



wis

Wissenschaft in die Schulen!

Didaktisches Material zu
diesem Beitrag:
www.wissenschaft-schulen.de

Das ruhelose Magnetfeld der Erde

Was wir über den Geodynamo wissen

VON VOLKER HAAK, MONIKA KORTE UND INGO WARDINSKI

Unsere Erde ist von einem Magnetfeld umgeben, welches durch Vorgänge im Erdkern erzeugt wird, die wir nun im Großen und Ganzen verstehen. Das Erdmagnetfeld ist sowohl in der Stärke als auch in seiner Ausrichtung zeitlich variabel. Ziel unserer Arbeit ist es, die Veränderungen des Magnetfelds zu analysieren und Prognosen für seine zukünftige Entwicklung möglich zu machen.

Jeder Planet besitzt ein eigenes Schwerfeld, das nur durch seine Masse bestimmt wird. Magnetfelder hingegen sind keine typischen Eigenschaften von Planeten; denn zum Beispiel ist unser Nachbarplanet Venus, der mit der Erde chemisch und mineralogisch eng verwandt ist, nicht von einem Magnetfeld umgeben. Dem Menschen fehlt zwar für beide Felder ein Sinnesorgan. Doch unterscheiden sich für ihn durchaus Magnetfeld und Schwerfeld: Für

das Schwerfeld kann er ein Bewußtsein entwickeln, das ihm dessen Existenz erfahrbar macht, für das Magnetfeld nicht, denn er kann es nur mit Hilfe von Messinstrumenten wahrnehmen.

Solch ein Messinstrument ist der magnetische Kompass, den die Chinesen schon vor mehreren tausend Jahren nutzten. Im frühen Mittelalter wurde er auch für die europäischen Seefahrer unentbehrlich. Ohne Kompass hätte Columbus Amerika vielleicht nicht entdeckt. Die Ur-

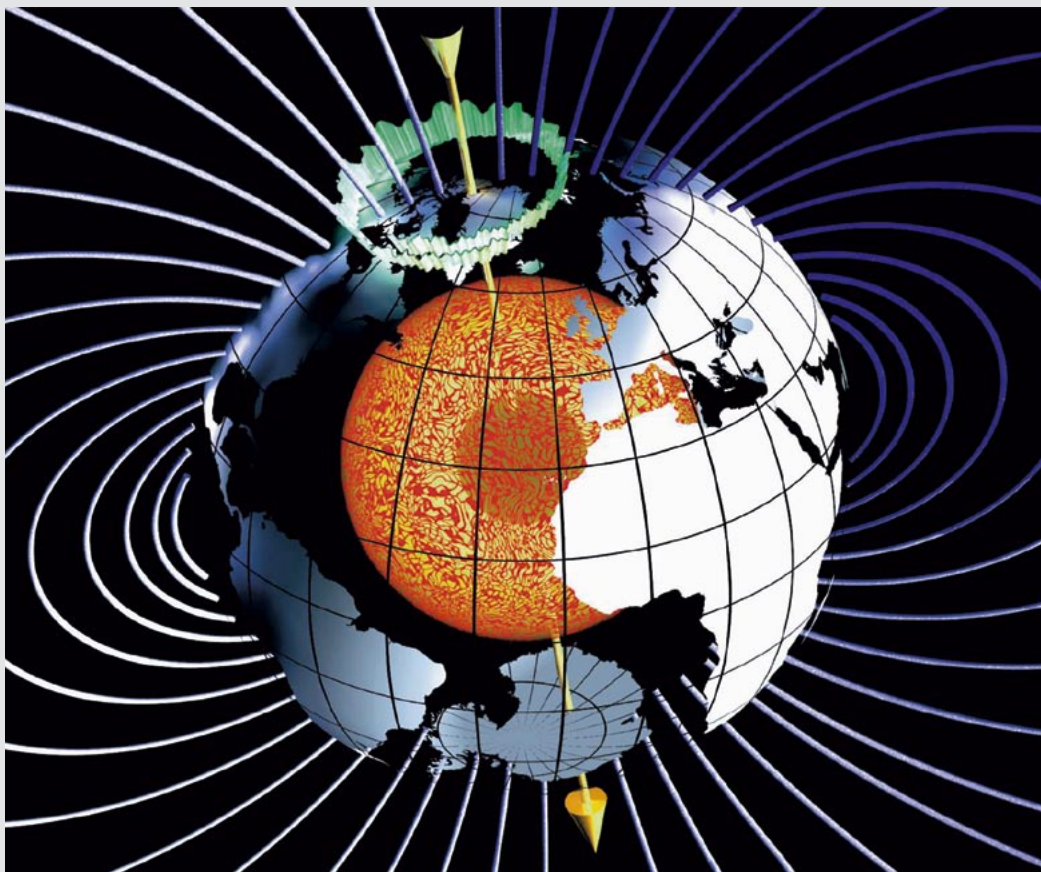
sache der Kräfte, welche die Kompassnadel ausrichten, untersuchte man damals aber nicht weiter.

Woher stammt das Erdmagnetfeld?

Das änderte sich mit dem 1600 erschienenen Werk von William Gilbert über »Die Erde als Magnet«, in dem der irdische Ursprung des Erdmagnetfelds deutlich wurde (»Die Erde ist selber ein einziger großer Magnet«). Man verfolgte aber noch bis Anfang des 20. Jahrhundert die Idee, das Magnetfeld ebenso wie das Schwerfeld auf einen einzigen physikalischen Grund zurückzuführen. Hierzu gehörten beispielsweise globale thermo-elektrische und andere Effekte, die zwar nicht alle unsinnig waren, die aber die Stärke und die zeitlichen Änderungen des Magnetfelds nicht erklären konnten. Die darauf folgende moderne Dynamotheorie wur-

◀ Abb. 1: In der Nähe der magnetischen Pole können die Ionen des Sonnenwinds leicht in das Erdmagnetfeld eindringen und die Moleküle der Hochatmosphäre durch Stöße zum Leuchten anregen. Diese Aufnahme eines südlichen Polarlichts (Aurora australis) wurde während der Space-Shuttle-Mission STS-114 am 6. August 2005 aufgenommen. (Bild: NASA-JSC)

▶ Abb. 2: Das Magnetfeld der Erde gleicht in guter Näherung einem Dipolfeld. Man beachte, dass die Feldlinien nicht nur an den Polen in die Erde eindringen, sondern überall auf der Erdoberfläche. Der nach Süden gerichtete Pfeil gibt einerseits die magnetische Achse wieder, zum anderen die Richtung des Dipols, der als stabförmiger Magnet fast genau im Mittelpunkt der Erde sitzt. An den Polen ist das Magnetfeld etwa 60000 Nanotesla (nT), am Äquator etwa 30000 nT stark. (Bild: GFZ Potsdam)



de erst in der Mitte des 20. Jahrhunderts entwickelt. Hierbei waren die Erkenntnisse der seismologischen Erkundung entscheidend, vor allem die Entdeckung des flüssigen Erdkerns 1926.

Allerdings gab diese Entdeckung noch nicht die direkte Antwort auf die oben gestellte Frage, wo das Erdmagnetfeld herrühre. Die Antwort kommt aus einer Analyse der räumlichen Struktur und der Feldstärke des Hauptmagnetfeldes an der Erdoberfläche. Sie wurde erstmals von Peter Mauersberger in Berlin und Frank Lowes in Großbritannien durchgeführt. Diese Analyse ergab, dass die Quellen in einer Tiefe von 2900 Kilometern, also an der Oberfläche des Erdkerns, liegen.

In diesem Artikel betrachten wir nur das so genannte Kern- oder Hauptfeld (Abb. 2). Unberücksichtigt bleiben magnetische Felder, die ihre Quellen außerhalb der Erde haben, also in Strömen in der Ionosphäre und der Magnetosphäre. Diese entstehen durch Wechselwirkung des Erdmagnetfelds mit dem Sonnenwind und können das Magnetfeld auch an der Erdoberfläche innerhalb von Minuten, Stunden und Tagen messbar verändern. Auch die lokalen Magnetfelder, die von magnetisierten Gesteinen der Erdkruste erzeugt werden, lassen wir aus.

Unser Planet bildete sich vor 4,5 Milliarden Jahren aus dem solaren Urnebel. Wahrscheinlich entstand im Planeteninneren sehr schnell ein flüssiger Kern.

Dieser besteht überwiegend aus einer Legierung der schweren Elemente Eisen und Nickel, hinzu kommen auch leichtere Elemente wie etwa Silizium, Magnesium und Schwefel. Dieser flüssige und noch sehr heiße Metallbrei brodelte anfangs heftig, allerdings erzwingen die durch die Erdrotation induzierten Corioliskräfte im flüssigen Eisen wohlgeordnete Strömungsmuster.

Tatsächlich sind hier die gleichen Kräfte am Werk wie in der Atmosphäre: Dort erzeugen Corioliskräfte die Hoch- und Tiefdruckgebiete, und somit die Winde um sie herum. Im Erdkern entsprechen diesen Winden die Strömungen des flüssigen Eisens. Damit waren schon früh die wesentlichen Elemente für die Erzeugung

eines Dynamos bekannt, nämlich gewaltige rotierende Eisenmassen wie in einem Stromgenerator. Um ein Magnetfeld zu erzeugen, war ein äußeres erregendes Magnetfeld notwendig, welches die gesamte Erde und damit auch ihren Kern durchdrang. Dieses äußere Magnetfeld stammte wohl von der frühen Sonne oder wurde in der Akkretionsscheibe, aus der sich die Planeten bildeten, erzeugt.

Ein Perpetuum mobile mit hohem Energieverbrauch?

In Wechselwirkung mit diesem Magnetfeld konnten die rotierenden Eisenmassen im Erdinneren wiederum Magnetfelder erzeugen. Diese sorgten dann als neue erregende Magnetfelder für die Generie-

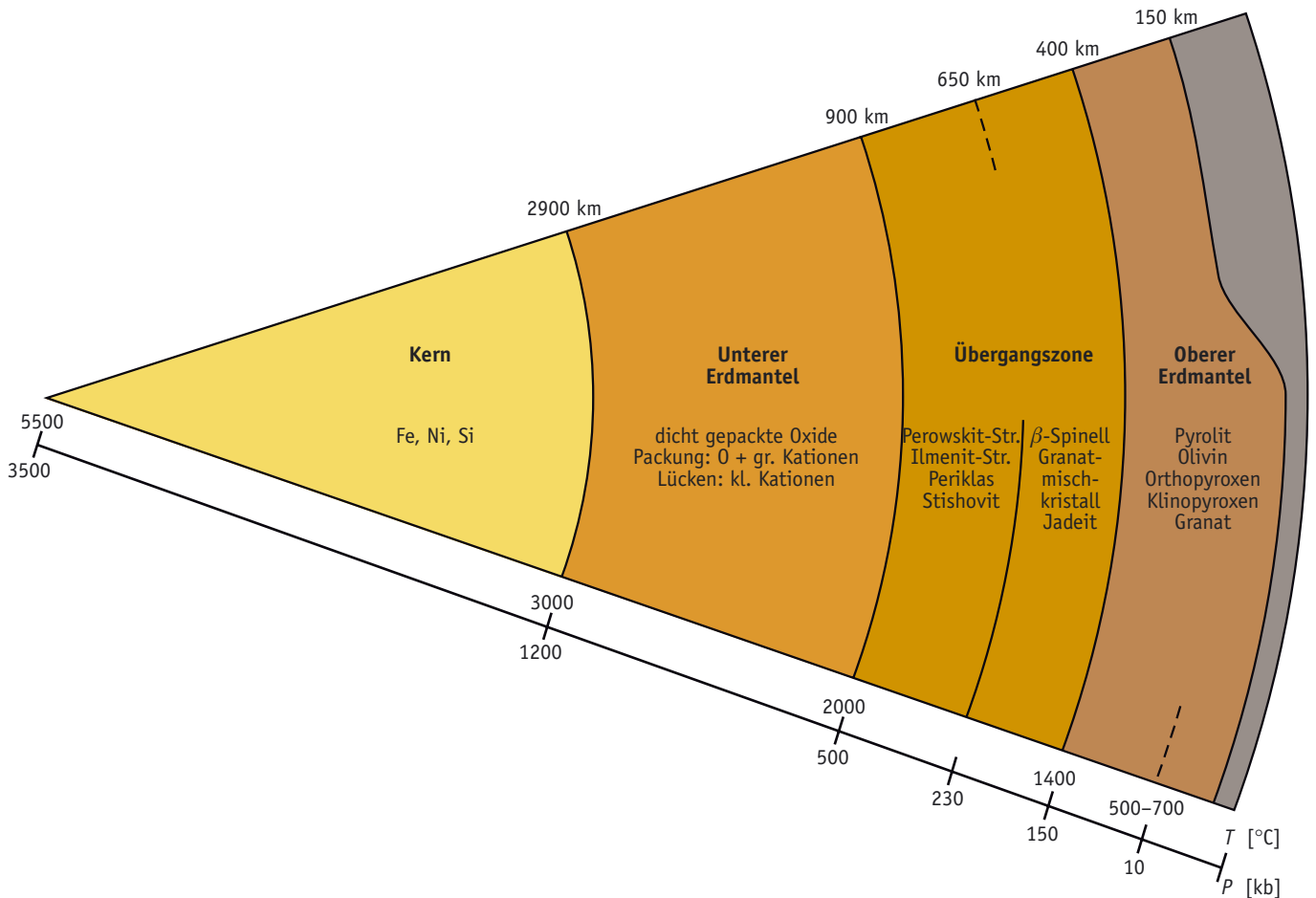
»Sterne und Weltraum« im Physik-Unterricht

Als Ergänzung zu diesem Beitrag zeigen wir Ihnen unter der Internetadresse www.wissenschaft-schulen.de, dass auch mit Schulmitteln Messungen des lokalen Magnetfelds der Erde möglich sind, wobei u. a. die altbewährte Kompassnadel zum Einsatz kommt.

Das induzierte Hauptfeld der Erde soll in erster Näherung als Dipolfeld veranschaulicht werden, um danach eine schulnahe Erklärung für sein Zustandekommen zu geben. Teile der Erdkruste

besitzen ein magnetisches »Gedächtnis«, dessen Inhalt unter bestimmten Bedingungen initialisiert, aber auch wieder gelöscht werden kann. Es wird auch der Frage nachgegangen, wie einzigartig die Erde durch ihr Magnetfeld ist.

Unser Projekt »Wissenschaft in die Schulen!« führen wir in Zusammenarbeit mit der Landesakademie für Lehrerfortbildung in Donaueschingen durch. Es wird von der Klaus Tschira Stiftung gGmbH großzügig gefördert.



Exkurs: Einfrieren von Magnetfeldern und das Ausfrieren des inneren Erdkerns

Die Begriffe Einfrieren und Ausfrieren veranschaulichen hier drei physikalische Prozesse, die mit der Erzeugung des Erdmagnetfelds zusammenhängen:

■ **Eingefrorene Magnetfelder in schnell bewegten und elektrisch sehr gut leitenden Körpern.** Bewegt sich ein Körper schnell durch ein Magnetfeld, so nimmt er dieses Feld mit. Es sieht von außen so aus, als wäre es am Körper festgefroren. Voraussetzungen dafür sind eine sehr gute elektrische Leitfähigkeit und eine größere Ausdehnung des Körpers. Solche eingefrorenen Magnetfelder beobachten wir häufig bei Sonneneruptionen, welche die bemerkenswerten Bogenstrukturen der herausgeschleuderten Gaswolken erzeugen.

Im Erdkern treiben solche eingefrorenen Magnetfeldlinien mit den Strömungen mit. Da sie zum Teil durch Erdmantel und Erdkruste hindurch über die Erdoberfläche hinausragen, können wir beobachten, wie diese Magnetfelder entlang der Erdoberfläche wandern. Daraus können wir die horizontalen Strömungsgeschwindigkeiten des flüssigen Eisens im Erdkern ableiten.

Bewegt sich ein Körper dagegen langsam durch ein Magnetfeld, so wer-

den durch Induktion elektrische Ströme und damit auch Magnetfelder erzeugt, die selbst ihrer Ursache entgegenwirken.

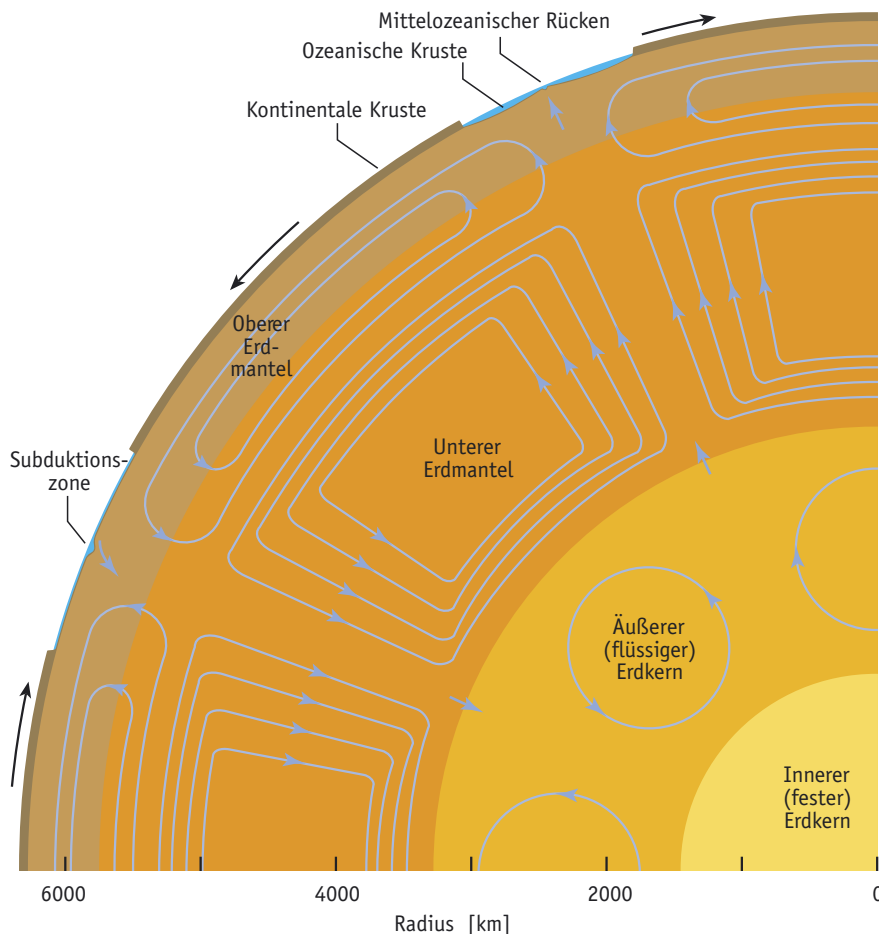
■ **Eingefrorene Magnetfelder in alten magnetischen Gesteinen.** Bei paläomagnetischen Untersuchungen wird das Magnetfeld weit zurückliegender Zeiten analysiert, welches in magnetischen Gesteinen gespeichert ist.

Ein typischer Vorgang, bei dem solches Gestein entsteht, ist die Eruption heißer Lava aus einem Vulkan. Diese Lava kühlt über Tage und Wochen ab und erstarrt schließlich um 1000°C . Sie wird zu Basalt. Unterschreitet die Temperatur des Basalts die Curie-Temperatur von Magnetit bei knapp 600°C , so wird der Basalt magnetisch. Magnetit (Fe_3O_4) ist in Basalt ein recht häufiges Mineral. Es speichert das Magnetfeld seiner unmittelbaren Umgebung. Auch diesen Prozess nennt man anschaulich das »Einfrieren« von Magnetfeldern. Die eingefrorenen Magnetfelder in Basalten bleiben über geologisch sehr lange Zeiten – bis zu mehreren Milliarden Jahren – erhalten. Diese magnetischen Aufzeichnungen lassen sich als Archiv für die Vergangenheit des Erdmagnetfelds auswerten und stellen die Grundlage der Paläomagnetik dar.

■ **Das Ausfrieren des inneren Erdkerns.** Der feste innere Erdkern besteht aus einer Legierung von Eisen mit etwas Nickel. Es liegt nahe, diesen inneren Kern als Erstarrungsprodukt des flüssigen Gemischs des äußeren Kerns zu verstehen. Tatsächlich scheint diese Erklärung paradox zu sein und physikalischen Gesetzen zu widersprechen, da Flüssigkeiten ja dann erstarren, wenn sie kälter werden, während die Temperatur zum Erdmittelpunkt hin zunimmt. Entscheidend ist der Schmelzpunkt für Eisen unter den thermodynamischen Bedingungen des inneren Kerns: Der extrem hohe Druck erhöht den Schmelzpunkt der Legierung über die dort herrschende Temperatur hinaus und somit erstarrt das Eisen. Da die Temperatur mit zunehmendem Alter der Erde durch Wärmeverlust an ihre Umgebung abnimmt, fällt mehr und mehr erstarrtes Eisen im flüssigen äußeren Kern aus und sinkt auf den inneren Kern ab, während das zurückbleibende leichtere Material nach oben steigt. Diese kontinuierliche Anlagerung von festem Eisen an den wachsenden inneren Erdkern heißt »Ausfrieren des inneren Kerns«. Der erstarrte innere Kern wächst auf Kosten des äußeren Kerns, weil die ganze Erde abkühlt.

◀ Abb. 3: Der innere Aufbau der Erde, wie er aus seismischen Daten und der chemischen Gesamtzusammensetzung ermittelt wurde. Der Erdmantel mit 67 Prozent der Erdmasse reicht bis in eine Tiefe von 2900 km. Er besteht aus Silikatmineralen. Die Schichtdicken des oberen und unteren Erdmantels sowie der Übergangszone sind nicht maßstabsgerecht dargestellt. Der Erdkern besitzt einen Durchmesser von 6850 km und macht ein Drittel der Erdmasse aus.

▶ Abb. 4: Hier sind die Massenbewegungen im Erdinneren zu sehen, sowohl der Erdmantel als auch der äußere Erdkern zeigen Konvektionströmungen. Im festen, aber plastischen Erdmantel bewegen sich die Massenströme nur wenige Zentimeter pro Jahr, im flüssigen äußeren Erdkern dagegen zehn bis dreißig Kilometer pro Jahr, also eine Million mal schneller als im Erdmantel! Die Massenströme im äußeren Erdkern erzeugen das Magnetfeld. (Beide Graphiken: SuW)



rung wieder neuer Magnetfelder. Das äußere kosmische Feld war nun nicht mehr notwendig, um den Prozess in Gang zu halten. So war der sich selbst erhaltende Geodynamo geboren, der bis heute funktioniert. Dieser Vorgang erinnert sehr an ein Perpetuum mobile, das es aber nach den Regeln der Thermodynamik nicht geben darf.

Tatsächlich ist aber der Geodynamo kein Perpetuum mobile: Um die schweren und trägen Eisenmassen zu bewegen, wird fortwährend viel Leistung benötigt, schätzungsweise etwa 10^{13} Watt. Das ist 30 Millionen Mal der Energiebedarf der gesamten Menschheit.

Woher stammt diese Energie und wie lange reicht sie noch? Zu Anfang wurde sie mit großer Wahrscheinlichkeit aus den Temperatur- und damit Dichtedifferenzen, die das flüssige Eisen in Wallung brachten, erzeugt. Hierbei wurde thermische in mechanische Bewegungsenergie umgesetzt.

Der innere Erdkern als sicherer Energielieferant

Allerdings ist der thermodynamische Wirkungsgrad dieser Umsetzung gering: Deshalb dürfte das Magnetfeld in der ersten Milliarde Jahre nach der Entstehung der Erde nicht so stark gewesen sein wie heute. Auch die Zerfallswärme radioaktiver Elemente im Erdkern ähn-

lich wie im Erdmantel vermutete man als Zusatzheizung. Dabei kommt allerdings das häufigste radioaktive Element, Uran, nicht in Frage, da es sich mit seinem großen Atomradius nicht in die Nickel-Eisen-Legierung des Erdkerns einordnet und deshalb bevorzugt in der Erdkruste und vor allem in der Erdkruste vorkommt. Ein denkbares Element ist das radioaktive Isotop $^{40}\text{Kalium}$.

Die durch den radioaktiven Zerfall im Erdkern freigesetzte Wärme reicht aber nicht aus, um den Geodynamo in der beobachteten Stärke anzutreiben. Deshalb suchte man nach weiteren Erklärungen aus der Struktur des Erdinneren (siehe auch SuW 11/2005, S. 36ff.). Untersuchungen von seismischen Wellen zeigen, dass der in 2900 Kilometer Tiefe beginnende Erdkern sich in zwei Teile gliedert: Eine flüssige Hülle aus einer Nickel-Eisen-Legierung bildet den äußeren Erdkern, sie ist 2200 Kilometer mächtig und umschließt den inneren Erdkern, der aus einer festen Nickel-Eisen-Legierung besteht (siehe hierzu Abb. 3 und 4). Diese Konfiguration ermöglicht eine besondere Form der Energieerzeugung für den Geodynamo: Das Ausfrieren des inneren Erdkerns (s. hierzu die Erklärung im Kasten links): Schweres und reines Eisen und Nickel lagert sich am inneren Kern an, leichtere Elemente wie Schwefel, Sauerstoff und Silizium bleiben in der Schmel-

ze und steigen auf. Damit setzen sie eine Massenbewegung in Gang, die einen hohen Wirkungsgrad in der Umsetzung von Abkühlung zu Bewegung erreicht.

Der innere Kern bildete sich erst später nach Abkühlen der Erde, wahrscheinlich vor etwa 3,5 Milliarden Jahren. Dieser Übergang von einem flüssigen zu einem fest-flüssigen Kern sollte also mit einer Zunahme der verfügbaren Energie für den Geodynamo und deshalb auch mit einer Verstärkung des Magnetfelds verbunden sein. Paläomagnetische Messungen an entsprechend alten Gesteinen ergeben tatsächlich einige Hinweise auf eine erhöhte Feldstärke, doch die Messdaten hierzu sind zwar genau, aber widersprüchlich.

Gibt es Argumente, die klar gegen die Dynamotheorie sprechen? Unverzichtbare Elemente des Geodynamos sind: ein flüssiges, elektrisch sehr gut leitendes Material, eine Konvektion der Flüssigkeit, eine Eigenrotation des Körpers und damit Corioliskräfte. Würde eines dieser Elemente fehlen, so könnte kein Magnetfeld entstehen. Würden wir aber einen Planeten entdecken, der eines dieser Elemente nicht hat, und der trotzdem ein Magnetfeld aufweist, so wäre die Dynamotheorie für das Erdmagnetfeld zumindest zweifelhaft, jedenfalls nicht mehr die einzig denkbare Erklärung. Umgekehrt lässt sich allerdings aus dem Fehlen ei-

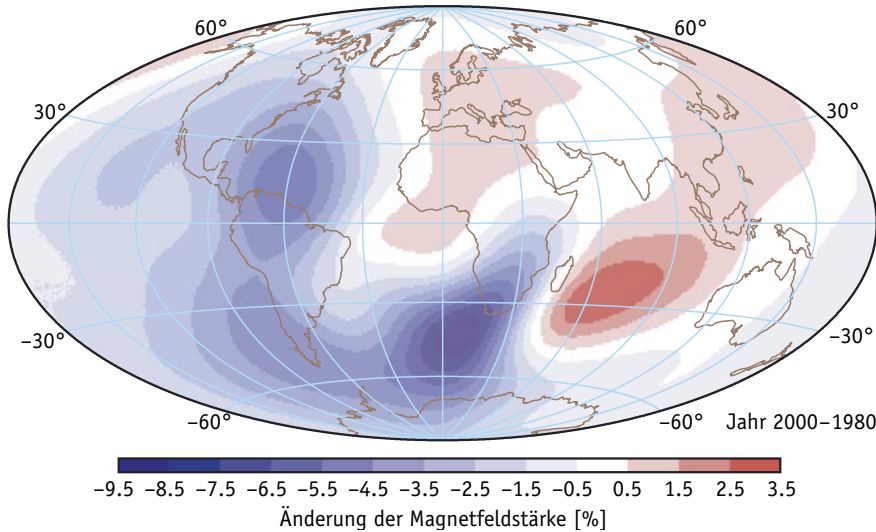


Abb. 5. Mit dem Satelliten MAGSAT wurde 1980 und mit dem Satelliten CHAMP seit 2000 lückenlos das Erdmagnetfeld vermessen. Damit war es erstmalig möglich, zwei vollständige Magnetfeldkarten im Abstand von 20 Jahren direkt miteinander zu vergleichen. Dargestellt ist ihre Differenz, sie zeigt, wo das Magnetfeld stärker und schwächer wurde. Insgesamt nahm die Stärke des Magnetfelds ab. (Bild: GFZ-Potsdam)

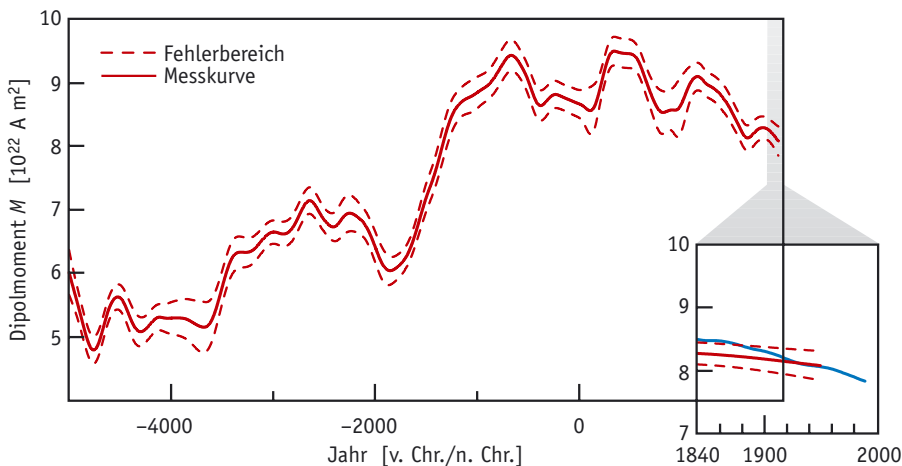


Abb. 6: Das Diagramm zeigt die globale Stärke des magnetischen Hauptfelds der vergangenen 7000 Jahre, abgeleitet aus paläomagnetischen und aktuellen Messdaten. Die blaue Kurve in der Vergrößerung beruht auf direkten Beobachtungen. Demnach war vor 2000 Jahren das Erdmagnetfeld besonders stark. Seitdem nimmt es ständig ab, hat aber noch lange nicht die relativ kleinen Werte von vor etwa 4000 Jahren erreicht. (Bild: GFZ-Potsdam)

nes Magnetfelds eines Planeten, der diese Elemente besitzt, die Geodynamotheorie nicht entkräften.

Im Geodynamo greifen tatsächlich mehrere physikalische Prozesse ineinander. Jeder dieser physikalischen Prozesse springt, wie ein startender Motor, erst an, wenn eine bestimmte Maßzahl überschritten wird. Dies gilt für die Bedingung des »Einfrierens« von Magnetfeldern nach Maßgabe der magnetischen Reynoldszahl, das Einsetzen von Konvektionsströmungen, und für eine Reihe weiterer Prozesse und der sie charakterisierenden Maßstabszahlen.

In fast jeder dieser Maßstabszahlen stecken mehrere physikalische Eigenschaften und oft eine typische Längendimension des Prozesses. Diese Längendimension entscheidet oft, ob die Maßstabszahlen groß genug sind, um den Dynamoprozess zu starten. Man kann also solch einen Geodynamo nicht beliebig klein machen, um ihn in einem Gebäude unterzubringen und ihn dort zu starten.

In den Laborexperimenten in den letzten Jahren in Karlsruhe und in Riga/Rosendorf (siehe auch SuW 4/2000, S. 230) wurden einzelne Prozesse des Dynamos untersucht, die nur eine oder wenige Maßstabszahlen zu berücksichtigen

hatten. Sie konnten aber schon damit überzeugend demonstrieren, dass einzelne wichtige Prozesse eines homogenen, selbsterregenden Dynamos praktisch funktionieren.

Vielleicht ist bei manchen Planeten die Größe und Beschaffenheit ihres Kerns der Grund für das Fehlen eines Magnetfelds. In diesem Zusammenhang ist es sicher aufschlussreich, dass die Jupitermonde Io und Ganymed einen eigenen Dynamo besitzen, der sich durch ein ausgeprägtes Dipolfeld zu erkennen gibt. Auch unser Mond besaß in seiner Jugend sehr wahrscheinlich einen eigenen Dynamo, von dem noch heute die recht stark magnetisierten Mondgesteine der Mondkruste zeugen.

Irdische und außerirdische Observatorien

Um die Zukunft des Erdmagnetfelds vorhersagen zu können, müssen wir die Veränderungen des Magnetfelds in der Vergangenheit kennenlernen und ihre Ursachen verstehen. Dabei können wir für verschiedene Zeiträume unterschiedliche Datenquellen nutzen. Der Anfang der systematischen Messungen des Erdmagnetfelds geht auf Alexander von Humboldt (1769–1859) zurück. Er maß auf seinen Forschungsreisen immer auch das

Magnetfeld und richtete ab dem frühen 19. Jahrhundert in mehreren Ländern geomagnetische Observatorien ein. Heute wird weltweit an mehr als 200 derartigen Institutionen kontinuierlich das Erdmagnetfeld aufgezeichnet.

Seit einigen Jahren wird das Magnetfeld im erdnahen Raum auch mit Satelliten beobachtet. 1980 maß eine erste Satellitenmission (MAGSAT) für sechs Monate sowohl seine Stärke als auch seine Richtung. Seit 1999 beobachten sogar drei Satelliten das Erdmagnetfeld. Der Vorteil der Satellitenmessungen ist die lückenlose Überdeckung auch jener Bereiche der Erde, in denen keine Observatorien existieren, insbesondere der Ozeane. Der Nachteil der Satellitenmessungen ist die zeitliche Begrenzung auf die vergleichsweise kurze Missionszeit, was aber durch die kontinuierlichen Messungen der erdgebundenen Observatorien kompensiert wird.

Der Vergleich der Resultate der MAGSAT-Mission mit denjenigen der heutigen Satelliten zeigt, dass sich die Feldstärke in 20 Jahren gebietsweise um bis zu acht Prozent verringerte (Abb. 5). Die weltweiten Magnetfeldmessungen zeigen außerdem, dass die Stärke des Dipols, welcher an der Erdoberfläche 90 Prozent des beobachteten Magnetfelds erzeugt, in den letzten

200 Jahren kontinuierlich um zehn Prozent abnahm.

Welcher Prozess im Geodynamo ist für diese Abnahme verantwortlich? Ist es ein Prozess, der das Erdmagnetfeld umpolen wird, also einen radikalen geomagnetischen Klimawechsel einleitet, oder ist es nur eine geomagnetische Wetteränderung?

Auf der Suche nach alten Magnetfeldern

Viele Gesteine der Erdkruste speichern das Magnetfeld der unmittelbaren Umgebung, sobald ihre Temperatur die Curie-Temperatur von 600° C unterschreitet (siehe Kasten auf Seite 24). Mit geochemischen Methoden kann das Abkühlalter bestimmt werden. So ermittelt man Stärke und Richtung des Magnetfelds zu einer bestimmten Zeit. Die ältesten bisher gefundenen magnetischen Gesteine wurden vor 3.5 Milliarden Jahren magnetisiert [1]. Weil die meisten Gesteine durch Erosion zerstört werden oder durch Subduktion ins Erdinnere abtauchen, sind aus der Zeit der Erdentstehung vor 4.5 Milliarden Jahren keine Krustengesteine mehr vorhanden. Von den alten Gesteinen ist nur ein kleiner Teil magnetisch, aber das Alter von 3.5 Milliarden Jahren reicht schon sehr weit in die Erdgeschichte zurück.

Drückt man die Stärke des Magnetfelds durch die Polstärke eines im Mittelpunkt der Erde gedachten Dipols aus, so lag und liegt diese Polstärke fast immer in der Größenordnung von 2 bis 8×10^{22} Am², wobei die ältesten Werte eventuell kleinere Dipolstärken mit Werten um 2×10^{22} Am² anzeigen [1].

Mit etwas Mut kann man behaupten, dass die Erde von Anfang an und bis heute ein selbsterzeugtes Magnetfeld von etwa konstanter Stärke besaß. Betrachtet man es genauer, so ändert sich das Magnetfeld ständig in gewissen Grenzen. Man fragt sich, ob sich das Magnetfeld eines Tages dramatisch verändern könnte. Analog zur Klima- und Wetterforschung sucht man Antworten darauf in der Erdgeschichte. Mit direkten Aufzeichnungen können wir nur wenige Jahrhunderte zurückschauen. Bei größeren Zeiträumen

sind archäologische und geologische Hilfen notwendig.

Die Methode mit der Curie-Temperatur funktioniert nicht nur bei vulkanischen Gesteinen, sondern auch bei antiken Keramikgefäßen, wenn sie beim Brennen über diese Temperatur erhitzt wurden. Auch die weit verbreiteten Sedimentgesteine speichern Informationen über das Erdmagnetfeld: Bei ihrer Ablagerung richten sich kleine magnetische Partikel im Erdmagnetfeld aus, und werden dann bei der Verfestigung des Sediments dauerhaft in dieser Richtung fixiert. Da die Menge magnetischer Partikel in einem Sediment jedoch von vielen Faktoren abhängt, enthalten solche Gesteine keine unmittelbare Information über die Stärke des früheren Erdmagnetfelds. Aber es lassen sich daraus relative zeitliche Änderungen der Feldstärke rekonstruieren.

Die Methoden zur Altersbestimmung der permanenten Magnetisierung sind recht unterschiedlich und ändern sich mit dem Alter der Magnetisierung. Am

besten datiert sind einige historisch belegte Vulkanausbrüche. Archäologen können geeignete Fundstücke manchmal auf wenige Jahre, in der Regel jedoch eher auf Jahrzehnte oder Jahrhunderte genau datieren. Bei älterem vulkanischen Material und bei Sedimenten werden radiometrische Datierungsmethoden wie die ¹⁴C-Methode oder die Kalium-Argon-Methode benötigt.

Berg- und Talfahrten des Erdmagnetfelds

Für die letzten knapp 10 000 Jahre existieren bereits recht große Datenmengen von allen Kontinenten, aus denen sich die Änderungen des Dipolmoments rekonstruieren lassen. Seit Beginn der direkten Messungen vor gut 150 Jahren nimmt das magnetische Dipolmoment um etwa acht Prozent pro Jahrhundert ab. Die Rekonstruktion des Magnetfelds noch weiter zurück zeigt, dass diese Abnahme einem viel längeren Trend der letzten 2000 Jahre folgt (Abb. 6). [2, 3]

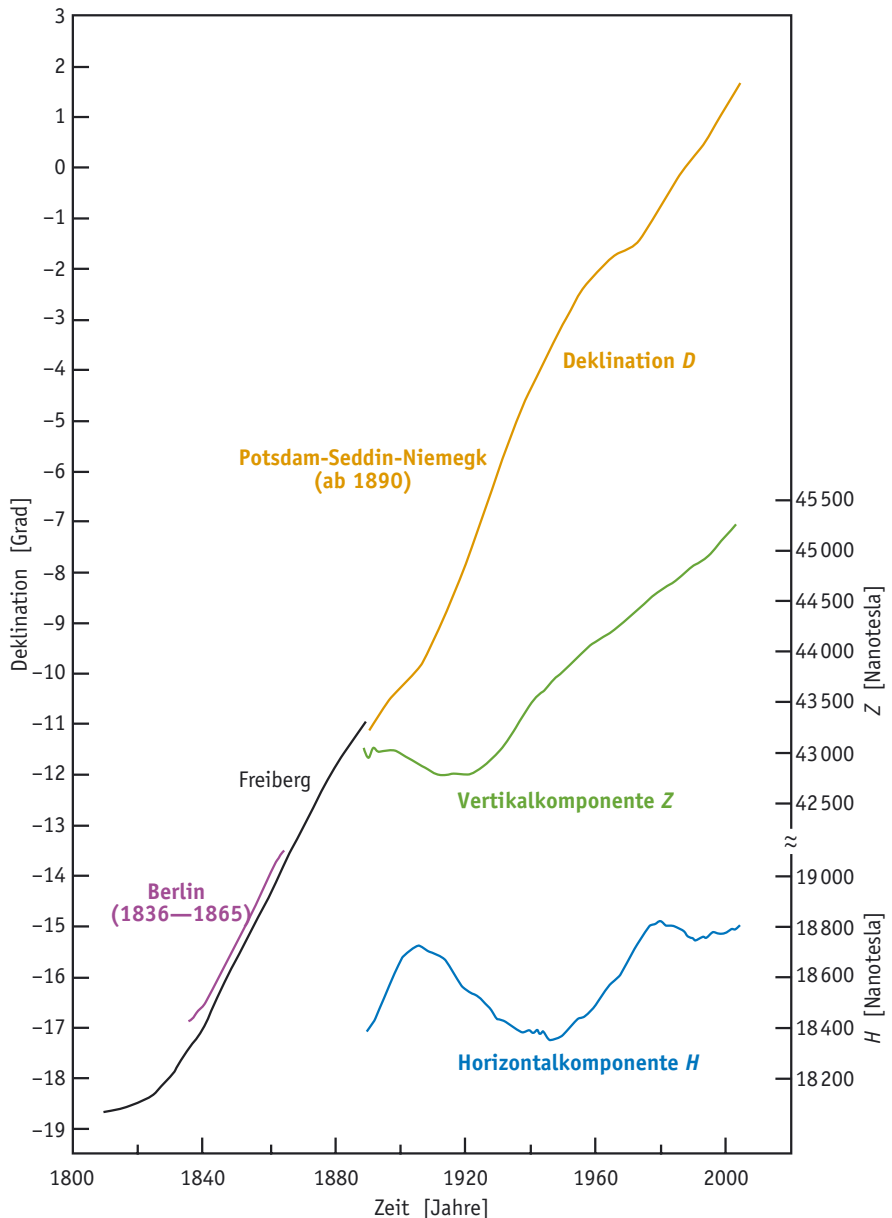
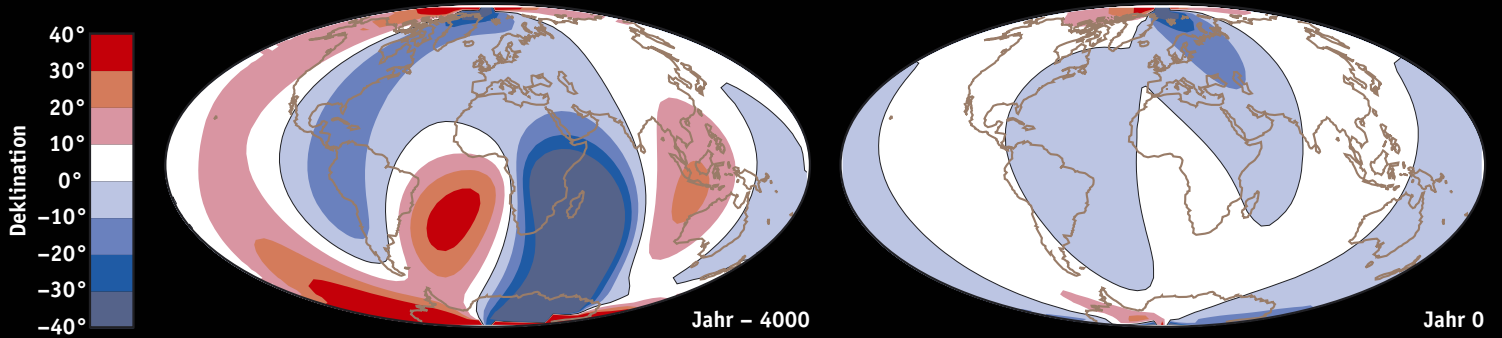


Abb. 7: Die Änderung der Deklination *D* in Grad sowie der Feldstärken der Horizontalkomponente *H* und der Vertikalkomponente *Z* des Erdmagnetfelds in Nanotesla, direkt gemessen in Potsdam und Berlin seit 1836. Alexander von Humboldt errichtete 1836 in Berlin eines der ersten erdmagnetischen Observatorien der Welt.



▲ Abb. 8: Diese Weltkarten mit Linien gleicher Deklination zu verschiedenen Zeiten verdeutlichen die Veränderungen des Erdmagnetfeldes. Vor 2000 Jahren war das Magnetfeld der Erde (siehe Abb. 6) besonders stark und besaß weitgehend Dipolstruktur, und damit war die Deklination überall auf der Erde ziemlich klein. Von 1900 bis 2005 ist stellenweise eine Westdrift der Linien gleicher Deklination zu beobachten. Über längere Zeiträume treten noch deutlich stärkere Änderungen auf. (Bild: GFZ-Potsdam)

▼ Abb. 9: Die Positionen der magnetischen (schwarz) und geomagnetischen (rot) Pole auf der Nord- und Südhalbkugel von 1590 bis 2005 sind hier in Schritten von zehn Jahren aufgetragen. Geradezu spektakulär wandert gegenwärtig der magnetische Nordpol, der fünf Jahrhunderte im Norden von Nordamerika fast still stand, jetzt mit großer Geschwindigkeit in Richtung Sibirien. (Bild: GFZ-Potsdam)

Das Erdmagnetfeld war in der jüngeren geologischen Vergangenheit wahrscheinlich deutlich schwächer als heute. Es erreichte während der letzten 50000 Jahre bis etwa 1500 v. Chr. nur etwa 60 Prozent der heutigen Stärke. Paläomagnetische Ergebnisse für noch ältere Zeiten deuten darauf hin, dass die Dipolfeldstärke über lange Abschnitte der Erdgeschichte im Mittel deutlich niedriger war als heute. Heute leben wir in einem abnehmenden Feld, das aber in den letzten 10000 Jahren noch nie so stark war wie heute.

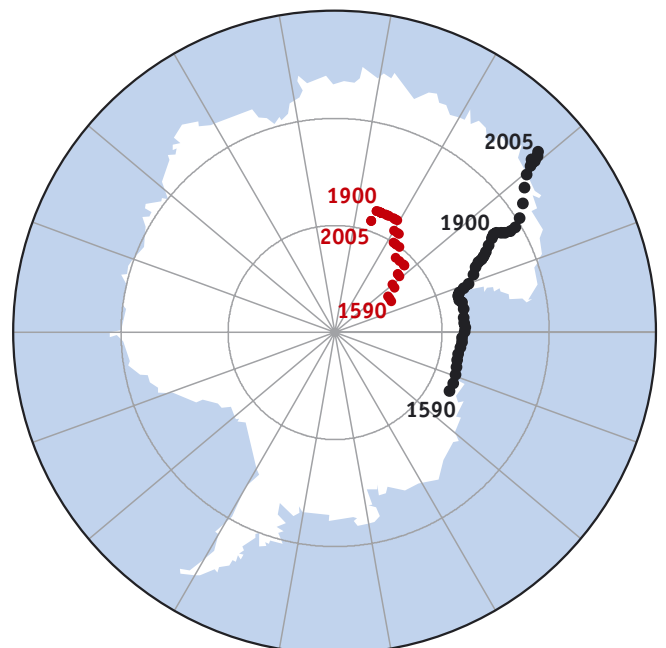
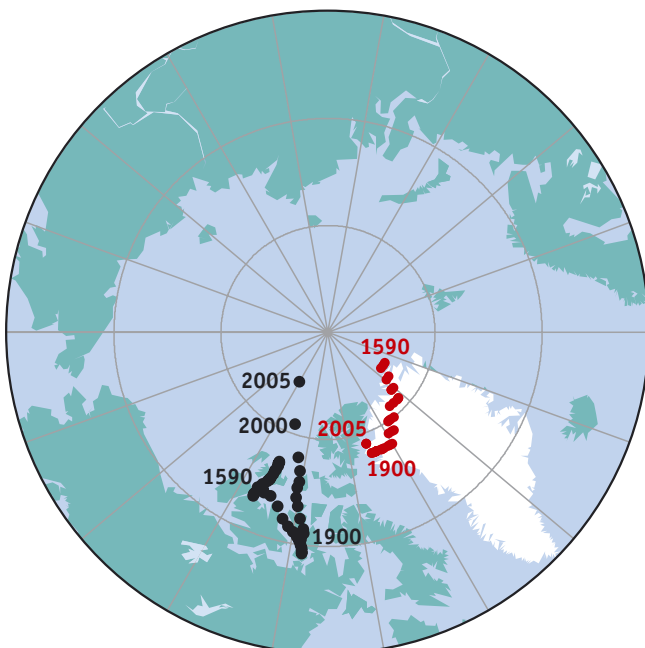
Die magnetische Missweisung

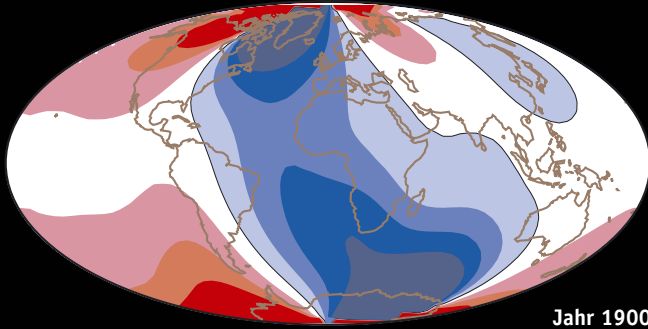
Neben der Stärke des Magnetfelds kann sich auch seine Richtung ändern. Am deutlichsten wird dies an der »Deklination«, dem Winkel, der die Abweichung zwischen der lokalen Feldrichtung und der Richtung zum geographischen Nordpol, also der Rotationsachse der Erde, misst. Die Deklination wird auch die Missweisung eines Kompasses genannt. Bei Potsdam änderte sie sich zwischen 1810 und 2005 um mehr als 20 Grad, von knapp 19 Grad West auf fast zwei Grad Ost (Abb. 7). Die Deklination ist ein Maß für die Abweichung des gemessenen Felds von einem Dipolfeld, dessen Achse mit der Rotationsachse der Erde überein-

stimmt. Wäre also das Erdmagnetfeld ein reines Dipolfeld, so betrüge die Deklination überall auf der Erde Null.

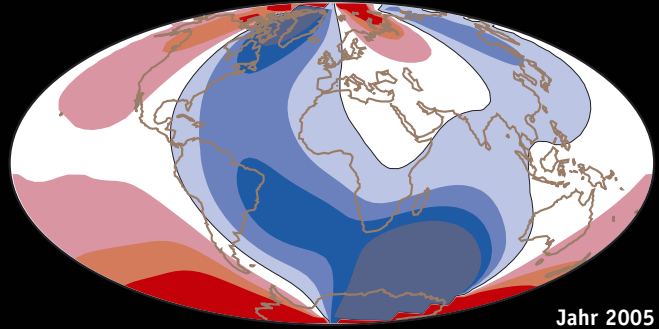
Eine Weltkarte der Deklinationen ist eine anschauliche Wiedergabe der Anomalien des erdmagnetischen Kernfelds. Solche Karten werden schon seit mehreren Jahrhunderten aus vielen Messungen, insbesondere für die Ozeane, erstellt, da sie für die Seefahrt sehr wichtig zur Orientierung waren. (In der heutigen Zeit spielt der magnetische Kompass in der Seefahrt keine große Rolle mehr, da jetzt zur Navigation die Signale des Global Positioning System (GPS) und bald auch vom europäischen GALILEO-System genutzt werden.) Vergleicht man Deklinationen aus verschiedenen Jahren, so erkennt man eine Westdrift der Anomalien gleicher Deklination. Diese Anomalien treten nicht nur in der Deklination, sondern auch in der Feldstärke auf.

Ein Blick auf Karten der globalen Verteilung der Deklination zu verschiedenen Epochen zeigt jedoch, dass auch andere Bewegungen als eine eintönige Westdrift eine Rolle spielen. (Abb. 8). Die beiden Beispiele für den Beginn unserer Zeitrechnung und 4000 Jahre zuvor zeigen, dass bei einem starken Dipolmoment die Deklination weltweit sehr klein ausfällt,





Jahr 1900



Jahr 2005

während bei einem schwachen Dipolmoment die Deklinationsanomalien deutlich stärker sind und recht vielfältige Verteilungen annehmen können.

Die Magnetpole wandern!

Mit der kontinuierlichen Änderung der Deklination ändert sich die Position der Magnetpole. Dabei muss man zwischen verschiedenen Polen unterscheiden. Die *magnetischen Pole* sind die Orte, an welchen die Feldlinien senkrecht auf der Erdoberfläche stehen. Als *geomagnetische Pole* hingegen bezeichnet man die Pole des Dipolfelds, also die Orte, wo die (gedachte) Achse des Dipols die Erdoberfläche schneidet. Diese Achse ist heute etwa 11.4 Grad gegen die Rotationsachse geneigt, ihr nördlicher Durchstoßpunkt liegt im nördlichen Grönland.

Etwas verwirrend ist die Tatsache, dass die Physiker, im Gegensatz zu den Geophysikern, jenen Pol, auf den das Magnetfeld gerichtet ist, den magnetischen Südpol nennen. Damit würde also der Südpol des Erdmagnetfelds am geographischen Nordpol liegen. Geomagnetischer Nord- und Südpol liegen diametral entgegengesetzt, während dies für die magnetischen Pole aufgrund der regionalen Abweichungen der Feldstruktur von der Dipolgeometrie nicht der Fall ist. Trotzdem ist es erstaunlich, wie unterschiedlich die Bewegungen von nördlichem und südlichem magnetischen Pol in den letzten Jahrhunderten abliefen. Interessant ist, dass der nördliche magnetische Pol in diesen Jahren deutlich schneller wandert: Er hielt sich über fünfhundert Jahre lang am nördlichen Rand des

nordamerikanischen Kontinents auf und zieht nun mit 50 Kilometern pro Jahr in Richtung des geographischen Pols und Sibiriens über die Polkappe (Abb. 9). Es bleibt abzuwarten, wie weit er auf seiner Wanderung kommt.

Nordpol und Südpol tauschen sich aus

Während der letzten Jahrtausende führten die Magnetpole ständig solche mehr oder weniger von der geographischen Achse abweichende Bewegungen aus. In der fernerer Vergangenheit kam es jedoch mehrfach zu kompletten Umpolungen des Erdmagnetfelds. Zuletzt gab es ein solches Ereignis vor 780 000 Jahren, und im Durchschnitt der letzten 80 Millionen Jahre etwa alle 500 000 Jahre. Daraus zu schließen, dass die nächste Umkehr

GALILEO - Ihr Astrospezialist



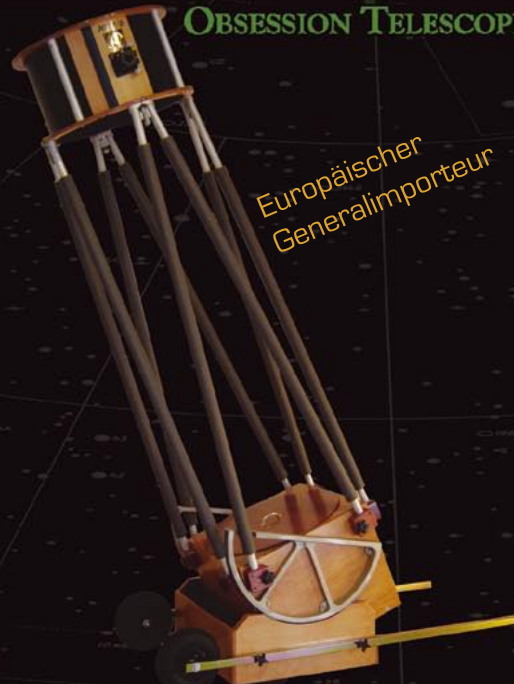
Europäischer Generalimporteur

Kuppeln von Sirius Observatories

Sorgfältig verarbeitete Kuppeln aus Glasfaser, auf Wunsch auch motorisiert. Attraktive Preise bei GALILEO dank europäischem Generalimport.

Die HOME-Version eignet sich ideal für ein privates Observatorium oder ein kleineres Vereinsobservatorium. Zwei bis drei Personen sowie ein Instrument mit bis zu 40 cm Öffnung finden hier genügend Platz.

	HOME	SCHOOL	UNIVERSITY
Kuppel ohne Wände:	6075 CHF	13177 CHF	53774 CHF
Kuppel mit Wänden:	9833 CHF	19386 CHF	76572 CHF
Motorisierung:	3344 CHF	3530 CHF	Inkl.



OBSESSION TELESCOPES

Europäischer Generalimporteur

Dobson-Teleskope mit einer Spitzenoptik und nur aus den qualitativ besten Komponenten gefertigt.

12.5" f/5: 5862 CHF	25" f/5: 20543 CHF
15" f/4.5: 7820 CHF	25" f/4: 21040 CHF
18" f/4.5: 10364 CHF	30" f/4.5: 28372 CHF
20" f/5: 11734 CHF	

Mittels der GoTo-Steuerung von StellarCat und den beiden Digitaldecodern von Argo Navis können Sie Ihren Dobson nun auch auf beiden Achsen motorisieren.



Argo Navis Digitaldecoder



Stellar Cat GoTo-Steuerung

12.5" f/5: 10942 CHF	25" f/5: 26405 CHF
15" f/4.5: 13486 CHF	25" f/4: 26902 CHF
18" f/4.5: 16031 CHF	30" f/4.5: 34235 CHF
20" f/5: 17401 CHF	



Apogee - Argo Navis - Astrodon - Astronomik - AstroZap - Atik - Celestron - Coronado - Denkmeier - Diffraction Limited - Discovery - Equatorial Platforms - FUJ - Geoptik - Intes Micro Johnsonian Design - Losmandy - Lumicon - Lymax - LZOS - Meade - Miyauchi - Obsession - OGS - Optec - Paralux - RCOS - RoboFocus - SBIG - Scopetronix - Sirius Observatories - Sirius Optics SkyWatcher - SolarScope - Software Bisque - Starlight Instruments - Starlight Xpress - StarryNight - StarWay - StellarCat - Takahashi - TEC - TeleVue - Thousand Oaks - Vixen - William Optics - Yankee Robotics

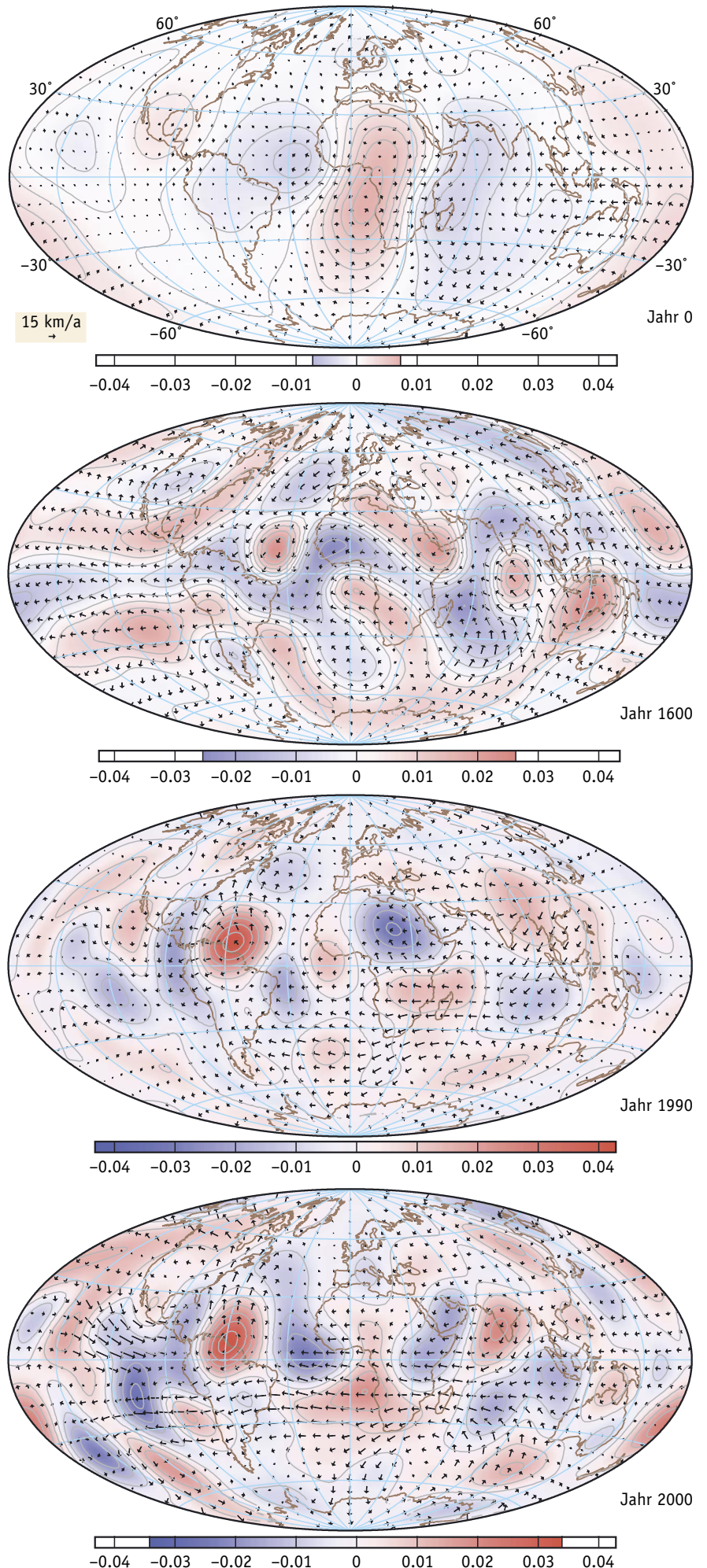
www.galileo.cc

info@galileo.cc

Limmattalstrasse 206 - 8049 Zürich - Tel: +41 (0) 44 340 23 00 - Fax: +41 (0) 44 340 23 02
Rue de Genève 7 - 1003 Lausanne - Tel: +41 (0) 21 803 30 75 - Fax: +41 (0) 21 803 30 77



► Abb. 10: Hier sind die Ströme des flüssigen Eisens im äußeren Erdkern an der Grenze zum Erdmantel in vier verschiedenen Epochen zu sehen. Die Umrisse der Kontinente wurden zur Orientierung auf die Kernoberfläche projiziert. Rot sind die Orte markiert, an denen das flüssige Metall nach oben steigt, blau die Orte, an denen es nach unten sinkt. Die Intensität der Färbung gibt die Stärke des Flusses an. Die Strömungsgeschwindigkeiten betragen bis zu dreißig Kilometer pro Jahr. (Bild: GFZ-Potsdam)



nung schon überfällig ist, wäre jedoch zu einfach. Die Dauer einzelner Polaritätsintervalle ist sehr unterschiedlich, und während die kürzesten nur einige Zehntausend Jahre anhielten, dauerte das längste über fünf Millionen Jahre. Während der Kreidezeit, vor etwa 120 bis 80 Millionen Jahren, war das Feld nach heutigem Wissensstand sogar dauerhaft in der derzeitigen Polaritätsrichtung stabil, dieser Zeitraum wird als »Cretaceous Normal Superchron« bezeichnet. Es ist die Frage, ob die jetzt beschleunigte Wanderung des nördlichen Magnetpols mit der Umpolung des Magnetfelds etwas zu tun hat.

Wie eine Umpolung genau abläuft, ist noch nicht geklärt. Die Zeitdauer, in der sich eine Umkehrung vollzieht, scheint in der Größenordnung von wenigen Jahrtausenden zu liegen. Die Stärke des globalen Felds nimmt dabei stark ab, und vermutlich geht sein überwiegender Dipolcharakter vorübergehend verloren. Es kehrt sich also nicht der Dipol um, sondern das Feld gewinnt an Komplexität und weist vorübergehend mehr als zwei Pole auf. Dann baut es sich mit zunehmender Stärke in umgekehrter Richtung als Dipol wieder auf.

Bewegungen im Erdkern

Was können wir nun aus all diesen Feldänderungen über den tief im Erdinneren ablaufenden Dynamoprozess lernen? Folgen wir diesen Feldern ins Erdinnere bis zum äußeren Erdkern. Dort sind die Feldlinien im flüssigen Eisen wie festgefroren und bewegen sich mit der Strömung mit. Aus den globalen Kartierungen des Feldes an der Erdoberfläche zu verschiedenen Zeiten lassen sich deshalb die Strömungen des flüssigen Erdkerns an der Grenze zum Mantel ableiten (Abb.10 und [6]). Das könnte ein Schlüssel zu einer Vorhersage der Magnetfeldänderungen für einige hundert Jahre sein.

Um die Kernströmungen abzuleiten, wird eine große Anzahl an Magnetfeldmessungen benötigt, von allen Conti-

zenten und auch von den Ozeanen. Dies war bisher nur mit den direkten Messdaten der letzten beiden Jahrhunderte möglich. Die neuen Versuche, die Methode auf die letzten Jahrtausende auszuweiten, liefern bereits erste Ergebnisse. Für noch längere Zeiträume im Bereich von Millionen Jahren existieren zu wenige Informationen über Stärke und Richtung des Magnetfelds. Ähnliches gilt auch für eine Umpolung des Magnetfelds innerhalb weniger tausend Jahre, für die weltweit Magnetfelddaten in sehr enger zeitlicher Folge von wenigen hundert Jahren erstellt werden müssten, was aber noch nicht realisierbar ist.

Der Geodynamo im Computer

Um die langfristigen Änderungen des Erdmagnetfelds zu verstehen, werden numerische Modelle des Geodynamos entwickelt, die auf der Physik der wirkenden Kräfte und der resultierenden Bewegungen beruhen. Hier stehen wir vor dem gleichen Problem wie in der Meteorologie und der Klimamodellierung: Es sind enorme Rechenkapazitäten nötig, um die magnetischen, elektrischen und eine Reihe anderer Eigenschaften des Kernmaterials auf den passenden zeitlichen und räumlichen Skalen zu berücksichtigen. Dies ist heute noch nicht befriedigend möglich, und die vorhandenen numerischen Modelle vereinfachen die Berechnungen in unterschiedlicher Form. Das führt dazu, dass sich jeweils nur einige der tatsächlich beobachteten Eigenschaften des Magnetfelds in den Modellen wiederfinden. In Deutschland laufen an den Universitäten Göttingen und Münster und am Max-Planck-Institut für Sonnensystem-

Literaturhinweise

- [1] **C. J. Hale:** The intensity of the geomagnetic field at 3.5 Ga; paleointensity results from the Komati Formation, Barberton Mountain Land, South Africa, *Earth Plan. Sci. Lett.* **86**, 354–364 [1987]
- [2] **M. Korte and C. Constable:** The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years – new results from a global model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **236**, 348–358 [2005]
- [3] **M. Korte and C. Constable:** Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia II: CALS7K. *Geochem. Geophys. Geosys*, **6**(2), Q02H15 DOI 10.1029/2004GC000801 [2005]
- [4] **International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA), Division V, Working Group VMOD:** Geomagnetic Field Modeling: The 10th-Generation International Geomagnetic Reference Field. *Geophys. J. Int.*, **161**, 561–565 [2005]
- [5] **A. Jackson, A.R.T. Jonkers and M.R. Walker:** Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **358**, 957–990 [2005]
- [6] **I. Wardinski:** Core Surface Flow Models from Decadal and Subdecadal Secular Variation of the Main Geomagnetic Field. Dissertation Freie Universität Berlin, www.diss.fu-berlin.de/2005/70/index.html [2005]

forschung in Katlenburg-Lindau sehr intensive Simulationen des Geodynamos in Computern.

Die permanente Verbesserung dieser Modelle in Verbindung mit der wachsenden Anzahl geo- und paläomagnetischer Daten dürfte eine solide und wahrscheinlich die einzige Grundlage sein, um Vorhersagen von Magnetfeldänderungen für einen Zeitraum von mehreren hundert Jahren zu ermöglichen. □

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft richtete vor sechs Jahren einen Schwerpunkt in der Erforschung dieser erdmagnetischen Variationen ein, an dem alle deutsche Universitäten und Forschungseinrichtungen, die sich mit dem Erdmagnetfeld beschäftigen, teilnehmen.



Volker Haak studierte an der LMU München Geophysik und promovierte dort 1970. Er wurde 1984 zum Professor für Geophysik an der Freien Universität Berlin und 1986 an der Johann Wolfgang Goethe Universität in Frankfurt am Main berufen. Von 1992 bis 2004 leitete er als Professor an der Freien Universität Berlin den Projektbereich Elektromagnetische Tiefensondierung und Geomagnetische Felder am GeoForschungsZentrum Potsdam.



Monika Korte studierte an der LMU München und promovierte 1999 an der FU Berlin. Seit 2003 ist sie als wissenschaftliche Leiterin der erdmagnetischen Observatorien Niemegk und Wingst am GFZ Potsdam tätig. Ihr Hauptarbeitsgebiet ist die Säkularvariation des Erdmagnetfelds.



Ingo Wardinski studierte Physik an den Universitäten Greifswald und Potsdam und erhielt dort 1999 das Diplom. Seit 2001 ist er wissenschaftlicher Mitarbeiter am GFZ Potsdam. Er promovierte 2005 an der Freien Universität Berlin mit einem Thema zur zeitlichen Variation des Erdmagnetfeldes und deren ursächlichen Prozesse an der Kern-Mantel-Grenze.

Glossar

Physikalische Einheiten: Das Magnetfeld wird in Nanotesla $nT = 10^{-9} T$ ($T =$ Tesla) angegeben, der Einheit der magnetischen Flussdichte ($1 \text{ Tesla} = 1 \text{Vs/m}^2$). Benannt wurde sie nach Nikola Tesla (1856–1943), einem amerikanischen Physiker kroatischer Herkunft, der sich intensiv mit Magnetfeldern befasste.

Dipolmoment: Momentum heißt im Lateinischen »die bewegende Kraft«. Das magnetische Dipolmoment ist die in einem Punkt konzentrierte Kraft, die das ganze umgebende Magnetfeld erzeugt, genau so wie eine Masse ihr umgebendes Schwerfeld bestimmt. Im Prinzip stammt das Wort »Dipol« aus einer Anordnung zweier entgegengesetzter magnetischer Ladungen (Hantelmodell). Da es keine magnetischen Monopolladungen gibt, ist das Hantelmodell physi-

kalisch nicht realisierbar. Man kann genau dieses Feld eines Dipols aber durch einen elektrischen Kreisstrom um den Mittelpunkt der gedachten Hantel erzeugen. Das Dipolmoment ist dann das Produkt aus dem Strom und der von ihm umflossenen Fläche und hat die Dimension Am^2 . Diese Dimension gilt nicht nur für Dipolmomente, sondern für jedes magnetische Moment. Das Dipolmoment des Erdmagnetfelds beträgt zurzeit etwa $8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$.

Horizontal- und Vertikalkomponente: Das Magnetfeld besitzt an jedem Ort eine andere Richtung und eine andere Stärke, es ist ein Vektorfeld. Man teilt dieses auf in Vektoren, die parallel und senkrecht zur Erdoberfläche gerichtet sind: ersterer ist die Horizontalkomponente, letzterer die Vertikalkomponente.