

# 1 Zusammenfassung Paläomagnetik

nach der Vorlesung von Prof. Valerian Bachtadse an der LMU München im Wintersemester 2003/2004

Literatur: Rob Butler, "From Domains to Terranes" [...] URL!

Anmerkung: "Terrane" bezeichnet Gebiete, die geologisch nicht zu dem Kontinent passen, an dem sie hängen (d.h. sie sind nicht gemeinsam entstanden, sondern sind erst später zusammengekommen).

Zeitskala wichtiger Ereignisse:

- 1,7 Mrd Jahre: Urkontinent Rodinia
- 290-250 Mio Jahre: Urkontinent Pangäa
- 140 Mio Jahre: Öffnung des Atlantik

## 1.1 Koordinatensystem

Das Magnetfeld wird in folgende Komponenten unterteilt:

- Gesamtfeldstärke  $F$
- Horizontalkomponente  $H = F \cdot \cos(I)$
- Deklination  $D$ ;  $\tan(D) = y/x$
- Inklination  $I$ ;  $\tan(I) = z/H$
- $x$ -Komponente;  $x = H \cdot \cos(D) = F \cdot \cos(I) \cdot \cos(D)$
- $y$ -Komponente;  $y = H \cdot \sin(D) = F \cdot \cos(I) \cdot \sin(D)$
- $z$ -Komponente;  $z = F \cdot \sin(I)$

Das kartesische Koordinatensystem  $(x, y, z)$  ist so orientiert, dass  $x$  nach Norden zeigt,  $y$  nach Osten, und  $z$  nach unten (Rechtssystem). Die Deklination ist der Winkel von Nord aus im Uhrzeigersinn, die Inklination der Winkel von der Horizontalen aus im Uhrzeigersinn.

Abhängigkeit der Inklination von der geographischen Breite:

$$\tan(I) = 2 \tan(\varphi)$$

Man kann also aus der Magnetisierung von Gesteinen auf deren geographische Breite bei ihrer Entstehung schließen. Über die geographische Länge kann man keine Aussagen machen.

Abhängigkeit der Komponenten von Erdradius und Breite:

$$F = f \cdot \frac{M \sqrt{1 + 3 \sin^2(\varphi)}}{R^3}$$
$$H = f \cdot \frac{M \cdot \cos(\varphi)}{R^3}$$
$$z = f \cdot \frac{M \cdot \sin(\varphi)}{R^3}$$

mit:  $R = 6371 \text{ km}$ ,  $M = 8 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$

Übrigens: Die magnetischen Pole wurden so definiert, dass der magnetische Nordpol der Erde beim geographischen Südpol ist!

## 1.2 Zeitliche Veränderung des Erdmagnetfelds

Im zeitlichen Mittel (d.h. über  $10^4$  Jahre gemittelt) ist das Erdmagnetfeld ein *geozentrisches axiales Dipolfeld*. Es gibt auch Feldkomponenten höherer Ordnung (Quadrupol usw.), die jedoch zeitlich und räumlich nicht stabil sind. Sie führen durch Überlagerung mit dem Dipolfeld zu *Säkularvariationen*. Außerdem gibt es Anomalien z.B. über Nordamerika und Sibirien, die sich in der Vergangenheit als ziemlich konstant erwiesen haben; wenn der magnetische Pol wandert, bleibt er bevorzugt an diesen Stellen hängen.

Zeitnah betrachtet verändert sich das Feld jedoch sehr stark – der Pol wandert in einer Präzessionsbewegung um die Erdachse herum (Abweichung momentan:  $11^\circ$ ). Weil das Magnetfeld durch Materieströmungen im Erdinneren entsteht, ist seine Ausrichtung langfristig an die Erdrotation gebunden, d.h. der magnetische Nordpol hält sich immer im Bereich der Pole auf, nur bei Feldumkehrungen ist er kurzfristig in den Bereichen dazwischen zu finden. Bei der Messung der Gesteinsmagnetisierung ist die schnelle Wanderung des Pols zu beachten, d.h. bei Basalten reicht nicht eine einzelne Probe, sondern man muss zwischen mehreren im gleichen Zeitraum entstandenen Proben mitteln. Bei Sedimenten ist das nicht erforderlich, sie entstehen so langsam, dass sie die Magnetisierung “automatisch” mitteln.

Grund für die Annahme, dass das Feld früher ebenfalls axial war: *Aktualismus*, d.h. die Prozesse, in deren Ergebnis die magnetischen Feldrichtung konserviert wurde, laufen auch heute noch genauso ab (z.B. Plattentektonik, Sedimentation). Das Magnetfeld ist breitenabhängig, ebenso wie das Klima – darum kann man Klimadaten als Indikatoren für die Ausrichtung der Erdachse und damit des Magnetfelds verwenden. Beispiele:

- Kohlelagerstätten: entstehen aus äquatornahen Mangrovenwäldern oder Hochmooren (kann man anhand der Zusammensetzung der Kohle unterscheiden)
- Salzlagerstätten: entstehen in heißem trockenem Klima, wie es heute z.B. in der Gegend von Salt Lake City herrscht
- Riffe: werden von der CCD (calcite compensation depth) bestimmt; nur im flachen warmen Wasser ist es am Meeresboden so warm, dass im Wasser zu wenig  $\text{CO}_2$  gelöst ist, um das Kalzit zu Karbonat zersetzen zu können  $\Rightarrow$  typischerweise nur im Bereich  $\pm 20^\circ$  um den Äquator um den Äquator.
- Dropstones (Tilite): Steine auf dem Meeresboden (teilweise bis Hausgröße), die von Gletschern stammen. Die Gletscher kalben am Meer, somit treiben die Steine auf den Eisbergen Richtung Äquator, bis diese schmelzen und die Steine somit auf dem Meeresgrund landen (typischerweise bei  $60^\circ$  Breite).
- $^{18}\text{O}$ -Gehalt: Dieses Sauerstoffisotop befindet sich im Regenwasser; in Kaltzeiten wird das Süßwasser in Gletschern gebunden, d.h. das  $^{18}\text{O}$  in der Umwelt wird abgereichert und findet sich in geringeren Mengen z.B. in den Kalkschalen von Tieren.
- Gehalt an SP-Partikeln: In warmem Klima läuft die Bodenbildung schneller ab; z.B. Löß besteht aus sehr feinen Teilchen, die magnetisch SP-Partikeln entsprechen. Auch wenn SP-Partikel keine remanente Magnetisierung speichern können, kann man aus ihrem Gehalt Rückschlüsse ziehen.

Es gibt übrigens ein seltsames Phänomen, nämlich Dropstones mit Kalkablagerungen darauf. Als Erklärung dient die Theorie “Snowball Earth”, die besagt, dass, wenn die Polkappen auf eine Größe von etwa  $30^\circ$  wachsen, die Erde auf einen Schlag komplett vereist. Dann können keine Pflanzen mehr leben, es gibt auf dem Festland

praktisch kein flüssiges Wasser mehr, d.h. Erosion und Sedimentation sind auch stark reduziert. Nur der Vulkanismus ist noch aktiv und erzeugt CO<sub>2</sub>, das in Form von Kalk ausgefällt wird.

### 1.3 Arten von Magnetismus

Suszeptibilität  $\kappa$ : Zusammenhang zwischen äußerer Feldstärke und Magnetisierung

$$J = \kappa \cdot H_a$$

Arten von Magnetismus:

- Diamagnetismus: die Suszeptibilität ist negativ
- Paramagnetismus: die Suszeptibilität ist positiv
- Ferromagnetismus: die Suszeptibilität ist deutlich größer als bei Paramagnetismus, und keine Konstante mehr. Beim Auftragen im  $H_a$ - $J$ -Diagramm ergibt sich keine Gerade, sondern eine Hystereseschleife.
- Ferrimagnetismus: verschiedene ferromagnetische Schichten sind übereinander in entgegengesetzter Richtung angeordnet, so dass sich deren Magnetisierung z.T. gegenseitig aufheben

Weil nur ferromagnetische Stoffe eine nennenswerte remanente Magnetisierung besitzen, sind nur diese für die Paläomagnetik interessant. Die wichtigsten Minerale sind dabei Magnetit, Hämatit und Titanomagnetit.

Dunkle Minerale sind meist paramagnetisch: Olivin, Amphibol, Pyroxen, ...

### 1.4 Die Hystereseschleife

Wenn man bei einer ferromagnetischen Probe ein äußeres Feld anlegt und in einem Diagramm die Magnetisierung ( $J$ ) über das äußere Feld ( $H_a$ ) aufträgt, ergibt sich eine Hystereseschleife. Bei einer anfangs unmagnetisierten Probe startet der Graph im Ursprung – es ergibt sich die sog. Neukurve; im Folgenden läuft die Kurve um den Koordinatenursprung herum. Folgende Punkte zeigen sich im Diagramm:

- $J_s$ : Sättigungsmagnetisierung, d.h. das ist die maximale Magnetisierung, die das Material erreicht, egal wie hoch das äußere Feld ist. In diesem Fall sind alle Domänen gleich ausgerichtet, mehr geht nicht. Im Diagramm der maximale Wert von  $J$ .
- $J_{rs}$ : Sättigungsremanenz, d.h. diese Magnetisierung bleibt übrig, wenn vorher die Sättigungsmagnetisierung erreicht wurde und anschließend das äußere Feld entfernt wurde. Manche Domänen ändern ihre Magnetisierungsrichtung, aber viele behalten ihre Ausrichtung bei und sorgen dafür, dass diese Gesamtmagnetisierung übrig bleibt. Im Diagramm der Schnittpunkt zwischen Hystereseschleife und  $J$ -Achse.
- $H_c$ : Koerzitivkraft, d.h. so groß muss das äußere Feld sein, um eine (entgegengesetzte) sättigungsremanente Magnetisierung wieder auf 0 zu bringen. Im Diagramm der Schnittpunkt der Hystereseschleife mit der  $H_a$ -Achse.
- $H_{cr}$ : Remanenzkoerzitivkraft [...]
- $J_r$ : remanente Magnetisierung [...]

Die Höhe der Koerzitivkraft ist ein Maß dafür, wie magnetisch hart ein Material ist. D.h. eine (am Koordinatenursprung) breite Hystereseschleife bedeutet, dass das Material magnetisch hart und dass seine Relaxationszeit groß ist.

Bei SD-Teilchen ist die Hystereseschleife deutlich steiler als bei MD-Teilchen.

Bei Hämatit ist die Sättigungsmagnetisierung so hoch, dass die dazu nötigen Feldstärken im Labor kaum erreicht werden können.

## 1.5 Magnetische Partikel

Magnetische Partikel (geordnet nach zunehmender Partikelgröße):

- SP superparamagnetisch (kommen z.B. in Bakterien vor)
- SD single domain particle (Einbereichsteilchen), Größe ca.  $0,5\mu\text{m}$ ; magnetisch sehr stabil, sehr große Feldstärken sind zur Ummagnetisierung nötig
- PSD pseudo-SD: verhält sich von den magnetischen Eigenschaften her wie ein Gemisch aus SP, SD und MD
- MD multi domain particle (Mehrbereichsteilchen), besteht aus mehreren magnetischen Domänen (Weißsche Bezirke)

Hier ist zu beachten, dass die Korngröße selten homogen ist – speziell bei Gestein mit großer Korngröße hat man immer auch Material kleiner Korngröße mit dabei, welches man bei der Messung mitmisst.

Verschiedene magnetische Eigenschaften sind von der Korngröße abhängig, so dass man v.a. aus den Verhältnissen  $J_R/J_{RS}$  und  $H_{CR}/H_C$  auf die Korngröße schließen kann.

## 1.6 Thermische Vorgänge, Curie-Temperatur

Oberhalb der Curie-Temperatur  $T_c$  geht die ferromagnetische Eigenschaft und damit die in der remanenten Magnetisierung gespeicherten Informationen verloren, das Material wird paramagnetisch. Diese Temperatur wird nur von der chemischen Zusammensetzung bestimmt und ist unabhängig von Korngröße oder Domänenzustand (z.B. senkt die Beimengung von Titan die Curietemperatur deutlich). Bei Magnetit ist  $T_c = 570^\circ\text{C}$ , bei Hämatit  $T_c = 700^\circ\text{C}$ , d.h. weit unterhalb des Schmelzpunkt von Gesteinen (flüssiger Basalt hat ca.  $1200^\circ\text{C}$ ). Darum entsteht in magmatischen Gesteinen die remanente Magnetisierung durch das Erdmagnetfeld erst, wenn die Lava abkühlt - d.h. zum Entstehungszeitpunkt des Gesteins. Es gibt übrigens auch Stoffe, deren Curietemperatur im negativen Celsius-Temperaturbereich liegt, d.h. unter Normalbedingungen erscheinen sie uns paramagnetisch.

Die Magnetisierung klingt langsam ab:  $J = J_0 \cdot e^{-t/\tau}$ . Die Relaxationszeit  $\tau$  ist bei Normaltemperatur im Bereich von einer Milliarde bis Billion Jahren – man sucht also Gesteine, die thermisch möglichst wenig beansprucht wurden, und hat dort dann gute Chancen, nahezu beliebig alte Magnetisierungen messen zu können.

Auch Oxidations- und Mischungsvorgänge spielen eine Rolle. Z.B. Basalt enthält Titanomagnetit, der sich im Laufe der Zeit zu Magnetit und Ilmenit entmischt, wobei die gespeicherten Richtungsinformationen verloren gehen und Curie-Temperatur und Koerzitivkraft erhöht werden; dieser Vorgang dauert etwa 20-30 Mio Jahre. Granit dagegen kühlt so langsam ab, dass sich bereits während der Entstehung der Titanomagnetit umwandelt. Ein weiteres Beispiel ist Pyrit, der durch Oxidation zu Magnetit wird, ebenfalls unter Verlust der magnetischen Informationen.