: Die Inselkette von Hawaii ist durch Intraplattenvulkanismus entstanden. Man nimmt an, dass die Magmenquelle konstant an einem Punkt verblieb, während die ozeanische Platte kontinuierlich weiterdriftete (für eine Vertiefung s. weitere Materialien, TARDUNO, J. et. al. 2003).

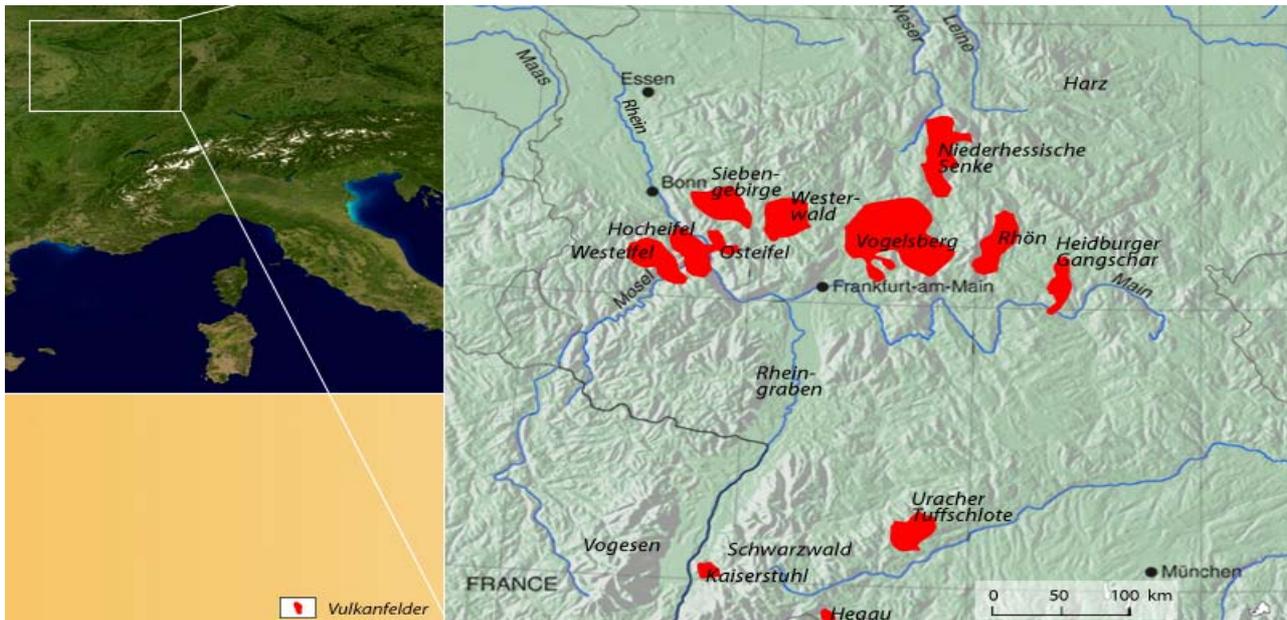


Abbildung 15: In Deutschland gibt es Vulkane, die aufgrund von kontinentalem Intraplattenvulkanismus entstanden sind. Sie sind schon lange nicht mehr ausgebrochen, aber an manchen Stellen, wie z. B. in der Eifel, steigen vulkanische Gase aus dem Erdinneren an die Erdoberfläche (nach SCHMINCKE 2000).

2.2 Vertiefende Darstellung

Einige Beobachtungen, die später die Theorie vom Prozess der Plattentektonik unterstützten, sind bereits im 17. Jahrhundert beschrieben worden. In diesem Abschnitt wird der Weg von diesen frühen Erkenntnissen zu einem weltweit anerkannten Konzept nachvollzogen (für ausführlichere Erläuterungen s. PRESS und SIEVER 1995, FRISCH und MESCHEDÉ 2005).

Für das tiefere Verständnis der Theorie vom Prozess der Plattentektonik waren und sind Bohrprogramme von großer Bedeutung, die ebenfalls in dem Abschnitt 2.2.1 vorgestellt werden. Darüber hinaus wird am Beispiel Plattentektonik und Vulkanismus ein Geographisches Informationssystem (GIS) für die räumliche Darstellung der Erde genutzt.

2.2.1 Plattentektonik: von der Hypothese zur Theorie

Bereits 1620 verwies der englische Philosoph und Universalgelehrte Sir Francis BACON auf den passgenauen Verlauf der einander gegenüberliegenden Küsten auf beiden Seiten des Atlantiks.

1912 führte Alfred WEGENER auf einer geologischen Tagung in Frankfurt den Begriff der Kontinentalverschiebung ein.

1915 lieferte er Beweise für die Drift der Kontinente in dem Buch „Die Entstehung der Kontinente und Ozeane“ (WEGENER 1929). Hierzu gehörten die Gleichartigkeit der Gesteine, der geologischen Strukturen und der Fossilien auf beiden Seiten des Süd-Atlantiks. WEGENER fand bei seinen Zeitgenossen für die Vorstellung von der Kontinentalverschiebung wenig Zustimmung. Ein Grund dafür war, dass er für die Bewegung der Kontinente keinen geeigneten Mechanismus bzw. keine Kräfte von entsprechender Stärke angeben konnte.



1928 stellte Arthur HOLMES den Mechanismus der thermischen Konvektion im Erdmantel als treibende Kraft der Kontinentalverschiebung zur Diskussion (HOLMES 1928). Er vermutete, dass Konvektionsströmungen unter den Lithosphärenplatten „die beiden Hälften des ursprünglichen Kontinents auseinander ziehen“. Weiter vermutete er, dass in der Lücke, wo die Strömungen aufsteigen, sich Ozeanboden bildet. HOLMES kam damit den heute allgemein akzeptierten Theorien sehr nahe. Er räumte aber ein, dass „rein spekulativen Vorstellungen dieser Art, die ausschließlich deshalb entwickelt wurden, um den Erfordernissen zu genügen, kein wissenschaftlicher Wert zukommt, bis sie durch unabhängige Beweise gestützt werden“ (s. PRESS und SIEVER 1995).

In den frühen 1950er Jahren entwickelte die Kartographin Marie THARP Profile und Diagramme vom Meeresboden aus Echolotprofilen (DUNLAP-SMITH 1998). Unter anderem zeichnete sie tiefe Schluchten in das Zentrum des mittelatlantischen Rückens, die bis dahin nicht bekannt waren.

Harry Hammond HESS, Professor für Geologie an der Universität Princeton, gelang es, die zahlreichen neuen Erkenntnisse zu einer einheitlichen Theorie, dem Sea-Floor Spreading, zusammenzuführen (HESS 1962). Die Theorie besagt, dass Magma an den mittelozeanischen Rücken aus dem Erdinneren aufsteigt und dort neuen Ozeanboden bildet. Dieser driftet seitlich weg und sinkt schließlich wieder ins Erdinnere ab. Damit konnten bis dahin ungeklärte Beobachtungen der Geowissenschaftler/innen erklärt werden. So fragte man sich, warum die ältesten Fossilien auf der ozeanischen Erdkruste maximal nur etwa 180 Millionen Jahre alt sind (an Land gibt es deutlich ältere Fossilien von Meeresorganismen). Die Antwort liefert die Theorie von HESS: Danach ist nur etwa 200 Millionen Jahre Zeit für die Ablagerung von Lockersedimenten, weil die ozeanischen Lithosphärenplatten danach wieder in den Erdmantel absinken und „recycled“ werden.

Der Geologe J. Tuzo WILSON nutzte die Ideen und Ergebnisse von WEGENER und HESS, um eine Modellvorstellung von einem kompletten plattentektonischen Zyklus zu entwickeln. Dieser beginnt mit dem Öffnen eines Ozeanes und endet mit der Gebirgsbildung (WILSON-Zyklus, s. Abschnitt Plattentektonik). 1963 formulierte er den Gedanken, dass Hawaii und andere vulkanische Inselketten sich gebildet haben könnten, indem sich Lithosphärenplatten über eine stationäre Magmaquelle hinwegbewegen (HESS 1962). Heute wissen wir, dass er recht hatte. Über die Ursachen solcher Magmenquellen entwickelte der Geophysiker Jason MORGAN Ende der 60er Jahre eine weithin anerkannte Theorie: Eine besonders heiße, aber generell feste Gesteinschicht aus dem Erdmantel (aus einer Tiefe von 2.900 Kilometern) quillt pilzförmig nach oben. Aufgrund des sinkenden Drucks in der Nähe der Erdoberfläche beginnen diese Gesteine in etwa 100 km Tiefe zu schmelzen (s. HÄNSLER 2001 und den Abschnitt "Vulkanismus" in dem vorliegenden Modul). Es bildet sich Magma, das die Lithosphärenplatte durchdringt und an der Erdoberfläche zu einem Vulkankegel erstarrt. Auf diese Weise kann sich eine Vulkaninsel bilden, die mit der Lithosphärenplatte weiterwandert. Die Magmenquelle bleibt am gleichen Ort und bildet später eine weitere Insel. Der Vorgang wiederholt sich immer wieder.

1965 veröffentlichte WILSON einen weiteren Beitrag zur Entwicklung einer Theorie von dem Prozess der Plattentektonik und führte einen dritten Lithosphärenplattengrenztyp ein: die Transformverwerfungen, wo zwei Lithosphärenplatten aneinander entlang schrammen (WILSON 1965). Ein Beispiel hierfür ist die San-Andreas-Verwerfung in Kalifornien, USA.

Ein weiteres wichtiges Puzzleteil lieferten die Untersuchungen zum Erdmagnetismus. Man wusste seit den 20er Jahren des 20. Jahrhunderts, dass Gesteine Minerale enthalten, die sich während der Erstarrung gemäß dem Erdmagnetfeld ausrichten. Diese Minerale werden Magnetit genannt. Man hatte herausgefunden, dass deren Ausrichtung je nach Alter der Gesteine unterschiedlich war und vermutete deshalb, dass das Erdmagnetfeld sich im Laufe der Erdgeschichte verändert. Aufgrund der Ausrichtung der Magnetite in den



Gesteinen muss das Erdmagnetfeld mal nach Norden und mal nach Süden ausgerichtet gewesen sein (zur Zeit weist es Richtung Norden, es zeigt eine „normale“ Ausrichtung). Dieser Sachverhalt wird als magnetische Anomalie bezeichnet. Man sagt, dass Gesteine, die Magnetite in „normaler“ Ausrichtung enthalten, eine positive Anomalie, und Gesteine mit entgegengesetzt ausgerichteten Magnetiten eine negative Anomalie aufweisen. In vielen Meeresgebieten verlaufen parallel zu den ozeanischen Rücken Streifen von Gesteinen, die jeweils eine gleiche magnetische Anomalie aufweisen. Die Forscher MATTHEW und VINE (unabhängig von ihnen auch MORLEY und LAROCHELLE) deuteten dieses Phänomen 1963 folgendermaßen: Die Streifen waren jeweils zu unterschiedlichen Zeiten erstarrt, und die Magnetite hatten sich im jeweils herrschenden Magnetfeld ausgerichtet. Die Autoren folgerten, dass auf beiden Seiten des ozeanischen Rückens beständig neuer Ozeanboden gebildet wird und vom ozeanischen Rücken wegdriftet (s. PRESS und SIEVER 1995 und HÄNSLER 2004). Ein Beweis dafür, dass die ozeanische Erdkruste tatsächlich durch das Aufsteigen und Erstarren von Magma aus dem Erdinneren entlang der mittelozeanischen Rücken gleichmäßig nach zwei Seiten wächst (Sea-Floor-Spreading).

Der umfassende Ausbau der Theorien von dem Prozess der Plattentektonik und dem Sea-Floor-Spreading erfolgte etwa seit 1967. Viele weitere Lithosphärenplatten und ihre Bewegungen wurden nachgewiesen und die Prozesse an den Plattenrändern erforscht. Ende der 1960er Jahre waren die Beweise so überzeugend, dass die meisten Geowissenschaftler/innen der Theorie von dem Prozess der Plattentektonik zustimmten: Die Hypothese der Plattentektonik war als Theorie anerkannt. Lehrbücher wurden überarbeitet und die Geowissenschaftler/innen begannen über die Konsequenzen nachzudenken, die diese neuen Entdeckungen für ihr eigenes Fachgebiet mit sich brachten.

Diesen Vorgang der wissenschaftlichen Erkenntnisgewinnung, in dem – wie im Falle der Plattentektonik – zahlreiche Einzelbeobachtungen zu einer völlig neuen Theorie vereinigt werden, nennt man Paradigmenwechsel. Eine ähnliche Umwälzung stellen in der Physik die Relativitätstheorie, in der Chemie das Modell der chemischen Bindung, in der Biologie die Evolutionstheorie und in der Astronomie die Urknalltheorie dar.

Deep-Sea Drilling Programm (ab 1964)

1964 schlossen sich mehrere amerikanische meereswissenschaftliche Institute zusammen, um die Theorie von dem Prozess der Plattentektonik durch weitere Forschungsarbeiten zu beweisen. Das Vorhaben wurde Deep-Sea Drilling Project (DSDP) genannt. Ziel war es durch Bohrungen (engl. drilling) so viele Proben wie möglich vom Meeresboden zu sammeln und dabei bis zur festen ozeanischen Erdkruste vorzudringen. Hierfür wurde das Schiff »Glomar Challenger« eingesetzt, das einen Bohrturm an Deck und mehr als 6.000 m Bohrgestänge in 9,6 m langen Einheiten an Bord hatte. Die 10 cm dicken Rohre wurden nacheinander durch die Mitte des Schiffs auf den Meeresboden hinabgelassen. Die Bohrungen erbrachten folgende weitere Beweise für die Theorie der Plattentektonik (s. ANDERSON 1974):

- Als ihre erste große Leistung bestätigte die „Glomar Challenger“ eine Vermutung von HESS, dass die Dicke der Lockersedimentschicht nur ein Zehntel dessen beträgt, was man an Land findet. Die Bohrungen mit der „Glomar Challenger“ brachten Bohrkerne mit Lockersedimenten und dem darunter liegenden festen Gesteinen der ozeanischen Erdkruste an Bord. Dadurch konnte die Dicke der Lockersedimente gemessen werden.
- Auf der dritten Fahrt von Dakar nach Rio wurden von der „Glomar Challenger“ sieben Löcher in 3.500 bis 4.700 m Wassertiefe gebohrt. Fünf Proben wurden westlich des ozeanischen Rückens im Atlantik, zwei östlich davon genommen. Das Lockersediment auf der ozeanischen Erdkruste in den fünf Proben der



Westseite wurde fortschreitend älter, je weiter sich das Schiff vom Rücken entfernte: 9, 21, 38, 53, 71 Millionen Jahre. Die zwei Proben von der Ostseite des ozeanischen Rückens fügten sich in dasselbe Muster: sie hatten ein vergleichbares Alter wie die Lockersedimente auf der Westseite, die gleich weit vom ozeanische Rücken entfernt lagen. Dies war der erste, stichhaltige Beweis dafür, dass der Meeresboden um so älter wird, je weiter man sich - nach beiden Seiten - von einem ozeanischen Rücken entfernt. Es war genau das Ergebnis, das man erwarten musste, wenn neuer Meeresboden an einem ozeanischen Rücken entsteht und sich ständig von ihm fortbewegt.

Nach diesen Erfolgen des DSDP kamen zwischen 1974 und 1976 die ersten internationalen Partner Deutschland, Frankreich, Großbritannien, UdSSR und Japan hinzu.



Abbildung 16: Arbeiten an Bord eines Forschungsschiffes. Vom Schiff aus wird in den Meeresgrund gebohrt. Unten links ist das Bohrgestänge zu sehen. Die gewonnenen Bohrkern werden an Bord gelagert (oben links) und halbiert. Erste Untersuchungen werden bereits an Bord vorgenommen. Das Foto oben rechts zeigt einen Wissenschaftler bei der Messung der Farbgebung einzelner Ablagerungsschichten. Unten rechts wird ein Kern in wenige cm dicke Schichten unterteilt. An den Proben werden weitere Untersuchungen z. B. zum Chemismus oder zum Gehalt an Mikrofossilien vorgenommen (Fotos: IfG, Kiel).

1983 wurde das Folgeprogramm „Ocean Drilling Program (ODP)“ ins Leben gerufen (s. KUDRAß et al. 2004). Abbildung 16 zeigt Geowissenschaftler/innen und Techniker/innen bei der Arbeit an Bord eines Forschungsschiffes. Die gewonnenen Bohrkern werden an Bord halbiert und an einer Hälfte werden sofort erste Untersuchungen vorgenommen, während die andere Hälfte für das Archiv fest versiegelt wird. Es gibt nur drei solcher Bohrkernlager auf der ganzen Welt. Eines davon befindet sich in Bremen. Geowissenschaftler/innen aus aller Welt fahren dorthin, um Proben an den Bohrkernen zu entnehmen (s. Abb. 17). Die maximale Bohrtiefe ab dem Meeresboden betrug bisher ca. 2.000 m (s. Abb. 18). Am 01.10. 2003 startete das Nachfolgeprogramm „Integrated Ocean Drilling Program“ (IODP) mit den beiden Hauptpartnern USA und Japan, dem assoziierten Mitglied China und dem „European Consortium for Ocean Research Drilling“ (ECORD) (s. VOLBERS und KUDRAß 2004).



Abbildung 17: In Bremen werden Bohrkern von den Fahrten mit dem Schiff „JOIDES-Resolution“ gelagert. Wissenschaftler/innen aus der ganzen Welt reisen nach Bremen, um für ihre Untersuchungen Proben aus den Kernen zu entnehmen (Fotos: ODP) .

Ebenfalls 1983 wurde auch mit einem Programm zur Untersuchung der kontinentalen Erdkruste begonnen, dem Kontinentalen Tiefbohrprogramm (KTB) in Windischeschenbach (Süddeutschland, s. Abb. 19). Dieses Bohrprogramm brachte unter anderem wichtige Ergebnisse für die Erdbebenforschung (s. Modul „Erdbeben und Wellen: Nachrichten über das Erdinnere“, EMMERMAN 1999, WÖHRL 2003). Die kontinentalen Bohrungen werden im Rahmen des International Continental Drilling Program (ICDP) weitergeführt (s. DIMPFL 2005).

2.2.2 Geographische Informationssysteme (GIS)

Bestimmte Elemente des Systems Erde stehen in einem räumlichen Bezug zu anderen Elementen. Für ein Verständnis des komplexen Systems ist es deshalb von Bedeutung, wo auf der Erde sie angesiedelt sind und mit welchen anderen Elementen sie sich den Raum teilen, d. h. in welchen Nachbarschaften sie liegen. Sichtbarer Ausdruck des Raumbezugs sind kartografische Darstellungen. Die Komplexität des Systems Erde bedingt, dass in einer einzigen Karte nicht alle Sachverhalte gemeinsam abgebildet werden können, wenn dabei die Übersicht erhalten bleiben soll. Daher werden die verschiedenen Phänomene auf verschiedene Karten verteilt. Ein Geographisches Informationssystem (GIS) erlaubt es, diese Karten elektronisch zusammenzufassen und alle Informationen für verschiedene Fragestellungen zugänglich zu machen.

Am Beispiel der Phänomene Vulkanismus und Erdbeben werden die Vorteile eines GIS besonders deutlich (s. Abb. 3). Beide Naturereignisse treten auf der gesamten Erdoberfläche auf. Erst durch die Darstellung in einer Weltkarte wird deutlich, dass sie in bestimmten Regionen vermehrt zu beobachten sind. Legt man in einem GIS eine Weltkarte, in der die Grenzen der Lithosphärenplatten eingetragen sind, über eine Karte zur weltweiten Verbreitung von Erdbeben und Vulkanismus, so wird sofort sichtbar, dass eine Beziehung besteht.

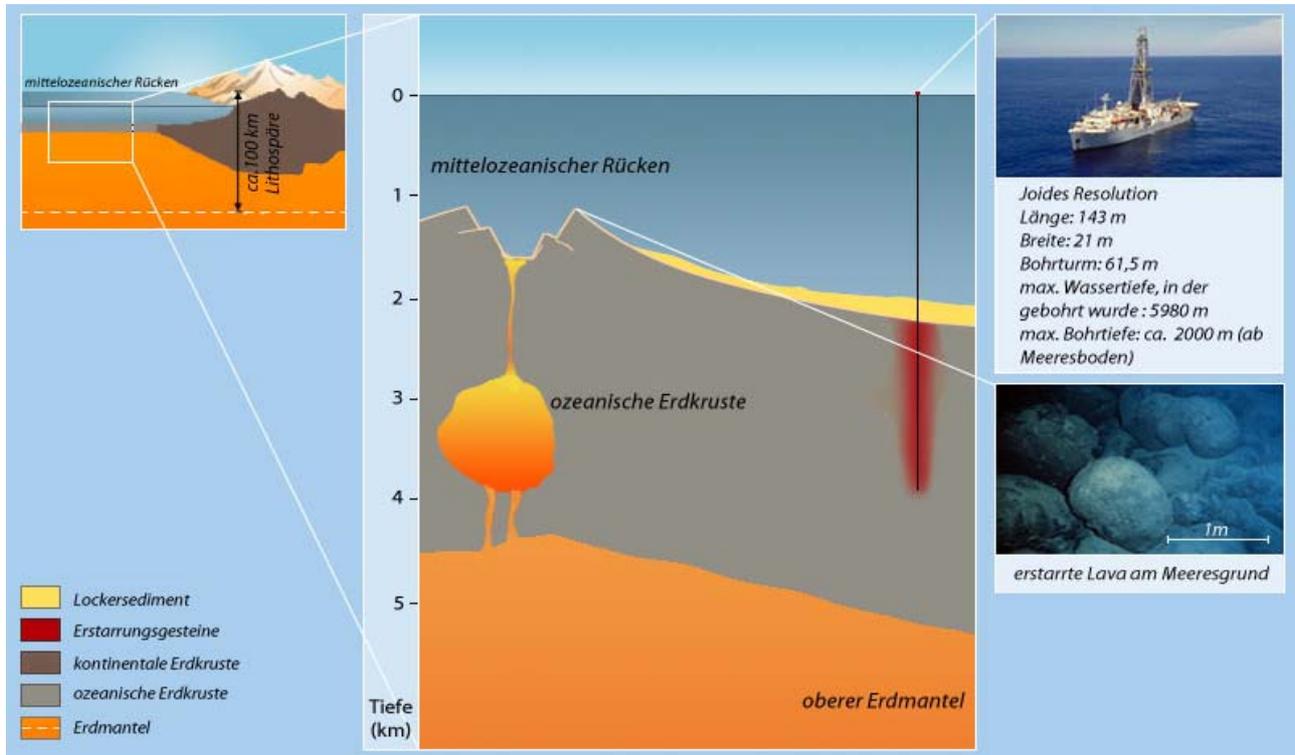


Abbildung 18: Schematische Darstellung einer Bohrung in die ozeanische Erdkruste. Durch die Bohrung hat man festgestellt, dass unter den lockeren Ablagerungen Erstarrungsgesteine vorliegen.

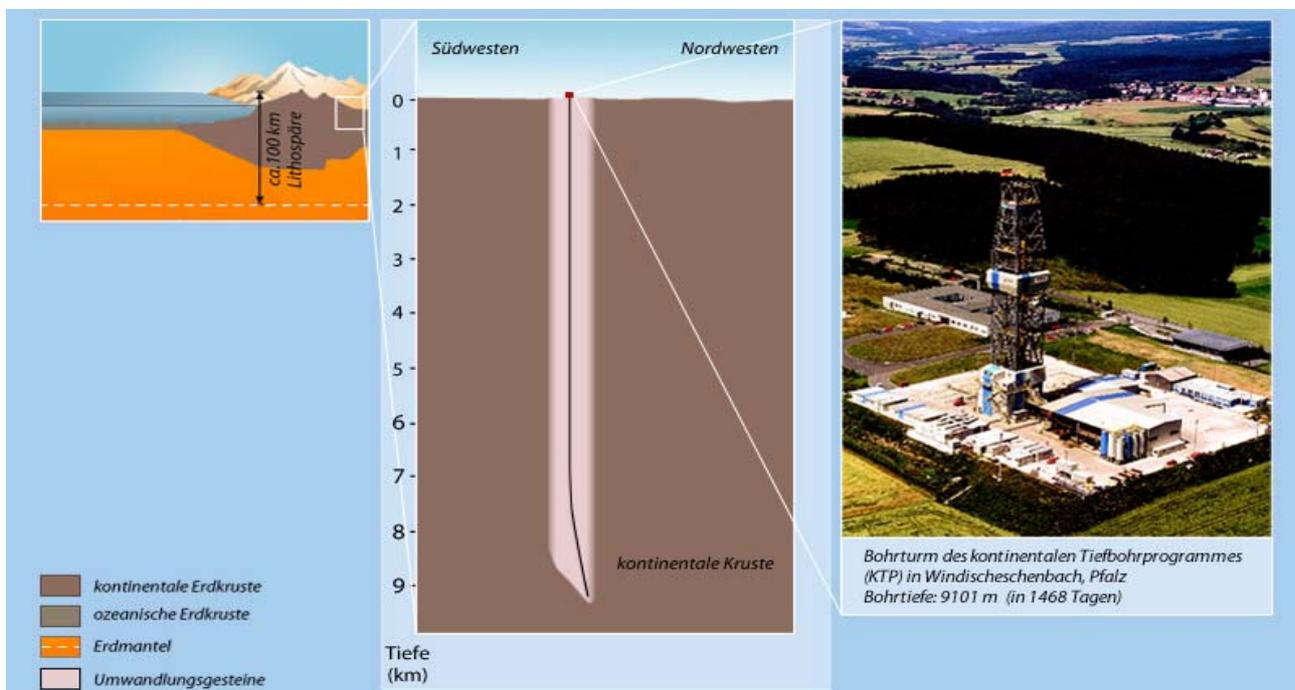


Abbildung 19: Schematische Darstellung der KTB-Bohrung in die kontinentale Erdkruste bei Windischeschenbach.



3 Didaktische Information

3.1 Lernziele

Die Schüler/innen sollen

- wissen, dass es Lithosphärenplatten gibt, an denen kontinuierlich Bewegungen stattfinden;
- wissen, dass die aktuelle Verteilung von Ozeanen und Kontinenten an der Erdoberfläche durch die Theorie vom Prozess der Plattentektonik erklärt werden kann;
- wissen, dass die Lithosphäre aus der ozeanischen und/oder der kontinentalen Erdkruste und dem obersten (festen) Teil des Erdmantels besteht;
- den Prozess der Plattentektonik in Grundzügen beschreiben können;
- beschreiben können, auf welche Weise der Vulkanismus an den Prozess der Plattentektonik gekoppelt ist;
- eine Hypothese über die Bildung von ozeanischer Erdkruste entwickeln können;
- erläutern können, aufgrund welcher geowissenschaftlichen Erkenntnisse die ursprüngliche Hypothese der Kontinentaldrift im Laufe des vergangenen Jahrhunderts zunehmend als Erklärungsmodell akzeptiert wurde;

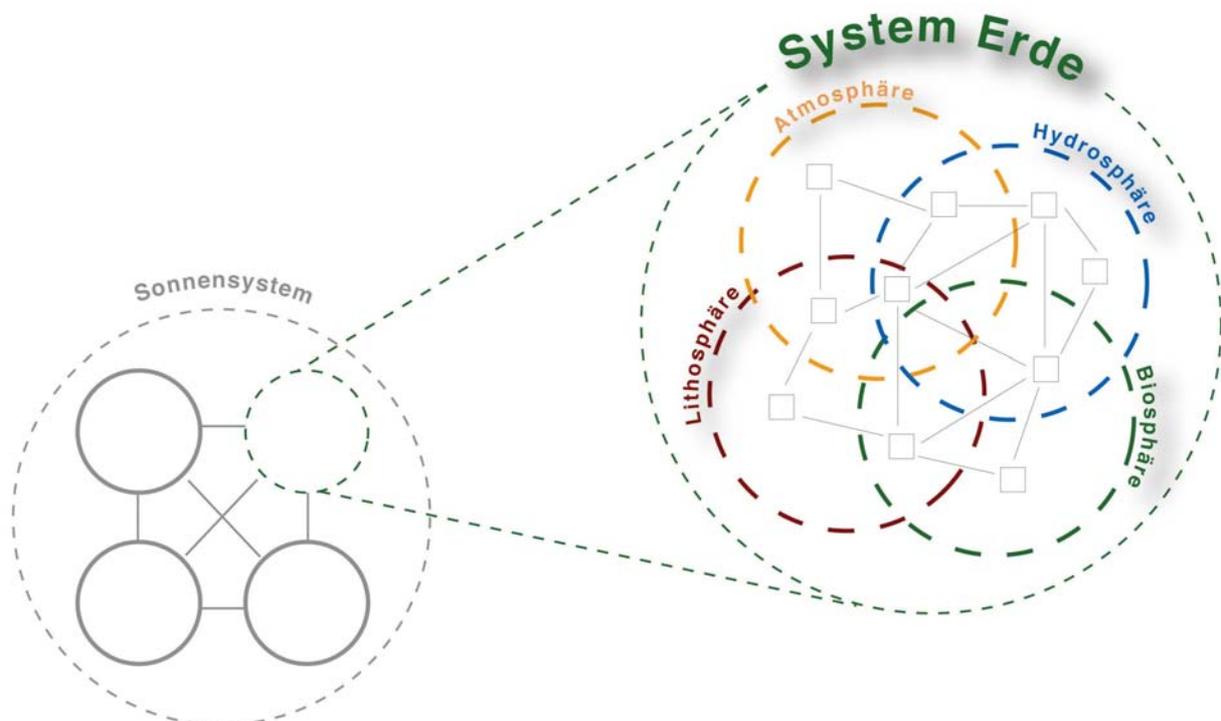


Abbildung 18: Das Modul „Plattentektonik und Vulkanismus“ im Kontext System Erde. In diesem Modul wird die Lithosphäre schwerpunktmäßig behandelt.



- wissen, dass die Erdoberfläche durch Plattentektonik über extrem lange Zeiträume von mehreren 100 Millionen von Jahren verändert wird, während Erdbeben und Vulkanismus in Sekunden Veränderungen verursachen können;
- erläutern können, warum ein Geographisches Informationssystem (GIS) genutzt wird, und wissen, dass mit ihm komplexe Aspekte des Systems Erde analysiert werden können.

3.2 Hinweise zu den Lernvoraussetzungen

Vorausgesetzt werden Grundkenntnisse zum Erdaufbau und den Sphären der Erde, wie sie aus dem Modul „System Erde - Die Grundlagen“ gewonnen werden können. Für Baustein 4 „Vulkanismus“ (Material 1) ist es hilfreich zu wissen, unter welchen Bedingungen verschiedene Stoffe fest bzw. flüssig vorliegen können (Schmelzpunkt).

3.3 Hinweise zu horizontalen und vertikalen Verknüpfungen

Das vorliegende Modul „Plattentektonik und Vulkanismus“ baut auf dem Modul „System Erde - Die Grundlagen“ auf (s. Abb. 21).

Plattentektonik ist der zentrale Prozess für die abiotische Entwicklung der Erde und die Ausbildung von Erscheinungsformen wie Gebirgszüge und Ozeanbecken an der Erdoberfläche. Als ein Antrieb wird die Konvektion im Erdinneren angesehen, die im vorliegenden Modul ausschließlich phänomenologisch betrachtet wird. Tiefer gehende physikalische Betrachtungen erlaubt das Modul „Konvektion im Erdmantel, Ozean und Atmosphäre“. Dort ist auch ein simuliertes Modell enthalten, das veranschaulicht, unter welchen Bedingungen sich Konvektion im Erdmantel ausbildet.

Die Kenntnis vom Schichtenaufbau des Erdinneren kann in diesem Modul anhand eines Lesetextes aufgefrischt bzw. erarbeitet werden. Tiefer gehende Informationen zu den Stoffen des Erdinneren liefert das Modul „Gesteinskreislauf – Gesteine als Dokumente der Erdgeschichte“ und zur geophysikalischen Erforschung das Modul „Erdbeben und Wellen: Nachrichten über das Erdinnere“. Die Wärme im Erdinneren ist für Plattentektonik und Vulkanismus verantwortlich, aber auch für geothermische Energiegewinnung, die im Modul „Rohstoffe und Recycling“ behandelt wird.

Die Bedeutung von Plattentektonik und Vulkanismus für das Klima wird in den Modulen „Kohlenstoffkreislauf“ und „Klimasystem- und Klimageschichte“ aufgegriffen. Plattentektonik hat auch die Entwicklung des Lebens beeinflusst.

Das Modul „Klimasystem und Klimageschichte“ (Baustein 9) enthält einen Unterrichtsvorschlag für einen fächerverbindenden Unterricht nach der Projektmethode. Im Zentrum steht die nachhaltige Entwicklung des Systems Erde mit dem Schwerpunkt Klimasystem. Die Schüler/innen sollen aus selbstgewählten Klimaelementen ein Wirkungsdiagramm erstellen. Die Inhalte des vorliegenden Moduls sind essentiell für diesen Unterrichtsvorschlag.

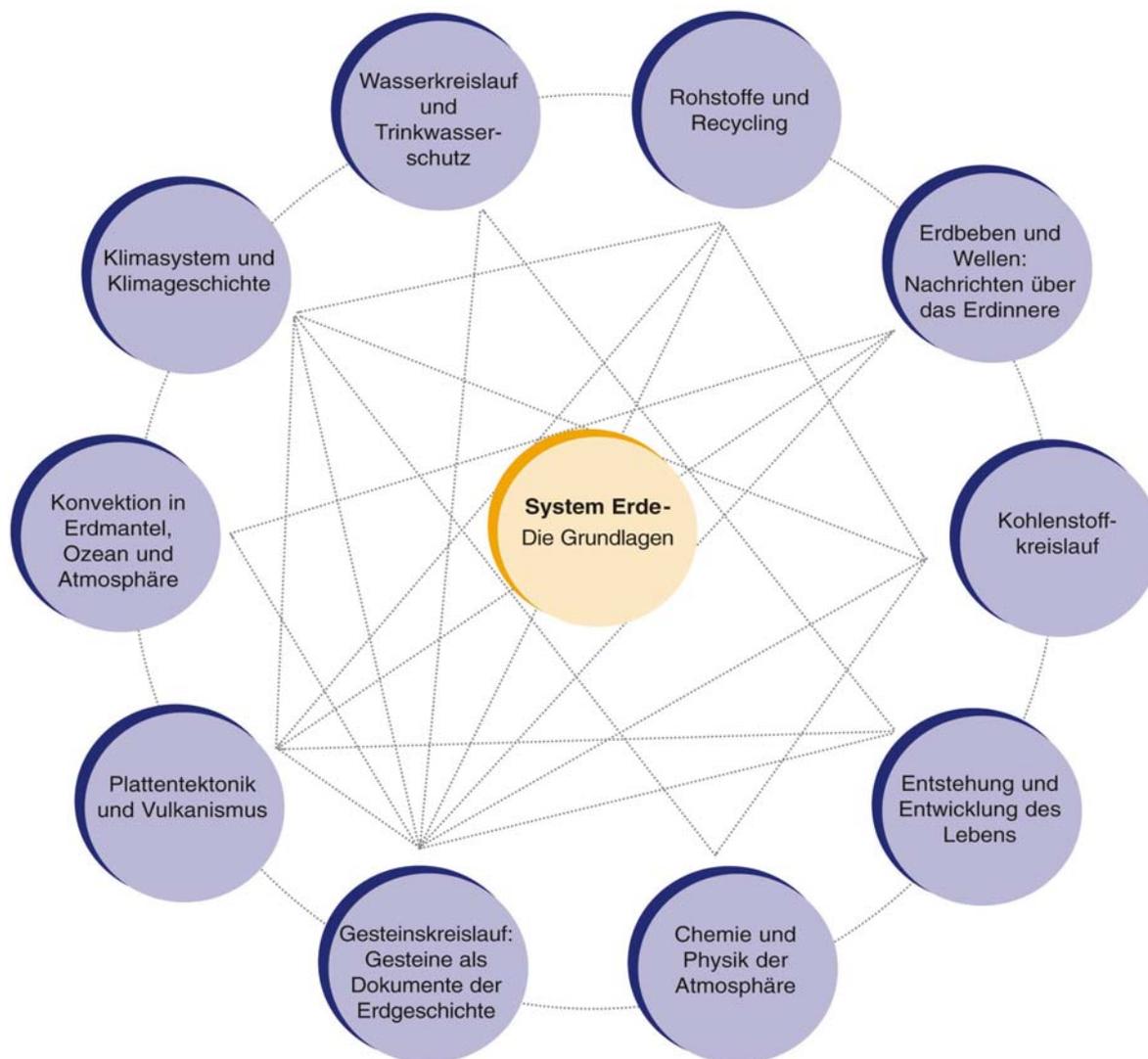


Abbildung 21: Die Verknüpfungen des Moduls „Plattentektonik und Vulkanismus“ mit den anderen Modulen des Projektes „Forschungsdialog: System Erde“. Realisiert werden diese Verknüpfungen insbesondere durch eine Verlinkung der Hyper-texte. Dies soll den fächerverbindenden Charakter geowissenschaftlicher Themen aufzeigen und die Planung eines fächerverbindenden Unterrichts erleichtern. Eine Sonderstellung nimmt das Modul 1 „System Erde – Die Grundlagen“ ein. Es legt die Basis für die Methode der Systemanalyse, die in fast allen weiteren Modulen vertieft wird. Einen Vorschlag für einen fächerverbindenden Kurs nach dem Konzept „Forschungsdialog: System Erde“ enthält Modul 10, Baustein 9. In diesem Kurs trainieren die Schüler/innen selbst organisiertes Lernen und führen schließlich ein Projekt durch, das sich mit der nachhaltigen Entwicklung des Planeten Erde mit dem Schwerpunkt Klimasystem befasst.

3.4 Erläuterungen und Nutzungshinweise zu den Materialien

Alle Texte der Sachanalysen und die Abbildungen können in ein Textverarbeitungsprogramm kopiert werden, um auf vielfältige Weise für den Unterricht verwendet zu werden.

An dieser Stelle wird ein Vorschlag zum möglichen Einsatz der Materialien im Unterricht gemacht.



Im Zentrum des vorliegenden Moduls stehen die Auswirkungen von Prozessen im Erdinneren auf die Lithosphäre. Diese hat wiederum Auswirkungen auf die Biosphäre, die Hydrosphäre und die Atmosphäre (s. Abb. 21).

Tabelle 1 zeigt alle Arbeitsformen, die mit den Materialien des vorliegenden Moduls realisiert werden können.

Baustein 1 „Grundlagen der Plattentektonik“ (Material 1): Das Vorwissen der Schüler/innen zum Thema Plattentektonik wird anhand von zwei Arbeitsbögen aktiviert („Kontinentränder“ Material 3 und „Lithosphärenplatten“ Material 4). Anschließend erfolgt ein Unterrichtsgespräch mit Brainstorming zum Sammeln von Ideen zu den Fragen, was Plattentektonik ist und wo der Antrieb liegen könnte. Die Vorschläge der Schüler/innen werden in Stichworten an der Tafel oder einer Pinwand festgehalten, geordnet und als Einstieg für den nächsten Baustein verwendet.

Baustein 2 „Motor der Plattentektonik“ (Material 1): Zunächst können die Schüler/innen ihre Kenntnisse über den Aufbau der Erde auffrischen und ergänzen. Hierfür sollen sie in Gruppenarbeit (3 - 4 Personen) eine Zeichnung von einem schematischen Schnitt durch das Erdinnere erstellen. Der Arbeitsbogen „Erdaufbau“ (Material 3) mit drei Kurzinformationen über die Erforschung des Erdinneren mit seismischen Wellen, Temperaturen im Erdinneren sowie Stoffen des Erdinneren und die Information „Motor der Plattentektonik“ (Material 4) liefern das notwendige Wissen. Danach soll am Beispiel von Versuchen (Modul 7, Baustein 1) phänomenologisch in das Thema Konvektion eingeführt werden. Die Schüler/innen sollen dann ergänzen, in welchen Bereichen des Erdinneren Konvektion stattfinden kann. Außerdem stehen computergestützte interaktive Materialien zur Veranschaulichung der plattentektonischen Abläufe auf der CD-ROM „System Erde“ zur Verfügung (Modul 5, Baustein 5, Materialien 5 und 6). Eine Vertiefung in das Thema „seismische Wellen“ kann durch den Einsatz des Artikels „Receiver Functions – Eine neue Methode in der Seismologie“, der im Internet abrufbar ist, erfolgen (s. weitere Materialien, KIND 2003).

Baustein 3 „Ausgewählte Beweise für die Theorie vom Prozess der Plattentektonik“ (Material 1): Ein Lesetext zur historischen Entwicklung der Genese des Wissens über die Modellvorstellung vom Prozess der Plattentektonik soll genutzt werden, um eine chronologische Tabelle zu erstellen, in der die Beweise für die Modellvorstellung vom Prozess der Plattentektonik dargestellt werden (Material 2). Tiefere Informationen zu den großen internationalen Bohrprogrammen und ihren vielfältigen Forschungsergebnissen liefern

Tabelle 1: Übersicht über die im Modul enthaltenen Arbeitsformen

Arbeitsformen	Baustein				
	1	2	3	4	5
Mind Mapping					
Concept Mapping				•	
Systemanalyse durchführen				•	
Stoffflussdiagramm entwickeln					
Wirkungsdiagramm entwickeln					
beschreibendes Beobachten	•				•
kriterienbezogenes Vergleichen	•			•	•
Demonstrationsexperiment	•				
Schülerexperiment	•	•			
Recherche/ Informationsbeschaffung					
Texte erfassen und bearbeiten	•	•	•	•	•
Interviews mit Expert/innen					
an Exkursionen teilnehmen					
Gruppenarbeit		•	•	•	•
Stationsarbeit					
Gruppenpuzzle (Expertensystem)					
Projektarbeit					
Filme/ Animationen ansehen					
Computerinteraktionen bearbeiten	•				•
Modellsimulation bearbeiten					
Internet nutzen					
Texte verfassen	•				
Referate halten			•		
Poster erstellen					
Tabelle, Diagramm, Grafik etc. aus Daten erstellen bzw. interpretieren	•	•	•	•	•
bewerten			•		



einige Texte, die über das Literaturverzeichnis zur Verfügung stehen (DIMPFL 2005, WÖHRL 2003, KUDRAß et al. 2004).

Baustein 4 „Vulkanismus“ (Material 1) befasst sich anhand eines Lesetextes mit der Entstehung von Gesteinsschmelzen im Erdinneren und den Ursachen für die Verbreitung von Vulkanismus an der Erdoberfläche. Anschließend kann ein Video von einem Modellexperiment (Modul 5, Baustein 4, Material 5) gezeigt werden, um zu diskutieren, welche Prozesse durch das Experiment realistisch nachempfunden werden konnten und welche nicht.

Baustein 5 „Geographisches Informationssystem (GIS)“ (Material 1): Geographische Informationssysteme sind für viele Schulen noch Neuland. Deshalb erscheint es sinnvoll, zunächst einmal Prinzipien von GIS zu vermitteln, ohne dass sich die Schüler/innen tiefer in eine neue Software einarbeiten müssen. Hierfür wurde aus einem GIS-Datensatz zu Erdbeben und Vulkanausbrüchen ein computergestütztes interaktives Material erstellt (Modul 5, Baustein 5, Material 6). Der Datensatz liegt zusätzlich als Original für die Arbeit mit dem GIS vor. Dies kann z. B. mit der Software ArcView oder DierckeGIS geschehen. Als Material 4 steht der ArcExplorer der Firma ESRI auf der CD-ROM zur Verfügung, um einen ersten Eindruck von den Möglichkeiten eines GIS zu erwerben. Auch hierfür stehen Arbeitsbögen zur Verfügung, mit denen die Schüler/innen sich selbstständig in die Software einarbeiten können (Modul 5, Baustein 5, Material 3).

4 Vorschläge für den Unterrichtsverlauf

Es empfiehlt sich, alle fünf Bausteine nacheinander durchzuführen. Baustein 5 kann aber auch direkt nach Baustein 1 behandelt werden.



5 Literatur

- ANDERSON, A. H. (1974): Die Drift der Kontinente. F.A. Brockhaus, Wiesbaden, S. 154 – 166
- BILL, R. (1999): Grundlagen der Geo-Informationssysteme. 2 Bände, Heidelberg (Wichmann-Verlag)
- BOLT, B. A. (1995): Erdbeben, Schlüssel zur Geodynamik. Spektrum Akademischer Verlag
- DICKMANN, F. und ZEHNER, K. (2001): Computergeographie und GIS. Das Geographische Seminar. Braunschweig, Westermann
- DIMPFL, H. (2005): Das Internationale Kontinentale Bohrprogramm (ICDP): Erläuterungen zum Internetauftritt und zu den Forschungsschwerpunkten. Auszüge aus dem Antrag auf Fortführung des DFG-Schwerpunktprogramms Internationales Kontinentales Bohrprogramm (ICDP), Januar 2001
- DUNLAP-SMITH, A. (1998): Marie Tharp: Columbia Cartographer Who Mapped Atlantic Floor Is Honored by Library of Congress. Columbia University in the City of New York Record, Vol. 23, Nr. 17. (Internet: <http://www.columbia.edu/cu/record/23/17/17.html> (letzter Abruf 29.4.05))
- EMMERMANN, R. (1999): Neue Erkenntnisse der Lithosphärenforschung. In: Geographie und Schule, Heft: 119, S. 17 – 25
- FRISCH, W. und MESCHEDE, M. (2005): Plattentektonik und Gebirgsbildung. Primus-Verlag, Darmstadt
- GURNIS, M. (2001): Die verbeulte Erde – Wie Kräfte aus der Tiefe den Planeten verformen. Spektrum der Wissenschaft, Mai 2001, S. 28 – 35
- HÄNSLER, U. (2004): Die Magie des Magnetfeldes – Forschen am Mittelpunkt der Erde. GEOMAX, Ausgabe 9, Max-Planck-Gesellschaft, München. (Internet: www.mpg.de/bilderberichtetdokumente/multimedia/geomax/index.html (letzter Abruf 29.4.2005))
- HÄNSLER, U. (2001): Eine heiße Spur – warum Forscher Vulkane anbohren. GEOMAX, Ausgabe 2, Max-Planck-Gesellschaft, München. (Internet: www.mpg.de/bilderberichtetdokumente/multimedia/geomax/index.html (letzter Abruf 29.4.2005))
- HESS, H. H. (1962): History of ocean basins. In: Engel, A. E. J., James, H. L., & Leonard, B. F. (Hrsg): Petrologic Studies. Washington DC. S. 599 – 620.
- HESS, H. H. (1975): Die Geschichte der Ozeanbecken. In: SCHÖNBERG, R. (1975): Die Entstehung der Kontinente und Ozeane in heutiger Sicht. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, S. 30 - 54
- HOLMES, A. (1928): Radioactivity and continental drift. Geol. Mag. 65, S. 236 – 238
- KOPP, H. und KUKOWSKI, N. (2003): Backstop geometry and accretionary mechanics of the Sunda margin. In: Tectonics 22/6, 1072
- KUDRAß, H.-R., ERBACHER, J. und VOLBERS, A. (2004): Das Ozean Bohrprogramm ODP. In: Naturwissenschaftliche Rundschau 57 (9)
- LINDER, W. (1999): Geo-Informationssysteme. Ein Studien- und Arbeitsbuch. Springer-Verlag, Berlin
- PRESS, F. und SIEVER, R. (1995): Allgemeine Geologie. Spektrum Verlag, Heidelberg
- REUTER, K.-J. (2001): Plattentektonik. In: LANDSCAPE Gesellschaft für Geo-Kommunikation mbH (Hrsg.). Lexikon der Geowissenschaften. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg



SAUER, H. und BEHR, F.-J. (1997): Geographische Informationssysteme – eine Einführung. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt

SCHMINCKE, H.-U. (2000): Vulkanismus. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt

SCHMINCKE, H.-U. (2003): Die Vulkane und das Klima – Vulkanausbrüche beeinflussen die Luftchemie sowie den Strahlungs- und Energiehaushalt der Atmosphäre erheblich. In: Spektrum der Wissenschaft (Dossier: Unruhige Erde)

SCHMINCKE, H.-U. (2004): Volcanism. Springer Verlag, Heidelberg

VOLBERS, A. und KUDRAß, H. (2004): Das erste Jahr des Integrated Ocean Drilling Programm (IODP). Mitteilungsblatt der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Nr. 4: 26 – 29

WEGENER, A. (1929): Die Entstehung der Kontinente und Ozeane (Vierte Auflage). In: Westphal, W. (Hrsg.): Die Wissenschaft - Einzeldarstellungen aus der Naturwissenschaft und Technik, Band 66. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig. (Internet: <http://caliban.mpiz-koeln.mpg.de/~stueber/wegener/> (letzter Abruf 29.4.05))

WILSON, J.T. (1963): Evidence from islands on the spreading of ocean floors. Nature 197(4867): 536 - 538

WILSON, J.T. (1965): A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207: 343 – 347

WÖHRL, T. (2003): Ziele und Ergebnisse der KTB-Tiefbohrung in Windischeschenbach, KTB, Potsdam

6 Unterrichtsmaterialien

Baustein 1: Grundlagen der Plattentektonik



Material 1: Grundlagen der Plattentektonik (Information)



Material 2: Grundlagen der Plattentektonik (Foliensatz)



Material 3: Kontinentränder (Arbeitsbogen)



Material 4: Lithosphärenplatten (Arbeitsbogen)

Baustein 2: Erdaufbau und Motor der Plattentektonik



Material 1: Erdaufbau und Motor der Plattentektonik (Information)



Material 2: Erdaufbau und Motor der Plattentektonik (Foliensatz)



Material 3: Erdaufbau (Arbeitsbogen)



Material 4: Motor der Plattentektonik (Information)



Material 5: Wilson-Zyklus (Interaktion, s. CD-ROM „System Erde“)



Material 6: Sandkastenexperimente (Animation, S. CD-ROM „System Erde“)



Material 7: Sandkastenexperimente für Schüler/innen (Arbeitsbogen)



Material 8: Sandkastenexperimente am GFZ, Potsdam (Arbeitsbogen)

Baustein 3: Ausgewählte Beweise für die Theorie vom Prozess der Plattentektonik



Material 1: Ausgewählte Beweise für die Theorie vom Prozess der Plattentektonik (Information)



Material 2: Ausgewählte Beweise für die Theorie vom Prozess der Plattentektonik (Arbeitsbogen)

Baustein 4: Vulkanismus



Material 1: Vulkanismus (Information)



Material 2: Vulkanismus (Foliensatz)



Material 3: Entstehung von Gesteinsschmelzen (Arbeitsbogen)



Material 4: Verbreitung von Vulkanen an der Erdoberfläche (Arbeitsbogen)



Material 5: Experiment „Wachsvulkan“ (Video, s. CD-ROM „System Erde“)



Material 6: Experiment „Wachsvulkan“ (Arbeitsbogen)

Baustein 5: Geographische Informationssysteme (GIS) am Beispiel Plattentektonik und Vulkanismus



Material 1: Geographische Informationssysteme (GIS) am Beispiel Plattentektonik (Information)



Material 2: Geographische Informationssysteme (GIS) am Beispiel Plattentektonik (Foliensatz)



Material 3: Was sind Geographische Informationssysteme? (Information)



Material 4: Arbeiten mit ArcExplorer – Eine kurze Einführung (Arbeitsbogen)



Material 5: Bearbeitung der Themen Vulkanismus und Erdbeben mit dem GIS (Arbeitsbogen)



Material 6: Programm ArcExplorer (Programm, s. CD-ROM „System Erde“)



Material 7: Datensatz Plattentektonik (Information)



Material 8: Simuliertes GIS (Interaktion, s. CD-ROM „System Erde“)

Weitere Materialien

KIND, R. (2003): **Receiver-Functions – Eine neue Methode in der Seismologie**. In: GeoForschung-Zentrum Potsdam (2003): Zweijahresbericht. Ein **Forschungsbericht** zur Funktionsweise der seismischen Messungen.

Bezugsquelle: http://www.gfz-potsdam.de/bib/pub/2jb/00_01_07.pdf (letzter Abruf 14.07. 2005)

IWF WISSEN UND MEDIEN GmbH (1999): **Eifelvulkane. Erloschen oder aktiv?** Ein **VHS Film** (44 Min.) „Vergleich mit Vulkanausbrüchen auf der ganzen Welt und Animationen aus dem Erdinneren veranschaulichen eindrucksvoll und allgemein verständlich, was in der Eifel geschehen und was zukünftig zu erwarten ist.“

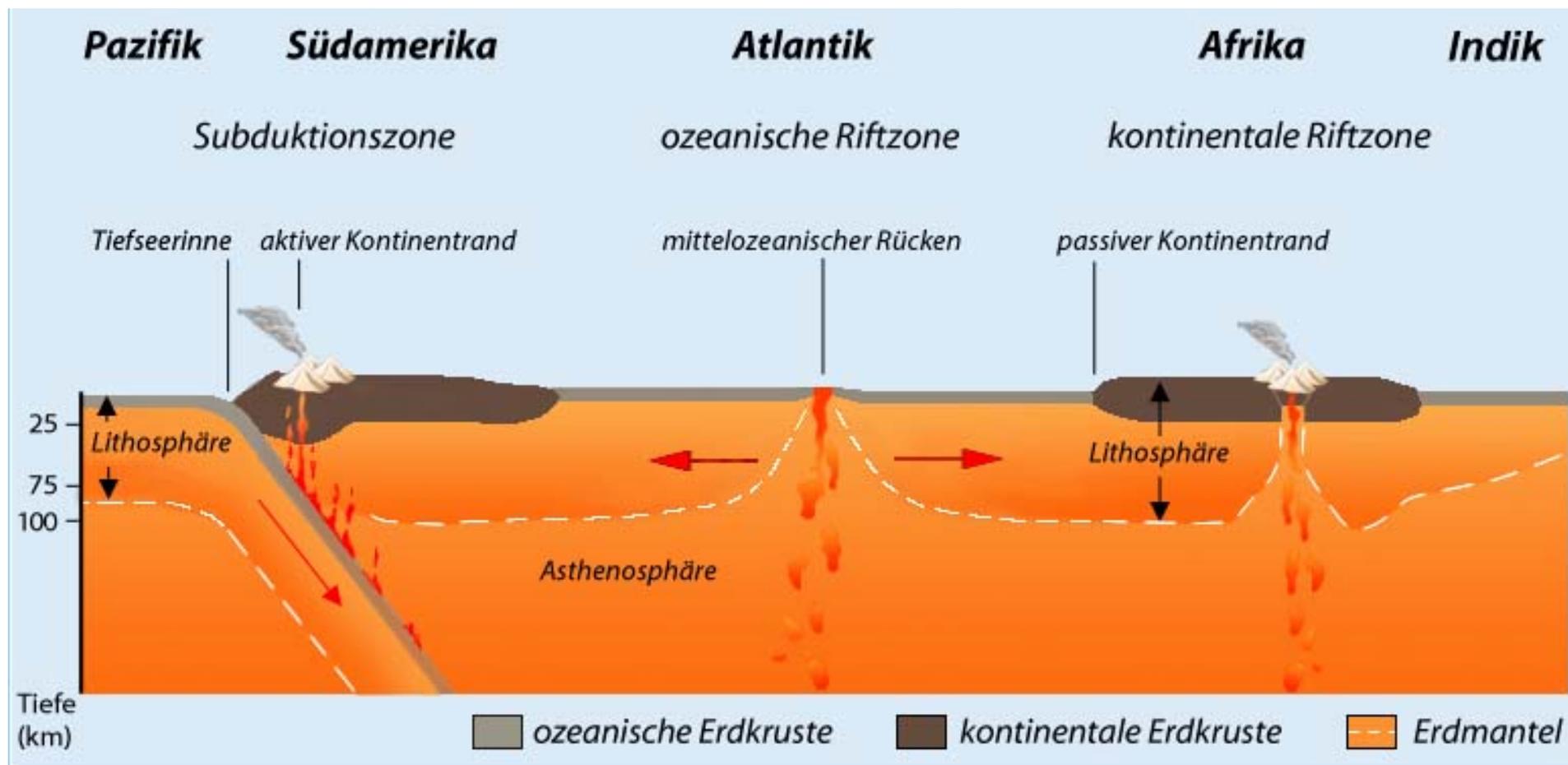
Bezugsquelle: Nonnenstieg 72, 37075 Göttingen, www.iwf.de, Bestell-Nr.: C7007.

TARDUNO, J. et. al. (2003): **The Emperor Seamounts: Southward Motion of the Hawaiian Hotspots Plume in Earths Mantle**. Ein **Forschungsbericht** zum Thema Hotspots.

Bezugsquelle: Science, Jg. 201, H. August, S. 1064- 1069 oder <http://www.sciencemag.org/cgi/reprint/301/5636/1064.pdf> (letzter Abruf 14.07. 2005)

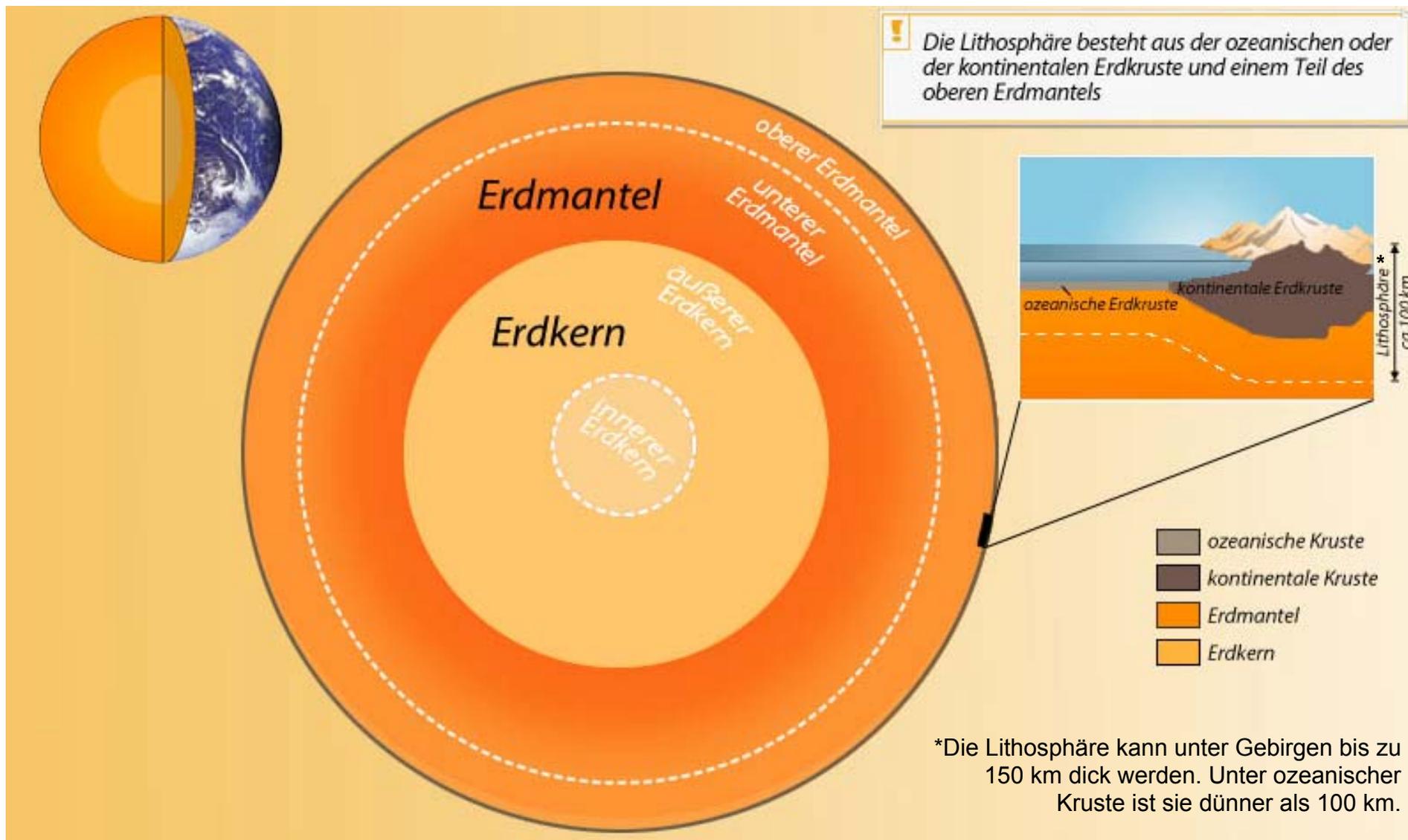
UNIVERSAL STUDIOS (2002): **Dantes Peak**. Ein **Spielfilm auf DVD**. Es geht um einen Vulkanausbruch: Verschiedene Geowissenschaftler/innen versuchen den Ausbruch vorherzusagen, um die lokale Bevölkerung zu schützen. Zusätzlich gibt es die **CD-ROM** „Dante's Peak - Die Inside Story & pädagogischer Leitfaden“ mit diversen Hintergrundinformationen von Universal Pictures und United International Pictures.

Schnitt durch die äußeren Schichten der Erde (schematisch)

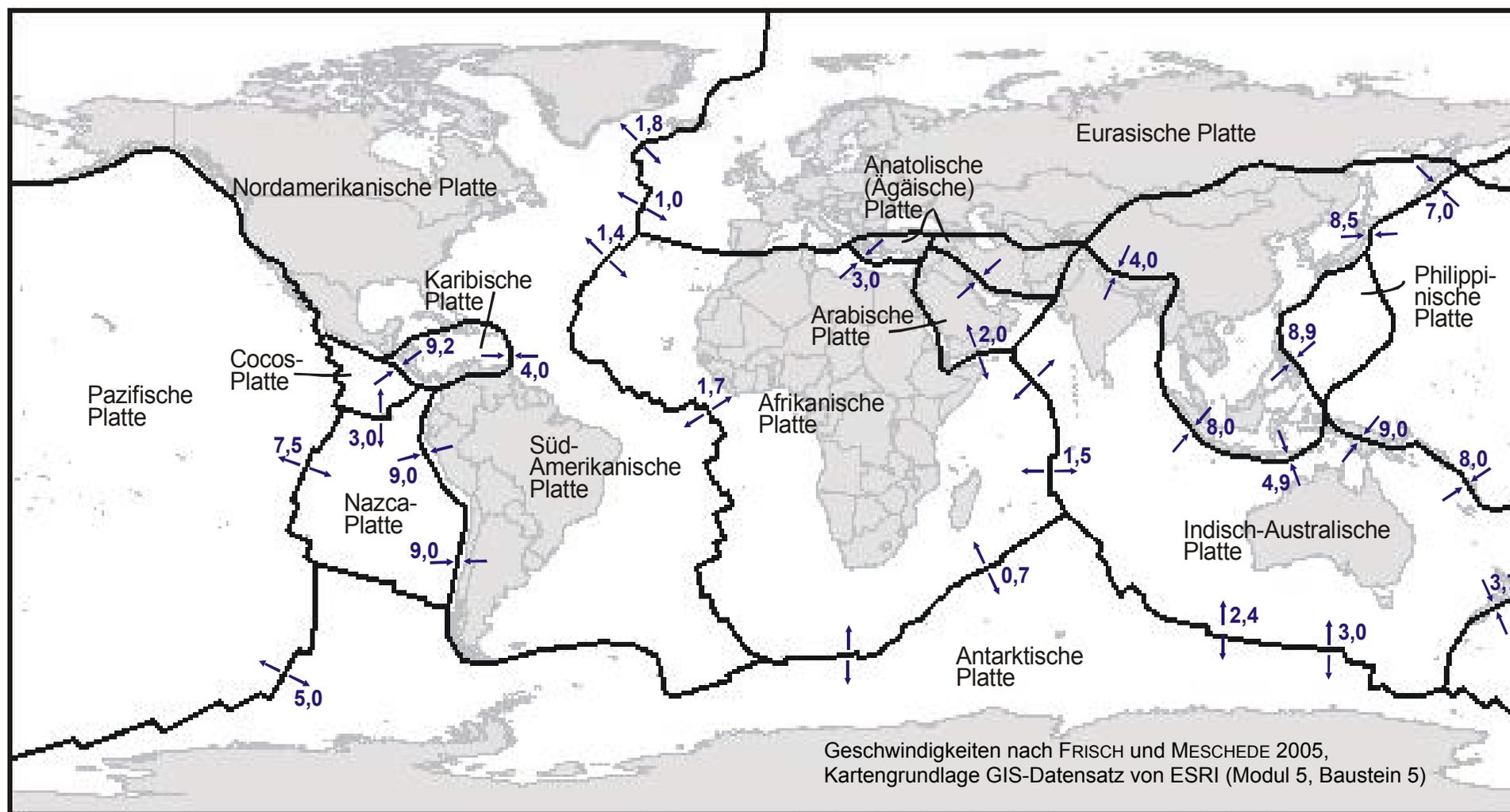


nach REUTTER 2001

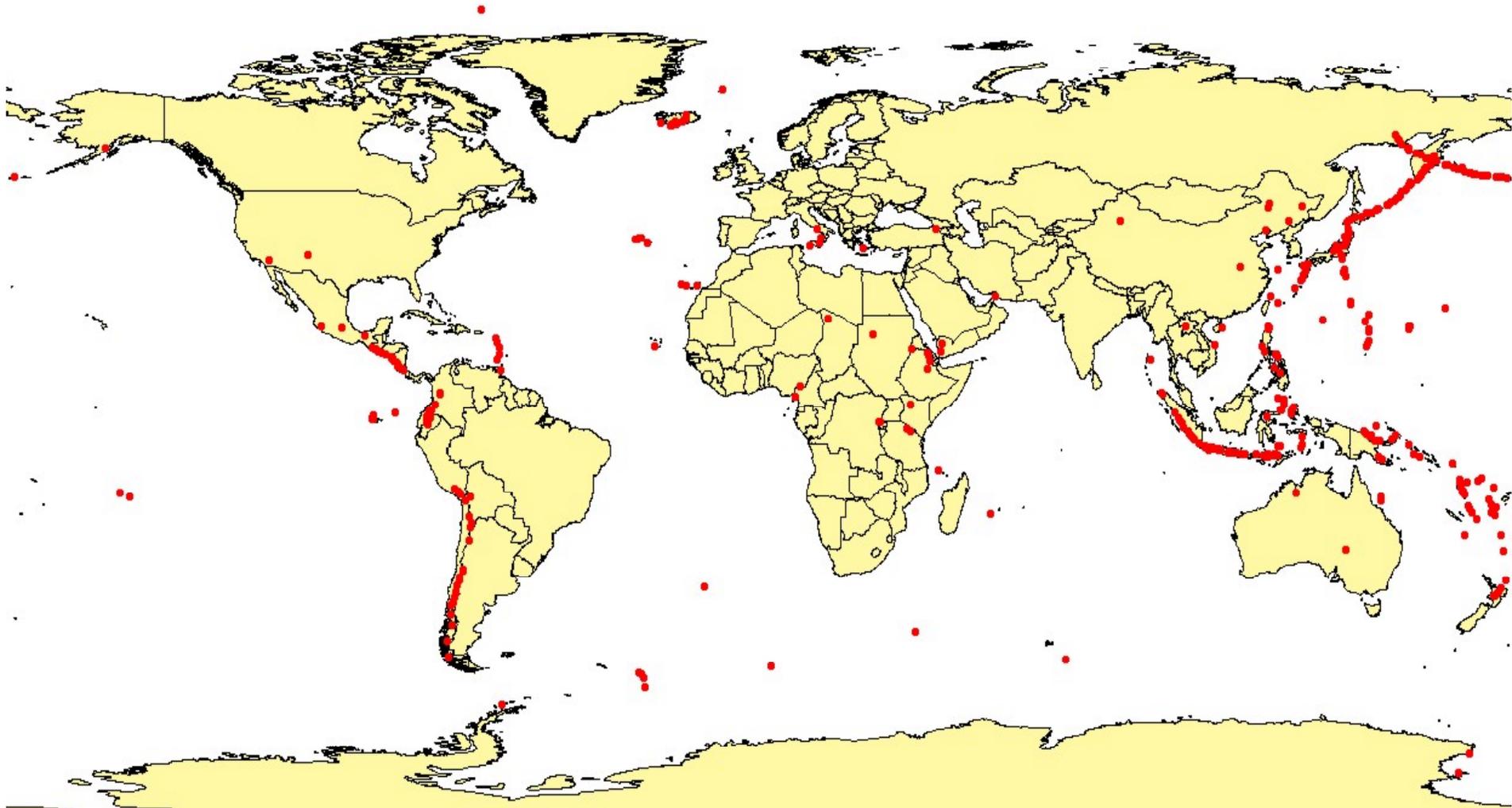
Aufbau des Erdinneren



Lithosphärenplatten und deren Geschwindigkeiten (cm/Jahr)



Vulkanausbrüche in den vergangenen zwei Jahrhunderten



Baustein 1: Grundlagen der Plattentektonik

Kontinentränder

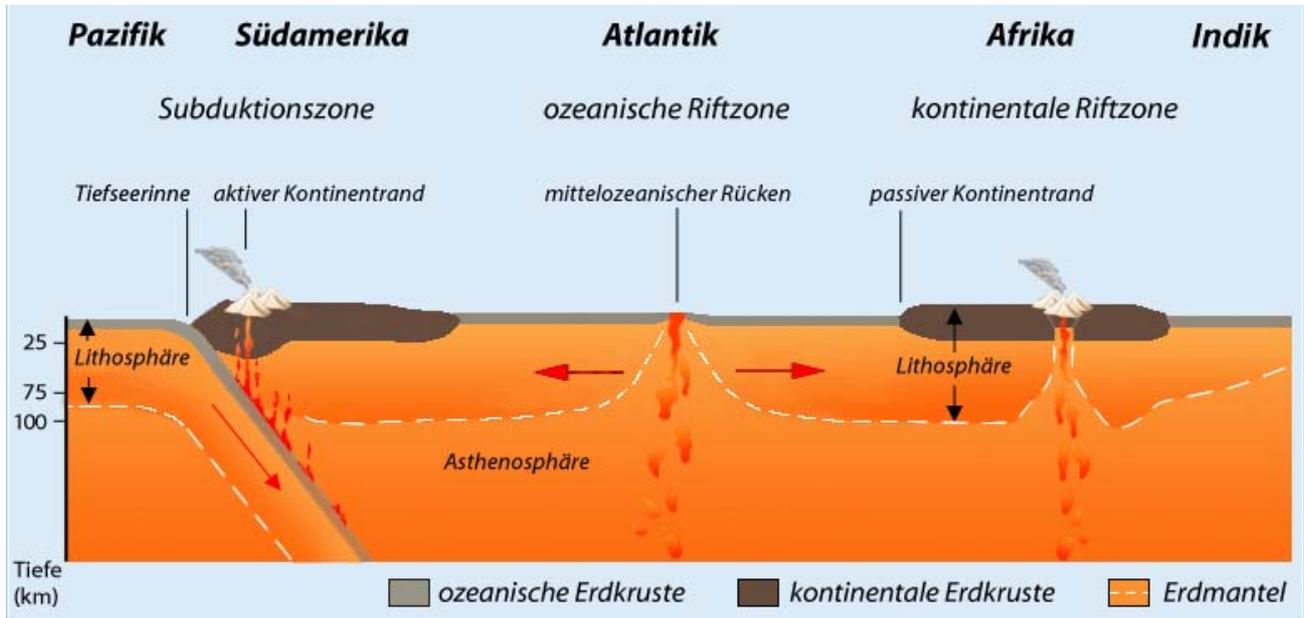


Abbildung 1: Schnitt durch die Erdkruste (überhöht) (verändert nach REUTER 2001).

Aufgaben:

- 1) Formulieren Sie die Vorstellungen, die Sie mit den Begriffen aktiver und passiver Kontinentrand verbinden. Die Abbildung 1 veranschaulicht die plattentektonische Bedeutung der Kontinentränder.

passiver Kontinentrand	aktiver Kontinentrand

- 2) Erläutern Sie den Unterschied zwischen einem aktiven und einem passiven Kontinentrand.

- 3) Welche Kontinentränder sind Plattengrenzen?

Baustein 1: Grundlagen der Plattentektonik

Lithosphärenplatten

1 Materialien:

- Abbildung „Lithosphärenplatten“ aus dem Foliensatz „Grundlagen der Plattentektonik“ (Modul 5, Baustein 1, Material 2).

2 Aufgaben:

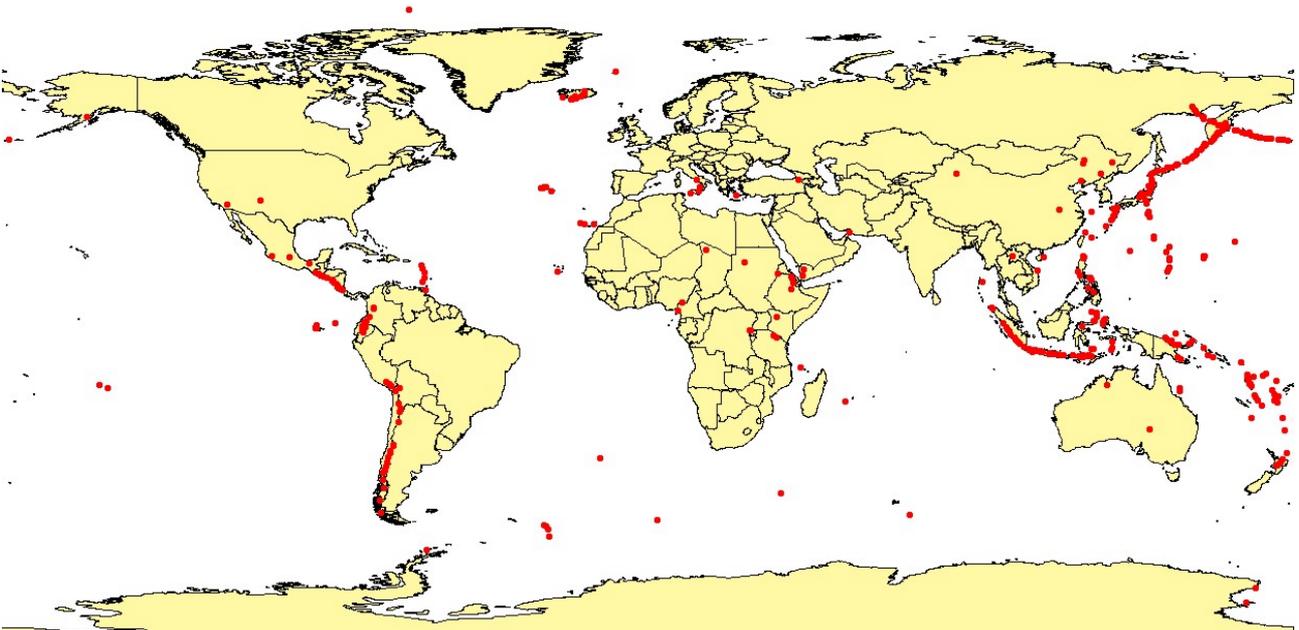


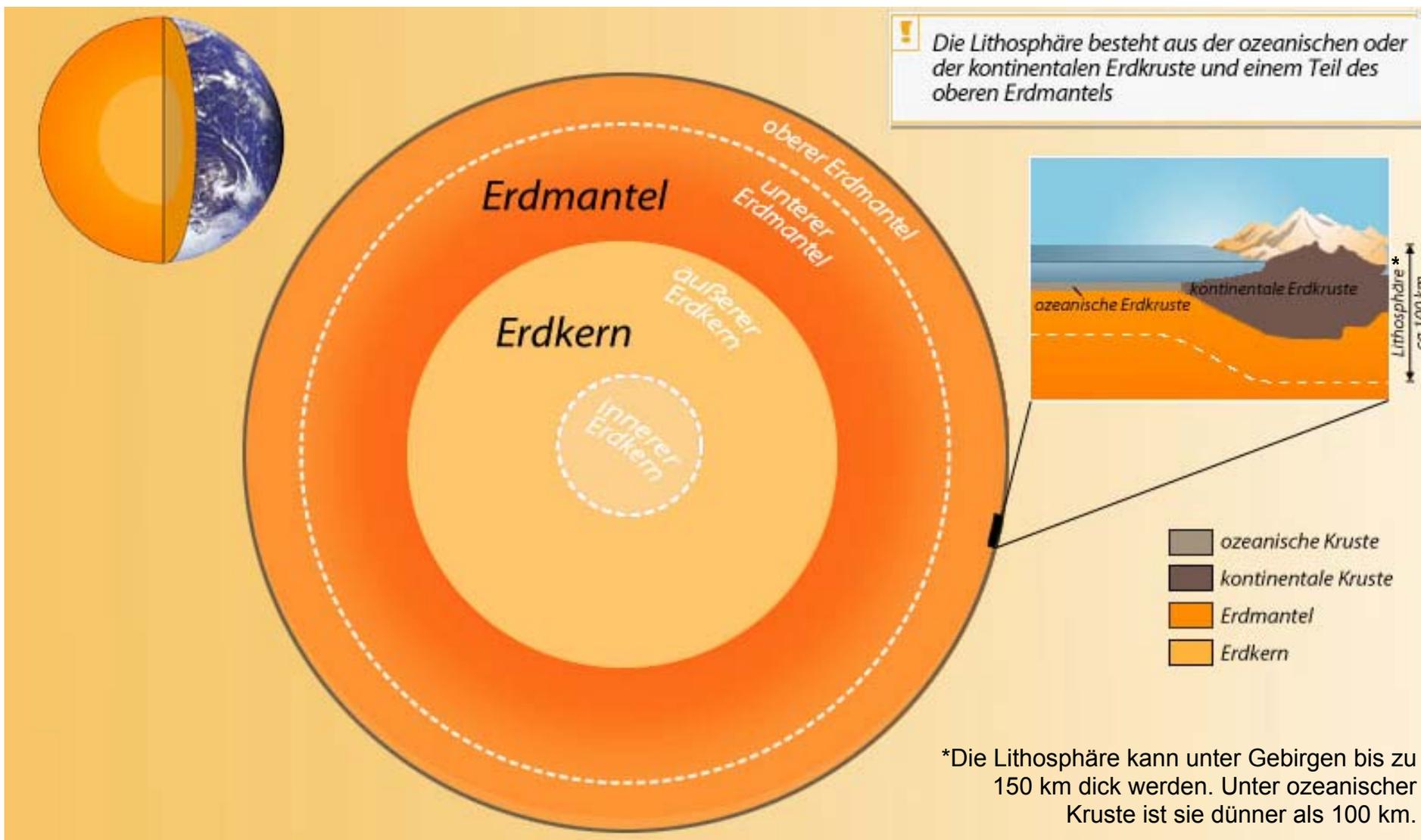
Abbildung 1: Die roten Punkte repräsentieren Vulkanausbrüche in den vergangenen zwei Jahrhunderten.

- Tragen Sie die Plattengrenzen in die Karte ein. Verwenden Sie unterschiedliche farbige Stifte für divergierende und konvergierende Grenzen.
- Aus der Darstellung ergibt sich eine Verteilung in Groß- und Mikroplatten. Stellen Sie diese Verteilung in einer Tabelle zusammen. Geben Sie an, ob die Platte aus kontinentalen (ko.), ozeanischen (oz.) oder beiden (k+o) Materialien besteht.

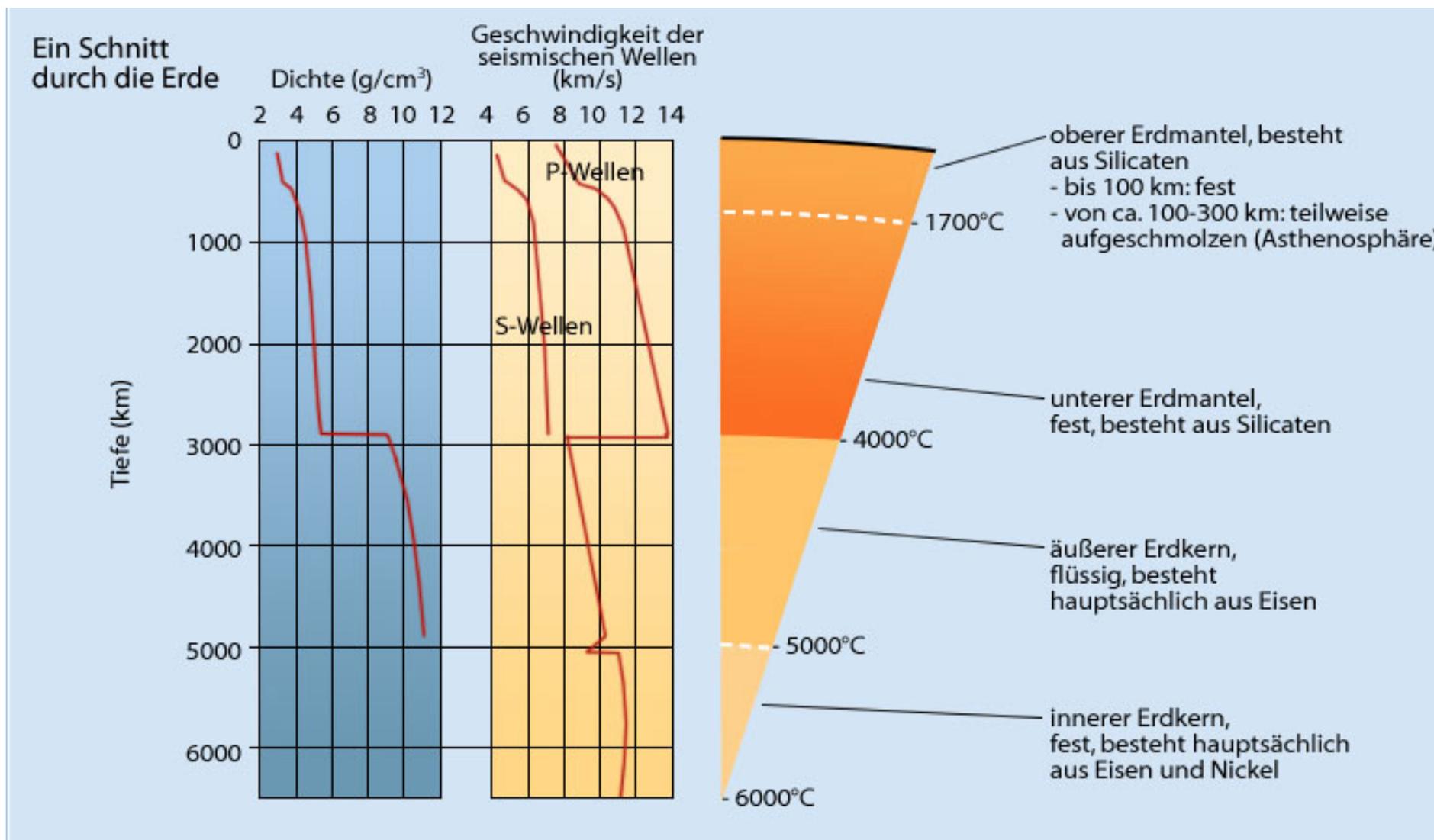
Großplatten	ko.	oz.	k+o	Mikroplatten	ko.	oz.	k+o

- Benennen Sie die vier Plattenränder mit der größten Geschwindigkeit.

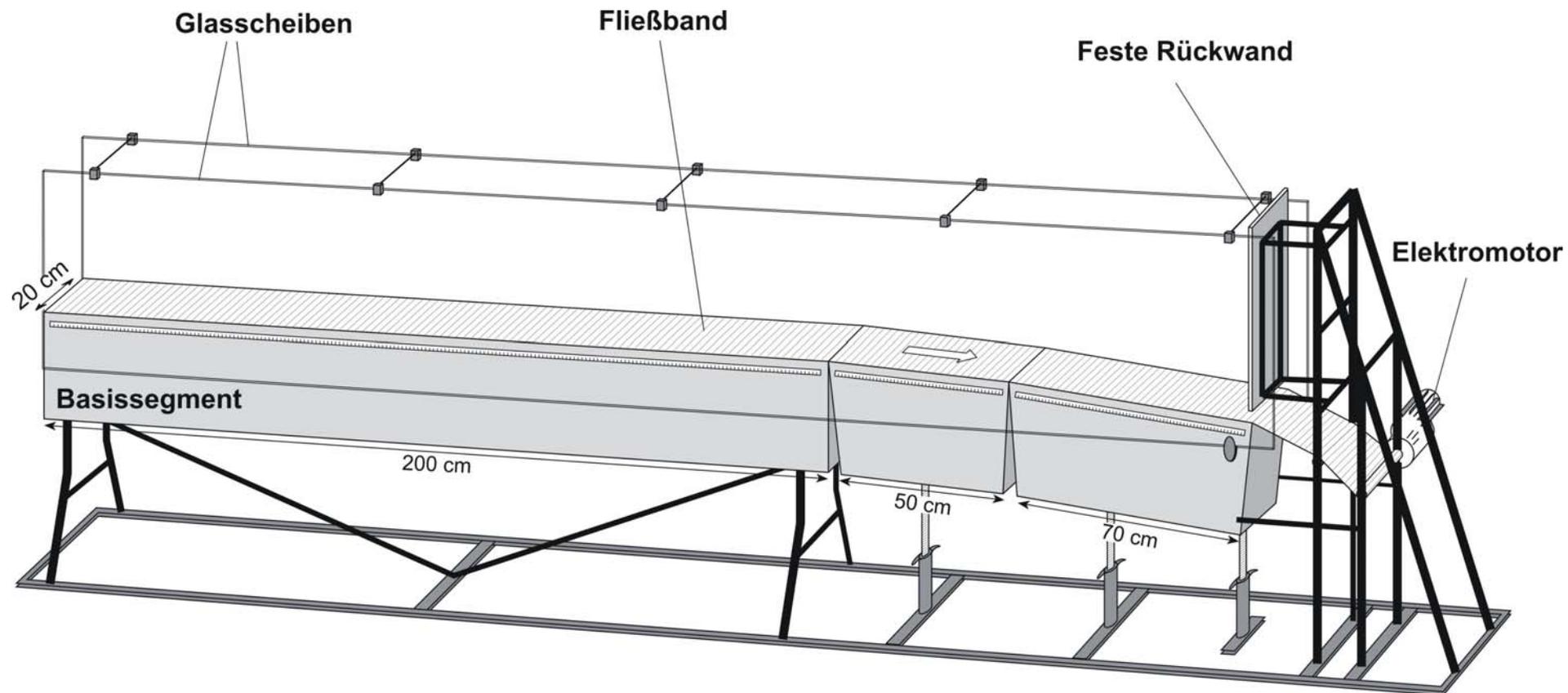
Aufbau des Erdinneren



Ein Schnitt durch die Erde

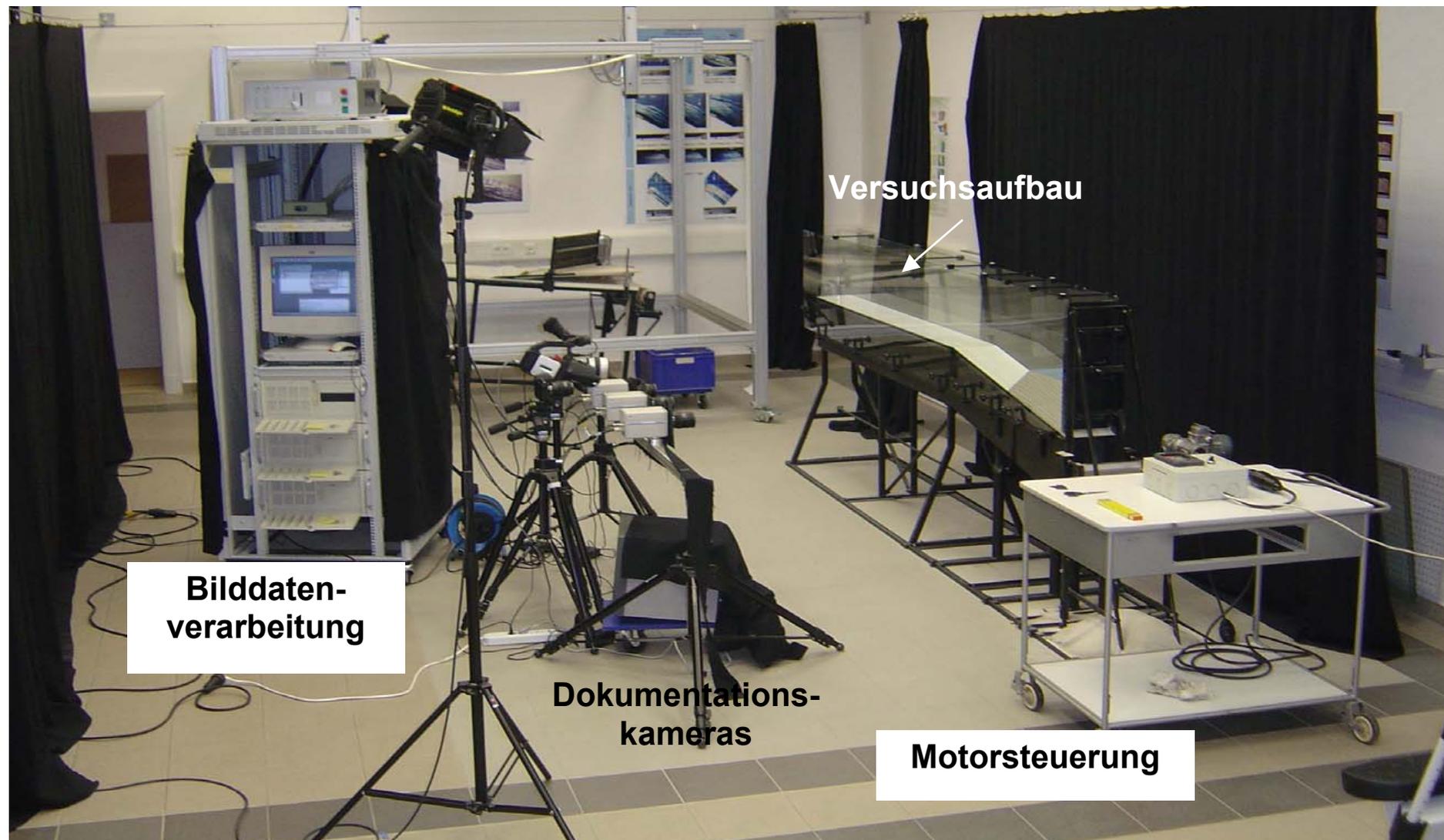


Versuchsaufbau für Sandkastenexperimente



Quelle: KUKOWSKI und LOHRMANN, GeoForschungsZentrum, Potsdam

Labor für Sandkastenexperimente



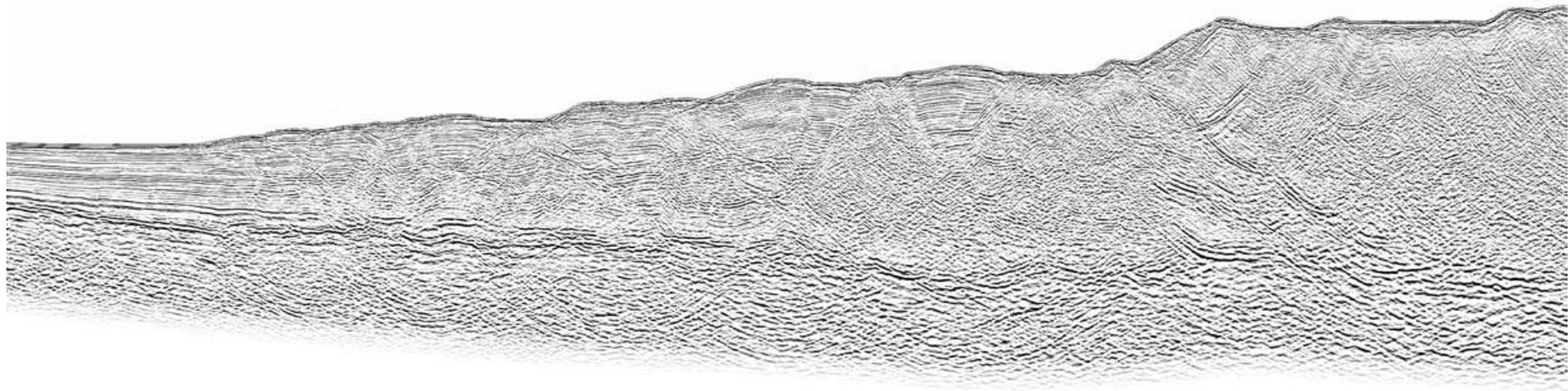
Quelle: KUKOWSKI und LOHRMANN, GeoForschungsZentrum, Potsdam

Ergebnis eines Sandkastenexperimentes



Quelle: N. KUKOWSKI und J. LOHMANN, GeoForschungsZentrum, Potsdam

Seismisches Profil von einer Subduktionszone (Sunda Strait, Pazifik, zwischen den Inseln Java und Sumatra)

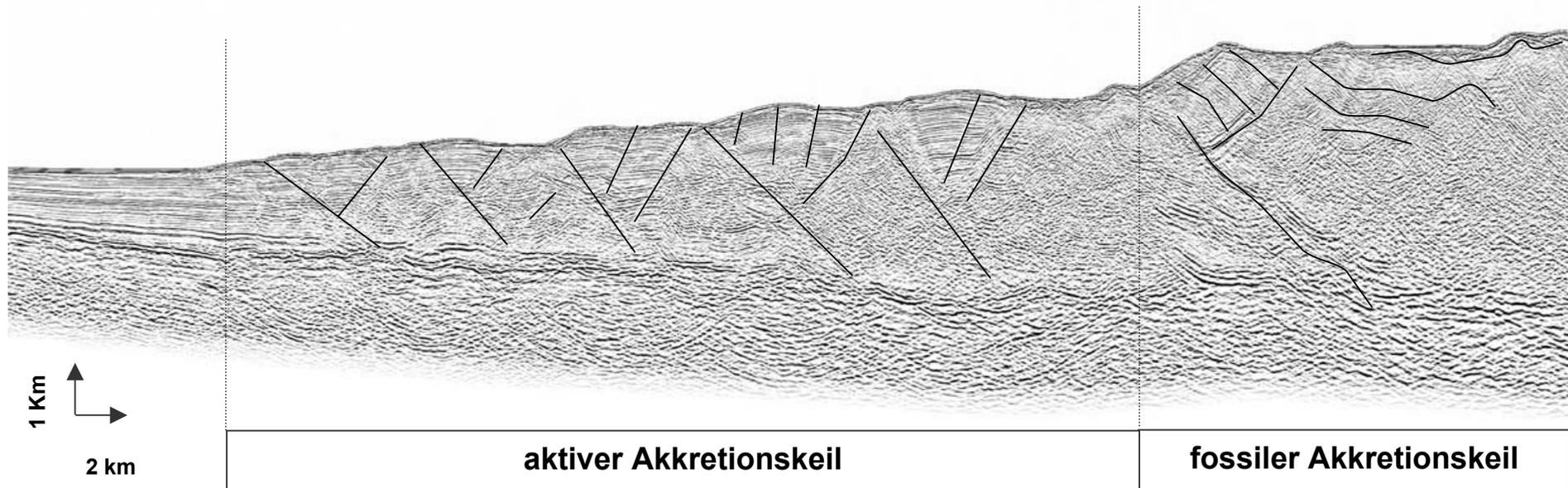


1 Km
2 km

Quelle: N. KUKOWSKI und J. LOHMANN, GeoForschungsZentrum, Potsdam

Seismisches Profil von einer Subduktionszone (interpretiert) (Sunda Strait, Pazifik, zwischen den Inseln Java und Sumatra)

/ = ausgewählte hervorgehobene Strukturen



Quelle: N. KUKOWSKI und J. LOHMANN, GeoForschungsZentrum, Potsdam

Baustein 2: Erdaufbau und Motor der Plattentektonik

Erdaufbau

❶ Materialien:

- Papier DIN - A3 und farbige Stifte
- Arbeitsbogen „Erdaufbau“ (Modul 5, Baustein 2, Material 3)
- Arbeitsbogen „Motor der Plattentektonik“ (Modul 5, Baustein 2, Material 4)
- optional: bereits vorhandene Arbeitsergebnisse aus den Modulen „Erdbeben und Wellen: Nachrichten über das Erdinnere“ und „Gesteinskreislauf: Gesteine als Dokumente der Erdgeschichte“
- Folie „Erdaufbau und Motor der Plattentektonik“ (Modul 5, Baustein 2, Material 2)
- Interaktion „WILSON-Zyklus“ und Animation „Sandkastenexperimente“ (Modul 5, Baustein 2, Materialien 6 und 7) und Zugang zu einem Computer, auf den die CD-ROM „System Erde“ gespielt wurde.

❷ Aufgaben:

- 1) Erstellen Sie einen maßstabsgetreuen Schnitt durch die gesamte Erdkugel (Modell). Berücksichtigen Sie folgende Informationen:
 - Der Radius der Erde beträgt 6.370 km.
 - Die ozeanische Erdkruste ist 5 – 10 km, die kontinentale Erdkruste 30 – 65 km dick,
 - die Lithosphäre reicht bis in ca. 100 km Tiefe,
 - der obere Erdmantel liegt in etwa 5 – 660 km Tiefe,
 - der untere Erdmantel reicht von 660 km bis 2.900 km Tiefe und
 - der Rest wird dem Erdkern zugeordnet.
- 2) Ergänzen Sie Informationen aus den beigefügten Texten zur Geschwindigkeit seismischer Wellen, der Temperatur- und Dichteverteilung im Erdinneren sowie zur stofflichen Zusammensetzung und zum Aggregatzustand (fest/flüssig) vom oberen und unteren Erdmantel und vom äußeren und inneren Erdkern.

Text 1: Erforschung des Erdinneren mit seismischen Wellen¹

Erdbeben und unterirdische Atomversuche erzeugen Wellen, die sich im Erdinneren ausbreiten. Solche seismischen Wellen unterschiedlichen Ursprungs und Typs weisen ein gemeinsames Merkmal auf: Sie breiten sich in verschiedenen Materialien unterschiedlich schnell aus. Ihre Geschwindigkeit wird bestimmt, indem die Laufzeit für eine bekannte Entfernung gemessen wird (Geschwindigkeit = Entfernung/Laufzeit). Die ermittelten Geschwindigkeiten der seismischen Wellen werden in Abhängigkeit von der Tiefe in einer Grafik dargestellt (s. Abb. 1, links). Viele hoch empfindliche Seismographen und höchst genaue Uhren ermöglichen es heute, weltweit die Laufzeit der P- und S-Wellen (Abb. 1, mitte und rechts) präzise zu bestimmen.

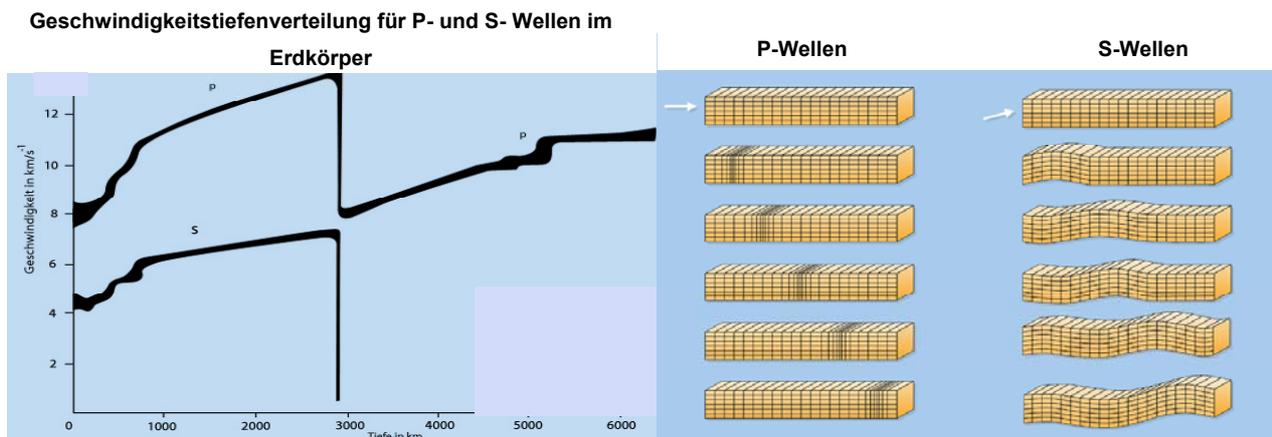


Abbildung 1: Geschwindigkeitsverteilung von P-Wellen (Primärwellen, Longitudinalwellen, Mitte) und S-Wellen (Sekundärwellen, Transversalwellen, rechts) im Erdkörper. Die Wellen breiten sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit im Erdinneren aus. Dies ist ein Hinweis darauf, dass das Erdinnere aus verschiedenen Materialien aufgebaut ist. P-Wellen pflanzen sich fort, indem Materiebereiche gestaucht werden, während S-Wellen sich schlangenförmig ausbreiten (rechts) (nach BOLT 1995).

Bereits in den 1870er Jahren fanden Geowissenschaftler/innen Zonen im Erdinneren, die von seismischen Wellen mit verschiedenen Geschwindigkeiten durchlaufen werden. Außerdem stellte man im Labor fest, dass S-Wellen festes Material bei konstanter Geschwindigkeit durchlaufen ohne absorbiert zu werden, während sie in teilweise geschmolzenem Material absorbiert und abgebremst werden.

Aufgrund dieser Erkenntnisse wurde der Aufbau des Erdinneren interpretiert: Die S-Wellen durchlaufen mit konstanter Geschwindigkeit die äußerste Zone (die Lithosphäre) ohne dort absorbiert zu werden. Das weist darauf hin, dass dieser Bereich aus festem Material besteht. Unter der Lithosphäre bis in eine Tiefe von etwa 300 km nimmt die Geschwindigkeit der S-Wellen ab, dabei werden sie teilweise absorbiert. Dieser Bereich des Erdmantels könnte teilweise aufgeschmolzen sein. Diese Zone heißt Asthenosphäre (Griechisch: asthenos = weich). Von 2900 km – 5100 km Tiefe können keine S-Wellen gemessen werden und die P-Wellen werden deutlich langsamer. Man nimmt deshalb an, dass der äußere Erdkern flüssig ist. Ab 5100 km Tiefe werden die P-Wellen wieder schneller (S-Wellen können nicht zuverlässig nachgewiesen werden). Dies deutet darauf hin, dass der innere Erdkern fest sein muss.

¹ nach PRESS und SIEVER 1995. Ein weiterführender Text stellt der Artikel „Receiver-Functions – Eine neue Methode in der Seismologie“ von R. KIND (2003) dar.

Text 2: Materialien im Erdinneren²

Die Tatsache, dass Wellen sich in verschiedenen Materialien unterschiedlich schnell ausbreiten, wird von Geowissenschaftler/innen genutzt, um Informationen über die Materialien im Erdinneren zu erhalten. Hierfür haben sie Proben von verschiedenen Gesteinstypen, die durch die Plattentektonik aus dem Erdmantel und aus der Erdkruste an die Erdoberfläche gelangt sind, gesammelt und im Labor Experimenten unterzogen. Es wurden die Geschwindigkeiten von seismischen Wellen (P- und S-Wellen, s. Abschnitt „Erforschung des Erdinneren mit seismischen Wellen“ in diesem Arbeitsbogen) in den Gesteinen und das Verhalten der Gesteine unter verschiedenen Druck- und Temperaturbedingungen gemessen. Aus den Ergebnissen haben die Geowissenschaftler/innen folgende Rückschlüsse auf die Materialien im Erdinneren gezogen.



Abbildung 1: Erdmantelgestein (Peridotit), das durch einen Eifelvulkan an die Erdoberfläche transportiert wurde. Enthalten sind die Minerale Olivin, Pyroxen und Spinell (SCHENK, Institut für Geowissenschaften, Kiel). Die Anwesenheit von Spinell deutet darauf hin, dass diese Probe aus einer Tiefe zwischen 30 und 70 km im Erdinneren an die Oberfläche befördert wurde.

- **Erdkruste:** Für die Erstarrungsgesteine Granit und Gabbro wurden Geschwindigkeiten der P-Wellen von etwa sechs bzw. sieben Kilometern pro Sekunde gemessen. Dies entspricht den Geschwindigkeiten in der Erdkruste. Die durchschnittliche Dichte der Erdkruste beträgt 2,8 g/cm³.
- **Erdmantel:** Unterhalb der Erdkruste nimmt die Geschwindigkeit der P-Wellen abrupt auf acht Kilometer pro Sekunde zu. Das ist ein Wert, der im Labor für den Gesteinstyp Peridotit (s. Abb. 1) ermittelt wurde. Die Bestandteile des Peridotits (vereinfacht: Siliziumdioxid (46 %), Magnesiumoxid (39 %), Eisenoxid (8 %), Aluminiumoxid (4 %) und Kalziumoxid (3 %)) schließen sich in Abhängigkeit von den im Erdinneren vorherrschenden Druck- und Temperaturbedingungen zu unterschiedlichen Verbindungen (Mineralen) zusammen. Direkt unter der Erdkruste besteht der Erdmantel aus den Mineralen Olivin ($[(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4]$ ca. 60 %), Orthopyroxen $(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$, ca. 20 %) und Klinopyroxen $(\text{Ca}[\text{Mg,Fe}]\text{Si}_2\text{O}_6$, ca. 15 %). In tieferen Erdschichten erfolgt z. T. relativ abrupt eine Umwandlung: Der Aluminium-Gehalt wird in Abhängigkeit von der Tiefe in dichtere Minerale wie Spinell oder Granat eingebaut. Auch diese Zonen lassen sich in seismischen Profilen nachweisen. Die durchschnittliche Dichte des Erdmantels beträgt 4,5 g/cm³.
- **Erdkern:** Auf der Basis von astronomischen und seismischen Daten sowie den Ergebnissen von Laborexperimenten konnten Geowissenschaftler/innen einige Vorstellungen vom Material des Erdkerns entwickeln. Aufgrund der Annahme, dass das Kernmaterial bei der Entstehung der Erde ins Zentrum der Erdkugel absank, und weil der Kern ein Drittel der Erdmasse ausmacht, suchte man nach einer dichten Substanz, die im Universum vergleichsweise häufig vorkommt. Eisen ist so ein häufiges, schweres Element. Im Labor untersuchte man dann unter den Druck- und Temperaturbedingungen, die man im Erdkern vermutet, die Geschwindigkeit von P-Wellen in flüssigem und festem Eisen. Diese entsprachen in etwa den gemessenen Werten, sodass man heute annimmt, dass der Erdkern hauptsächlich aus Eisen besteht. Die durchschnittliche Dichte des Erdkerns beträgt 11,0 g/cm³.

² nach PRESS und SIEVER 1995

Text 3: Temperaturen im Erdinneren³

Es gibt viele Hinweise auf die Temperaturen im Erdinneren. So fördern Vulkane über 1.000 °C heißes Magma und heiße Quellen heißes Wasser und Wasserdampf an die Erdoberfläche. In Bergwerken wird es immer wärmer, je tiefer man kommt, und in Bohrungen steigt die Temperatur mit zunehmender Tiefe an. Die Kenntnis der genauen Temperaturen im Inneren der Erde ist für Geowissenschaftler/innen ganz wichtig. Die Temperatur bestimmt zusammen mit dem Druck, ob ein Material fest oder geschmolzen ist, ob es plastisch reagiert oder fließen kann und wie dicht die Atome in den Kristallen gepackt sind.

Für die Ermittlung einer Temperaturkurve des Erdinneren (Geotherme) wurden Temperaturen von Lava, die aus dem Erdmantel stammt und aus Vulkanen ausfließt, gemessen. Außerdem wurden Labordaten über die Schmelztemperaturen von Gesteinen und Eisen sowie Befunde aus der Seismik herangezogen, um den Temperaturverlauf von der Erdoberfläche bis zum Mittelpunkt der Erde zu rekonstruieren. Die Temperaturen im Zentrum des Planeten Erde betragen demnach zwischen 4.000 und 5.000 °C. Geowissenschaftler/innen gehen heute davon aus, dass der mittlere Temperaturanstieg ungefähr bei 2 – 3 °C pro 100 m beträgt. Würde man annehmen, dass dieser in oberflächennahen Bereichen beobachtete Temperaturanstieg sich bis zum Erdmittelpunkt im selben Maße linear fortsetzt, müsste die Temperatur in der Nähe des Erdmittelpunktes weit über 100.000 °C Grad betragen und große Teile des inneren Erdkerns müssten geschmolzen sein. Dies steht im Widerspruch zu seismischen Befunden (s. Abschnitt „Erforschung des Erdinneren mit seismischen Wellen“ in diesem Arbeitsbogen).

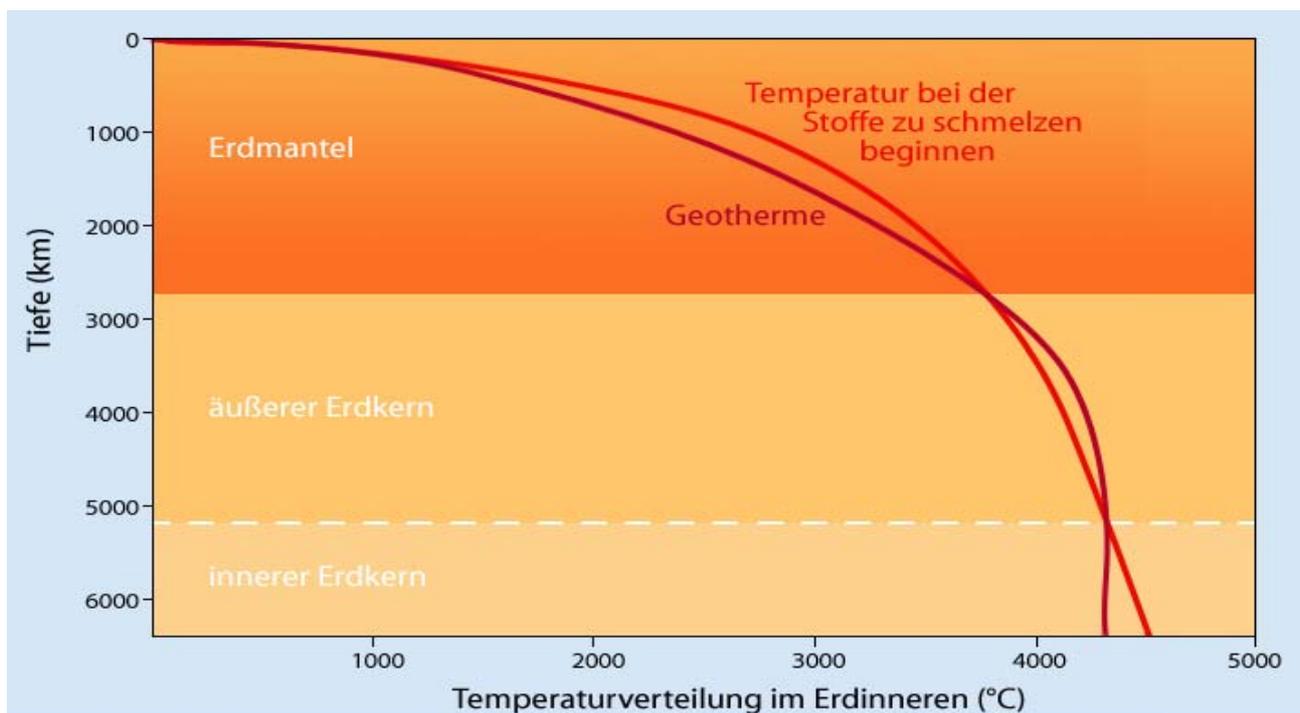


Abbildung 1: Eine Geotherme Kurve (dunkelrot-lila) zeigt den Temperaturverlauf im Erdinneren. Die orangefarbene Kurve zeigt, bei welchen Temperaturen die im Erdinneren vorliegenden Materialien schmelzen (verändert nach PRESS und SIEVER 1995).

³ nach PRESS und SIEVER 1995



Baustein 2: Erdaufbau und Motor der Plattentektonik

Motor der Plattentektonik

Die Lithosphärenplatten bewegen sich ständig. Dort, wo sich ozeanische Platten voneinander entfernen, bilden sich mittelozeanische Rücken (**Mid Ocean Ridge, MOR**). Trifft eine ozeanische auf eine kontinentale Platte, taucht die spezifisch schwerere ozeanische Platte ins Erdinnere ab. Sie wird subduziert. Die Regionen, in denen das passiert, heißen Subduktionszonen (u. a. die Südamerikanische Westküste, Japan). Treffen zwei kontinentale Platten aufeinander, entstehen Gebirge (u. a. Alpen, Himalaja). Gleiten Lithosphärenplatten aneinander vorbei, entstehen Seitenverschiebungen (Nordamerika, San Andreas Verwerfung) (s. Abb. 1).

Als Motor für die Plattentektonik werden verschiedene Prozesse angenommen, die sich alle physikalisch erklären lassen:

- Die Temperatur steigt mit zunehmender Erdtiefe, sodass Gesteine im Erdinneren erwärmt werden und sich ausdehnen. Dadurch nimmt die Dichte ab, und relativ zu ihrer Umgebung weniger dichte Gesteinsbereiche steigen auf. In der Nähe der Erdoberfläche kühlen sie wieder ab, werden relativ zum Umgebungsgestein dichter und sinken wieder. Auf diese Weise entstehen Konvektionsströme, die die Lithosphärenplatten an der Erdoberfläche bewegen können. Diesen Prozess kann man mit einem wassergefüllten Topf leicht nachstellen: Wenn das Wasser erhitzt wird, setzen Konvektionsströme ein. Man nimmt heute an, dass die Konvektionsströme sich von der Asthenosphäre bis hin zur Kern-Mantel-Grenze ausbreiten.
- Auf dem Weg vom mittelozeanischen Rücken zur Subduktionszone altern die Minerale der ozeanischen Erdkruste. Sie setzen dabei Wasser aus dem Kristallgitter frei. Dadurch werden sie dichter (spezifisch schwerer). Außerdem wird der feste Teil des oberen Erdmantels dicker, weil Teile der darunterliegenden teilweise geschmolzenen Asthenosphäre im Laufe der Zeit erstarren und sich mit der starren Lithosphäre verbinden. Sobald die ozeanische Platte dichter ist als das darunter liegende Gestein, bricht sie ab, sinkt und zieht an dem gesamten Lithosphärenabschnitt bis hin zum mittelozeanischen Rücken.
- An den mittelozeanischen Rücken steigt viel Magma auf. Es kristallisiert an der Erdoberfläche und drückt dort die ozeanische Erdkruste zu beiden Seiten des mittelozeanischen Rückens auseinander. Das Material darunter (der feste Teil des oberen Erdmantels) wird dadurch gedehnt und dünnt sich aus.

Die Bewegungen der Lithosphärenplatten erfolgen in verschiedenen Stadien, die an der Erdoberfläche beobachtet werden können. WILSON hat solche Stadien¹ beschrieben, die über mehrere 100 Millionen Jahre aufeinander folgen können (s. Abb. 7 und Interaktion Modul 5, Baustein 2, Material 5):

- **1. Stadium Grabenbruch (engl. Rifting):** Die Lithosphäre zerbricht, Magma steigt in der Bruchzone auf, und die Lithosphärenplatten beginnen sich in entgegengesetzte Richtung zu bewegen. Dies kann an Land und im Meer geschehen.

¹ Der WILSON-Zyklus stellt einen idealtypischen Verlauf der Plattentektonik dar. Die einzelnen Stadien veranschaulichen Zustände, die nacheinander durchlaufen können. Dabei kann der beschriebene Zyklus auch ins Stocken geraten. So müssen sich kontinentale nicht zu ozeanischen Riftzonen entwickeln. Fast alle kontinentalen Riftzonen auf der Erde (ostafrikanischer Graben, Rhone-Rhein Riftsystem, Baikalfurt, Rio Grande Rift u.s.w.) sind zum Teil mehrere 100 Millionen Jahre alt, und es gibt bisher keine Hinweise darauf, dass sie sich zu ozeanischen Riftzonen entwickeln. Das Rote Meer scheint eine Ausnahme zu sein (Hans-Ulrich SCHMINCKE, persönliche Mitteilung, 2005).

- **2. Stadium „Schmaler Ozean“:** Wenn die Lithosphärenplatten auseinander driften und schließlich Magma aufsteigt und zu neuer ozeanischer Erdkruste erstarrt, dünnt der Grenzbereich der beiden Lithosphärenplatten so stark aus, dass er unter den Meeresspiegel sinkt und Meerwasser eindringt.
- **3. Stadium „Reifer Ozean“:** Ein Ozean vergrößert sich dadurch, dass die ozeanische Erdkruste an der Lithosphärenplattengrenze beim mittelozeanischen Rücken wächst.
- **4. Stadium „Alternder Ozean“:** Die ältesten Teile der ozeanische Platte reißen schließlich ab und sinken (subduzieren) ins Erdinnere. Da die Subduktion während dieses Stadiums mehr Material ins Erdinnere verfrachtet als an den mittelozeanischen Rücken neu produziert wird, wird der Ozean nun wieder schmaler.
- **5. Stadium „Rest-Ozean“:** Der Ozean ist durch den andauernden Subduktionsprozess schmaler geworden und weist keinen mittelozeanischen Rücken mehr auf.
- **6. Stadium Gebirgsbildung:** Nachdem die gesamte ozeanische Platte subduziert wurde, treffen zwei kontinentale Lithosphärenplatten aufeinander. Diese stauchen sich gegenseitig so auf, dass ein Gebirge entsteht.

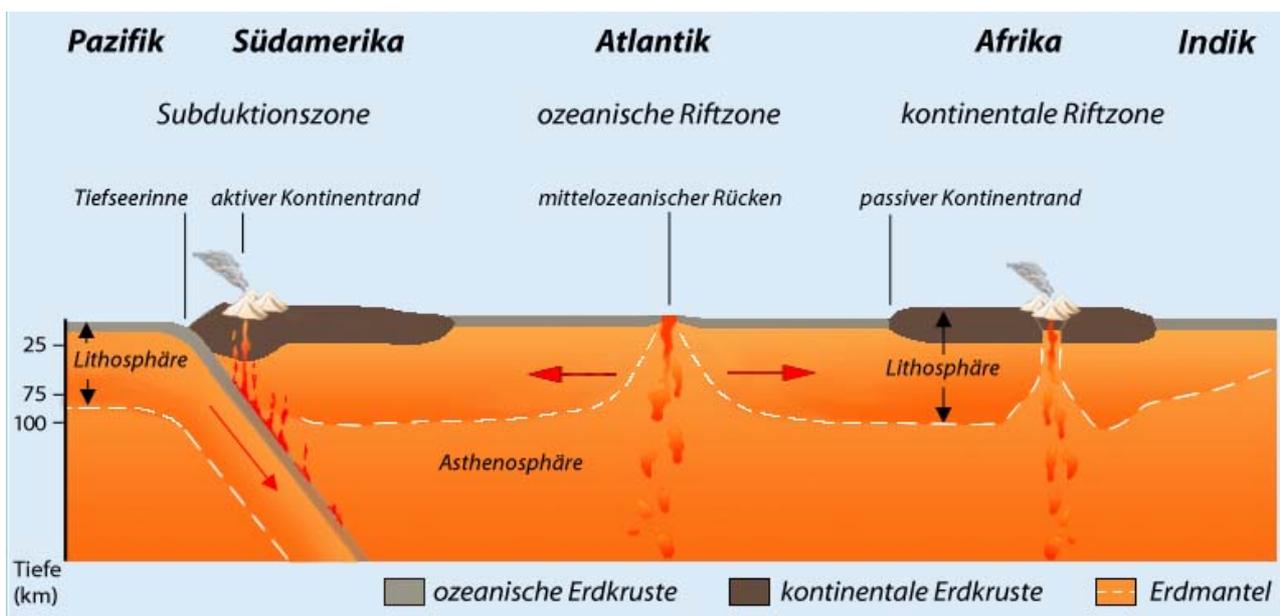


Abbildung 1: Schematische Übersicht der plattentektonischen Prozesse. An Subduktionszonen sinkt Erdkruste in das Erdinnere. Dort entsteht eine Tiefseerinne. An mittelozeanischen Rücken steigt Magma aus dem Erdinneren auf und bildet neue Erdkruste. Die Erdkruste wird dort gedehnt, weil Zugkräfte in entgegengesetzte Richtungen wirken. Zunächst sinkt feste Erdkruste in die entstehende Lücke, man spricht von Grabenbruch (engl. Rifting). Im weiteren Verlauf steigt Magma aus dem Erdinneren auf und erste Vulkane entstehen. Der Bereich sinkt schließlich unter den Meeresspiegel, sodass ein neuer Ozean entsteht.

Baustein 2: Erdaufbau und Motor der Plattentektonik

Sandkastenexperimente für Schüler/innen

❶ Materialien:

- Plasticaquarium (Größe etwa 20 x 20 x 40 cm)
- 2 kleine Sperrholzplatten oder feste Pappstücke, die etwas schmaler sind als das Aquarium breit ist, aber etwa um die Hälfte länger als das Aquarium hoch ist.
- 500 g Sand
- verschiedene Farbstoffe (z. B. Lebensmittelfarben)

❷ Vorbemerkung:

In dieser Unterrichtseinheit lernen Sie eine geowissenschaftliche Untersuchungsmethode kennen. Zuerst führen Sie selber ein einfaches Experiment durch, und danach vergleichen Sie Ihr Experiment mit professionellen Sandkastenexperimenten des GeoForschungsZentrums (GFZ) in Potsdam (Modul 5, Baustein 2, Material 6 und 8).

❸ Versuchsaufbau und Durchführung:

- I. Stellen Sie die beiden Sperrholzplatten (oder die Pappe) innen an die Seitenwände des Plasticaquariums. Die Holzbrettchen sollten in 1 – 2 cm Abstand zu den Außenwänden positioniert werden.
- II. Füllen Sie mehrere Lagen (Schichthöhe etwa 2 – 3 cm) gefärbten Sandes gleichmäßig in das Aquarium ein. Es sollen parallele Schichten entstehen.
- III. Drücken Sie die beiden Sperrholzplatten senkrecht zueinander vorsichtig zusammen, sodass die Sandschichten in der Mitte zusammengedrückt werden.

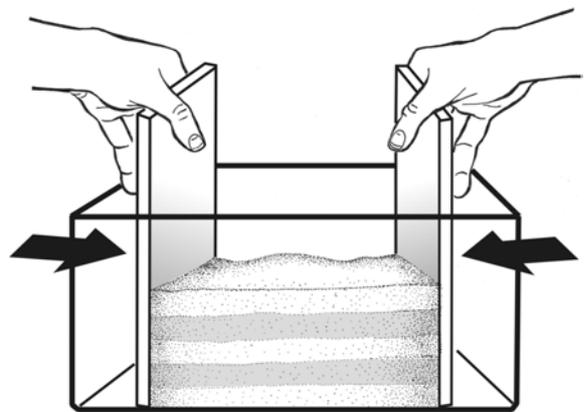


Abbildung 1: Versuchsaufbau (Zeichnung: E. A. KOLACZINSKI, IPN)

❹ Aufgaben:

- 1) Fertigen Sie eine Skizze von dem Ergebnis Ihres Experimentes an, und interpretieren Sie das Experiment.
- 2) Geophysiker/innen nutzen ganz ähnliche Experimente um die Prozesse an Subduktionszonen zu erforschen. Was müssen die Wissenschaftler/innen beim Versuchsaufbau und bei der Auswahl der Experimentiermaterialien berücksichtigen?

Baustein 2: Erdaufbau und Motor der Plattentektonik

Sandkastenexperimente am GFZ, Potsdam

❶ Materialien:

- computergestütztes interaktives Material „Sandkastenexperimente“ von der CD-ROM „System Erde“ (Modul 5, Baustein 2, Material 6) und Computerarbeitsplätze für jeweils max. 2 Personen

❷ Sandkastenexperimente am GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam:

Am GeoForschungsZentrum (GFZ) in Potsdam führen die Geophysikerinnen Dr. Nina KUKOWSKI und Dr. Jo LOHRMANN Sandkastenexperimente durch. Abbildung 1 zeigt den Versuchsaufbau.

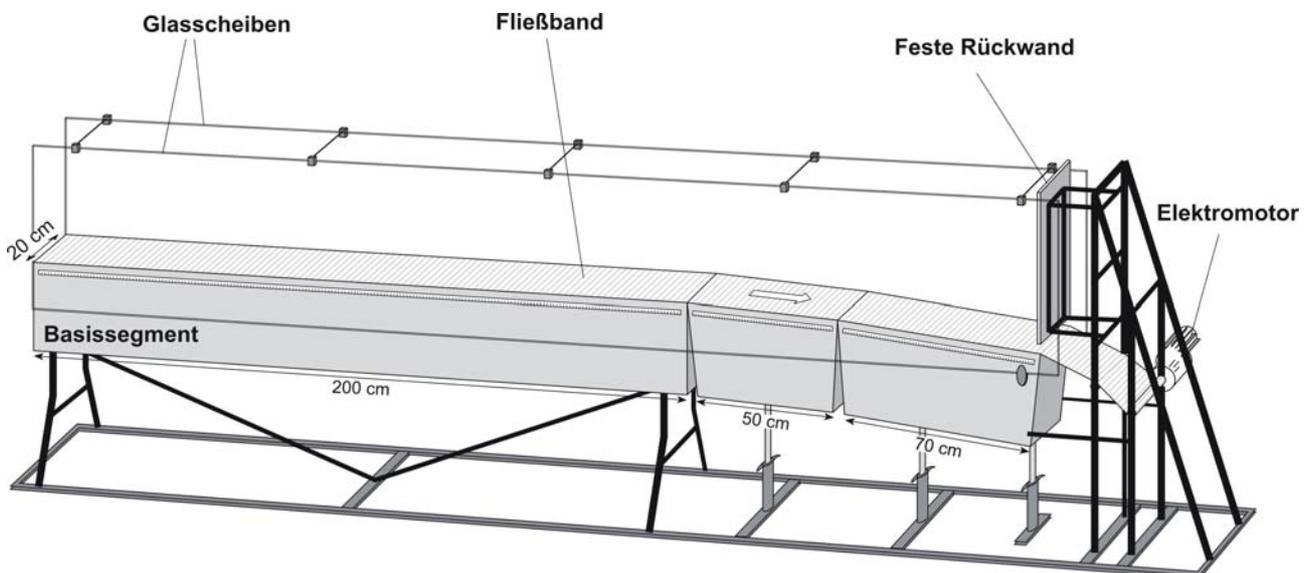


Abbildung 1: Versuchsaufbau für Sandkastenexperimente am GeoForschungsZentrum, Potsdam. Auf das Fließband werden mehrere Schichten Sand aufgebracht. Das Fließband repräsentiert die subduzierende Platte. Der Elektromotor treibt eine Rolle an, auf die das Fließband langsam aufgewickelt wird. Das Fließband läuft auf dem Basissegment, das im linken Bereich fest montiert ist. Im rechten Bereich ist das Basissegment in zwei kleinere Stücke eingeteilt. Diese Stücke können so verstellt werden, dass unterschiedliche Subduktionswinkel nachempfunden werden können (Quelle: KUKOWSKI und LOHRMANN, GeoForschungsZentrum, Potsdam).

❸ Aufgaben:

Die Ergebnisse von drei verschiedenen Sandkastenexperimenten sind in der Interaktion „Sandkastenexperimente“ (Modul 5, Baustein 2, Material 6) dokumentiert. Schauen Sie sich diese Experimente an:

- 1) Mit den Experimenten 1 und 2 wurde untersucht, wie Lockersedimente der Tiefseerinne an einen Kontinent angelagert werden. In Experiment 1 ist die Lockersedimentschicht homogen, als Kontinent dient die starre Rückwand. Beschreiben und interpretieren Sie Ihre Beobachtung.

Baustein 3: Ausgewählte Beweise für die Theorie vom Prozess der Plattentektonik

❶ Plattentektonik - Von der Hypothese zur Theorie:

Bereits 1620 verwies der englische Philosoph und Universalgelehrte Sir Francis BACON auf den passgenauen Verlauf der einander gegenüberliegenden Küsten auf beiden Seiten des Atlantiks.

1912 führte Alfred WEGENER auf einer geologischen Tagung in Frankfurt den Begriff der Kontinentalverschiebung ein.

1915 lieferte er Beweise für die Drift der Kontinente in dem Buch „Die Entstehung der Kontinente und Ozeane“ (WEGENER 1929, 4. Auflage). Hierzu gehörten die Gleichartigkeit der Gesteine, der geologischen Strukturen und der Fossilien auf beiden Seiten des Süd-Atlantiks. WEGENER fand bei seinen Zeitgenossen für die Vorstellung von der Kontinentalverschiebung wenig Zustimmung. Ein Grund dafür war, dass er für die Bewegung der Kontinente keinen geeigneten Mechanismus bzw. keine Kräfte von entsprechender Stärke angeben konnte.

1928 stellte Arthur HOLMES den Mechanismus der thermischen Konvektion im Erdmantel als treibende Kraft der Kontinentalverschiebung zur Diskussion (HOLMES 1928). Er vermutete, dass Konvektionsströmungen unter den Lithosphärenplatten „die beiden Hälften des ursprünglichen Kontinents auseinander ziehen“. Weiter vermutete er, dass in der Lücke, wo die Strömungen aufsteigen, sich Ozeanboden bildet. HOLMES kam damit den heute allgemein akzeptierten Theorien sehr nahe, räumte aber ein, dass „rein spekulativen Vorstellungen dieser Art, die ausschließlich deshalb entwickelt wurden, um den Erfordernissen zu genügen, kein wissenschaftlicher Wert zukommt, bis sie durch unabhängige Beweise gestützt werden“ (s. PRESS und SIEVER 1995).

In den frühen 1950er Jahren entwickelte die Kartographin Marie THARP Profile und Diagramme vom Meeresboden aus Echolotprofilen (DUNLAP-SMITH 1998). Unter anderem zeichnete sie tiefe Schluchten in das Zentrum des mittelatlantischen Rückens, die bis dahin nicht bekannt waren.

Harry Hammond HESS, Professor für Geologie an der Universität Princeton, gelang es, die zahlreichen neuen Erkenntnisse zu einer einheitlichen Theorie, dem Sea-Floor Spreading, zusammenzuführen (HESS 1962). Die Theorie besagt, dass Magma an den mittelozeanischen Rücken aus dem Erdinneren aufsteigt und dort neuen Ozeanboden bildet. Dieser driftet seitlich weg und sinkt schließlich wieder ins Erdinnere ab. Damit konnten bis dahin ungeklärte Beobachtungen der Geowissenschaftler/innen erklärt werden. So fragte man sich, warum die ältesten Fossilien auf der ozeanischen Kruste maximal nur etwa 180 Millionen Jahre alt sind (an Land gibt es deutlich ältere Fossilien von Meeresorganismen). Die Antwort liefert die Theorie von HESS: Danach ist nur etwa 200 Millionen Jahre Zeit für die Ablagerung von Lockersedimenten, weil die ozeanische Lithosphärenplatte danach wieder ins in den Erdmantel absinkt und „recycled“ wird.

Der Geologe J. Tuzo WILSON nutzte die Ideen und Ergebnisse von WEGENER und HESS um eine Theorie für einen kompletten plattentektonischen Zyklus zu entwickeln, der mit dem Öffnen eines Ozeanes beginnt und mit der Gebirgsbildung endet (WILSON ZYKLUS). 1963 formulierte er den Gedanken, dass Hawaii und andere vulkanische Inselketten sich gebildet haben könnten, indem sich Lithosphärenplatten über eine stationäre Magmaquelle hinwegbewegen (HESS 1962). Heute wissen wir, dass er recht hatte. Über die Ursachen solcher Magmenquellen entwickelte der Geophysiker Jason MORGAN Ende der 60er Jahre eine weithin anerkannte Theorie: Eine besonders heiße, aber generell feste Gesteinsschicht aus dem Erdmantel (aus einer Tiefe von 2900 Kilometern) quillt pilzförmig nach oben. Aufgrund des sinkenden Drucks in der Nähe der Erdoberfläche beginnen diese Gesteine in etwa 100 km Tiefe zu schmelzen (s. HÄNSLER 2001). Es bildet sich



Magma, das die Lithosphärenplatte durchdringt und an der Erdoberfläche zu einem Vulkankegel erstarrt. Auf diese Weise bildet sich eine Insel, die mit der Lithosphärenplatte weiterwandert. Die Magmenquelle bleibt am gleichen Ort und bildet später eine neue Insel. Der Vorgang wiederholt sich.

1965 veröffentlichte WILSON einen weiteren Beitrag zur Entwicklung einer Theorie von dem Prozess der Plattentektonik und führte einen dritten Lithosphärenplattengrenztyp ein: die Transformverwerfungen, bei der zwei Lithosphärenplatten aneinander entlang schrammen. Ein Beispiel hierfür ist die San-Andreas-Verwerfung in Kalifornien, USA (WILSON 1965).

Ein weiteres wichtiges Puzzleteil lieferten die Untersuchungen zum Erdmagnetismus. Man wusste seit den 20er Jahren des 20. Jahrhunderts, dass Gesteine Minerale enthalten, die sich während der Erstarrung gemäß dem Erdmagnetfeld ausrichten. Diese Minerale werden Magnetite genannt. Man hatte herausgefunden, dass deren Ausrichtung je nach Alter der Gesteine unterschiedlich war und vermutete deshalb, dass das Erdmagnetfeld sich im Laufe der Erdgeschichte verändert. Aufgrund der Ausrichtung der Magnetite in den Gesteinen muss das Erdmagnetfeld mal nach Norden und mal nach Süden ausgerichtet gewesen sein (zur Zeit weist es Richtung Norden, es zeigt eine „normale“ Ausrichtung). Dieser Sachverhalt wird als **magnetische Anomalie** bezeichnet. Man sagt, dass Gesteine, die Magnetite in „normaler“ Ausrichtung enthalten, eine **positive Anomalie**, und Gesteine mit entgegengesetzt ausgerichteten Magnetiten eine **negative Anomalie** aufweisen. In vielen Meeresgebieten verlaufen parallel zu den ozeanischen Rücken Streifen von Gesteinen, die jeweils eine gleiche magnetische Anomalie aufweisen. Die Forscher MATTHEW und VINE (unabhängig von ihnen auch MORLEY und LAROCHELLE) deuteten dieses Phänomen 1963 folgendermaßen: Die Streifen waren jeweils zu unterschiedlichen Zeiten erstarrt, und die Magnetite hatten sich im jeweils herrschenden Magnetfeld ausgerichtet. Die Autoren folgerten, dass auf beiden Seiten des ozeanischen Rückens beständig neuer Ozeanboden gebildet wird und vom ozeanischen Rücken wegdriftet (s. PRESS und SIEVER 1995 und HÄNSLER 2004). Ein Beweis dafür, dass die ozeanische Erdkruste tatsächlich durch das Aufsteigen und Erstarren von Magma aus dem Erdinneren entlang der mittelozeanischen Rücken gleichmäßig nach zwei Seiten wächst (Sea-Floor-Spreading).

Der umfassende Ausbau der Theorien von dem Prozess der Plattentektonik und dem Sea-Floor-Spreading erfolgte etwa seit 1967. Viele weitere Lithosphärenplatten und ihre Bewegungen wurden nachgewiesen und die Prozesse an den Plattenrändern erforscht. Ende der 1960er Jahre waren die Beweise so überzeugend, dass die meisten Geowissenschaftler/innen der Theorie von dem Prozess der Plattentektonik zustimmten: Die Hypothese der Plattentektonik war als Theorie anerkannt. Lehrbücher wurden überarbeitet und die Geowissenschaftler/innen begannen über die Konsequenzen nachzudenken, die diese neuen Entdeckungen für ihr eigenes Fachgebiet mit sich brachten.

Diesen Vorgang der wissenschaftlichen Erkenntnisgewinnung, in dem – wie im Falle der Plattentektonik – zahlreiche Einzelbeobachtungen zu einer völlig neuen Theorie vereinigt werden, nennt man Paradigmenwechsel. Eine ähnliche Umwälzung stellen in der Physik die Relativitätstheorie, in der Chemie das Modell der chemischen Bindung, in der Biologie die Evolutionstheorie und in der Astronomie die Urknalltheorie dar.

Deep-Sea Drilling Programm (ab 1964)

1964 schlossen sich mehrere amerikanische meereswissenschaftliche Institute zusammen, um die Theorie von dem Prozess der Plattentektonik durch weitere Forschungsarbeiten zu beweisen. Das Vorhaben wurde **Deep-Sea Drilling Project (DSDP)** genannt. Ziel war es durch Bohrungen (engl. drilling) so viele Proben wie möglich vom Meeresboden zu sammeln und dabei bis zur festen ozeanischen Erdkruste vorzudringen. Hier-

für wurde das Schiff „Glomar Challenger“ eingesetzt, das einen Bohrturm an Deck und mehr als 6.000 m Bohrgestänge in 9,6 m langen Einheiten an Bord hatte. Die 10 cm dicken Rohre wurden nacheinander durch die Mitte des Schiffs auf den Meeresboden hinabgelassen. Die Bohrungen erbrachten folgende weitere Beweise für die Theorie der Plattentektonik (s. ANDERSON 1974):

- Als ihre erste große Leistung bestätigte die „Glomar Challenger“ eine Vermutung von HESS, dass die Dicke der Lockersedimentschicht nur ein Zehntel dessen beträgt, was man an Land findet. Die Bohrungen mit der „Glomar Challenger“ brachten Bohrkern mit Lockersedimenten und dem darunter liegenden festen Gesteinen der ozeanischen Erdkruste an Bord. Dadurch konnte die Dicke der Lockersedimente gemessen werden.
- Auf der dritten Fahrt von Dakar nach Rio wurden von der „Glomar Challenger“ sieben Löcher in 3.500 bis 4.700 m Wassertiefe gebohrt. Fünf Proben wurden westlich des ozeanischen Rückens im Atlantik, zwei östlich davon genommen. Das Lockersediment auf der ozeanischen Erdkruste in den fünf Proben der Westseite wurde fortschreitend älter, je weiter sich das Schiff vom Rücken entfernte: 9, 21, 38, 53, 71 Millionen Jahre. Die zwei Proben von der Ostseite des ozeanischen Rückens fügten sich in dasselbe Muster: sie hatten ein vergleichbares Alter wie die Lockersedimente auf der Westseite, die gleich weit vom ozeanische Rücken entfernt lagen. Dies war der erste, stichhaltige Beweis dafür, dass der Meeresboden um so älter wird, je weiter man sich - nach beiden Seiten - von einem ozeanischen Rücken entfernt. Es war genau das Ergebnis, das man erwarten musste, wenn neuer Meeresboden an einem ozeanischen Rücken entsteht und sich ständig von ihm fortbewegt.

Nach diesen Erfolgen des DSDP kamen zwischen 1974 und 1976 die ersten internationalen Partner Deutschland, Frankreich, Großbritannien, UdSSR und Japan hinzu.

1983 wurde das Folgeprogramm „Ocean Drilling Program (ODP)“ ins Leben gerufen (s. KUDRAß et al. 2004). Abbildung 1 zeigt Geowissenschaftler/innen und Techniker/innen bei der Arbeit an Bord eines Forschungsschiffes.

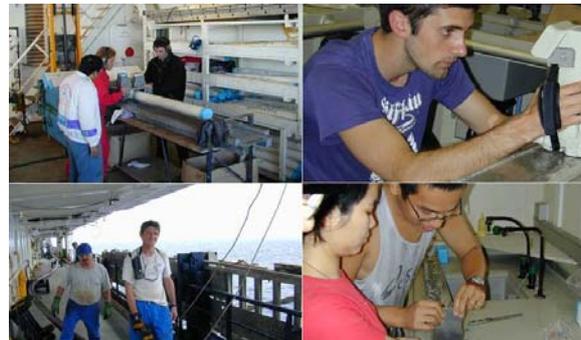


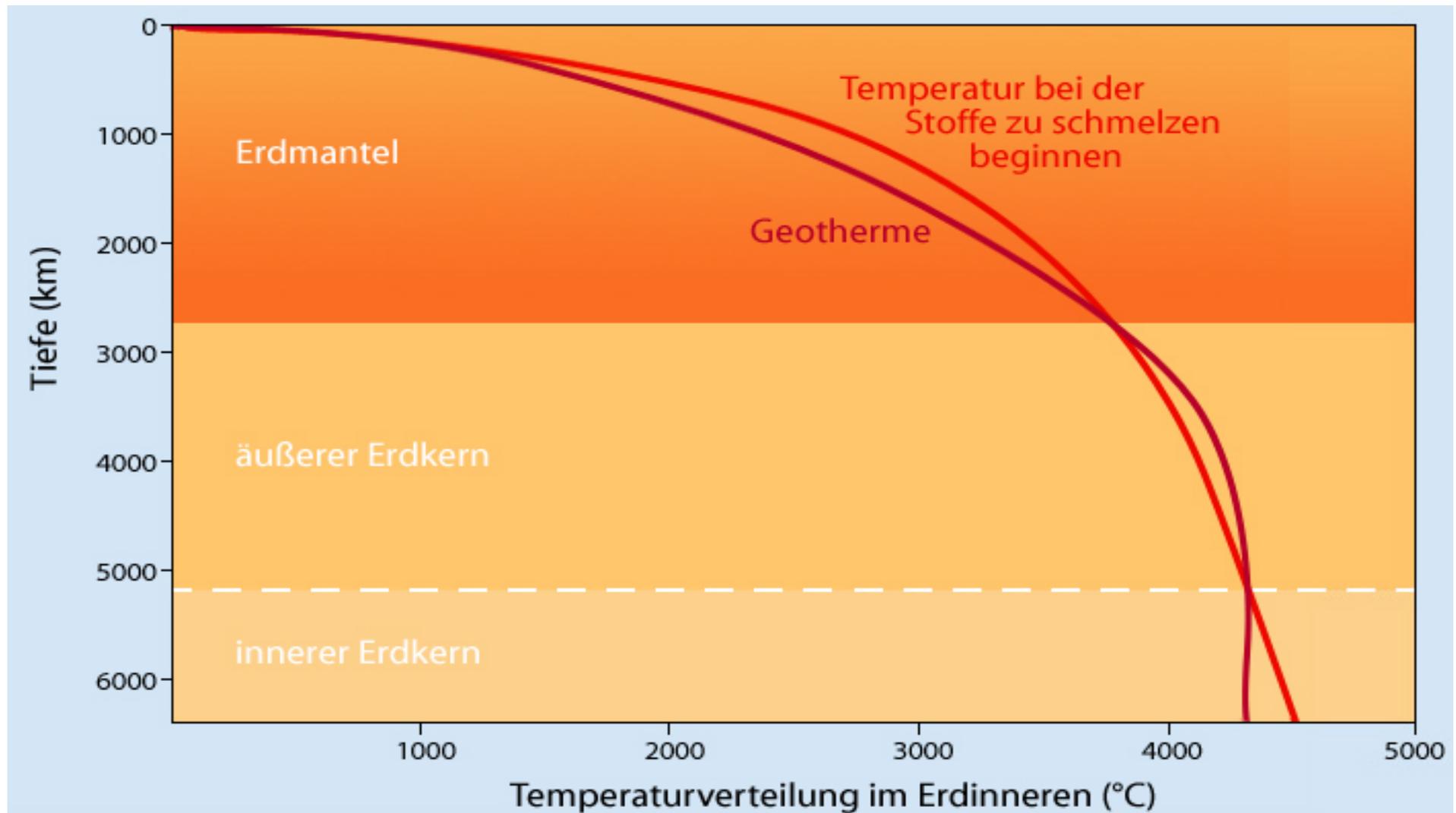
Abbildung 1: Arbeiten an Bord eines Forschungsschiffes. Vom Schiff aus wird in den Meeresgrund gebohrt. Unten links, hinten ist das Bohrgestänge zu sehen. Die gewonnenen Bohrkern werden an Bord gelagert (oben links) und halbiert. Erste Untersuchungen werden bereits an Bord vorgenommen. Das Foto oben rechts zeigt einen Wissenschaftler bei der Messung der Farbgebung einzelner Ablagerungsschichten. Unten rechts wird ein Kern in wenige cm dicke Schichten unterteilt. An den Proben werden weitere Untersuchungen z. B. zum Chemismus oder zum Gehalt an Mikrofossilien vorgenommen. Fotos: IfG, Kiel

2 Aufgaben

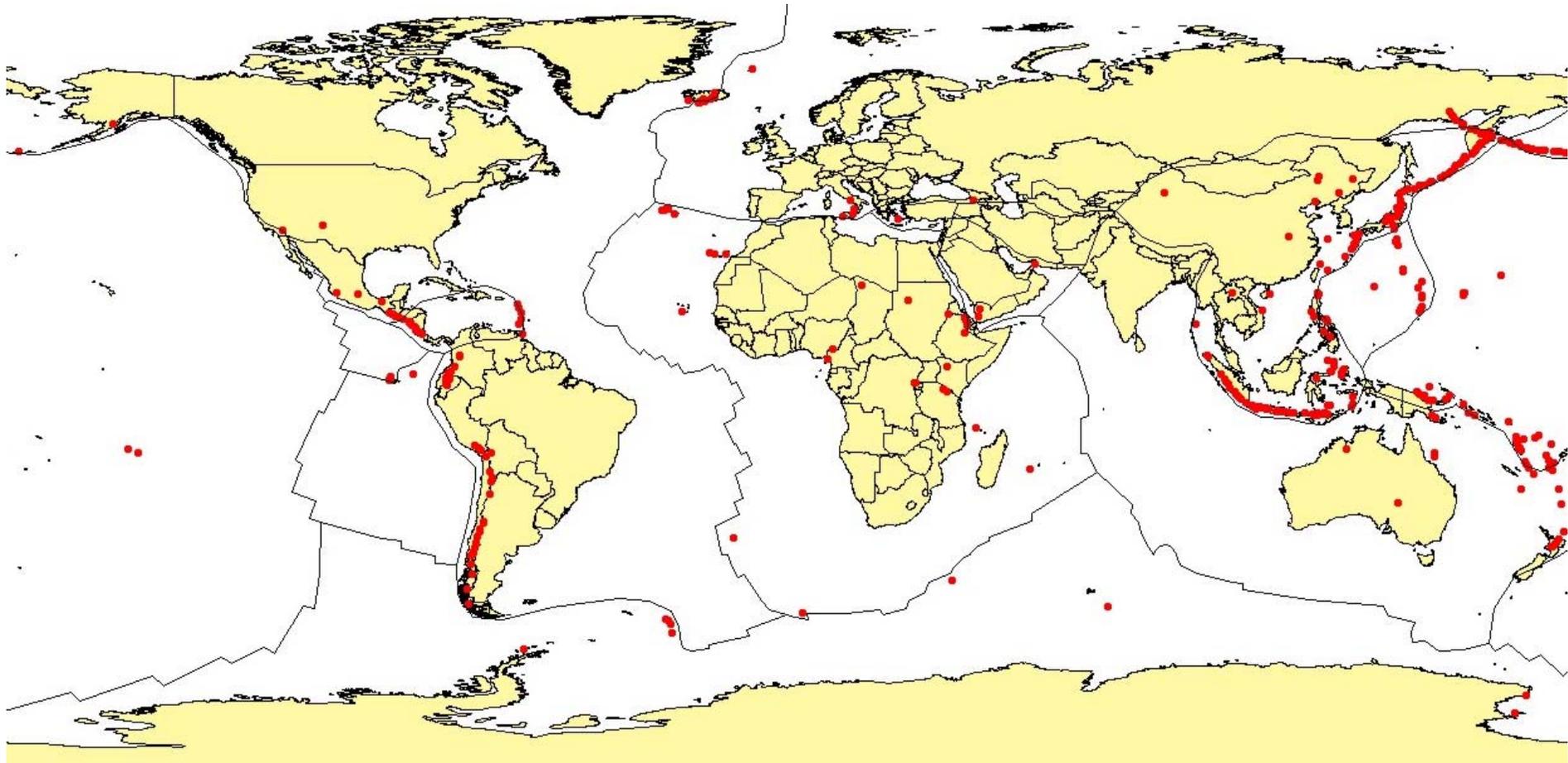
- 1) Welche wissenschaftlichen Erkenntnisse haben dazu geführt, dass die Ideen von BACON, WEGENER und HOLMES heute als Theorie anerkannt werden? Tragen Sie die Ergebnisse in die Tabelle ein:

Jahr	Forscher/in	Forschungsansatz	Ergebnisse und Beweise

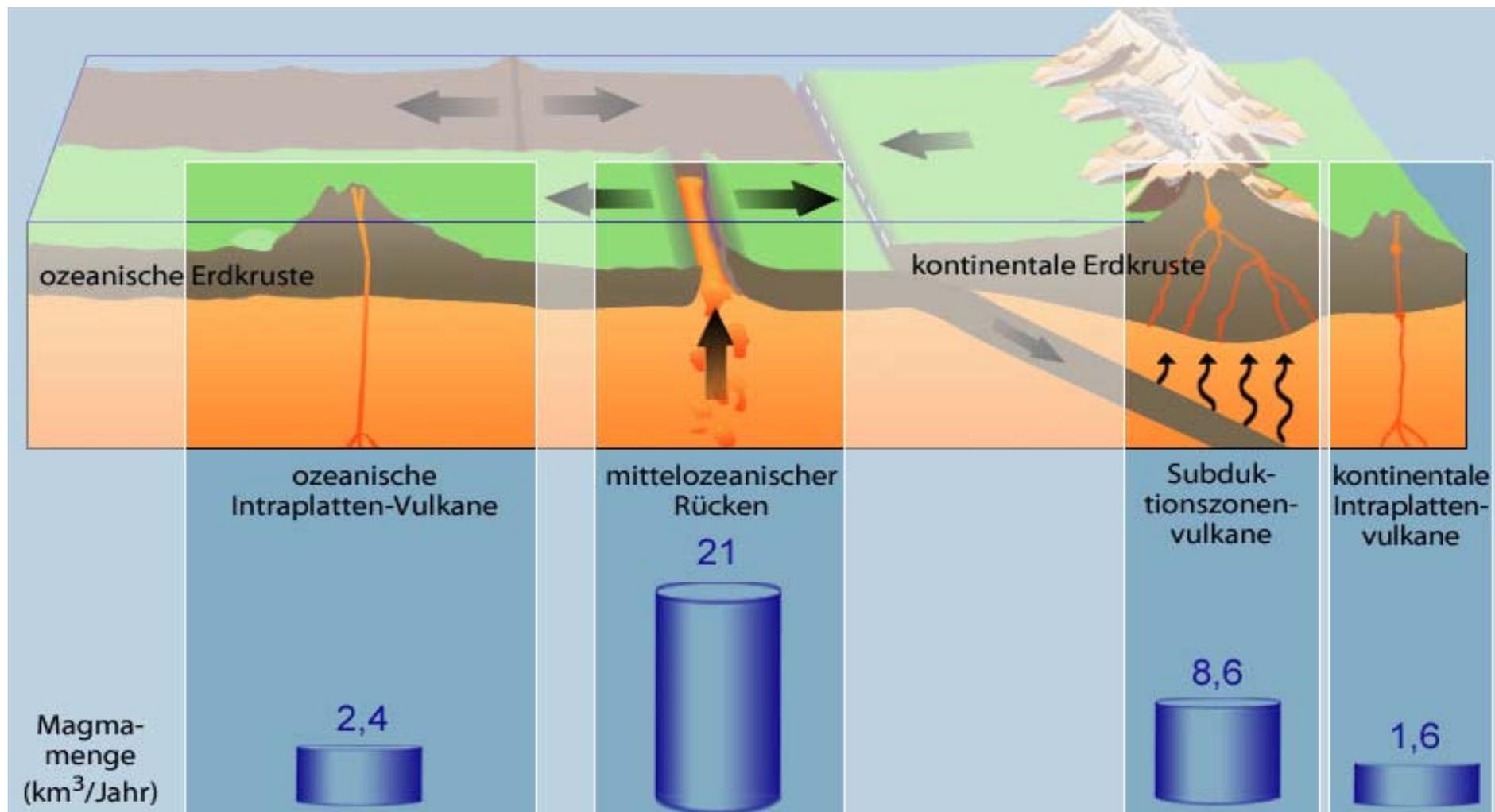
Geotherme und Schmelzkurve der Stoffe im Erdinneren



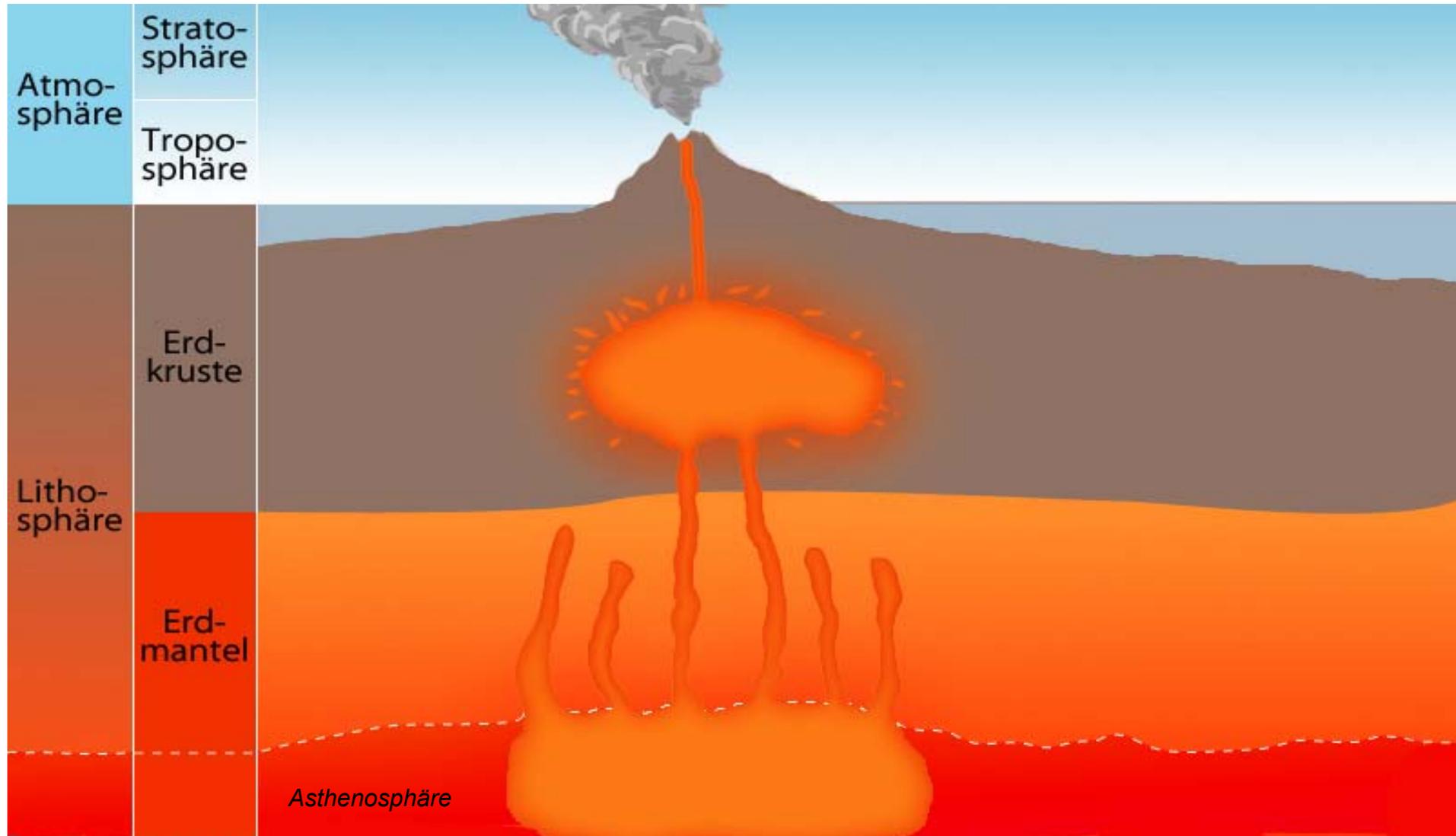
Vulkanausbrüche an der Erdoberfläche im 19. und 20. Jahrhundert (rote Punkte)



Vulkanzonen der Erdoberfläche



Schematischer Schnitt durch einen Vulkan



Baustein 4: Vulkanismus

Entstehung von Gesteinsschmelzen

① Materialien:

- Unliniertes Papier DIN - A4, Blei- und Buntstifte

② Entstehung von Gesteinsschmelzen:

Vulkane sind Stellen auf der Erdoberfläche, an denen heiße Gesteinsschmelze ruhig als Lavastrom ausläuft oder explosiv als Asche herausgeschleudert wird. Dabei entstehen schild- oder kegelförmige Vulkanberge, in denen Aschelagen häufig mit Lagen erkalteter Lava abwechseln. Die Gesteinsschmelze im Erdinneren wird **Magma** und die an der Erdoberfläche **Lava** genannt. Nur ein winziger Teil der in der Tiefe entstehenden Gesteinsschmelzen erreicht die Erdoberfläche (s. Abb. 1): Die allermeisten Magmen bleiben beim Aufstieg stecken und erstarren viele Kilometer unter der Erdoberfläche in Magmakammern zu so genannten Tiefengesteinen wie z. B. den Graniten.

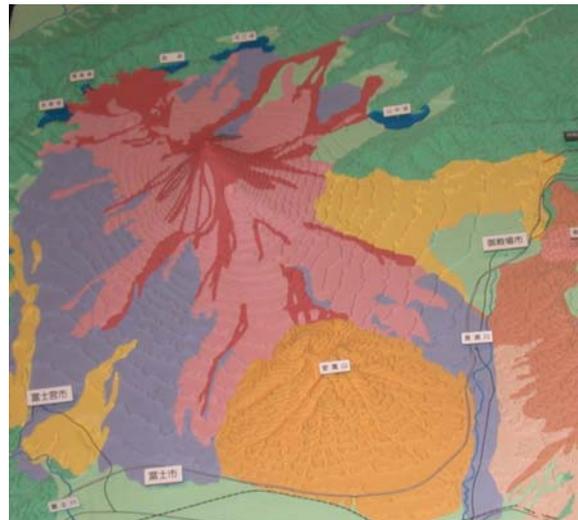


Abbildung 1: Das Modell zeigt den Vulkan „Fuji“ (Japan). Er entstand durch mehrere Ausbrüche. Zunächst lagerten sich die hier hellgelb gefärbten Schichten ab. Danach folgten die lila, rosa und roten Lagen. Als letztes bildete sich ein neuer Vulkankegel an der Seite (dunkelgelb).

Wie und wo entsteht Magma?

Im Erdinneren gibt es keine durchgehende Flüssigkeitsschicht, die in der Tiefe unter den Vulkanen „angezapft“ werden könnte. Sowohl die in Deutschland etwa 30 km dicke starre Erdkruste als auch der darunter folgende fast 3.000 km mächtige Erdmantel bestehen aus festen Gesteinen. Diese Gesteine müssen im Quellgebiet unter den Vulkanen teilweise aufgeschmolzen werden. Dadurch entsteht Magma, das sich in einer Magmakammer sammelt. Dies erfolgt meist in weniger als 110 km Tiefe. Es gibt verschiedene Faktoren, die das Schmelzen von Gesteinen begünstigen:

- Erstens wird die Temperatur mit zunehmender Erdtiefe immer höher. Dies ist bereits deutlich spürbar, wenn man in tiefe Bergwerke einfährt. Im Zentrum unseres Planeten erreichen die Temperaturen vermutlich 4.000 bis 5.000 °C.
- Zweitens ist von Bedeutung, dass die Gesteine des Erdmantels, aus dem die allermeisten Magmen stammen, bei den hohen Drücken im Erdinneren ganz langsam plastisch fließen können. So wie im Sommer durch die Sonneneinstrahlung aufgeheizte Luft aufsteigt, gibt es auch im Erdmantel heißere Gebiete, die aufsteigen und kältere, die absinken. Diese Bewegungen im Erdinneren wie auch in der Atmosphäre nennt man Konvektion.



- Drittens steigt der Schmelzpunkt eines Gesteins mit zunehmendem Druck zwar an, erniedrigt sich aber, wenn man einem Gestein Flüssigkeiten wie Wasser zufügt. Der Schmelzpunkt für die verschiedenen Minerale, aus denen ein Gestein besteht, kann sehr unterschiedlich sein.

Diese Faktoren haben Forscher/innen im Labor genauer analysiert. In Experimenten haben sie unterschiedliche Gesteinstypen hohen Drücken und Temperaturen ausgesetzt. Mit dieser Methode kann man feststellen, bei welchen Drücken und Temperaturen einzelne Kristalle anfangen zu schmelzen. Allgemein bewirken drei unterschiedliche physikalische Prozesse, dass ein Gestein zu schmelzen anfängt:

- Druckerniedrigung,
- Schmelzpunkterniedrigung und
- Temperaturänderung.

Der mit Abstand wichtigste Prozess, bei dem die meisten an der Erdoberfläche austretenden Gesteinsschmelzen entstehen, ist die **Druckerniedrigung**. Tief im Erdinneren an der Grenze Erdkern/Erdmantel lastet ein sehr hoher Druck auf den Gesteinen. Das heiße Gestein ist dort zwar fest, kann aber trotzdem fließen. Es hat einen plastischen Zustand. In bestimmten Zonen quillt es in Form von so genannten **Mantelströmen** nach oben (s. HÄNSLER 2001). Wenn ein solcher Mantelstrom weiter in die Asthenosphäre unterhalb der Lithosphärenplatten aufsteigt, sinkt der Druck, der auf dem Gestein im Mantelstrom lastet, und bei abnehmendem Druck sinkt die Schmelztemperatur des Gesteines, das an die Bedingungen tief im Erdinneren angepaßt ist. Da die Temperatur des Mantelstromes beim Aufsteigen praktisch nicht abnimmt, der Druck aber sinkt, wird das Gestein flüssig. Es entsteht ein Magma, das weniger dicht ist als das umgebende feste Gestein. Aufgrund der geringeren spezifischen Dichte steigt es auf. Auf diese Weise entstehen aus dem Erdmantelgesteinen basaltische Magmen, die die häufigsten Vulkane (mehr als 99 %) an der Erdoberfläche ausbilden. Während des Aufstiegs reißt das Magma Stücke aus dem durchströmten noch festen Erdmantelgestein heraus und transportiert sie nach oben. So kommt es, dass man in vielen basaltischen Vulkanen Bruchstücke von einem olivfarbenen Gestein (dem Peridotit) findet. **Peridotit** besteht überwiegend aus dem grünlichen Mineral Olivin, dem mit Abstand häufigsten Mineral des Erdmantels (s. Abb. 2). In Deutschland findet man solche Erdmantelbruchstücke im jungen Vulkangebiet der Eifel oder in älteren Vulkansloten im Westerwald und im Vogelsberg.



Abbildung 2: Ein Stück Erdmantelgestein, das hauptsächlich aus dem Mineral Olivin besteht, wie es an der Erdoberfläche gefunden werden kann. Diese Probe gelangte als fester Bestandteil einer Gesteinsschmelze durch einen Eiffelvulkan an die Erdoberfläche.

Ein zweiter Mechanismus der Magmenentstehung ist die **Erniedrigung** des **Schmelzpunktes** von Erdmantelgestein. An vielen Stellen der Erde, vor allem rings um den Pazifik, tauchen die Lithosphärenplatten, die zum Teil aus ozeanischer Erdkruste bestehen, unter Kontinente (z. B. Amerika) und Inseln (z. B. Japan) ab. Sowohl die mit in die Tiefe gezogenen Lockersedimente als auch die poröse, vulkanisch gebildete ozeanische Erdkruste enthalten viel Wasser. Bei der Verdichtung und Aufheizung in der Tiefe wird das Wasser frei und steigt in das darüber liegende Erdmantelgestein. Diese Wasserzufuhr



senkt den Schmelzpunkt des Erdmantelgesteins (Peridotit), sodass die Minerale mit einem relativ niedrigen Schmelzpunkt etwa 110 km unter der Erdoberfläche anfangen können zu schmelzen. Das dabei entstehende Magma hat eine geringere spezifische Dichte als das Umgebungsgestein und steigt auf. Es ist besonders wasserreich. Entsprechend sind die Vulkane, die über diesen Subduktionszonen entstehen, häufig hochexplosiv. Beispiele für hochexplosive Vulkane sind der 1883 ausgebrochene Krakatau, der Mount St. Helens (1980) und der Pinatubo (1991).

Ein dritter Mechanismus für die Entstehung von Gesteinsschmelzen ist die **Aufheizung** von Erdkrustengesteinen, die bei relativ niedrigen Temperaturen schmelzen. Die aus der Tiefe aufsteigenden, relativ schweren basaltischen Magmen bleiben häufig dann stecken, wenn sie das relativ leichte Gestein der Erdkruste erreichen (in etwa 30 km Tiefe) und erstarren allmählich. Diese Magmen sind etwa 1200°C heiß. Die Erdkrustengesteine haben jedoch einen niedrigeren Schmelzpunkt (um die 600°C). Deshalb werden Erdkrustengesteine im Kontaktbereich aufgeschmolzen. Das dabei entstehende Magma steigt innerhalb der Erdkruste auf, bleibt aber häufig dort stecken, weil es relativ zähflüssig ist. Dabei erstarrt es zu dem Tiefengestein Granit. Es kann aber auch an der Erdoberfläche hochexplosiv ausbrechen, weil auch diese Gesteinsschmelzen wasserreich sind. Gesteine des Schwarzwaldes, des Odenwaldes und in Thüringen sind vermutlich aus solchen Erdkrustenschmelzen entstanden.

③ Aufgaben:

- 1) Erstellen Sie eine Schemazeichnung vom Erdinneren bis in etwa 400 km Tiefe.
 - a) Tragen Sie die Entstehung von Magmen im oberen Erdmantel (Asthenosphäre, 100 – 300 km Tiefe) (Druckerniedrigung) und in der Erdkruste (Temperaturerhöhung) ein.
 - b) Erstellen Sie eine Abbildungsunterschrift, in der Sie den Prozess erläutern.

Baustein 4: Vulkanismus

Verbreitung von Vulkanen an der Erdoberfläche

❶ Materialien:

- unliniertes Papier DIN - A4, Blei- und Buntstifte

❷ Vulkanzonen:

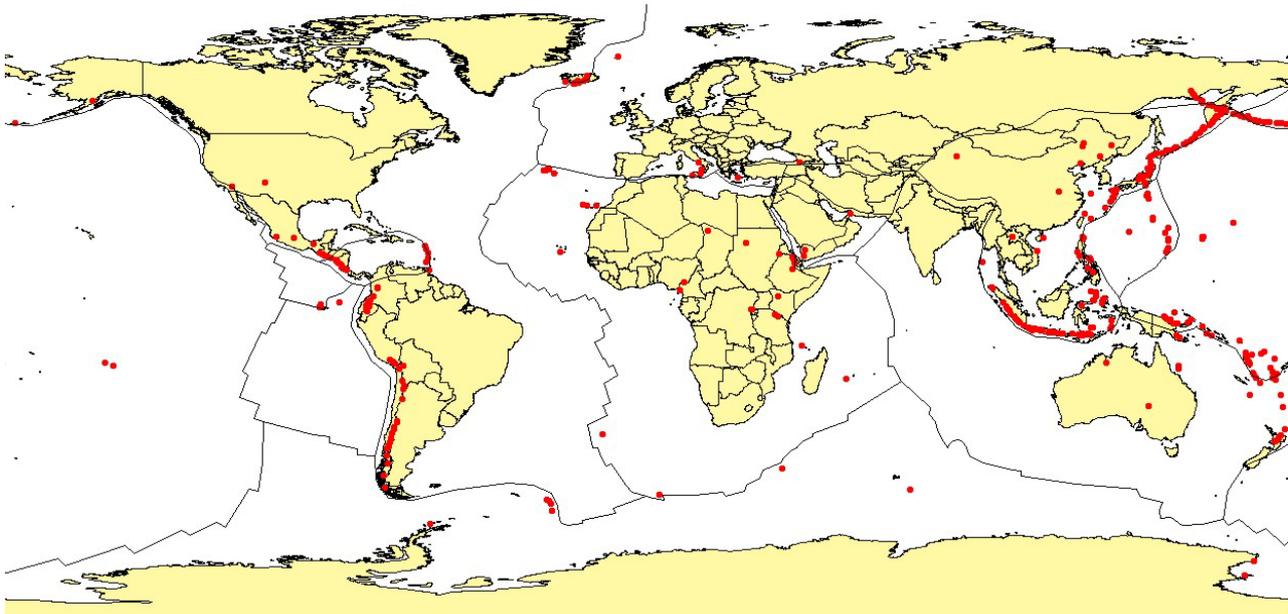


Abbildung 1: Vulkanausbrüche an der Erdoberfläche im 19. und 20. Jahrhundert (rote Punkte).

Auf der Erde gibt es eine riesige Anzahl von Vulkanen, aber nur etwa 550 davon sind heute aktiv. Diese Vulkane sind nicht gleichmäßig über den Globus verteilt, sondern treten bevorzugt entlang der Lithosphärenplattengrenzen auf (s. Abb. 1). Anhand der chemischen Zusammensetzung und der Menge der produzierten Magmen sowie des Ausbruchsverhaltens der Vulkane können verschiedene Vulkanzonen unterschieden werden. Zwei Arten von Vulkanzonen entstehen entlang der Ränder von Lithosphärenplatten, und zwar entlang der mittelozeanischen Rücken (Vulkanismus an mittelozeanischen Rücken) und der Subduktionszonen (Subduktionszonenvulkanismus). Die dritte Art liegt auf den ozeanischen und kontinentalen Lithosphärenplatten (Intraplattenvulkanismus).

Die meisten Vulkane entstehen entlang der **mittelozeanischen Rücken**. Dort bildet sich neue ozeanische Erdkruste dadurch, dass aus der Tiefe ständig neues Magma aufsteigt. Es erstarrt in den Rissen der auseinander strebenden Lithosphärenplatten und bricht am Ozeanboden aus, wo relativ kleine Vulkankegel entstehen. Die gesamte ozeanische Erdkruste, also etwa zwei Drittel der Oberfläche der Erde, besteht daher aus Vulkangesteinen. Von den Vulkanausbrüchen am Ozeanboden merken wir allerdings wenig, weil diese basaltischen Magmen ziemlich trocken sind, also wenig Wasser enthalten und außerdem in Wassertiefen von 2000 - 3000 m unter der Meeresoberfläche ausbrechen. Der Druck der Wassersäule ist so groß, dass die Gase (Wasserdampf, CO₂ usw.) nicht aus den ausfließenden Laven entweichen können.

Die meisten Vulkane auf den Kontinenten entstehen oberhalb von Subduktionszonen (**Subduktionszonen-Vulkane**). Sie brechen häufig explosiv aus, weil diese Magmen relativ wasserreich sind. Entlang der Kontinentränder und Inselbögen rings um den Pazifik (auch "ring of fire" genannt) ziehen sich Vulkanzonen mit vielen großen majestätischen Vulkanbauten. Die eruptierten Magmenmengen in Subduktionszonen-Vulkanen machen allerdings weniger als 10 % der globalen Menge aus, auch wenn die großen historischen Vulkanausbrüche überwiegend Subduktionszonenvulkane darstellen.

Eine dritte Gruppe von Vulkanen fasst man als **Intraplattenvulkane** zusammen. Sie entstehen weit entfernt von den Plattengrenzen auf den kontinentalen und ozeanischen Lithosphärenplatten. In Deutschland findet man solche Vulkane in der Eifel, im Westerwald, am Vogelsberg und in der Rhön (s. Abb. 2). Viele der Gebiete von Intraplattenvulkanen in den Ozeanen stellen beliebte Touristenziele dar. Zu ihnen gehören beispielsweise Madeira und die kanarischen Inseln sowie in der Mitte des Pazifiks die Hawaii-Inselkette. Der aktivste Vulkan der Erde ist der Kilauea-Vulkan auf der Insel Hawaii. Das Gesamtvolumen der Magmen, die durch Intraplattenvulkane an die Oberfläche gelangen, ist allerdings im Vergleich zu den Mengen der beiden anderen Arten von Vulkanzonen an den Lithosphärenplattenrändern sehr gering.

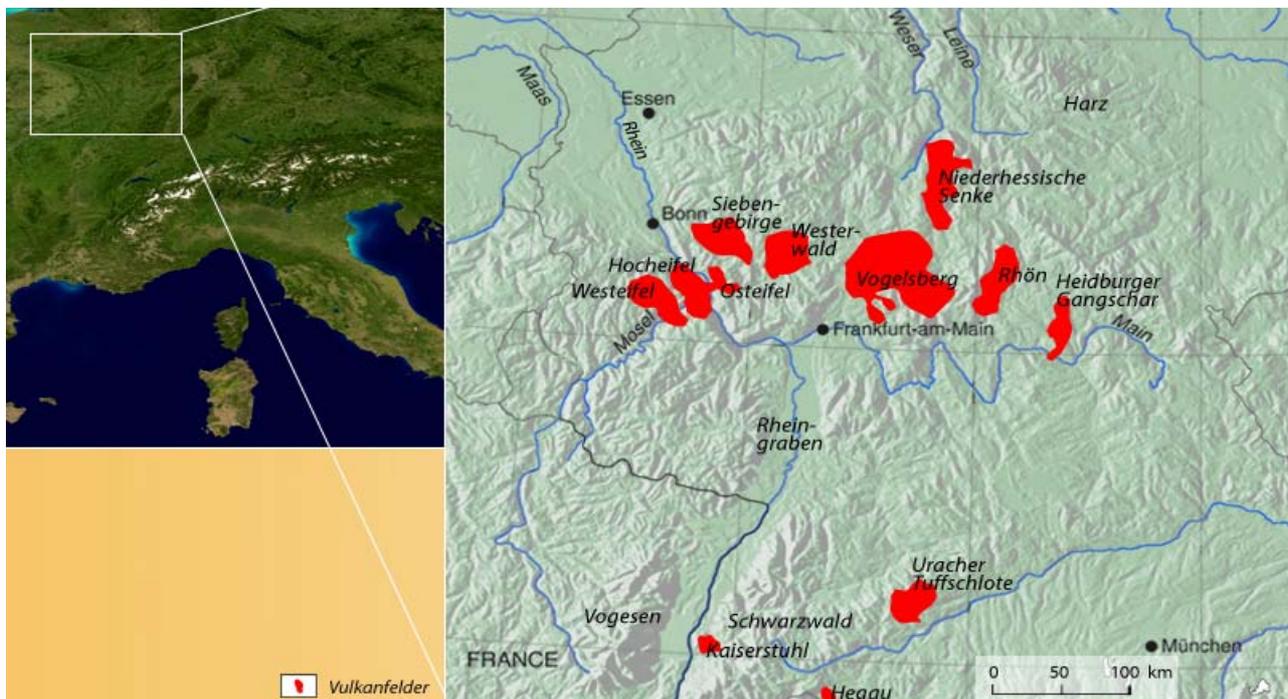
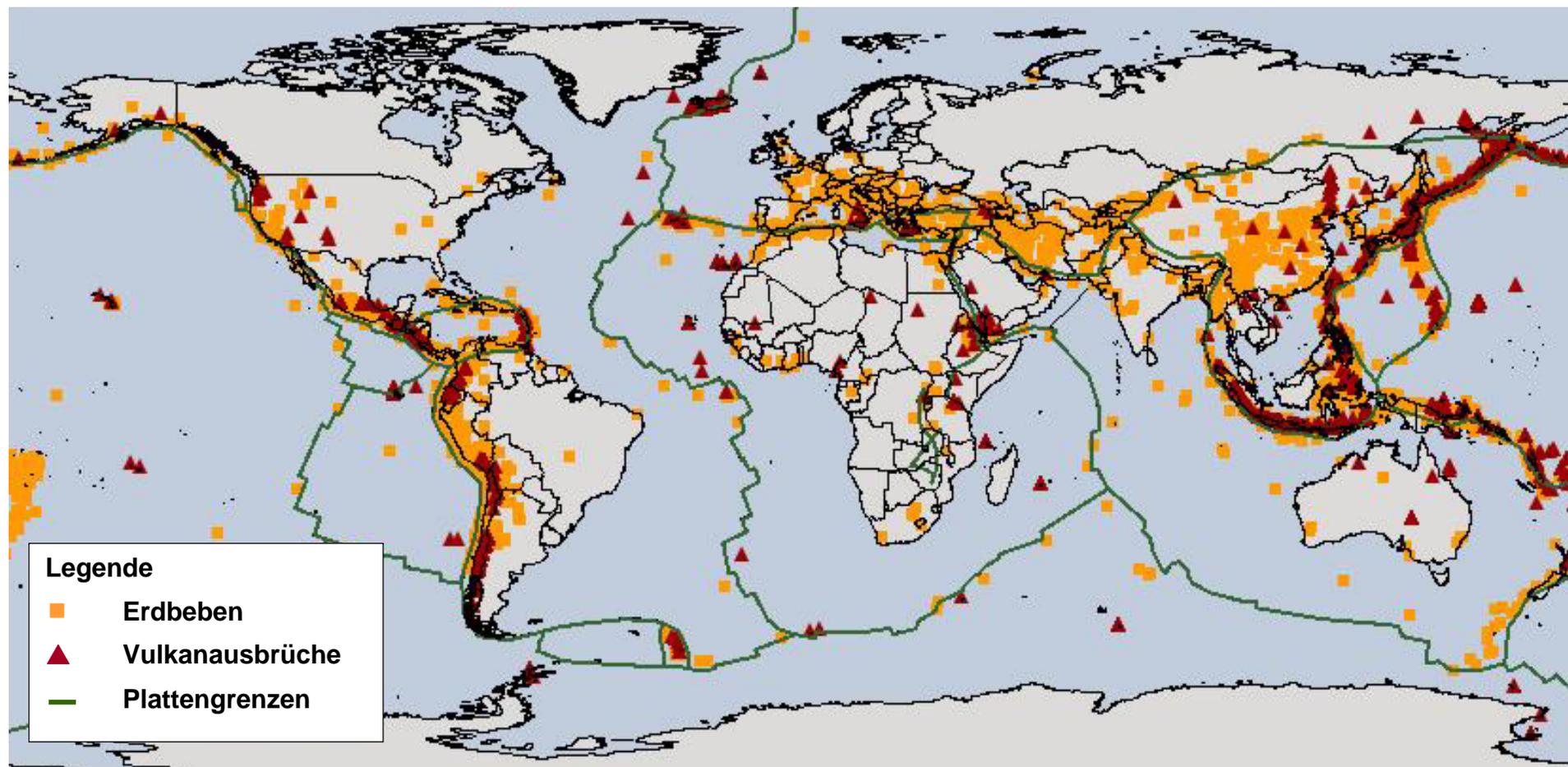


Abbildung 2: In Deutschland gibt es Vulkane, die aufgrund von kontinentalem Intraplattenvulkanismus entstanden sind. Sie sind schon lange nicht mehr ausgebrochen, aber an manchen Stellen, wie z. B. in der Eifel, steigen vulkanische Gase aus dem Erdinneren an die Erdoberfläche (nach SCHMINCKE 2000).

③ Aufgaben:

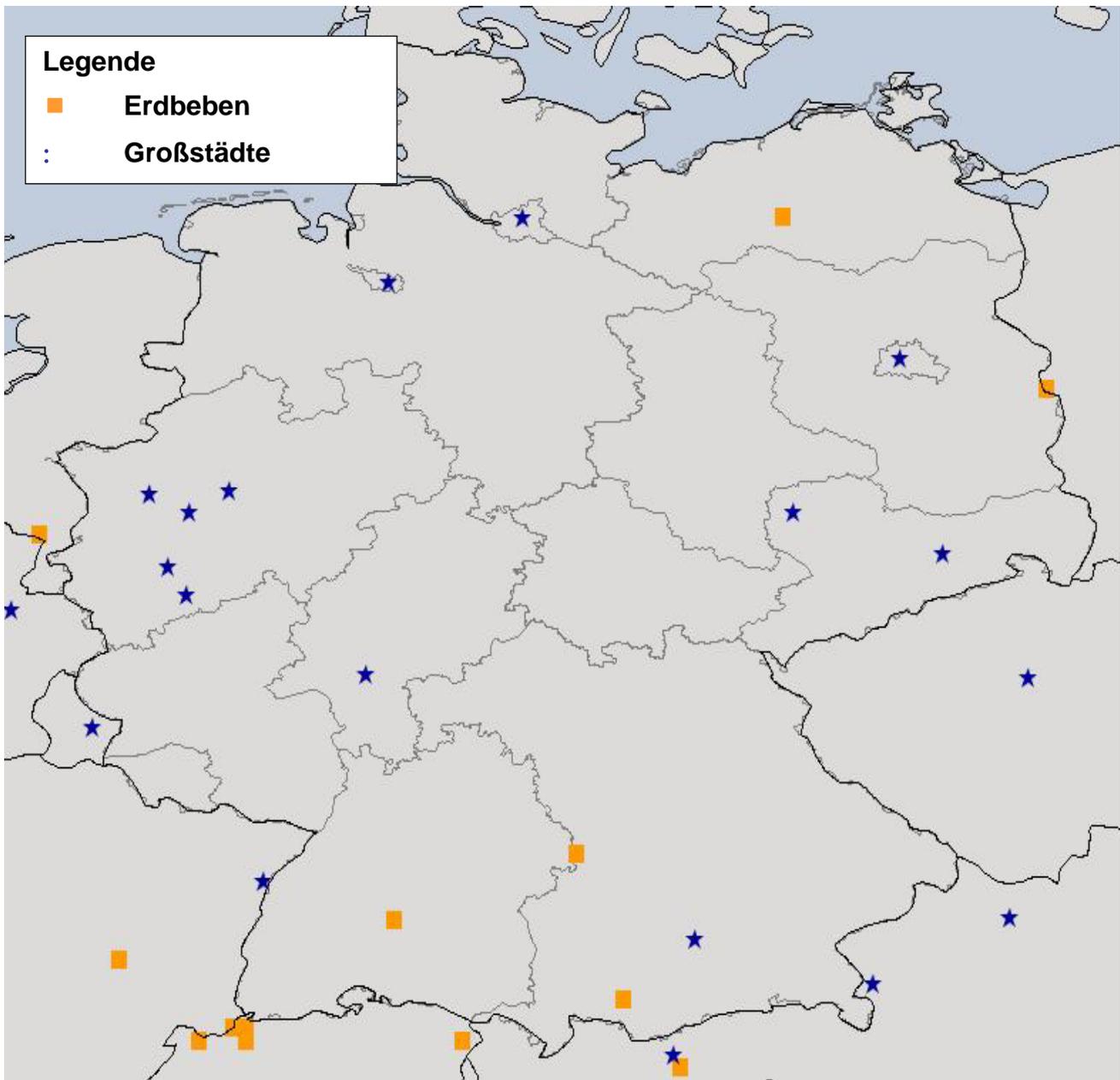
- 1) Erstellen Sie einen schematischen Schnitt durch die oberen 200 km der Erdkugel mit einer Subduktionszone, einem mittelozeanischen Rücken, einer Vulkaninsel und einem Vulkan auf dem Kontinent fernab einer Subduktionszone.
- 2) Tragen Sie die drei Vulkanzonen, die heute von Geowissenschaftler/innen unterschieden werden, ein.

Politische Weltkarte mit Erdbeben und Vulkanausbrüchen seit Beginn der Aufzeichnung bis zum Jahr 2002



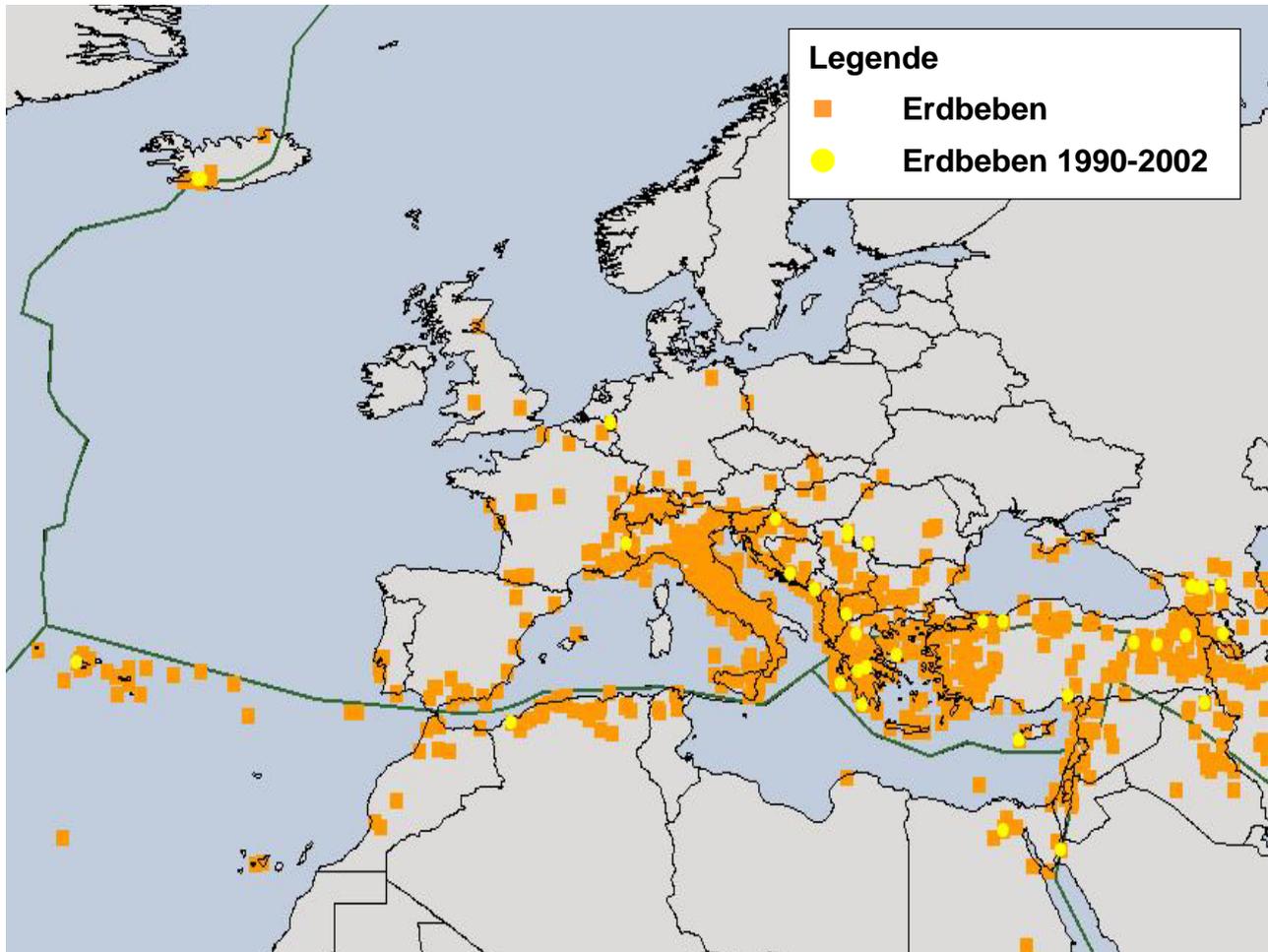
(Datenquelle: Datensatz „Plattentektonik“, s. Material 7)

Erdbeben in Deutschland seit Beginn der Aufzeichnung bis zum Jahr 2002



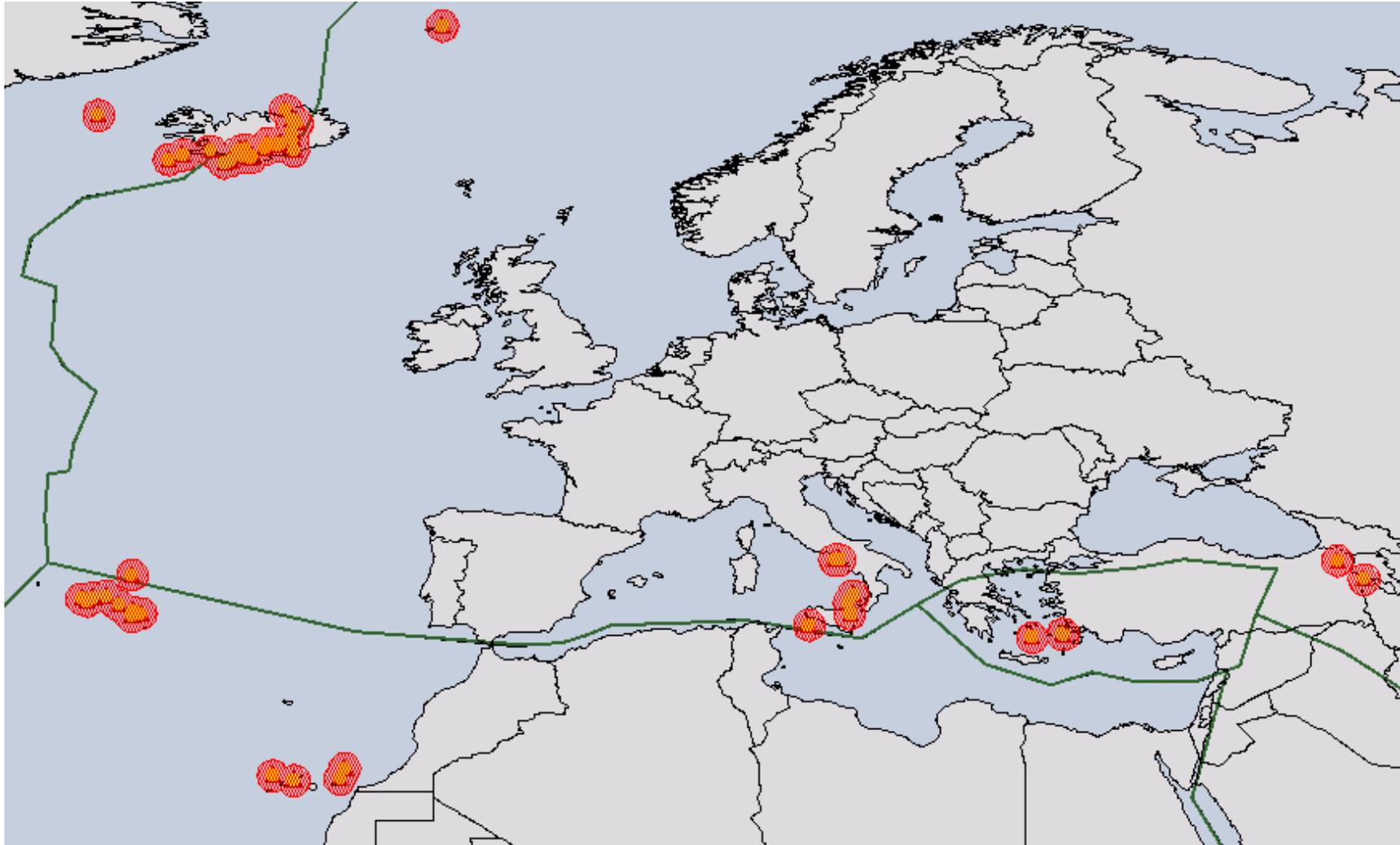
(Datenquelle: Datensatz „Plattentektonik“, s. Material 7)

Erdbeben in Europa und in umliegenden Staaten



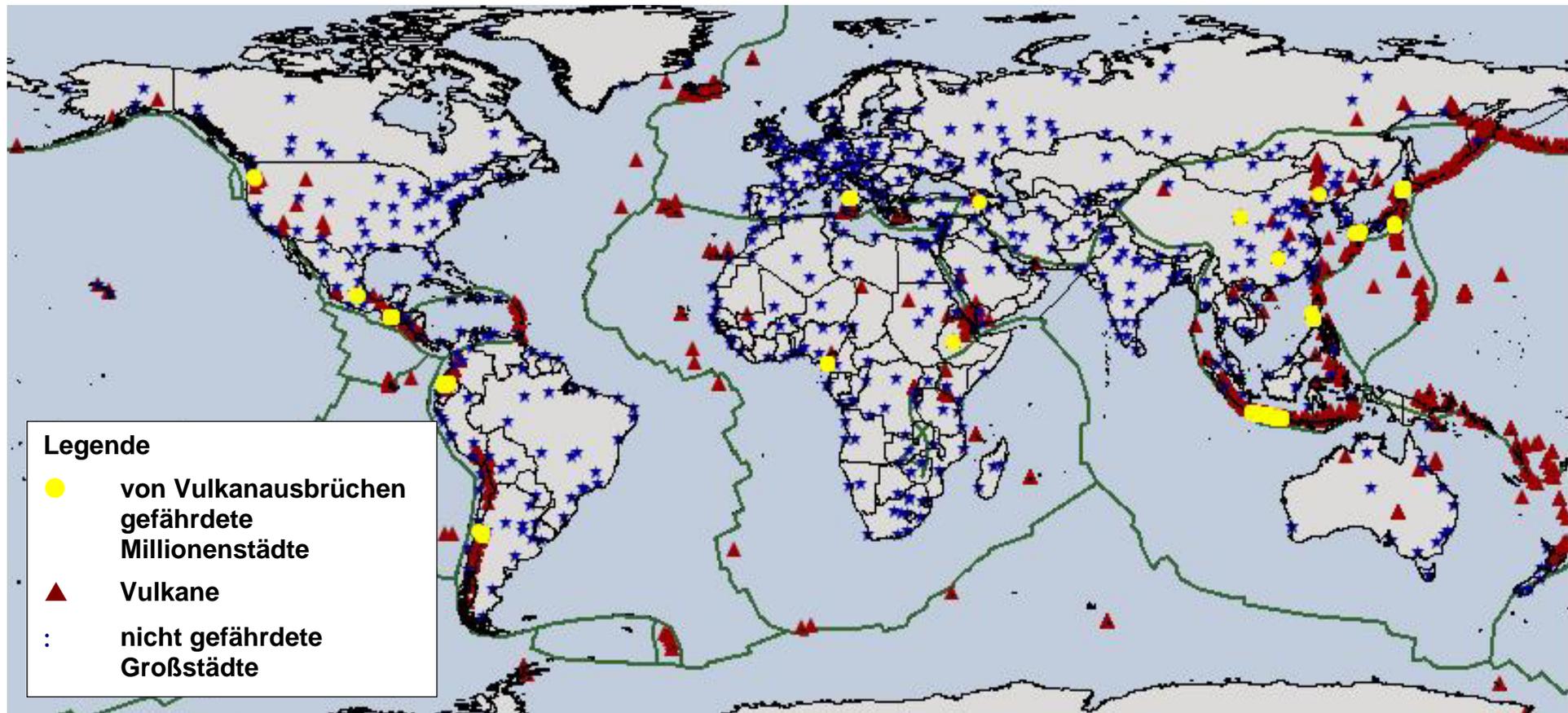
(Datenquelle: Datensatz „Plattentektonik“, s. Material 7)

Vulkane und deren Gefährdungszonen (Pufferzonen)



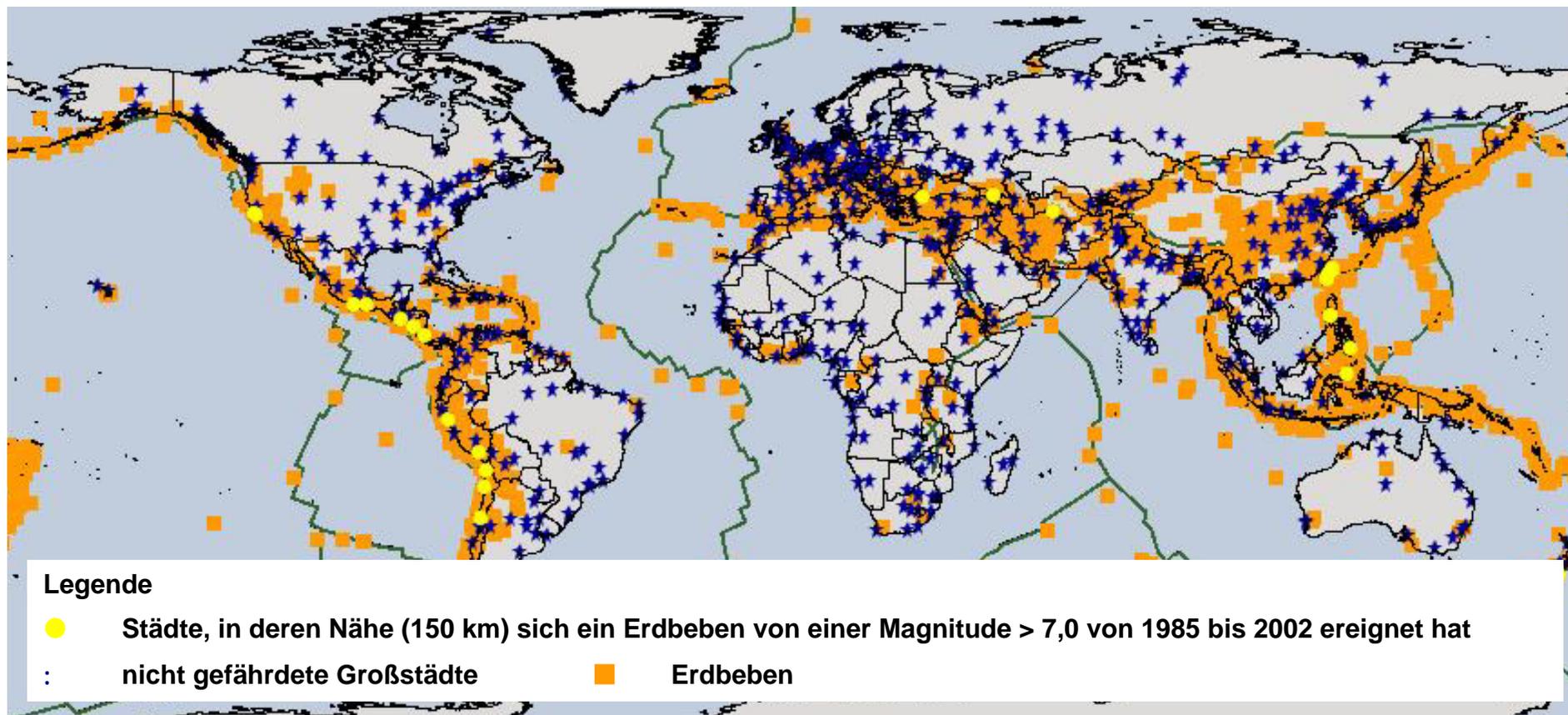
(Datenquelle: Datensatz „Plattentektonik“, s. Material 7)

Von Vulkanausbrüchen betroffene Millionenstädte



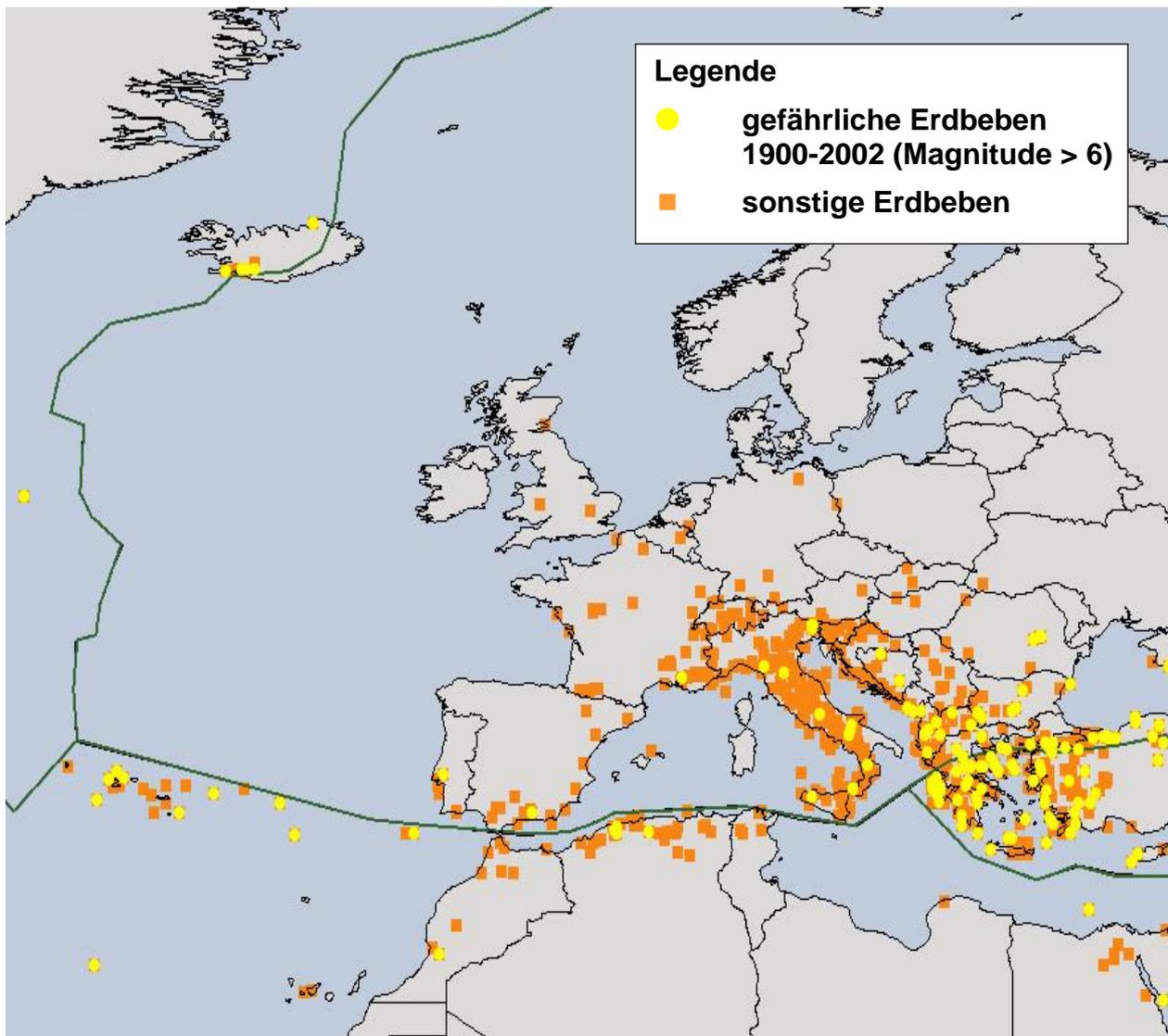
(Datenquelle: Datensatz „Plattentektonik“, s. Material 7)

In den Gefahrenzonen von Erdbeben liegende Großstädte



(Datenquelle: Datensatz „Plattentektonik“, s. Material 7)

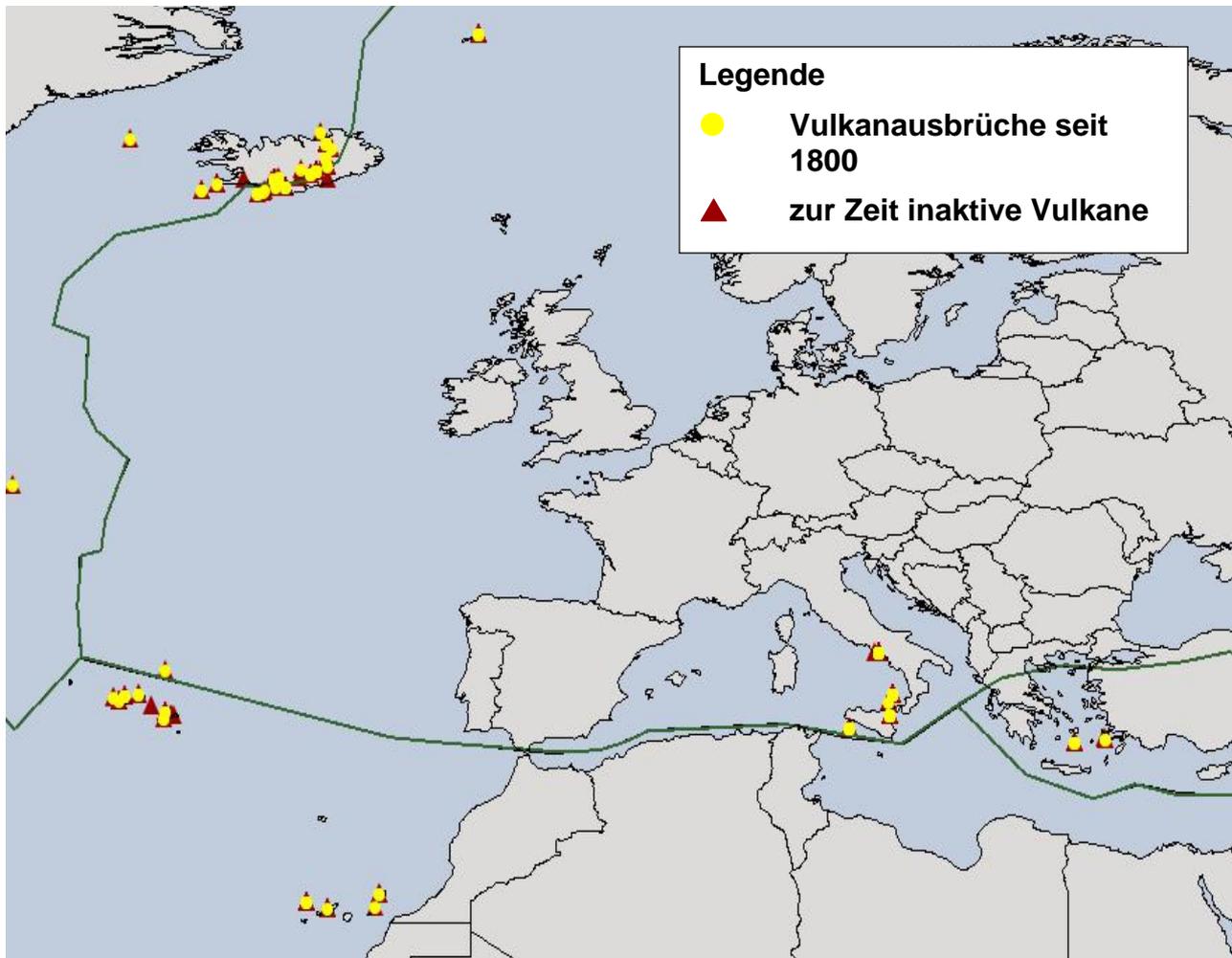
Gefährliche Erdbeben (Magnitude > 6) in Europa und in umliegenden Staaten 1900 - 2002



(Datenquelle: Datensatz „Plattentektonik“, Material 7)



Vulkanausbrüche seit 1800



(Datenquelle: Datensatz „Plattentektonik“, s. Material 7)

Baustein 5: Geographische Informationssysteme (GIS) am Beispiel Plattentektonik

Was sind Geographische Informationssysteme?

Mit Hilfe von Geographischen Informationssystemen können raumbezogene Daten digital erfasst, verwaltet, bearbeitet, analysiert und präsentiert werden. Somit handelt es sich bei solchen Informationssystemen um Werkzeuge für Raumuntersuchungen. Geographische Informationssysteme stellen eine spezielle Anwendung der Informationstechnologien dar und sie werden immer häufiger in verschiedenen Anwendungsgebieten wie Landschaftsplanung, Vertrieb, Geologie und Umwelt- und Ressourcenschutz eingesetzt. Diese Anwendungsformen verbindet eine Gemeinsamkeit: Die Daten, die für Entscheidungsfindung oder Planung genutzt werden, haben einen Raumbezug.

Im Allgemeinen werden in computergestützten Informationssystemen Primärinformationen verwaltet. Sie enthalten aber auch Sekundärinformationen. Ein Telefonverzeichnis auf CD ist zum Beispiel ein solches System. Es erlaubt die Abfrage nach Fernsprechteilnehmer/innen eines bestimmten Ortsnetzes (Primärdaten), aber auch nach den Anwohner/innen einer bestimmten Straße oder einer bestimmten Hausnummer (Sekundärdaten). Ein GIS enthält zusätzlich zu Sekundär- und Primärdaten geographische Informationen, über die ein Raumbezug hergestellt werden kann. Zum Beispiel könnten im Telefonbuch Koordinaten zu den Adressen der Fernsprechteilnehmer zugeordnet werden.

In den Geowissenschaften hilft die Anwendung eines GIS das System Erde in einem Modell darzustellen. Die Komplexität des Systems Erde bedingt, dass in einer einzigen Karte nicht alle Sachverhalte gemeinsam abgebildet werden können, wenn dabei die Übersicht erhalten bleiben soll. Daher werden die verschiedenen Phänomene auf verschiedene Karten verteilt (s. Abb. 1). Ein GIS erlaubt es, diese Karten elektronisch zusammenzufassen und alle Informationen, die für bestimmte Fragestellungen erforderlich sind, zu verknüpfen. Die Geographischen Informationssysteme bieten somit einen informationstechnologischen Zugang für geowissenschaftliche Fragestellungen.

Am Beispiel der Phänomene Vulkanismus und Erdbeben werden die Vorteile eines GIS besonders deutlich. Beide Naturereignisse treten auf der gesamten Erdoberfläche auf. Erst durch die Darstellung in einer Weltkarte wird deutlich, dass sie in bestimmten Regionen vermehrt zu beobachten sind. Fasst man in einem GIS eine Weltkarte, in der die Grenzen der Erdkrustenplatten eingetragen sind, mit einer Karte zusammen, die die weltweite Verbreitung von Erdbeben und Vulkanismus beschreibt, so wird sofort sichtbar, dass eine Beziehung besteht.

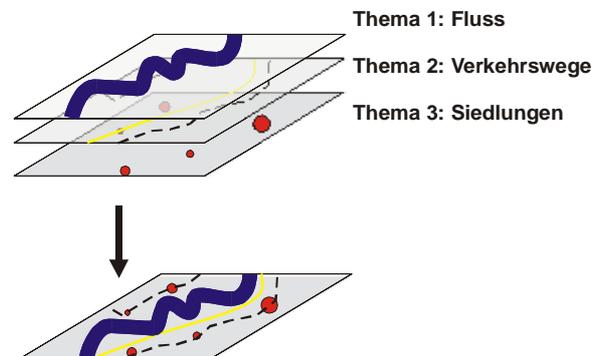


Abbildung 1: Das Konzept der verschiedenen Daten Ebenen in GIS.

Typen raumbezogener Daten

Wegen der Komplexität der zu verwaltenden Daten müssen diese in einem GIS strukturiert werden. Die zu bearbeitenden Daten werden daher auf unterschiedlichen Ebenen dargestellt (s. Abb. 1). Einzelne Themen wie Verkehrswege, Grenzen, Gewässernetz, Städte können wie in einem Foliensatz in einzelnen Karten übereinander abgelegt werden. Aus dieser Sammlung können neue Karten kombiniert werden. Bei den Daten wird zwischen Vektor- und Rasterdaten unterschieden.

Vektordaten werden durch ein zweidimensionales Koordinatensystem dargestellt. Einzelne Datenpunkte (z. B. Vulkane auf einer Weltkarte) sind durch Koordinaten wie x- und y-Werte oder auch durch geographische Koordinaten definiert (s. Abb. 2). Linien (z.B. Flüsse oder Straßen) werden durch eine Abfolge von Punkten definiert (s. Abb. 2). Eine Gerade ist so durch die Punktkoordinaten von Anfangs- und Endpunkt festgelegt. Geschwungene Linien benötigen je nach Verlauf und Genauigkeitsanforderungen eine Vielzahl von Zwischenpunkten. Flächen (normalerweise Polygone) werden durch Linien definiert, bei denen der Endpunkt auf den Anfangspunkt fällt (s. Abb. 2). Beispiele dafür sind Länder auf einer politischen Weltkarte.

Allen Objekten, also Punkten, Linien und Flächen können Sachdaten (Attribute) zugeordnet werden, die in gesonderten Tabellen beliebigen Umfangs festgehalten werden. Die Attributdaten helfen die Objekte zu charakterisieren. Beispiele für Attribute bei einer Weltkarte sind Ländernamen, Bevölkerungszahlen oder Entwicklungsstatus (Entwicklungsland, Schwellenland etc.). Auf dieser Basis sind dann mittels der GIS-Software viele verschiedene Analysen und Präsentationen möglich.

Vektordaten sind stets das Resultat menschlicher Kategorisierung der realen Welt und damit nicht unbedingt fehlerfrei. Sie sind jedoch für Erfassung von zweidimensionalen Karten und Plänen gut geeignet.

Rasterdaten werden anders dargestellt als Vektordaten. Um Rasterdaten zu gewinnen, werden geometrische Strukturen (Punkte, Linien, und Polygone) in einzelne Rasterpunkte (Pixel) zerlegt. Auf diese Weise entsteht eine Matrix (s. Abb. 3). Jeder Bildpunkt (Pixel) in der Matrix enthält eine Information, die den Punkt beschreibt. In der Abbildung 3 könnten die Informationen beispielsweise numerisch folgend dargestellt werden: „1 für

Polygon ID	Koordinaten
1	3,2 5,2 6,1 7,2 7,3 6,4 5,4 3,3

Linie ID	Koordinaten	Punkt ID	Koordinaten
1	1,3 2,3 3,4	1	1,2
2	4,4 5,5 7,5	2	2,1

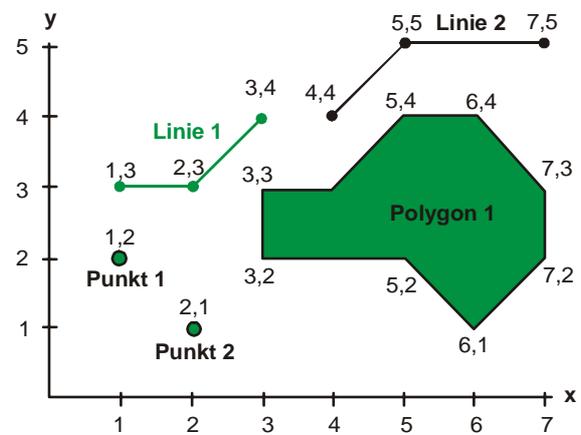


Abbildung 2: Darstellung von Punkten, Linien und Polygonen in einem GIS in Tabellenform (oben) und in einem Koordinatensystem (unten).

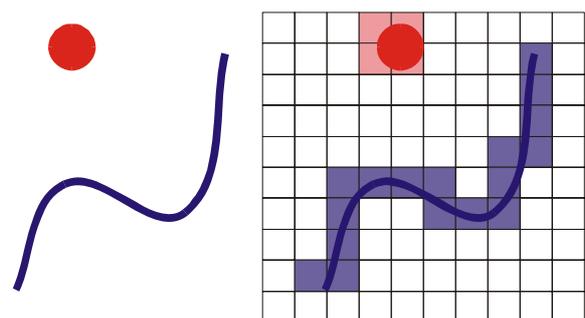


Abbildung 3: Vektordaten und Rasterdaten im Vergleich. Links sind die geometrischen Formen „Linie“ und „Punkt“ als Vektordaten dargestellt. Rechts sind die Formen als Rasterbild in einer Matrix abgebildet (farbige Quadrate, zum besseren Verständnis zusätzlich, überlagert von Vektordaten). Die Zellen einer Matrix sind in der Regel quadratisch und gleich groß. Die Größe wird so gewählt, dass eine optimale Genauigkeit erreicht wird.

leer“, „2 für blau (Linie)“ und „3 für rot (Punkt)“. Mithilfe dieser Informationen können die geometrischen Formen in einem Rasterbild abgebildet werden.

Rasterdaten haben seit einigen Jahrzehnten enorm gewachsene Verbreitung erlangt. Für die Geowissenschaften sind insbesondere die von satellitengestützten Scannern aufgenommenen Daten der Erdoberfläche von Bedeutung (Satellitenbilder). In Satellitenbildern wird jedes Pixel durch einen Zahlenwert gekennzeichnet. Die Zahlenwerte entsprechen bestimmten Reflexionswerten in bestimmten Spektralbereichen (elektromagnetisches Spektrum von blau, grün, rot, infrarot, bis zum Mikrowellenbereich). Anhand der Zahlenwerte können die verschiedenen Elemente des Systems Erde (z. B. Siedlungen, Gewässer, Wald und Felder) aufgrund der typischen Reflexionswerte identifiziert werden.

Satellitendaten sind durch das Fehlen jeglicher Interpretation gekennzeichnet. Von einem Satelliten stammende Rasterdaten sind eine zunehmend wichtige Quelle für die verschiedensten Informationen über die Erdoberfläche. Beispielsweise lässt sich an der Wärmestrahlung einer Wasseroberfläche die Wassertemperatur ableiten. Ein Beispiel für die Anwendung von GIS zeigt die Abbildung 4.

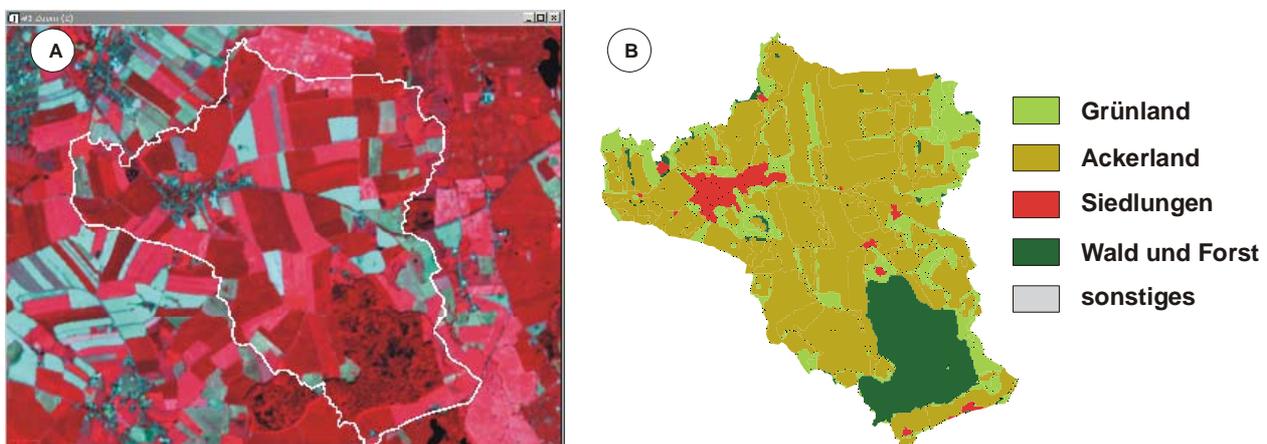


Abbildung 4: Dieses Anwendungsbeispiel von GIS verdeutlicht die Möglichkeit der Verbesserung von Karten mit Hilfe von Satellitenbildern. Beim Bild A handelt es sich um ein Satellitenbild von der Gemeinde Brügge in Schleswig-Holstein. Die weiße Linie stellt die Gemeindegrenze dar. Verschiedenartige Vegetation, Siedlungen, Flüsse und Straßen weisen jeweils einen bestimmten Reflexionswert der Strahlung auf, der von Satelliten aufgenommen wird. Die einzelnen Pixel des Bildes werden durch solche Werte charakterisiert. Ähnliche Reflexionswerte werden in Gruppen eingeteilt. Diesen Gruppen werden Farben zugeordnet, sodass ein Farbbild entsteht. Um die Landnutzung innerhalb der Gemeinde darzustellen, wird von dem Satellitenbild eine Vektorkarte erstellt. Dafür müssen die Daten auf ein übergreifendes Koordinatensystem eines Kartennetzes bezogen werden und die Reflexionswerte nochmals nach bestimmten Kriterien klassifiziert werden. Das Endergebnis, die aktuelle Landnutzungskarte (Vektorkarte) der Gemeinde Brügge, ist im Bild B zu sehen. Die neu erstellte Karte zeigt ausschließlich die aktuelle Landnutzung. Da es sich um eine Vektorkarte handelt, können die Strassen und Gewässer aus einer vorhandenen topographischen Karte der Gemeinde einfach ergänzt werden. Quelle: K. Sumfleth, Geographisches Institut, CAU zu Kiel

Aufgaben:

- 1) Was ist GIS? Wozu wird es verwendet?
- 2) Welche Typen von raumbezogenen Daten gibt es? Was ist der Unterschied zwischen den Datentypen?
- 3) Welche Funktionen von GIS kennen Sie?

Baustein 5: Geographisches Informationssystem (GIS) am Beispiel Plattentektonik

Arbeiten mit ArcExplorer – Eine kurze Einführung

❶ Materialien:

- pro Schüler/in bzw. Arbeitsgruppe
 - ein Computerarbeitsplatz mit der Software ArcExplorer 9.0 (Modul 5, Baustein 5, Material 6)
 - Datensatz „Plattentektonik“ und die Information „Datensatz Plattentektonik“ (Modul 5, Baustein 5, Material 7)
 - Information „Was sind Geographische Informationssysteme?“ (Modul 5, Baustein 5, Material 3)

❷ Zielsetzung:

Anhand eines Datensatzes zur weltweiten Verbreitung von Vulkanismus und Erdbeben soll das Arbeiten mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) verdeutlicht werden. Für die Bearbeitung dieses Bausteins wird spezielle Software benötigt. Den Einstieg ermöglicht das kostenfreie Programm ArcExplorer 9.0 von ESRI, das auf der CD-ROM „System Erde“ enthalten ist.

❸ Vorbereitung:

- I. Öffnen Sie das Programm Arc Explorer. (Klicken Sie mit der linken Maustaste auf die Schaltfläche „Start“. Unter Programme finden Sie den ArcExplorer 9.0 im Ordner ArcGIS.)
- II. Laden Sie die benötigten Shape-Dateien mit der Funktion „Add Layers“ in das Programm (s. Abb. 1):



Funktion: Add Layers

- Suchen Sie den Ordner „Daten Plattentektonik“ auf Ihrem Computer („Local“), in dem sich verschiedene Dateien zur Auswahl befinden.
- Wählen Sie die Shape-Datei (das Thema) aus der Liste, die Sie ins Programm einfügen möchten. Klicken Sie „Add Layer“, um das Thema einzufügen. Wiederholen Sie den Vorgang so oft, bis Sie alle gewünschten Themen eingefügt haben. Für diese Übung benötigen Sie folgende Shape-Dateien (Thema):
 - country.shp
 - plattengrenzen.shp
 - w_platten.shp
 - deugrenz.shp
 - beben.shp
 - vulk.shp.

Nähere Angaben zu diesen Dateien finden Sie in der Information „Datensatz Plattentektonik“ (Modul 5, Baustein 5, Material 7).



Abbildung 1: Laden der Themen (Layers) in das Programm.

4 Aufgaben:

- 1) Auf der linken Seite des Bildschirms sehen Sie die Themen. Wenn Sie das Kästchen mit einem Haken (✓) anklicken, werden die dazugehörigen Daten angezeigt (s. Abb. 2).

Die Reihenfolge der Themen (Layers) ist von Bedeutung (s. Abb. 2). Da das Thema „beben“ unter dem Thema „country“ liegt, kann man die Erdbeben nicht erkennen, die sich auf den Kontinenten ereignet haben. Die Reihenfolge der Themen ändern Sie, indem Sie über einem aktiven Thema die linke Maustaste gedrückt halten und das Thema an die gewünschte Stelle verschieben.

- a) Erstellen Sie nun eine Weltkarte, auf der alle Erdbeben, Vulkanausbrüche, Plattengrenzen und Ländergrenzen zu sehen sind.
 - b) Speichern Sie Ihre Weltkarte als so genanntes Projekt. Hierfür klicken Sie in der obersten Funktionsleiste erst auf „File“ und dann auf „Save as“. Nennen Sie Ihr Projekt „Einführung“ und speichern Sie es in den Ordner „Projekte“.
- 2) Betrachten Sie die von Ihnen erstellte Weltkarte. Welche Daten werden als Punkte, Linien und Polygone dargestellt?

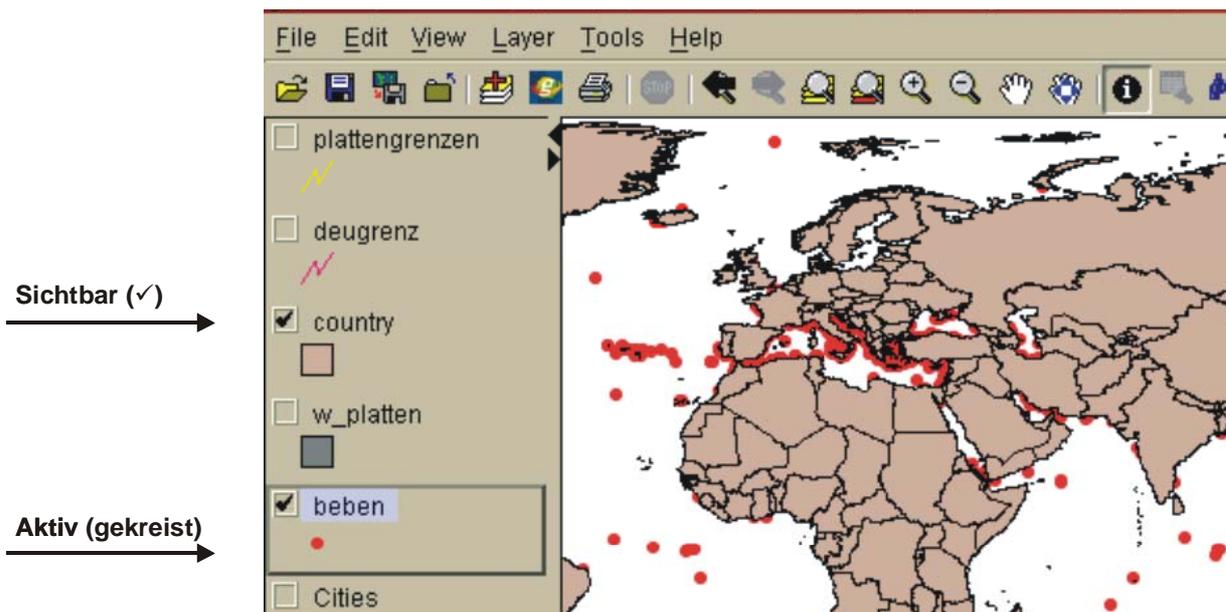


Abbildung 2: Alle Themen, die in ein Projekt eingegliedert sind, sind in der Legende auf der linken Bildschirmseite aufgelistet. Durch das Anklicken des Kontrollkästchen wird das Thema sichtbar gemacht (s. Thema „country“). Durch das Anklicken des Namens eines Themas wird es aktiviert (s. Thema „beben“). Viele Funktionen können in ArcExplorer nur dann angewendet werden, wenn das Thema aktiviert ist.

- 3) Ein Geographisches Informationssystem gibt Ihnen auch die Möglichkeit, nur einen Teil der Gesamtdarstellung zu betrachten. Aktivieren Sie das Thema „deugrenz“. Achten Sie dabei auf den Unterschied zwischen den Funktionen "sichtbar" und "aktiv" (s. Abb. 2). Wenn Sie ein Thema aktiviert haben, können Sie mit der Funktion "Zoom to active layer" in der Funktionsleiste den Kartenaufschnitt auf Deutschland vergrößern.



Funktion: Zoom to active layer

Wenn Sie auf das **aktivierte** Thema mit der linken Maustaste doppelklicken, können Sie die Eigenschaften des Themas verändern. Die Eigenschaften können auch über die Funktion „Layer Properties“ geändert werden.



Funktion: Layer properties

Sie können ein Thema (Layer) löschen, indem Sie es aktivieren und dann unter „Layer“ auf „Remove Layer“ klicken.

- Erstellen Sie eine Deutschlandkarte, auf der Erdbeben als Quadrate, die Landesgrenzen als Linien und Großstädte als Punkte zu sehen sind. Achten Sie bei der Wahl der Farbgebung und der Größe der Zeichen darauf, dass die Zeichen gut zu erkennen sind.
- Speichern Sie Ihr Projekt auf der Festplatte mit dem Namen **Deutschland** ab.

4) Verkleinern Sie Ihre Karte so, dass Sie Europa vollständig sehen können.



Funktion: Zoom out

Ein GIS ermöglicht numerische Daten (z. B. Jahreszahlen) mit räumlichen Daten zu verbinden. Zum Beispiel kann für jedes einzelne Jahr eine Weltkarte erzeugt werden, auf der die in den einzelnen Jahren ausgebrochenen Vulkane zu sehen sind. Ein geographisches Informationssystem verfügt außerdem über eine Abfragefunktion, mit deren Hilfe spezielle Daten ausgewählt werden können. Im ArcExplorer geschieht dies durch die Funktion „Query Builder“.



Funktion: Query Builder

a) Aktivieren Sie das Thema „beben“ und klicken Sie die Funktion „Query Builder“ in der Funktionsleiste an. Nun sollen Sie eine Karte von Europa erstellen, auf der alle Erdbeben seit dem Jahr 1990 hervorgehoben sind.

b) Speichern Sie Ihr fertiges Projekt mit dem Namen **EUerdbeben** ab.

Tipp: Einen Hinweis zu der Funktionsweise des Querybuilders finden Sie in der Abbildung 3.

2: Bestimmen Sie den mathematischen Algorithmus.

1: Wählen Sie das Attribut mit Doppelklick aus, das für die Auswahl benutzt werden soll.

3: Wählen Sie den Grenzwert.

4: Klicken Sie „Execute“ um das Ergebnis zu sehen. Die ausgewählten Features sind gelb zu sehen.

LFD__NR_	X	Y	MONAT	TAG	MAGNITU.
1029	-96.300	17.000	05	5	0,0
1030	8.600	46.900	05	4	0,0
1031	10.000	45.500	05	2	0,0
1032	-64.500	10.300	08	5	0,0
1033	26.600	45.700	10	6	7,4
1034	138.200	37.800	12	9	0,0
1035	100.600	25.600	02	1	0,0

Query Results: 2989 selected

Abbildung 3: Mit der Funktion „Query Builder“ werden Ereignisse nach bestimmten Kriterien ausgewählt. Hier werden alle Erdbeben ausgewählt, die sich nach dem Jahr 1800 ereignet haben und eine Magnitude aufweisen, die kleiner als 9 ist. In der unteren Hälfte der Abbildung sind die Jahreszahl, Ortskoordinaten x, y, Datum und Magnitude aufgeführt.

- 5) Vulkane werden als potenzielle Gefahr für Regionen im Umkreis von 100 km gesehen. Diesen Radius von 100 km um einen Vulkan nennt man auch Pufferzone. Mit ArcExplorer können Pufferzonen mit der Funktion „Buffer“ dargestellt werden.



Funktion: Buffer

- Erstellen Sie eine Europa-Karte der durch Vulkane gefährdeten Regionen.
- Speichern Sie Ihr Ergebnis auf der Festplatte mit dem Namen **VulkaneEuropa** ab.

Tipp: Für die Pufferung müssen die jeweiligen Daten ausgewählt werden. Nutzen Sie dazu die Funktion „Select Features“ in der Funktionsleiste. Weitere Hinweise zu der Funktionsweise der Pufferung finden Sie in der Abbildung 4.



Funktion: Select Features

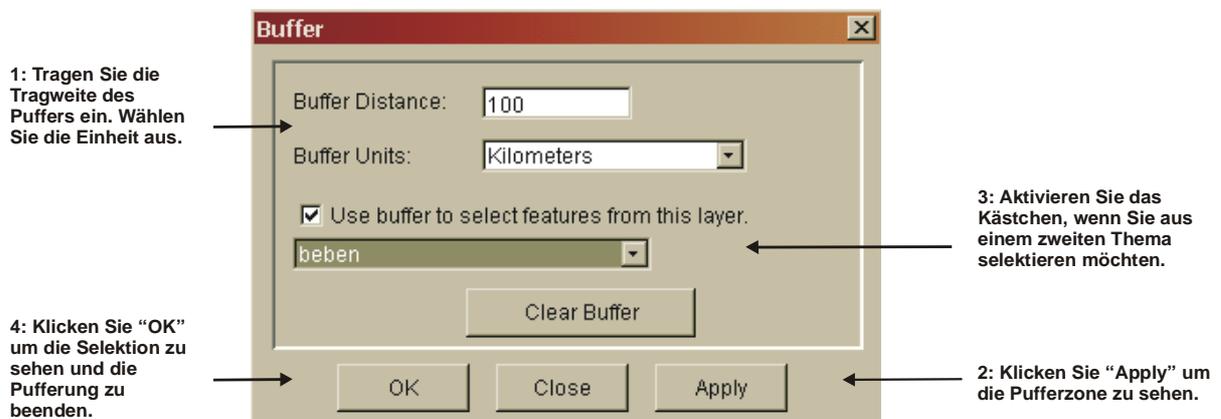


Abbildung 4: Mit der Funktion „Buffer“ kann man Pufferzonen um die ausgewählten Daten zeigen lassen.



Baustein 5: Geographische Informationssysteme (GIS) am Beispiel Plattentektonik Bearbeitung der Themen Vulkanismus und Erdbeben mit dem GIS

❶ Materialien:

- pro Schüler/in bzw. Arbeitsgruppe
 - Computerarbeitsplatz mit der Software ArcExplorer 9.0 (Modul 5, Baustein 5, Material 6)
 - Information „Plattentektonik“ (Modul 5, Baustein 5, Material 7)
 - Information „Was sind Geographische Informationssysteme?“ (Modul 5, Baustein 5, Material 3)

❷ Hinweise zur Lösung der Aufgaben:

Erdbeben und Vulkane können eine Gefahr für die Menschen darstellen, die in ihrer Nähe leben. Mit ArcExplorer können die Gefahrenzonen von Vulkanen und Erdbeben sichtbar gemacht werden. In der Tabelle 1 sehen Sie einige Hinweise, die bei der Lösung der Aufgaben nützlich sein können.

Definitionen:

Gefährdung durch Vulkanismus: Städte gelten als von Vulkanen gefährdet, wenn sie nicht weiter als 100 km von diesen entfernt sind. Als potenziell gefährlich soll ein Vulkan dann gelten, wenn er in den letzten 200 Jahren ausgebrochen ist.

Gefährdung durch Erdbeben: Als potenziell gefährlich sollen Erdbeben dann gelten, wenn sie sich in den letzten 100 Jahren ereignet haben und sie eine Magnitude > 6 aufwiesen. Im Allgemeinen haben schwere Erdbeben eine Magnitude > 7,5. Im Gegensatz zu Vulkanen geht die Gefährdung durch Erdbeben nicht von einzelnen feststehenden Punkten aus. Gefährdet sind meist größere Regionen, in denen Erdbeben immer wieder auftreten. Städte, die sich in diesen Regionen befinden, gelten als von Erdbeben gefährdet. Als betroffen soll ein Gebiet dann gelten, wenn sich das Epizentrum eines potenziell gefährlichen Erdbebens maximal 150 km entfernt befindet.

❸ Aufgaben:

1) Millionenstädte und Vulkanausbrüche

- a) Erstellen Sie eine Weltkarte mit dem ArcExplorer 9.0, auf der Millionenstädte zu sehen sind, die in der Vergangenheit durch Vulkanausbrüche gefährdet waren.

Hinweis: Der Rechenaufwand für das Anzeigen der Pufferzonen ist relativ groß, sodass der Computer einige Minuten dafür braucht. In der Wartezeit bitte nichts anklicken.

- b) Interpretieren Sie das Ergebnis.



2) Großstädte und Erdbeben

- a) Erstellen Sie eine Karte, die alle Großstädte (cities) zeigt, die sich seit 1985 in der Gefahrenzone eines Erdbebens (im Umkreis von 150 km) mit einer Magnitude $> 7,0$ befanden!

Hinweis: Der Rechenaufwand für das Anzeigen der Pufferzonen ist relativ groß, sodass der Computer einige Minuten dafür braucht. In der Wartezeit bitte nichts anklicken.

- b) Warum kann die Gefährdung durch Erdbeben nicht eindeutig räumlich festgelegt werden?

3) Potenzielle Gefährdung durch Vulkane und Erdbeben

- a) Erstellen Sie je eine Karte, die die potenziell gefährlichen Vulkane und Erdbebenregionen zeigt.
- b) Betrachten Sie einen Kartenausschnitt, auf dem Europa zu sehen ist. Wo sind Erdbebenregionen und Vulkane konzentriert? Wie sind diese Konzentrationen zu erklären?
- c) Mit welchen Vulkanen und Erdbeben außerhalb Europas kann man die europäischen vergleichen?

4 Internetlinks zum Thema:

<http://www.seismo.ethz.ch/> (deutsch, englisch) Schweizerischer Erdbebendienst (aktuelle Erdbeben) (letzter Abruf 01.04. 2005)

Eine Liste aktueller Erdbeben ist unter <http://neic.usgs.gov/> zu finden (letzter Abruf 01.04. 2005)

<http://volcano.und.nodak.edu/> (englisch); umfangreiche Datenbank mit Informationen über Vulkane (letzter Abruf 01.04. 2005)

<http://www.g-o.de/> (deutsch); Das Magazin für Geo- und Naturwissenschaften (letzter Abruf 01.04. 2005)

<http://www.gla.nrw.de/> (deutsch); Geologischer Dienst NRW; Erdbeben in Deutschland (letzter Abruf 01.04. 2005)

<http://www.iaag.geo.uni-muenchen.de/sammlung/geoforum.html> (deutsch); Bayrische Staatssammlung für Paläontologie und Geologie, aktuelle Informationen zu Vulkanen (letzter Abruf 01.04. 2005)

<http://www.geophys.washington.edu/seismosurfing.html> (englisch); umfangreiche Linkliste (Erdbeben) (letzter Abruf 01.04. 2005)

<http://www.cenapred.unam.mx/mvolcan.html> (spanisch, englisch); Informationen zum Popocateptl (Mexiko) (letzter Abruf 01.04. 2005)

Baustein 5: Geographische Informationssysteme (GIS) am Beispiel Plattentektonik

Programm ArcExplorer

Für die Bearbeitung dieses Bausteins wird spezielle Software benötigt.

Die Software ArcExplorer 9.0 finden Sie auf der CD-ROM „System Erde“ im Ordner .\GIS\ArcExplorer9_0 (s. Abb. 1). Falls Sie bereits eine Schülerversion des CD-ROMs erstellt haben, befindet sich die Software ebenfalls in diesem Ordner.

Die Software installieren Sie, indem Sie die Datei „AEJavaSetup“ über den WindowsExplorer oder Desktop eröffnen. Der Installationsassistent führt Sie durch die Installation.

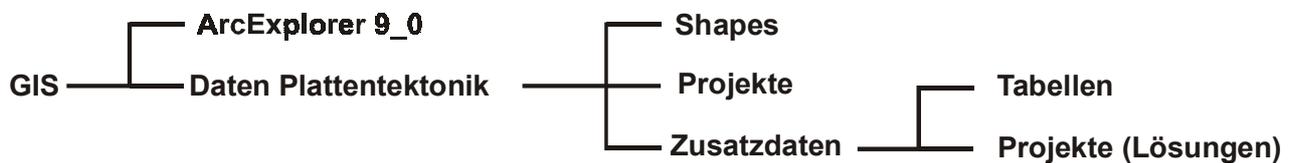


Abbildung 1: Inhaltsverzeichnis des Ordners GIS.

Baustein 5: Geographische Informationssysteme (GIS) am Beispiel Plattentektonik

Datensatz Plattentektonik

Der Datensatz Plattentektonik enthält Daten zu Staatsgrenzen, innerdeutschen Grenzen, Großstädten, Plattengrenzen, Vulkanausbrüchen und Erdbeben, die alle einen Raumbezug aufweisen: Zusammen mit den genannten Daten wurden geographische Koordinaten gespeichert. Dadurch können alle Daten als Karte dargestellt werden. Einen Überblick der Zusammenstellung der Daten zum Thema Plattentektonik gibt die Abbildung 1.

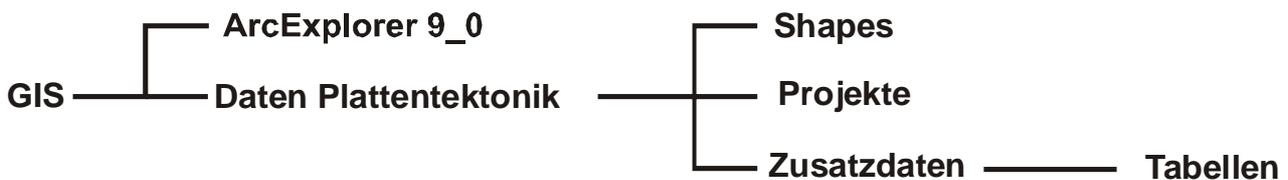


Abbildung 1: Inhaltsverzeichnis des Ordners GIS

Die raumbezogenen Daten sind in einem GIS in verschiedenen Datenebenen gespeichert, die Themen oder Layers (Schichten) genannt werden (s. Abb. 2). Diese Themen werden als Shape-Dateien auf dem Datenträger gespeichert. Die für die Bearbeitung des Bausteins wichtigen Shape-Dateien finden Sie im Ordner „Shapes“ (\GIS\DatenPlattentektonik\Shapes).

Eine Zusammenstellung mehrerer Themen bzw. Layers kann als Projekt gespeichert werden. Für die Bearbeitung des Arbeitsbogens „Bearbeitung der Themen Vulkanismus und Erdbeben mit dem GIS“ (Material 5), finden Sie die Projektdatei „Plattentektonik.axl“ unter \GIS\DatenPlattentektonik.

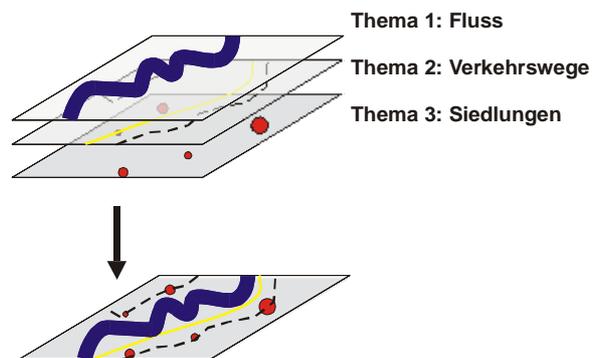


Abbildung 2: Das Konzept der verschiedenen Datenebenen in GIS.

Der Ordner „Tabellen“ enthält Informationen zu Vulkanausbrüchen und Erdbeben in tabellarischer Form.

Für die Bearbeitung dieses Bausteins wird spezielle Software benötigt. Die Software ArcExplorer 9.0 finden Sie auf der CD-ROM System Erde (Modul 5, Baustein 5, Material 6).

Informationen zu den einzelnen Shape-Dateien:

- | | |
|---------------------|--|
| country.shp | Von ESRI mit ArcView mitgelieferte Weltkarte mit Informationen über alle Staaten. Die Staaten werden als Polygon-Shapes dargestellt. |
| cities.shp | Von ESRI mit ARC-View mitgelieferte Datei mit Informationen über Großstädte. Die Städte werden als Punkt-Shapes dargestellt. |
| deugrenz.shp | Von ESRI mit ARC-View mitgelieferte Datei über deutsche Innen- und Außengrenzen. Die Grenzen werden als Linien-Shapes dargestellt. |

vulk.shp

Darstellung aller erfassten Vulkanausbrüche bis 2002 dargestellt als Punkt-Shape. Der Datenpool enthält zusätzlich Informationen über die geographische Lage, die Höhe (in m ü. NN), den Zeitpunkt des Ausbruchs, den Vulkantyp, die Magnitude, die Tektonik, die gegenwärtige Aktivität sowie über Folgen und Besonderheiten der 4.500 eingetragenen Vulkanausbrüche.

Quellen: Volcano World: <http://volcano.und.nodak.edu> (Zugriff: 10.09.2001), Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft: CD Welt der Naturgefahren, München 2000

beben.shp

Darstellung aller Erdbeben bis 2002 als Punkt-Shape. Der Datenpool enthält zusätzlich Informationen über die geographische Lage, den Zeitpunkt, die Tiefe des Erdbebenherdes (in km) und die Magnitude der ca. 4000 Erdbeben, deren Epizentren eingetragen sind.

Quellen: National Earthquake Information Center: <http://neic.usgs.gov> (Zugriff: 10.09.2001), Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft: CD Welt der Naturgefahren, München 2000

plattengrenzen.shp. Darstellung von Plattengrenzen als Linien-Shapes.

Die Datei enthält außerdem Informationen zu der Tektonik. Die Plattengrenzen sind entsprechend der Relativbewegung der aneinander angrenzenden Platten in verschiedene Typen unterteilt:

Eigenschaft in der Shape-Datei	Art der Plattengrenze
0	Transformstörung: Zwei Platten bewegen sich in horizontaler Richtung aneinander vorbei. Beispiel: San-Andreas-Störung in Kalifornien
2	Divergenzzone: Zwei Platten bewegen sich voneinander weg. Beispiel: Mittelatlantischer Rücken.
3 bzw. 4	Konvergenzzone: Zwei Platten bewegen sich aufeinander zu; es gibt drei Formen: <ul style="list-style-type: none"> • Ozean – Ozean Konvergenzzone (z. B. Philippinen-Platte und Pazifische Platte), • Kontinent – Kontinent Konvergenzzone (z. B. Indisch-Australische Platte und Eurasische Platte) und • Ozean – Kontinent Konvergenzzone (z. B. Nazca-Platte und Südamerikanische Platte).
5	unklare Plattengrenzen

w_platten.shp.

von Esri mit ARC-View 9.0 mitgelieferte Datei mit Informationen über Namen und Größe (in km²) der Erdkrustenplatten. Die Platten werden als Polygon-Shapes dargestellt.

absolut.shp

absolute Bewegungsrichtung aller Platten: Bewegungsgeschwindigkeit in cm/Jahr, Drehung in Grad (ausgehend von einem nach Norden ausgerichteten Symbol). Diese Daten von ESRI stimmen nicht mit den sonst in den Materialien verwendeten Daten überein.

relativ.shp

relative Bewegungsrichtung der divergierenden Platten: Bewegungsgeschwindigkeit in cm/Jahr, Drehung in Grad (ausgehend von einem nach Norden ausgerichteten Symbol). Diese Daten von ESRI stimmen nicht mit den sonst in den Materialien verwendeten Daten überein.



relativ2.shp

relative Bewegungsrichtung der konvergierenden Platten: Bewegungsgeschwindigkeit in cm/Jahr, Drehung in Grad (ausgehend von einem nach Norden ausgerichteten Symbol). Diese Daten von ESRI stimmen nicht mit den sonst in den Materialien verwendeten Daten überein.

relaus.shp

relative Bewegungsrichtung der Platten in Transformstörungen: Bewegungsgeschwindigkeit in cm/Jahr, Drehung in Grad (ausgehend von einem nach Norden ausgerichteten Symbol). Diese Daten von ESRI stimmen nicht mit den sonst in den Materialien verwendeten Daten überein.