

SPEZIAL: GEOPHYSIK

Das Erdmagnetfeld – Beobachtung und Überwachung

VOLKER HAAK | STEFAN MAUS | MONIKA KORTE | HERMANN LÜHR

Das Erdmagnetfeld hat mehrere Ursachen innerhalb und außerhalb des Erdkörpers. Zunehmend gelingt es, die einzelnen Anteile zu trennen, wobei insbesondere erdumkreisende Satelliten eine wichtige Rolle spielen. Jüngst gelang es sogar, das von den Meeresströmungen erzeugte Magnetfeld zu messen.

Die Erde bietet dem Menschen einen einzigartigen Lebensraum. Er besteht aus vielen Komponenten, die alle in Wechselwirkung miteinander agieren und reagieren und einen Gleichgewichtszustand ausbilden. Zu diesem Lebensraum gehört der feste Erdkörper mit allen seinen Eigenschaften, die Erdoberfläche und, wie erst in jüngerer Vergangenheit klar geworden ist, die Magnetosphäre. Sie schützt einerseits das Leben auf der Erde vor energiereichen Teilchen aus dem Kosmos. Andererseits ist sie bedeutend für die Navigation von Flugzeugen, Schiffen und landgebundenen Fahrzeugen und einen beträchtlichen Teil der Satellitenkommunikation. Die magnetischen Zustände werden von Prozessen erzeugt, die in der Erde und in der Magnetosphäre ablaufen. Sie rufen Magnetfelder hervor, deren Summe wir als Erdmagnetfeld an der Oberfläche unseres Planeten messen.

Etwa 150 global verteilte, geomagnetische Observatorien messen seit ihrer Begründung durch Carl Friedrich Gauß und Alexander von Humboldt vor über 180 Jahren nach einem gleich bleibenden Schema kontinuierlich den absoluten Betrag und die zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes. Die Forscher und Entdecker des 19. und 20. Jahrhunderts zeichneten diese Beobachtungen des Erdmagnetfeldes in Raum und Zeit auf. Das war Teil der Erdbeobachtung, die nach den Ursachen von beobachtbaren Phänomenen suchte. Sie war somit eine wichtige Basis für die Erforschung der Erde.

Die sieben Quellen des Erdmagnetfeldes

In den letzten Jahrzehnten wurde immer deutlicher, dass das Erdmagnetfeld aus vielen Quellen gespeist wird. Es war aber nur in Ansätzen möglich, die Magnetfelder voneinander zu



Der Satellit CHAMP bei Tests. Die Lampen simulieren das Sonnenlicht im Weltraum. (Foto: Astrium).

trennen. Seit nunmehr 40 Jahren werden diese erdgebundenen Beobachtungen des Erdmagnetfeldes durch Messungen von Forschungssatelliten mit einer fast lückenlosen räumlichen Überdeckung ergänzt. Zusätzlich wurde im letzten Jahrzehnt die Messtechnik entscheidend verfeinert. Hiermit ließen sich nach und nach die einzelnen Anteile des Erdmagnetfeldes trennen, was überhaupt erst ein Verständnis der individuellen Vorgänge ermöglichte. Nach unserem gegenwärtigen Wissen setzt sich das Magnetfeld aus folgenden Komponenten zusammen:

1. Hauptmagnetfeld, Ursprung: Geodynamo im Erdkern;
2. Lithosphärenfeld, Ursprung: Magnetisierung der Gesteine;
3. Gezeitenfelder, Ursprung: Induktion des Hauptfeldes in einem sich bewegenden, elektrisch leitenden Medium wie dem Ozean;
4. Sq-Felder, Ursprung: Einstrahlung der Sonne auf die hohe Atmosphäre (Ionosphäre);
5. Ringstromsysteme in der Magnetosphäre, die durch die Verteilung und das Driften der geladenen Teilchen entstehen;

6. Polare und äquatoriale Elektrojets als gebündelte Strombänder, die durch spezielle ionosphärische Leitfähigkeitsverteilungen bedingt sind und
7. magnetische Stürme, ausgelöst durch den schnellen solaren Teilchenwind.

Die messtechnische Unterscheidung dieser Prozesse ist möglich, weil diese sich räumlich und zeitlich unterschiedlich abspielen. Im Folgenden beschreiben wir, wie sich Haupt- und Lithosphärenfeld voneinander trennen lassen. Dies ermöglicht es, weitere, wesentlich schwächere Vorgänge im Magnetfeld zu erkennen: Prozesse in der Ionosphäre und Magnetosphäre und die Gezeitenströmungen des Wassers in den Ozeanen.

Das Energiedichtespektrum des Erdmagnetfeldes

Der gemessene Wert des Magnetfeldes ist immer die Summe aller Magnetfelder der internen (im Erdinneren) und externen (im Erdaußenraum) fließenden elektrischen Ströme. Gauß hat ein Verfahren zur Trennung von internen und externen Magnetfeldern hergeleitet. Es gilt aber nur für das globale Magnetfeld, nicht für regionale Felder. Insbesondere gibt es kein Verfahren, das an einem einzigen Observatorium gemessene Signal in intern und extern erzeugte Komponenten aufzuspalten. Deshalb versucht man näherungsweise mit einer fortlaufenden Mittelung, die zu Stunden-, Tages- und Jahresmittelwerten zusammengefasst wird, die sich rasch ändernden externen Magnetfelder heraus zu filtern. Im Folgenden sollen deshalb nur die internen Anteile des Magnetfeldes diskutiert werden.

Das Magnetfeld in der elektrisch nicht leitenden Atmosphäre wird durch ein skalares Potential ϕ dargestellt. Aus ihm lassen sich drei Komponenten des Vektorfeldes berechnen, nämlich die Nord-, Ost- und Vertikalkomponente. Sie werden als Entwicklungen von Kugelfunktionen oder Legendre-Polynome dargestellt. Diese enthalten eine Reihe von Größen, wie die so genannten Gauß-Koeffizienten, den Erdradius sowie Länge und Breite des Messpunktes.

Alle Informationen über die Stärke des Erdmagnetfeldes stecken in den Gauß-Koeffizienten, den „Messwerten“. Die Geometrie des Feldes ergibt sich als Überlagerung der verschiedenen Kugelfunktionsanteile. Die International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) gibt alle fünf Jahre einen Satz von Gauß-Koeffizienten heraus, die das Erdmagnetfeld zu diesem Zeitpunkt wiedergeben (s. „Internet auf dieser Seite“).

Das Hauptmagnetfeld aus dem Erdkern

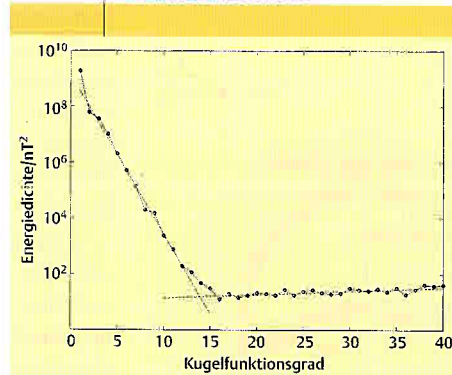
Eine Kugelfunktionsentwicklung ist immer eine Zerlegung des inhomogenen Magnetfeldes in eine Summe von Feldern von Multipolen: Jedes inhomogene Feld lässt sich darstellen als

Summe von Monopol (Grad $n = 0$), Dipol ($n = 1$), Quadrupol ($n = 2$) usw. Die unterschiedlichen Orientierungen dieser Multipole kennzeichnet die Ordnung m . So kann man einen Stabmagneten, also einen Dipol, parallel zur x -Achse, zur y -Achse und zur z -Achse ausrichten.

Man kann nun das Gesamtmoment aller drei Dipolmomente berechnen, ebenso das Gesamtmoment aller Quadrupolmomente, Oktupolmomente. Hieraus berechnet man die Energiedichte dieser Multipolmomente an der Erdoberfläche. Das hört sich zwar kompliziert an, bedeutet aber nur die Summe der Quadrate der Gauß-Koeffizienten, gemittelt über die Ordnung m , getrennt für jeden Grad n . Das Ergebnis zeigt Abbildung 1: Diese Abhängigkeit der Energiedichte vom Grad n wird das Mauerberger-Lowes-Spektrum genannt.

Dieses Spektrum hat zwei markante Äste unterschiedlicher Steigung. Der erste Ast bei großen Wellenlängen ($n < 15$) deutet auf eine Summe von Magnetfeld erzeugenden Prozessen hin, die recht weit von der Erdoberfläche entfernt sein müssen. Tatsächlich folgt aus einer geometrischen Überlegung, dass die Prozesse, die das Hauptmagnetfeld erzeugen, knapp unterhalb der Kernmantelgrenze bei $r = 3480$ km stattfinden. Der flache Ast des Leistungsspektrums, der bei $n = 15$ beginnt, repräsentiert Prozesse, die an oder nahe der Erdoberfläche stattfinden. Dieses Feld wird deshalb das Krusten- oder Lithosphärenfeld genannt. Wellenlängen des Lithosphärenfeldes von mehr als 2700 km ($n < 15$) sind vom Hauptfeld überdeckt und deshalb nicht sichtbar.

ABB. 1 ENERGIEDICHTE



Räumliches Spektrum der Energiedichte des Magnetfeldes an der Erdoberfläche, geschätzt aus Daten des Satelliten MAGSAT [3]. Der harmonische Grad n entspricht einer Wellenlänge von $\lambda = 2\pi a / n$, mit dem mittleren Erdradius $a = 6371$ km.

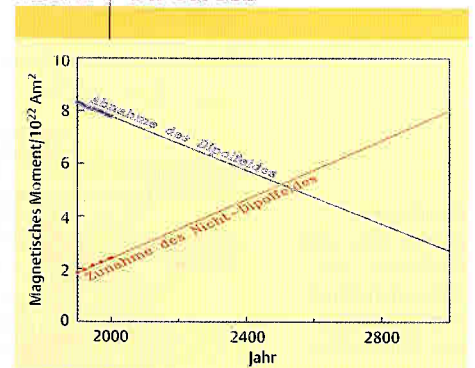
INTERNET

Forschung am GFZ
www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23

Satellit CHAMP
op.gfz-potsdam.de/champ

Aktuelle Gauß-Koeffizienten
ftmp://www.ngdc.noaa.gov/Solid_Earth/Main/fld_Mag/Models/pcsoftware/jgrf

ABB. 2 DIPOLFELD



Die Abnahme des magnetischen Dipolmomentes von 1900 bis 2000 und ihre lineare Extrapolation in die Zukunft.

Es ist also möglich, diese beiden wichtigen Prozesse, die zusammen das Erdmagnetfeld aus internen Prozessen ergeben, voneinander zu trennen. Betrachten wir nun kurz den Prozess, der im äußeren Kern stattfindet, um abschätzen zu können, welches Ziel das Überwachen dieses Prozesses ergeben soll.

Der Geodynamo ist ein Wechselspiel zwischen drei Umwandlungsprozessen, die im äußeren, dem flüssigen Erdkern, stattfinden. Der erste Prozess bewirkt die Umwandlung thermischer Energie in mechanische Bewegungsenergie und damit die Konvektion. Im Erdkern führt dieser Prozess zu Bewegungen des flüssigen Eisens mit Geschwindigkeiten um 30 km/Jahr. Diese Bewegungen ändern sich ständig und sind kaum vorhersagbar. Der zweite Prozess erzwingt eine gewisse Ordnung dieser Bewegungen durch die Coriolis-Kraft, einer Kraft, die durch die Drehung der Erde in 24 Stunden um sich selbst erzeugt wird. In der Meteorologie der Atmosphäre hat sie eine gleichfalls große Bedeutung: Sie wirkt auch auf die Bewegung der Luftmassen ein und erzeugt damit die rotierenden Tief- und Hochdruckgebiete. Der dritte Prozess setzt diese geordnete mechanische Bewegung in magnetische Energie um. Das ist möglich, weil das flüssige Eisen im Erdkern sehr gut elektrisch leitend ist und diese Bewegungen relativ zum bereits existierenden Magnetfeld der Erde stattfinden. Dieser Prozess ist vergleichbar mit der Erzeugung elektrischer Ströme durch einen rotierenden, metallisch leitenden Anker in einem Dynamo. Daher der Name Geodynamo. Die mit diesen Dynamos erzeugten elektrischen Ströme sind mit einem Magnetfeld verbunden, welches das vorhandene Magnetfeld verstärkt. Gleichzeitig geht ständig auch Magnetfeldenergie verloren, die sich letztlich wieder in Wärmeenergie zurückwandelt.

Während ein technischer Dynamo einen fest rotierenden Anker hat, gibt es im Geodynamo eine Reihe „wandernder Anker“ in Form von Tief- und Hochdruckgebieten wie auf einer Wetterkarte. Damit wird auch verständlich, dass sich das Erdmagnetfeld ändert.

Das Magnetfeld eines solchen Geodynamos würde verschwinden, wenn entweder die Bewegungen, also der erste Prozess, aufhörten, oder die Erde aufhören würde sich zu drehen. Dann würde die Ordnung in einer chaotischen Bewegung enden. Das Ende dieser Prozesse wird aber „zur Zeit“ nicht erwartet, der innere Kältetod wird sich erst auf „kosmischen“ Zeitskalen ereignen. Vielmehr ist zu erwarten, dass die Bewegungen des ersten Prozesses sich ändern, so wie es beim Wetter stets der Fall ist. Dort bleiben die Tief- und Hochdruckgebiete ja auch nicht immer am gleichen Ort stehen. Es können neue Wirbelgebiete entstehen, andere verschwinden, einige nach Osten, andere nach Norden wandern. Allerdings sind diese Bewegungen des flüssigen Eisens im Erdkern sehr viel schwerfälliger als die Bewegungen der Luft, so dass sich solche Konfigurationen von Hoch- und Tiefdruckgebieten über Jahrtausende halten können, bevor sie sich ändern.

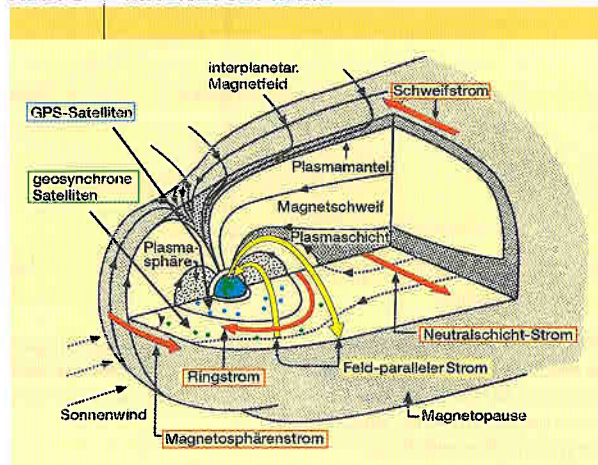
Mit solchen Änderungen und Umorientierungen der Bewegungsmuster des flüssigen Eisens im Erdkern können wir prinzipiell Änderungen in der Stärke des Magnetfeldes erklären. Wahrscheinlich kann man damit auch die völlige Umpolung des Magnetfeldes verstehen.

Zu den wesentlichen Änderungen gehören die seit 180 Jahren beobachteten und mit paläomagnetischen Messungen belegte Schwächung des Erdmagnetfeldes seit etwa 3000 Jahren (Abbildung 2). Gleichzeitig beobachtet man eine Zunahme des Nicht-Dipolfeldes, was auf die Bildung mehrerer Pole hindeutet. Außerdem beobachtet man eine Westdrift und eine sich beschleunigende Wanderung der magnetischen Pole. Diese zeitlichen Änderungen werden unseren Lebensraum beeinflussen. Die Verschiebung des magnetischen Nordpols schon in wenigen Dekaden, die Schwächung des Dipolfeldes in einigen hundert Jahren, wenn wir die zurückliegenden Trends linear in die Zukunft extrapolieren, was physikalisch allerdings nicht begründet ist. Die Schwächung geschieht aber recht schnell, weshalb dieser Prozess ständig überwacht werden sollte.

Unser Wissen um die genauen Abläufe der Prozesse im Erdkern ist noch zu begrenzt, um die weitere Entwicklung vorhersagen zu können. Der jetzt beobachtbare Trend kann sich natürlich wieder umkehren, das Dipolfeld also wieder zunehmen. Dabei wird aber eine physikalisch begründbare Trägheit der Prozesse, sowohl durch die im Erdkern involvierten sehr großen Massen als auch durch die sehr starken magnetischen Kopplungskräfte bedingt, einer schnellen Trendänderung entgegenwirken.

Das beschriebene Hauptfeld wird durch den Sonnenwind zur Magnetosphäre umgeformt. Deren Ausdehnung wird durch das Gleichgewicht zweier Kräfte bestimmt, nämlich durch den dynamischen Druck des Sonnenwindes und der Stärke des Erdmagnetfeldes [13]. Wird das Erdmagnetfeld schwächer, so wird die Magnetosphäre (Abbildung 3) kleiner. Dieser Aspekt wird zunächst für die geostationären Satelliten wahrscheinlich in wenigen hundert Jahren sehr bedeutend werden, da sie sich dann möglicherweise ungeschützt im solaren Teilchenstrom befinden. Ein detailliertes

ABB. 3 | MAGNETOSPHERE



Die Magnetosphäre unter dem Einfluss des von links anströmenden Sonnenwindes. Die Position des Forschungssatelliten CHAMP würde hier fast mit der Erdoberfläche zusammenfallen (nach [5]).

räumliches und zeitliches Überwachen des Verhaltens des Erdmagnetfeldes kann hier zu verbesserten Vorhersagemodellen führen und damit rechtzeitig die Entwicklung einer technischen Anpassung initiieren.

Das lithosphärische Magnetfeld

Den zweiten, flachen Ast des Leistungsspektrums in Abbildung 1 erzeugen Prozesse in der Lithosphäre, die bis in etwa 100 km Tiefe reicht. Mit Sicherheit gehören hierzu die statischen Anomalien des Magnetfeldes von magnetisierten Gesteinen der Erdkruste. Weiterhin werden auch magnetische Anomalien dazu gehören, die auf Grund der Lorentz-Ströme durch die Bewegungen des elektrisch gut leitenden Meerwassers relativ zum Hauptmagnetfeld erzeugt werden und magnetische Anomalien durch elektromagnetische Induktion im Erdkörper.

Schon die ersten Satellitenmissionen POGO (1965-1971) und MAGSAT (1979-1980) zeigten, dass das schwache Lithosphärenfeld auch aus der Erdumlaufbahn noch erkennbar ist. Aufgrund der atmosphärischen Reibung müssen sich Satelliten in Umlaufbahnen oberhalb von etwa 300 km aufhalten, um nicht zu stark gebremst zu werden. Dort hat das Lithosphärenfeld nur noch eine mittlere Stärke von wenigen Nanotesla. Weil dies in etwa der Messgenauigkeit der Satelliten POGO und MAGSAT entsprach, wiesen die ersten Kartierungen große Unsicherheiten auf, standen teilweise sogar im Widerspruch zu den Bodenbeobachtungen. Im Juli 2000 startete der vom GFZ betriebene Satellit CHAMP in eine 450 km hohe Umlaufbahn. Aufgrund seiner aerodynamischen Form wird er erst in den nächsten fünf Jahren auf 300 km absinken.

Nachdem seit zwanzig Jahren keine tief fliegenden Satelliten mehr das erdmagnetische Feld gemessen hatten, wurden die ersten Karten des Lithosphärenfeldes aus Messergebnissen von CHAMP mit Spannung erwartet. Tatsächlich ließen sich die früheren Kartierungsergebnisse deutlich von Störsignalen bereinigen und geben nun insbesondere die Nord-Süd gerichteten Strukturen erheblich besser wieder als zuvor [9]. Im Folgenden erläutern wir die Erstellung dieser ersten magnetischen Anomalienkarten und stellen Ideen zu deren Interpretation vor.

Die Kartierung des Lithosphärenfeldes, unabhängig von der Messgenauigkeit und Datenüberdeckung, ist eine interessante wissenschaftliche Herausforderung. Das gemessene Feld setzt sich nämlich aus einer ganzen Reihe von Beiträgen zusammen, die sorgfältig voneinander getrennt und deshalb gut verstanden werden müssen. Neben dem besprochenen Innenfeld, das aus Haupt- und Lithosphärenanteilen besteht, gibt es noch wie erwähnt externe Felder. Sie werden durch stark variable Stromsysteme in den ionosphärischen Schichten unterhalb des Satelliten und in der Magnetosphäre hervorgerufen (Abbildung 3).

Die Magnetosphäre bildet sich aus dem Erdmagnetfeld unter dem Einfluss des von der Sonne anströmenden Teilchenwindes. Die Entfernung von der Erde zum sonnennächsten Punkt der Magnetosphäre beträgt unter normalen

Verhältnissen etwa 60 000 km. Die magnetosphärischen Stromsysteme (rot) erzeugen ein Magnetfeld, das in Erdnähe annähernd homogen ist. Feldparallele Ströme (gelb) koppeln magnetosphärische Stromsysteme mit denen der erdnahen Ionosphäre. In guter Näherung haben die feldparallelen Ströme nur einen Einfluss auf die Richtung des Magnetfeldes, nicht aber auf die hier betrachtete Totalintensität.

Schließlich induzieren alle zeitlich variablen Bestandteile des Magnetfeldes elektrische Ströme im gut leitenden Erdmantel und in den Ozeanen. Auch diese sekundären Ströme erzeugen wiederum Magnetfelder, die berücksichtigt werden müssen. Von all diesen Beiträgen ist in Satellitenhöhe das Lithosphärenfeld am schwächsten. Dafür ist es aber auch der einzige zeitlich konstante Beitrag.

Die ionosphärischen Stromsysteme sind sehr variabel und deshalb schwer zu modellieren. Bei dem augenblicklichen Wissenstand ist deshalb die Erfolg versprechendste Strategie, nur Zeitabschnitte mit sehr schwachen ionosphärischen Strömen auszuwählen. Dies ist immer dann gegeben, wenn die Ionisierung und damit die Leitfähigkeit der oberen Atmosphäre gering ist. In nicht-polaren Breiten wird die Elektronendichte im Wesentlichen durch die Sonneneinstrahlung bestimmt. Deshalb sind auf der Nachtseite und an magnetisch ruhigen Tagen die Messdaten ungestört. Magnetisch ruhige Tage lassen sich an Hand der Messwerte von 13 weltweit verteilten Observatorien erkennen, deren Daten das GFZ-Observatorium Niemeck aktuell zusammenführt und hieraus den Aktivitätsindex K_p ableitet. Die Unruhe des Erdmagnetfeldes wird überwiegend von externen Strömen in der Magnetosphäre verursacht, ohne diese im einzelnen identifizieren zu können. Wir verwenden nur Daten aus Zeitabschnitten, die magnetisch sehr ruhig waren und damit vermutlich keine externen Magnetfelder hatten.

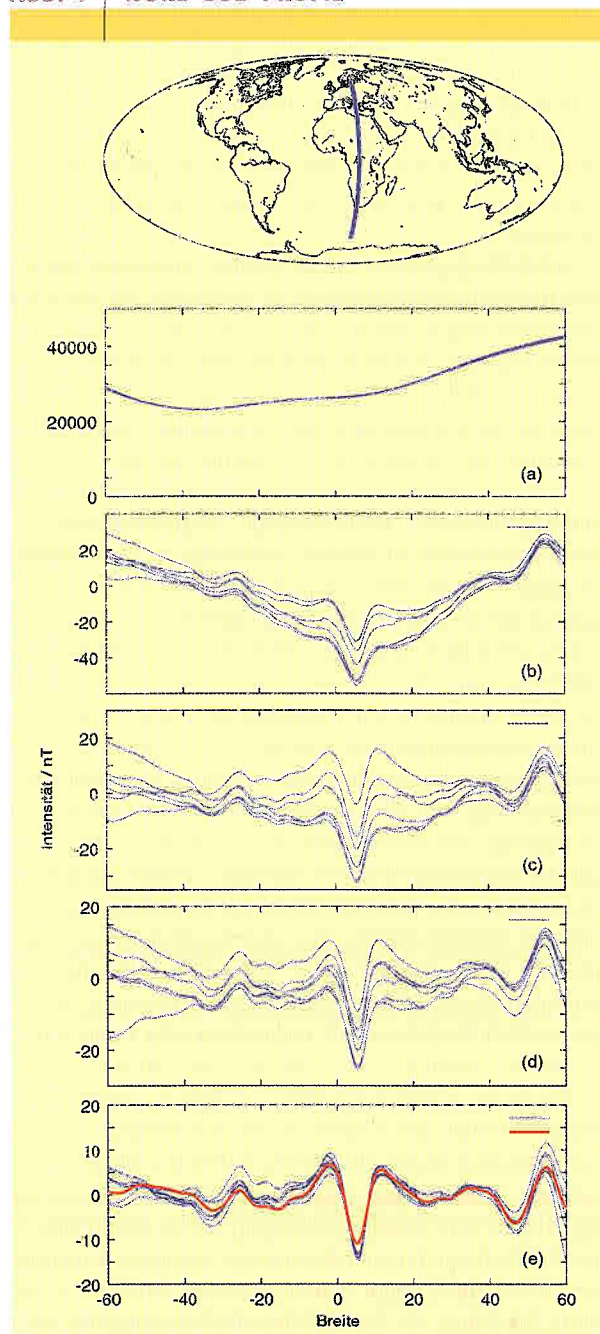
Für sechs annähernd ortsgleiche Spuren entlang eines Nord-Süd-Profiles durch Afrika ist die Bearbeitungssequenz in Abbildung 4 dargestellt. Das Hauptfeld dominiert die gemessene Totalintensität (Abbildung 4a). Nach dessen Abzug [10] bis zum Kugelfunktionsgrad $n = 14$ (Abbildung 1) und bei Berücksichtigung der linearen zeitlichen Änderung der Koeffizienten ergibt sich das sehr viel schwächere Signal in Abbildung 4b. Man beachte die Änderung der Skala um drei Größenordnungen. Das Signal weist nun einen u-förmigen Verlauf auf. Die fehlende Symmetrie beidseitig des Äquators zeigt die Abweichung des Hauptfeldes von einem axialen Dipolfeld. Aus geometrischen Überlegungen folgt, dass diese Form durch die Überlagerung eines zur magnetischen Dipolachse parallelen äußeren Feldes erfolgen muss. Letzteres wird durch elektrische Ströme in der weit entfernten Magnetosphäre hervorgerufen (rot in Abbildung 3). Die magnetosphärischen Beiträge haben einen zeitlich stabilen Anteil, der in Abbildung 4c abgezogen wurde. Nun ist das allen Spuren gemeinsame Lithosphärenfeld bereits deutlich erkennbar.

Die zeitlichen Änderungen der magnetosphärischen Ströme verursachen aber einen verbleibenden langwelligen



Feuer, Wasser, Erde, Luft.
R. Emmermann,
R. Ollig (Hrsg.).
In diesem farbig
gestalteten Buch
berichten vier
Autoren fachkundig
und leicht verständlich
über die aktuellen
Forschungsthemen der
Geowissenschaften. Das
Buch entstand zum Jahr
der Geowissenschaften
2002. 109 S.,
zahlr. Abb., Wiley-
VCH, Weinheim,
2003, geb. 15,90 €.
ISBN 3-527-40447-3.

ABB. 4 NORD-SÜD-PROFIL



Für sechs annähernd ortsgleiche Spuren entlang eines Nord-Süd-Profiles durch Afrika sind aufgetragen: a) die gemessene Totalintensität des Magnetfeldes, die Felder b) nach Abzug eines Hauptfeldmodells, c) nach Abzug zeitlich stabiler magnetosphärischer Anteile, d) nach der Ringstrom-Korrektur. Eine weitere Magnetosphärenfeld-Korrektur durch Abzug eines an die Messdaten angepassten, homogenen Feldes ergibt schließlich e).

Versatz, der vor der weiteren Verarbeitung korrigiert werden muss. Die zeitlichen Änderungen des scheinbaren magnetosphärischen Ringstromes werden durch einen aus magnetischen Observatorien bestimmten Ringstromindex beschrieben. Dabei wird angenommen, dass das Ringstromfeld in Erdnähe vollständig homogen und in Richtung

des erdmagnetischen Dipols ausgerichtet ist. Offensichtlich ist dies eine zu einfache Annahme, denn die daraus hergeleitete Ringstromkorrektur für Satellitendaten bleibt unbefriedigend (Abbildung 4d).

Eine bessere Korrektur ergibt sich unter der Annahme, dass das zeitlich variable Magnetosphärenfeld nur in Sektoren von 120° homogen ist. Es lässt sich dann direkt aus den Satellitenmessdaten schätzen und zusammen mit dem durch Induktion im Erdmantel verursachten Sekundärfeld abziehen. Als Ergebnis dieser neuen Methode erreicht man eine weitgehende Übereinstimmung benachbarter Messspuren, ohne das Lithosphärensignal signifikant zu beeinträchtigen (Abbildung 4e). Die rote Kurve zeigt das entsprechende Profil aus dem in Abbildungen 5 dargestellten, fertigen Lithosphärenfeldmodell.

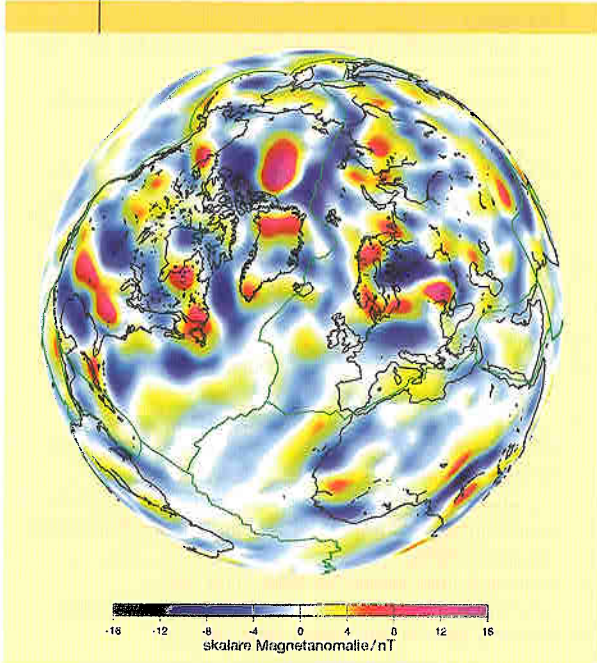
CHAMP bewegt sich nahezu auf einer Kreisbahn um die Erde, was die Modellierung des Lithosphärenfeldes besonders einfach macht. Die 6560 Gauß-Koeffizienten des magnetischen Potentials, entsprechend einer Entwicklung bis Grad und Ordnung 80, können unmittelbar aus den etwa 10^7 unregelmäßig verteilten Messpunkten geschätzt werden. Das Ergebnis der Modellierung entlang eines Nord-Süd-Profiles ist als rote Kurve in Abbildung 4e dargestellt. Fügt man nun alle berechenbaren Nord-Süd-Profile zusammen, so erhält man die zwei globalen Ansichten des Magnetfeldes der Abbildungen 5 [8].

Auffallend ist in Abbildung 5 die schwache Signatur der ozeanischen, aber auch der jüngeren kontinentalen Lithosphäre (Beispiel Westeuropa) gegenüber sehr alten Einheiten in Nordamerika, Grönland, Osteuropa und Sibirien. Nicht unmittelbar durch die Geologie erklärbar ist hingegen die starke positive Anomalie am Nordpol. Hier nicht gezeigt ist die andere Seite der Erde: Dort zeichnet sich die pazifische Platte durch ein sehr schwaches Lithosphärenfeld aus. Dies könnte einfach die Folge einer sehr homogenen und deshalb unsichtbaren Magnetisierung sein. Wahrscheinlicher ist aber, dass durch hohe Temperaturen [7] die pazifische Lithosphäre nur bis in geringe Tiefen magnetisiert ist. Gebiete in Südamerika (Amazonasbecken), die aus den mehrere hundert Millionen Jahren alten „Kernen“ der Kontinente bestehen, zeigen im Gegensatz zu Nordamerika kaum magnetische Anomalien, was zum Teil auf das hier sehr viel schwächere induzierende Hauptfeld zurückzuführen sein könnte.

Bei der Interpretation der Anomalien des Lithosphärenfeldes ist zu beachten, dass es sich hier tatsächlich nur um den kurzwelligen Anteil ($\lambda < 2700$ km für $n > 14$) handelt. Natürlich hat das Lithosphärenfeld auch einen langwelligen Anteil, hervorgerufen etwa durch die unterschiedliche Magnetisierung der ausgedehnten kontinentalen und ozeanischen Platten. Alle Wellenlängen größer als 2700 km sind aber vom Hauptfeld überdeckt und deshalb unsichtbar (Abbildung 1). Dieser Sachverhalt erschwert die Interpretation ganz erheblich.

Der Satellit CHAMP befindet sich seit etwa drei Jahren im Orbit. Analyse und Interpretation der Daten stehen erst

ABB. 5 | LITHOSPÄRE



Magnetfeld der Lithosphäre, bestimmt aus den Magnetfeld-daten der ersten 382 Tage der CHAMP-Mission. Dargestellt sind die Kugelfunktionsgrade 14 bis 65 der Anomalie der Totalintensität in 450 km Höhe.

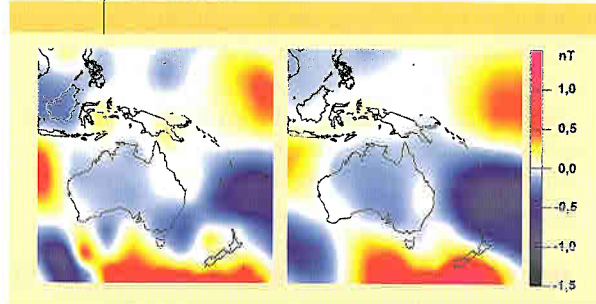
am Anfang. In den kommenden Jahren wird es zu einer kontinuierlichen Verbesserung der Lithosphärenfeldmodelle durch den stetigen Zufluss neuer Messdaten kommen. Die bisher noch nicht einbezogenen Messwerte des Vektormagnetometers an Bord des Satelliten werden eine verbesserte Modellierung und Abtrennung magnetosphärischer Feldanteile erlauben.

Interessante Möglichkeiten ergeben sich aus der zusätzlichen Berücksichtigung der Messdaten zweier höher fliegender Satelliten, genannt Ørsted und SAC-C. Zusammen mit den Messreihen der magnetischen Observatorien könnte der vollständige Zeitverlauf des Magnetfeldes in Erdnähe modelliert werden. Entsprechende Versuche mit einer Kombination von POGO-, MAGSAT- und Observatoriumsdaten [11] gibt es bereits. Große Fortschritte in der Interpretation erhoffen wir uns von der Feldfortsetzung des Magnetfeldes aus 450 km Höhe auf die Erdoberfläche, um es anschließend mit den magnetischen Landesvermessungen zu vergleichen.

Die hohe Qualität der CHAMP-Daten eröffnet ein neues Kapitel in der Interpretation des großräumigen Lithosphärenfeldes. Aufgrund der Mehrdeutigkeit zwischen der Stärke der Magnetisierung und der Mächtigkeit der magnetisierten Schicht ist eine eindeutige Modellierung der magnetischen Anomalien zwar nicht möglich. Dennoch lassen sich durch Kombination mit anderen geophysikalischen Methoden, insbesondere von Schweremessungen, Magnetotelurik und Seismik, wertvolle Aussagen zur Struktur und Temperatur der Lithosphäre treffen.

Ein Teil des weiträumigen Magnetfeldes der Lithosphäre erklärt sich durch die variierende Krustenmächtigkeit

ABB. 6 | GEZEITEN



und durch den Kontrast zwischen ozeanischer und kontinentaler Lithosphäre. Vor diesem Hintergrund erscheinen aber weitere teilweise sehr starke Anomalien, die offensichtlich mit den alten Schilden in Zusammenhang stehen. Hier bestätigt sich im globalen Maßstab eine Erfahrung aus regionalen Untersuchungen: Geologische Einheiten werden im Magnetfeld direkt sichtbar. Unter anderem eröffnet sich hier also die viel versprechende Möglichkeit, großräumige Bausteine der Lithosphäre über ihre magnetische Signatur direkt zu erkennen und zu klassifizieren. Die räumliche Verteilung kann im Rahmen der Plattentektonik als Produkt der vielfältigen Bewegungen der Kontinente über den Globus in der Erdvergangenheit gedeutet werden.

Magnetfelder der ozeanischen Gezeitenströmungen

Eine sehr genaue Erfassung des Hauptfeldes, der beschriebenen lithosphärischen Anomalien und der magnetosphärischen Magnetfelder ermöglicht es, Prozesse mit noch schwächeren Magnetfeldern zu erkennen. Hierbei handelt es sich um Bewegungen des elektrisch ziemlich gut leitenden Ozeanwassers relativ zum Hauptmagnetfeld. Die Lorentz-Kraft bewirkt in dem fließenden Leiter die Trennung der freien elektrischen Ladungen im Meerwasser senkrecht zur Strömungsrichtung. Hiermit wird ein elektrisches Feld aufgebaut, das elektrische Ströme erzeugt, die wiederum magnetische Felder haben. Die Amplituden dieser magnetischen Felder sind in der Größenordnung weniger Nanotesla. Kürzlich ist es unserer Gruppe und Kollegen von der Universität Washington gelungen, die räumliche Verteilung dieser Felder nach der Abtrennung aller anderen oben genannten Felder sichtbar zu machen [14]. Hierbei handelte es sich noch um periodische Felder, die durch die Hauptgezeiten entstehen (Abbildung 6).

Grundlage für diese Darstellung ist die Ebbe-Flut-Verteilung um Australien für eine Mondposition über dem 0. oder 180. Längengrad. Die linke Abbildung zeigt die magnetischen Felder, die durch die periodischen Wasserbewegungen im Erdmagnetfeld erzeugt werden. Sie wurden aus einem Modell für die Gezeiten der Ozeane „vorhergesagt“, also berechnet. Die rechte Abbildung zeigt die mit dem Satelliten CHAMP gemessenen Magnetfelder, nachdem das Hauptfeld, das lithosphärische Magnetfeld und das Magnetfeld der ionosphärischen und magnetosphärischen Ströme abgezogen wurden. Die Übereinstimmung beider

Magnetfelder der Meeresgezeiten: a) die mit CHAMP gemessenen Magnetfelder nach Abzug aller anderen bedeutenden Felder, b) die Magnetfelder, berechnet für die periodischen Wasserbewegungen eines Modells der ozeanischen Gezeiten im Erdmagnetfeld.

Abbildungen beweist, dass mit dem Satelliten auch diese sehr schwachen Magnetfelder und damit die hierzu korrespondierenden Prozesse beobachtet werden können.

Als nächstes wird man versuchen, auch nicht-periodische Felder sichtbar zu machen. Das würde es ermöglichen, aktuelle Meeresströme zu identifizieren, die ihrerseits eventuell für Klimaänderungen bestimmend sein können.

Prozessüberwachung mit dem Erdmagnetfeld

Das Erdmagnetfeld wird durch eine Reihe von Prozessen in und über der Erde erzeugt. Das aktuelle Ziel der Forschung ist wie gesehen die Trennung der Magnetfelder, die zu diesen Prozessen gehören und damit die individuelle Beobachtung dieser Prozesse. Die Voraussetzung für eine erfolgreiche Trennung ist die kontinuierliche Beobachtung der zeitlichen Variation des Erdmagnetfelds durch ortsfeste Observatorien und die kontinuierliche Beobachtung der räumlichen Verteilung durch Satelliten. Die hiermit identifizierbaren Prozesse ermöglichen unterschiedliche Aussagen über Größe und Zustand unseres Lebensraums. Hierzu zählen insbesondere:

- Die langfristige Variation des Hauptmagnetfelds, die durch den Geodynamo erzeugt wird. Sie bestimmt die Geometrie des Erdmagnetfelds und damit die Änderung der Magnetosphäre, in der sich alle Kommunikations- und Navigationssatelliten aufhalten.
- Das statische magnetische Feld der Erdkruste ergibt sich aus Veränderungen in der lithosphärischen Platten in der geologischen Vergangenheit. Es kann damit Auskunft geben, wie der uns jetzt zugängliche Lebensraum zustande kam.
- Magnetfelder von Meeresströmungen zeigen direkt die Bewegungen dieser Wassermassen an. Sie sollten deshalb in die Konstruktion von Klimamodellen Eingang finden.
- Alle externen Magnetfelder, die hier nicht weiter diskutiert wurden, sind direkte Indikatoren für das Weltraumwetter, das sich innerhalb der Magnetosphäre abspielt. Es hat auf Kommunikations- und Navigationssatelliten großen Einfluss [12, 13].

Zusammenfassung

Das Erdmagnetfeld umgibt unseren Planeten wie ein unsichtbarer Schutzschild. Nachweisen lässt es sich leicht mit einem Kompass. In den letzten Jahrzehnten wurde aber immer deutlicher, dass das Erdmagnetfeld aus vielen Quellen gespeist wird. Nach unserem gegenwärtigen Wissen setzt es sich aus sieben Komponenten zusammen. Mit modernen Methoden ist es mittlerweile möglich, selbst schwächste Beiträge beispielsweise von der Lithosphäre oder von den ozeanischen Gezeitenströmungen zu messen.

Stichworte

Geophysik, Geomagnetismus, Lithosphärenfeld, CHAMP, Gezeitenströme.

Literatur:

- [1] J. Arkani-Hamed, R. A. Langel, M. Purucker, *J. Geophys. Res.* **1994**, *99*, 24075.
- [2] G., Backus, R. Parker, C. Constable. *Foundation of Geomagnetism*. Cambridge University Press, Cambridge 1996.
- [3] J.C. Cain et al., *Geophys. J. Int.* **1998**, *97*, 431.
- [4] Y. Cohen, J. Achache, *J. Geophys. Res.* **1990**, *95*, 10783.
- [5] M. G. Kivelson, T. Russel, *Introduction to space physics*, Cambridge Univ. Press, Cambridge 1995.
- [6] R. A. Langel, W. J. Hinze, *The magnetic field of the Earth's lithosphere - The satellite perspective*, Cambridge Univ. Press, Cambridge 1998.
- [7] G. Masters et al., *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **1996**, *1354*, 1385.
- [8] S. Maus et al., *Zweijahresbericht 2000/2001*, Geoforschungszentrum 2002.
- [9] S. Maus et al., *Geophys. Res. Lett.* **2002**, *29*(14), 10.1029/2001GL013685.
- [10] N. Olsen et al., *Geophys. Res. Lett.* **2000**, *27*, 3607.
- [11] T.J. Sabaka, N. Olsen, R. A. Langel, *A comprehensive model of the near-Earth magnetic field: phase 3*, Technical Report 2000, NASA/TM-2000-209894.
- [12] K. Schlegel, *Phys. Unserer Zeit* **2000**, *31* (5), 222.
- [13] K. Schlegel, R. Schwenn, *Phys. Unserer Zeit* **1999**, *30* (6), 240.
- [14] R. Tyler, S. Maus, H. Lühr, *Science* **2003**, *299*, 239.

Die Autoren



Volker Haak, geb. 1939, Promotion 1970 an der LMU München, seit 1994 Professor an der FU Berlin. Am GFZ Potsdam leitet er seit 1992 die Sektion Elektromagnetische Tiefensondierung und Erdmagnetfeld, zu der auch das Adolf-Schmidt-Observatorium für Geomagnetismus gehört.



Stefan Maus, geb. 1965, Promotion 1995 in Hyderabad, Indien, nach der Habilitation an der TU Braunschweig seit 2000 als Mitarbeiter am GFZ Potsdam in der Auswertung von CHAMP-Messungen und der Modellierung und Interpretation des geomagnetischen Feldes tätig.



Monika Korte, geb. 1971, Promotion 1999 an der FU Berlin, jetzt Leitende Wissenschaftlerin am GFZ Potsdam und seit Februar 2003 wissenschaftliche Leiterin der erdmagnetischen Observatorien Niemeck und Wingst.



Hermann Lühr, geb. 1946, Promotion 1980 an der TU Braunschweig, seit 1990 dort Professor, zur Zeit Leitender Wissenschaftler am GFZ Potsdam, wo er seit 2000 Leiter der Magnetfelduntersuchungen mit dem CHAMP-Satelliten und verantwortlich für das Science Operation System dieser Mission ist.

Anschrift

Geoforschungszentrum Potsdam, Telegrafenberg, 14473 Potsdam. vhaak@gfz-potsdam.de