

Umweltmagnetik - Methoden und Möglichkeiten

Ulrich Bleil, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen

1. Einleitung

Der Gesteinsmagnetismus, über lange Zeit eine überwiegend physikalisch und mineralogisch orientierte Grundlagenforschung, engagiert sich seit einer Reihe von Jahren zunehmend auch auf Gebieten der angewandten Geowissenschaften. Grundlage der Umweltmagnetik, seines jüngsten und erfolgreichsten Zweiges, ist die unterdessen vielfach bewährte Arbeitshypothese, daß Zusammensetzung, Konzentrationen und Korngrößenspektren des magnetischen Mineralinventars mariner, limnischer, fluvialer und äolischer Sedimente spezifische Umwelteinflüsse auf die Ablagerungsbedingungen widerspiegeln. Eine umfassende Darstellung der Methoden und Aufgabenfelder haben Thompson & Oldfield (1986) publiziert. Neuere Übersichtsartikel (Lund & Karlin, 1990; Oldfield, 1991; King & Channell, 1991; Verosub & Roberts, 1995; Frederichs et al., 1999) behandeln vornehmlich Beiträge der Umweltmagnetik zur paläoklimatischen und paläoozeanographischen Forschung.

Zu diesem Themenkreis werden nach einer Übersicht moderner Analyseverfahren mit Beispielen aus Arbeiten des Bremer Sonderforschungsbereichs unterschiedliche Anwendungsstrategien der Umweltmagnetik illustriert:

- (a) Regionale lithostratigraphische Korrelationen von Sedimentfolgen sowie ihre hochauflösende chronostratigraphische Gliederung mit Techniken des 'orbital tuning' auf der Basis gesteinsmagnetischer Meßreihen. (Sie werden hier nicht behandelt.)
- (b) Identifizierung von Provenienz, Transportwegen und -medien terrigener magnetischer Mineralkomponenten in Tiefseesedimenten.
- (c) Rekonstruktion von biogeochemischen (Paläo-) Milieus und ihrer klimatisch gesteuerten zeitlichen Variabilität mit gesteinsmagnetischen Proxyparametern. Dabei dienen frühdiagenetische Veränderungen primärer magnetischer Phasen, authigene Biomineralisationen oder auch abiotische Neubildungen von magnetischen Mineralen als diagnostische Kriterien. (Hierauf wird nur am Rande eingegangen.)

2. Magnetismus natürlicher Minerale

Marine Sedimente enthalten typischerweise nur äußerst geringe Konzentrationen (<< 1%) von, im ursprünglichen Sinne, magnetischen Mineralen, die eine remanente Magnetisierung tragen können. Die Hauptkomponenten der sedimentären Matrix sind entweder diamagnetisch (biogene Karbonate und Silikate, Wasser) oder paramagnetisch (lithogene Fe-Silikate, Tone). Sie können magnetisch an Hand ihrer schwachen Suszeptibilitäten unterschieden werden, die für Diamagnetika negativ und Paramagnetika positiv sind. Beide werden zumeist nur summarisch als nicht-ferromagnetischer Beitrag zur Gesamtsuszeptibilität erfaßt. Die physikalischen Prinzipien des Ferromagnetismus gelten in gleicher Weise auch für die natürlichen ferri-magnetischen ([Titanio]-Magnetit, Maghemit, Pyrrhotit, Greigit) und antiferromagnetischen (Hämatit, Goethit) Minerale. Ferrimagnetika zeichnen sich gegenüber Antiferromagnetika durch wesentlich höhere, aber instabilere Magnetisierungen aus.

Die Existenz einer permanenten, remanenten Magnetisierung ist eng verbunden mit dem Phänomen der magnetischen Bereiche ('Domänen') innerhalb derer alle atomaren magnetischen Momente nach einem einheitlichen Ordnungsschema orientiert sind. Die Zahl der Domänen variiert mit der Korngröße. Ein- (SD-) und Mehrbereichs- (MD-) Teilchen kontrastieren sehr markant in ihren magnetischen Eigenschaften. MD-Teilchen mit nur wenigen Domänen (< 10), sogenannte Pseudoeinbereichs- (PSD-) Teilchen, besitzen ähnliche Charakteristika wie SD-Teilchen. Unterhalb einer kritischen Korngröße sind remanente Magnetisierungen thermisch nicht mehr stabil. Einerseits aufgrund ihrer hohen Suszeptibilitäten und andererseits ihres Unvermögens eine Remanenz zu tragen, werden solche ultrafeinkörnigen Partikel als superparamagnetisch (SP) bezeichnet. Die Übergänge zwischen den einzelnen Klassen von Bereichsstrukturen erfolgen mineralspezifisch bei bestimmten Korngrößen, für Magnetit SP/SD bei 0.03 μm , SD/PSD bei 0.1 μm und PSD/MD bei etwa 10 - 20 μm . Zu den Grundlagen der Mineral- und Gesteinsmagnetik sowie die Physik des Ferromagnetismus sei auf Lehrbücher verwiesen (u.a. Stacey & Banerjee, 1974; Dunlop & Özdemir, 1997; Chikazumi, 1997).

3. Experimentelle Methoden

Die meisten umweltmagnetischen Studien basieren auf einer relativ kleinen Zahl gesteinsmagnetischer Parameter, die sich mit modernen Laboreinrichtungen auch für sehr große Probensätze effizient bestimmen lassen. Neben Messungen der Suszeptibilität κ sind dies vor allem unterschiedliche artifizielle Remanenzen wie die isothermale remanente Magnetisierung M_{ir} und anhysteretische remanente Magnetisierung M_{ar} . Aufwendiger, vielfach jedoch unverzichtbar sind Hysteresemessungen, aus denen sich klassische magnetische Basisdaten wie Sättigungsmagnetisierung M_s , Sättigungsremanenz M_{rs} , Koerzitivkraft (-Feldstärke) B_c und remanente Koerzitivkraft B_{cr} ableiten (Abb. 1). Traditionelle Techniken der Gesteinsmagnetik wie etwa Thermomagnetik, Anisotropie- und Mössbauer-Analysen oder (Elektronen-) Mikroskopie sind zumeist impraktikabel und werden in der Umweltmagnetik deshalb eher selten eingesetzt.

In Feldern bis zu 1 T, wie sie in den meisten Labors für Hysteresemessungen zur Verfügung stehen, erreichen SP Magnetit und antiferromagnetische Komponenten keine hinreichende Sättigung. Um Anteile hochkoerzitiver Phasen aus solchen Hysteresedaten quantitativ abschätzen zu können, sind leistungsfähige mathematische Algorithmen entwickelt worden (von Dobeneck, 1996). Ein direktes Maß für die SP Magnetit Konzentration ist die Frequenzabhängigkeit der Suszeptibilität $\kappa_{fd} = \kappa - \kappa_{hf}$ respektive als Prozentangabe $\kappa_{fd}\% = 100 \cdot (\kappa - \kappa_{hf}) / \kappa$. Die Suszeptibilität wird üblicherweise in Wechselfeldern von einigen hundert Hz gemessen, κ_{fd} bei etwa einer Größenordnung höheren Frequenzen. κ ist der meist verwendete und in aller Regel auch zuverlässigste Proxyparameter für die pauschale Magnetit Konzentration in marinen Sedimenten. Mit Ausnahme von SP Anteilen sind Einflüsse der Korngröße vernachlässigbar. Sonstige ferri- und antiferromagnetische Mineralfraktionen tragen zu κ ebenso bei wie die paramagnetische Matrix, jedoch mit sehr viel geringeren spezifischen Suszeptibilitäten. Nur für $\kappa < 10^{-4}$ SI (< 30 ppm Magnetit) müssen auch diamagnetische Komponenten berücksichtigt werden. Die Auswertung von Hysteresemessungen bei hohen Feldstärken ergibt die gesamte nicht-ferromagnetische Suszeptibilität κ_{nf} (Abb. 1a).

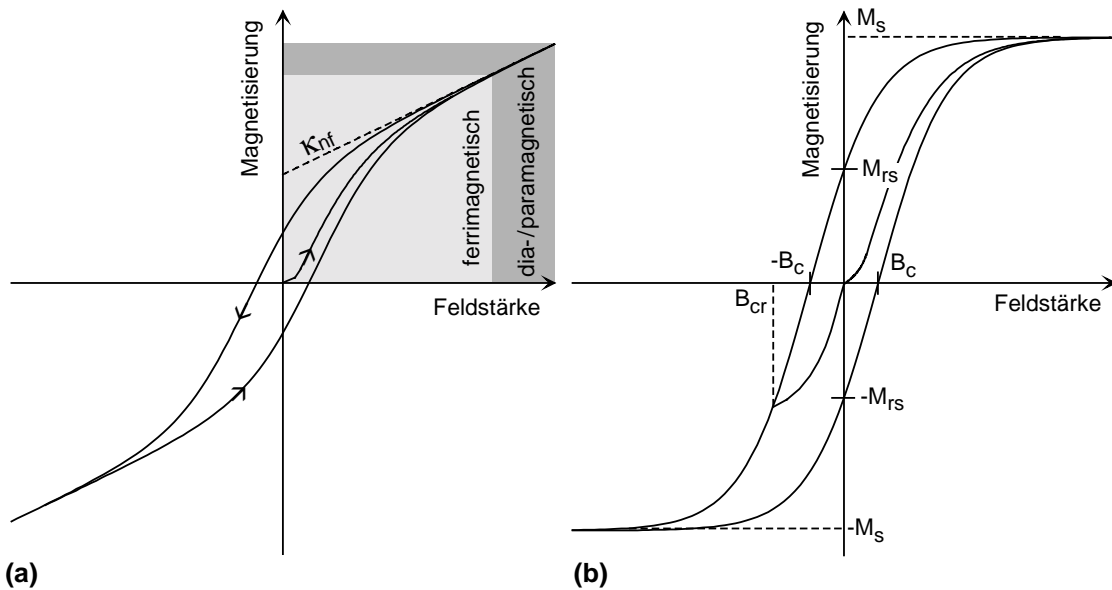


Abb. 1 (a) Hystereseschleife eines natürlichen Sedimentes. (b) Anteile der ferrimagnetischen Magnetitfraktion nach Abzug der nicht-ferromagnetischen Matrix Komponenten. Annotiert sind die klassischen Hystereseparameter Sättigungsmagnetisierung M_s , Sättigungsremanenz M_{rs} , Koerzifikraft B_c und remanente Koerzitivkraft B_{cr} .

Um einzelne Mineralphasen aber auch bestimmte Segmente des Magnetit Korngrößenpektrums möglichst eindeutig zu differenzieren, werden ihre individuellen Remanenzcharakteristika bei unterschiedlichen Feldkonfigurationen genutzt. Eine Sättigungsremanenz erreicht Magnetit bereits in Feldern von etwa 0.3 T, während für Hämatit und Goethit wesentlich höhere Feldstärken erforderlich sind (Abb 2a). Hierauf basiert die sogenannte Gegenfeld Methode (Abb. 2b). Zunächst wird eine isothermale Sättigungsremanenz $M_{sir} (= M_{rs})$ aufgeprägt und danach ein 0.3 T Feld in Gegenrichtung angelegt. Aus der resultierenden Remanenz $M_{-0.3T}$ werden sowohl

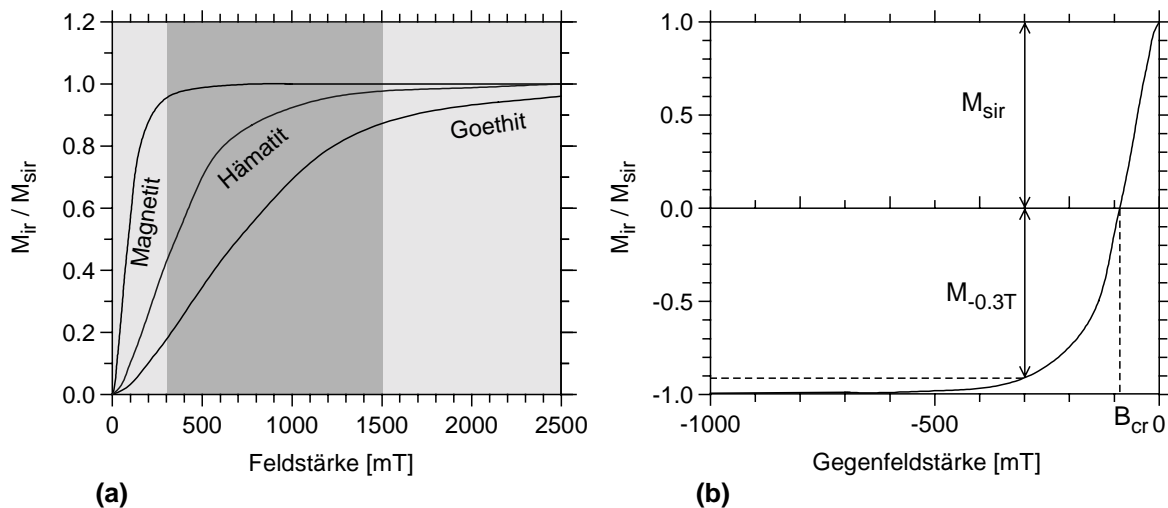


Abb. 2 (a) Auf die Sättigung normierte isothermale Remanenzen als Funktion der Feldstärke für Magnetit, Hämatit und Goethit. Innerhalb der schattierten Felder werden Änderungen der M_{ir} durch die einzelnen Minerale dominiert, sie erreichen bei den jeweils höchsten Feldstärken annähernd ihre Sättigung. (b) Gegenfeldremanenzen eines Mineralensembles von Magnetit und Hämatit. Die Feldstärke bei $M_{ir}/M_{sir} = 0$ entspricht der remanenten Koerzitivkraft B_{cr} . Nach einem Gegenfeld von -300 mT wird die verbleibende Remanenz nur noch von Hämatit getragen.

die 'harte' Remanenzkomponente $M_{hir} = 0.5 \cdot (M_{sir} + M_{-0.3T})$ als auch der Parameter $S_{-0.3T} = 0.5 \cdot (1 + M_{-0.3T}/M_{sir})$ berechnet. Unter gängigen experimentellen Bedingungen einer 1 T M_{sir} trägt zu M_{hir} nahezu ausschließlich Hämatit bei, dessen Konzentration sich so annähernd quantifizieren läßt. $S_{-0.3T}$ ergibt das Verhältnis der Konzentrationen von hoch- zu niedrigkoerzitäven Mineralen, de facto das Verhältnis von Magnetit zu Hämatit. Wegen seiner um Größenordnungen geringeren spezifischen Magnetisierung können relative wie absolute Hämatit Konzentrationen erst bei Anteilen von mehr als etwa 80% am magnetischen Mineralinventar in guter Näherung abgeschätzt werden.

Träger isothermaler Remanenzen, die in Feldern ≤ 100 mT erworben wurden, sind primär Magnetite mit gröberen PSD bis MD Korngrößen. Anhysteretische Remanenzen bleiben dagegen ganz überwiegend auf SD und feinere PSD Magnetit Korngrößen beschränkt. Damit ergibt sich auch die Möglichkeit, durch schrittweise Wechselfeldentmagnetisierung selektiv die magnetische Stabilität verschiedener Teilbereiche des Magnetit Korngrößenspektrums zu bestimmen. Übliche diagnostische Parameter sind die mittleren entmagnetisierenden Felder $B_{1/2}(M_{ir})$ und $B_{1/2}(M_{ar})$. Demgegenüber erfaßt die remanente Koerzitivkraft B_{cr} alle Remanenz tragenden Mineralphasen während die Koerzitivkraft B_c auch von (super-) paramagnetischen und diamagnetischen Sedimentkomponenten beeinflusst wird.

Die dominierende Magnetit Korngröße (und damit Domänenstruktur) läßt sich durch relationale Parameter wie M_{rs}/M_s und B_{cr}/B_c eingrenzen. Das Verhältnis M_{ar}/M_{ir} ist sensitiv gegenüber Variationen innerhalb der feinkörnigen Magnetitfraktion.

4. Fallstudien

Das Potential umweltmagnetischer Studien wird nachfolgend anhand von zwei Beispielen aus dem tropischen Südatlantik illustriert. Zunächst werden die rezenten Sedimentationsmuster zwischen etwa $10^\circ N$ und $10^\circ S$ weiträumig auf der Basis gesteinsmagnetischer Meßreihen und einer statistischen Auswertung der Daten kartiert. Die anschließende Analyse und Interpretation des komplexen magnetischen Mineralinventars einer quartären Sedimentserie aus dem zentralen Äquatorialatlantik ermöglicht detaillierte Aufschlüsse über klimatisch gesteuerte Änderungen des Ablagerungsmilieus im glazial/interglazialen Wechsel.

a. Rezente Sedimentationsmuster im tropischen Südatlantik

Aus einer umfassenden gesteinsmagnetischen Bearbeitung von 53 Proben der obersten Sedimentlage im Äquatorialatlantik wurden sieben Parameter ausgewählt, die relative Anteile nicht-ferromagnetischer (κ_{nf}/κ) und hochkoerzitäver antiferromagnetischer ($S_{-0.3T}$) Minerale sowie Korngrößen (M_{rs}/M_s , M_{ar}/M_{ir}) und Koerzitivitäten (B_c , $B_{1/2}(M_{ar})$) der ferrimagnetischen Magnetitkomponenten charakterisieren. Die relativen Konzentrationen der ultrafeinkörnigen SP Magnetitfraktion sind durch $\kappa_{fd}\%$ Messungen bestimmt worden. Man beachte, daß alle diese Größen nicht von den Akkumulationsraten der Sedimente abhängen.

Für vier repräsentative Parameter sind die regionalen Verteilungen in Abbildung 3 dargestellt. In einzelnen Arealen zeichnen sich markante Attribute ab. Ihre vollständige deskriptive Interpretation würde nicht nur an dieser Stelle jeden Rahmen sprengen.

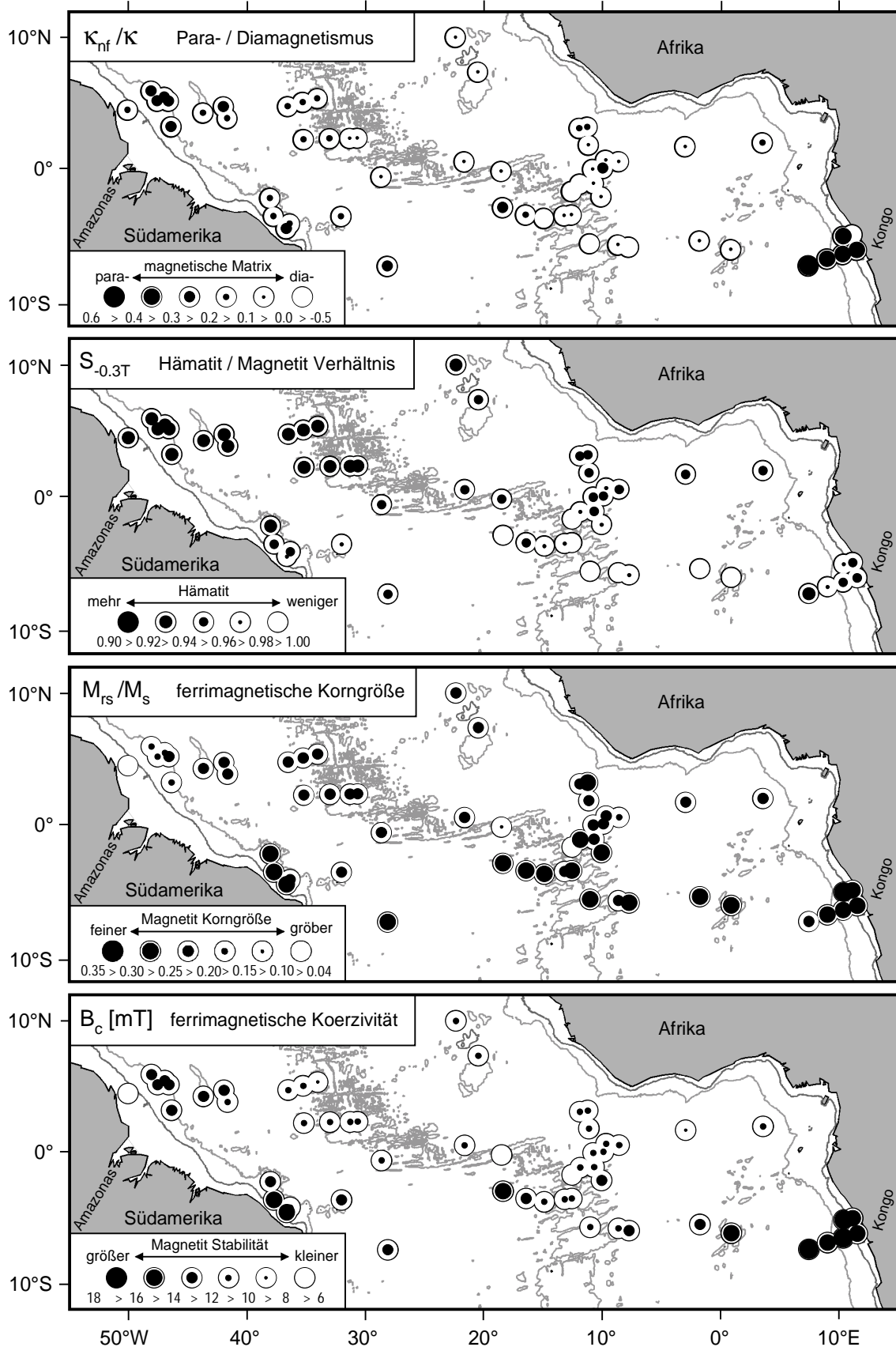


Abb. 3 Regionale Verteilung gesteinsmagnetischer Charakteristika von Oberflächensedimenten des tropischen Südatlantik.

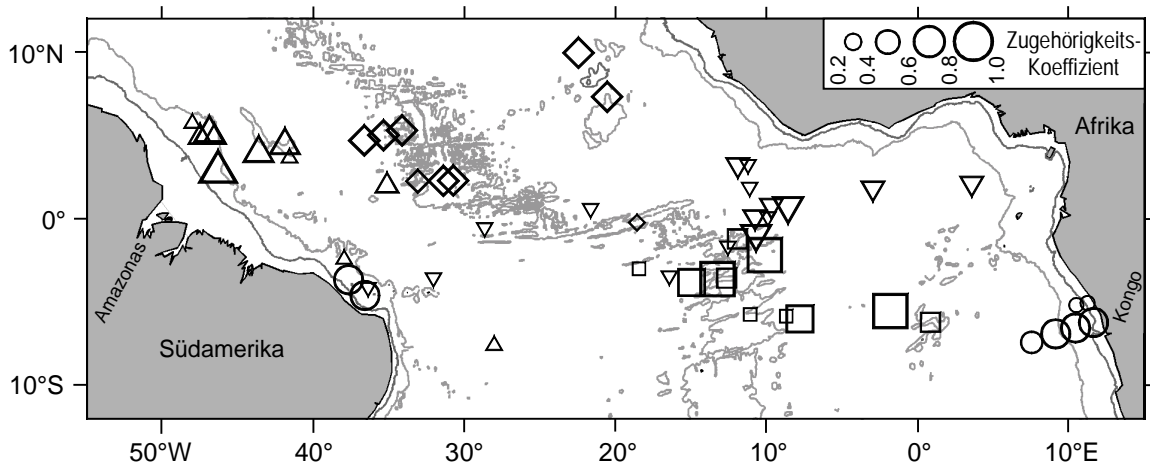


Abb. 4 Ergebnisse einer 'fuzzy c-means' Cluster Analyse gesteinsmagnetischer Eigenschaften von Oberflächensedimenten des tropischen Südatlantik. Jede Probe ist einem der fünf Clusterzentren zugeordnet entsprechend ihres durch die Symbolgrößen gekennzeichneten höchsten Zugehörigkeits-Koeffizienten. Die Charakteristika der magnetischen Mineralensambles weisen auf eine regional sehr ausgeprägte Dominanz von fluviatilen (Kongo, ○; Amazonas, △) oder aeolischen (Sahara, ◇; Sahelzone, ▽) Einträgen hin sowie auf ein pelagisches Ablagerungsmilieu am Mittelatlantischen Rücken bei 5°S (□).

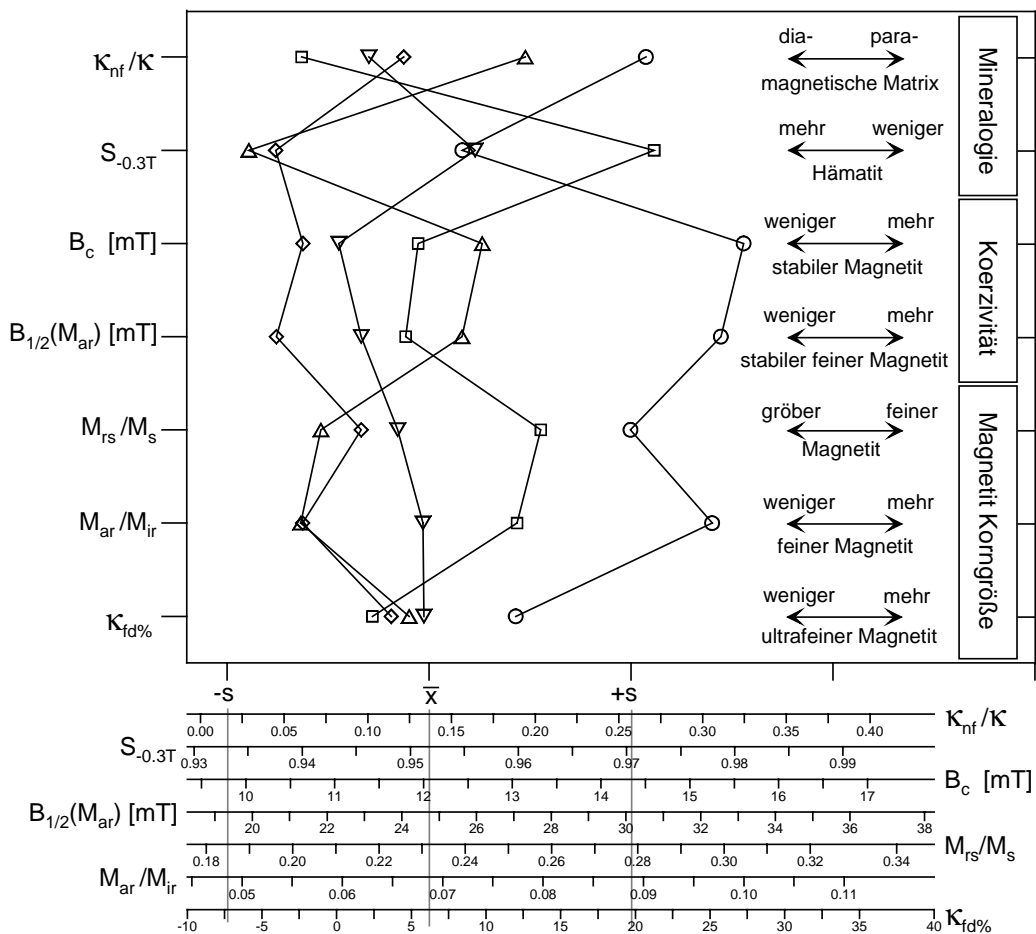


Abb. 5 Attribute der fünf in Oberflächensedimenten des tropischen Südatlantik identifizierten gesteinsmagnetischen Clusterzentren. Symbole sind identisch mit Abbildung 4. Mittelwerte und Standardabweichungen beziehen sich auf den gesamten Datensatz, die Achsen der einzelnen Parameter wurden entsprechend skaliert.

gen. Um die Substanz eines solchen multivariaten Datensatzes zu erfassen, sind statistische Methoden, hier speziell Cluster Analysen, angemessener. Das Ergebnis (Abb. 4), in das außer den genannten magnetischen Meßreihen keinerlei sonstige Informationen eingeflossen sind, zeigt eine klar gegliederte Clusterstruktur mit räumlich überwiegend deutlich gegeneinander abgegrenzten sedimentären Provinzen. Die gesteinsmagnetischen Eigenschaften ihrer Clusterzentren (Abb. 5) lassen sich eindeutig bestimmten Eintragsregimen zuordnen.

Besonderheiten des Probensatzes aus dem Gebiet des Kongo Tiefseefächers (○) sind geringste Korngrößen und höchste Koerzivitäten der Magnetitkomponente. Dies steht im Einklang mit Befunden, daß die fluviatilen Einträge des Kongo generell feinkörnig sind. Er ist einer der wichtigsten Zufuhrwege terrigener paramagnetischer Minerale in den östlichen Südatlantik. Sie erreichen hier die maximalen Anteile der gesamten Probenkollektion. Im Unterschied zum 'Kongo' Cluster fanden sich im Amazonas Tiefseefächer und auf der Ceará Schwelle (△) die grobkörnigsten Magnetite. Sie besitzen jedoch ebenfalls auffällig hohe magnetische Stabilitäten. Eine solche Assoziation könnte ein typisches Merkmal für ein kontinentales, vulkanisches Liefergebiet sein. Das 'Amazonas' Cluster zeichnet sich zudem durch die höchsten relativen Hämatit Konzentrationen aus. Sie liegen allerdings nur wenig über dem mit ◇ gekennzeichneten Cluster, dessen regionale Verbreitung mit dem südlichen Teil des Sahara Staubgürtels zusammenfällt, der sich bis Zentral- und Südamerika ausdehnt. Magnetit mit vorherrschend PSD/MD Korngrößen aber geringer Stabilität im 'Sahara Cluster' läßt auf ein andersartiges Liefergebiet als für das 'Amazonas' Cluster und ein sehr intensives, weitreichendes Windsystem schließen. Das regional am Mittelatlantischen Rücken um 5°S konzentrierte Cluster (□) repräsentiert einen nahezu rein pelagischen Ablagerungsraum oberhalb der CCD. Anteile von terrigenem Detritus sind sehr gering, die Sedimentmatrix bilden diamagnetische Karbonate und Hämatit ist kaum nachweisbar. Die Attribute des fünften Clusters (▽) fallen in etwa zwischen die des 'MAR' und 'Sahara' Clusters und kennzeichnen ein pelagisches Sedimentationsmilieu mit einigen terrigenen Komponenten. Sie dürften ihren Ursprung in der afrikanischen Sahelzone haben und äolisch mit den Passatwinden transportiert sein.

b. Spätquartäre Sedimentationsmilieus im Äquatorialatlantik

Für eine spätquartäre Sedimentfolge, die aus 3700 m Wassertiefe im zentralen Äquatorialatlantik (2°16,0'S/33°0,9'W) mit einem Schwerelos geborgen wurde, sind hochauflösend ein ganz ähnlicher gesteinsmagnetischer Parametersatz gemessen worden wie für die zuvor diskutierten Oberflächensedimente (Abb. 6). Es handelt sich um karbonatische Ablagerungen, deren CaCO₃ Gehalte aufgrund paläoklimatischer Einflüsse zyklisch zwischen etwa 40 und 80 Gew.% variieren. Diese Periodizität konnte genutzt werden, um ein zuverlässiges Altersmodell zu entwickeln. Die Fluktuationen im Karbonatgehalt sind in ihrer Grundstruktur invers mit der magnetischen Suszeptibilität korreliert. Wie auch der Vergleich von κ mit dem SPECMAP Sauerstoffisotopenstandard verdeutlicht, weist das Suszeptibilitätssignal im Detail jedoch zahlreiche Elemente auf, die nicht unmittelbar mit Änderungen des globalen Klimasystems zu erklären sind. Ähnliches gilt für die Konzentration der ultrafeinkörnigen Magnetitfraktion (κ_fd%), die abgesehen von wiederholten ausgeprägten Minima über den gesamten dokumentierten Zeitraum ein relativ konstantes Niveau

beibehält. Andere gesteinsmagnetische Größen, vor allem der magnetogranulometrische Index M_{ar}/M_{ir} aber auch das mangnetomineralogische $S_{-0.3T}$ Verhältnis, zeigen dagegen eine auffällige Korrelation mit dem $\delta^{18}O$ Signal. Es sei nochmals betont, daß letztere drei relationalen Parameter im Gegensatz zur Suszeptibilität nicht von der Sedimentationsrate respektive Akkumulation der dominanten Matrixkomponenten abhängig sind. Um solche scheinbar widersprüchlichen Ergebnisse näher aufzuschlüsseln, ist die Methode der partiellen Suszeptibilitäten entwickelt worden (von Dobeneck, 1998; Frederichs et al., 1999).

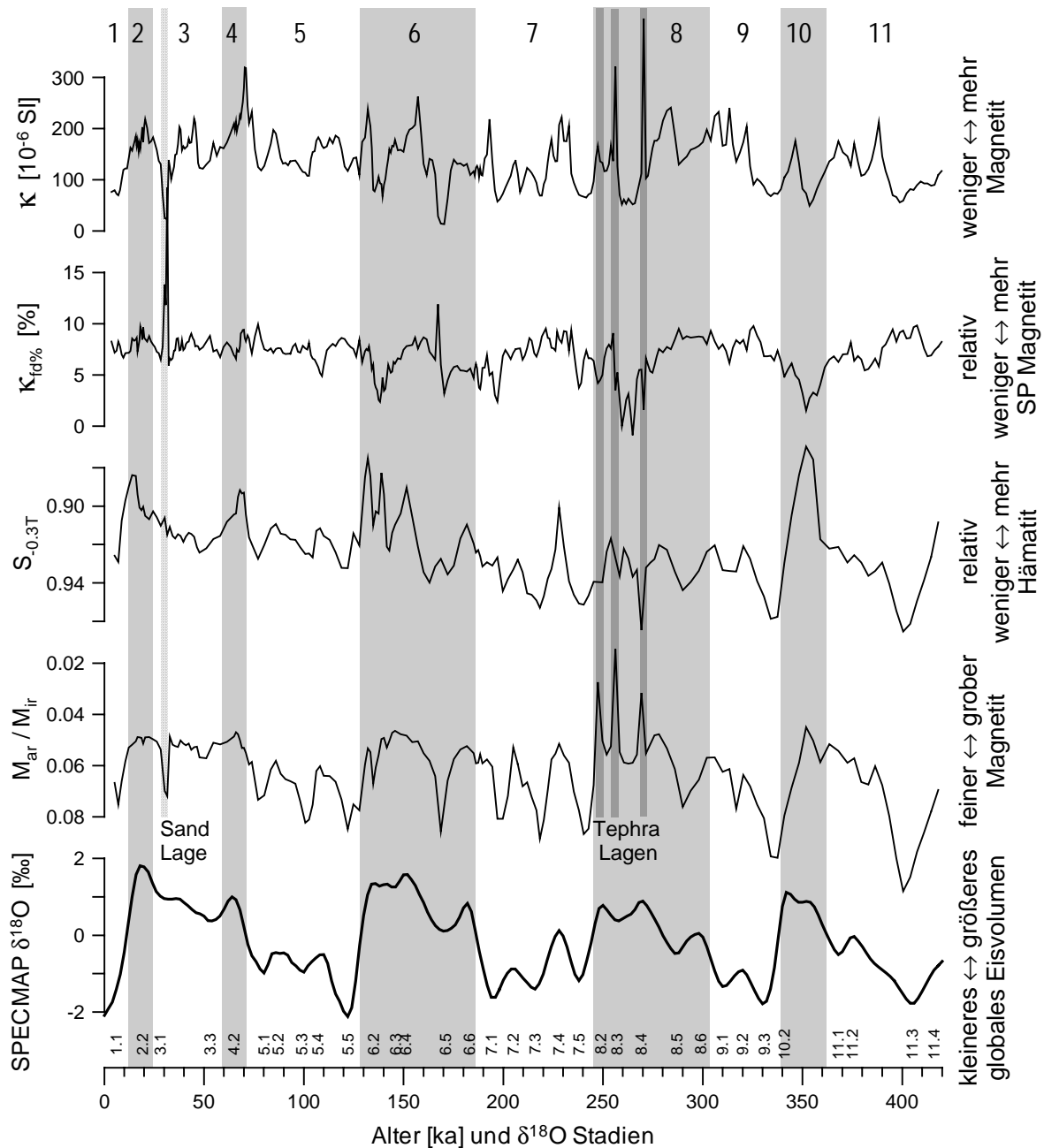


Abb. 6 Gesteinsmagnetische Datensätze einer spätquartären Sedimentfolge aus dem zentralen Äquatorialatlantik im Vergleich zum SPECMAP Sauerstoffisotopenstandard (Imbrie et al., 1984). In der rechten Spalte sind die mit den einzelnen Parametern erfaßten Trends erster Ordnung notiert. Eine karbonatische Sandlage sowie drei Aschelagen heben sich in ihren magnetischen Eigenschaften deutlich ab. Kalte Klimaperioden (geradzahlige Sauerstoffisotopenstadien) sind grau schattiert.

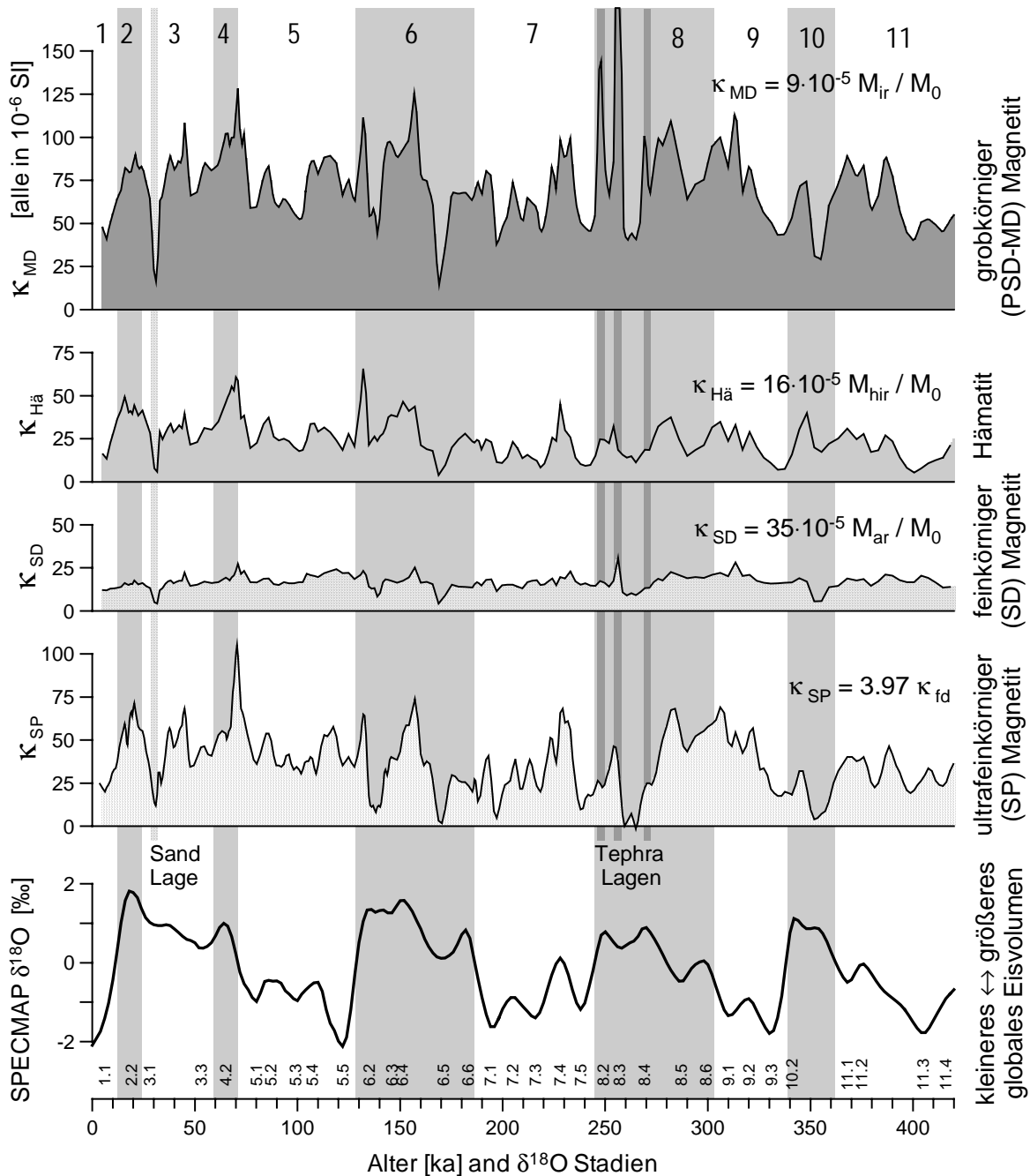


Abb. 7 Partielle Suszeptibilitäten einer spätquartären Sedimentfolge aus dem zentralen Äquatorialatlantik nach multipler linearer Regression der drei Magnetit Korngrößen selektiven Parameter M_{ir} , M_{ar} und κ_{fd} sowie dem Hämatit Index M_{hir} . Die über den einzelnen Suszeptibilitäten angegebenen Kalibrierungen sind nur für die hier analysierten Sedimente jedoch nicht allgemein gültig. Um die Suszeptibilitäten in SI Einheiten angeben zu können, wurden die Remanenzen auf die Einheitsmagnetisierung $M_0 = 1 \text{ A/m}$ normiert. Die Skalierungen sind jeweils identisch und ermöglichen einen unmittelbaren Vergleich der partiellen Suszeptibilitäten. Da die spezifische Suszeptibilität von Hämatit nur etwa 1/1000 der von Magnetit beträgt, steht $\kappa_{Hä}$ für proportional wesentlich höhere Mineralkonzentrationen. SPECMAP Sauerstoffisotopenstandard nach Imbrie et al. (1984). Kalte Klimaperioden (geradzählige Sauerstoffisotopenstadien) sind grau schattiert.

Die gemessene Suszeptibilität κ_{mess} entspricht der Summe von Beiträgen aller Mineralfraktionen

$$\kappa_{mess} = \kappa_{para} + \kappa_{dia} + \kappa_{SP} + \kappa_{SD} + \kappa_{MD} + \kappa_{Hä}$$

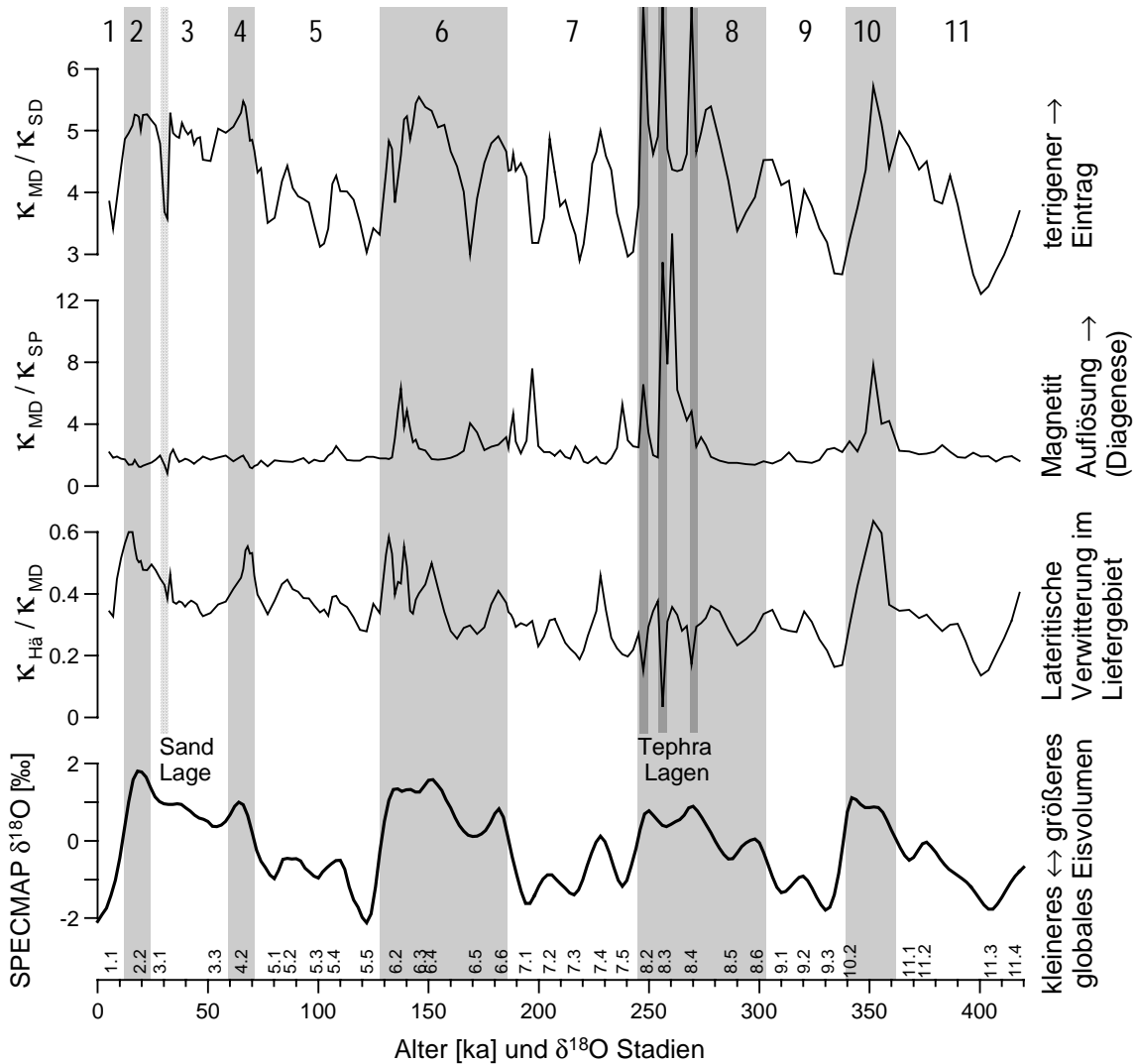


Abb. 8 Ergebnisse der umweltmagnetischen Analyse einer spätquartären Sedimentfolge aus dem zentralen Äquatorialatlantik. Verschiedene relationale gesteinsmagnetische Meßgrößen konnten als Proxyparameter bestimmter Umweltfaktoren identifiziert werden: κ_{MD}/κ_{SD} für klimatisch gesteuerte äolische Einträge vom afrikanischen Kontinent, κ_{MD}/κ_{SP} für diagenetische, erhöhte Produktivität anzeigende Prozesse und $\kappa_{Hä}/\kappa_{MD}$ für Variationen in der Zusammensetzung der Staubkomponente, die auf variable Verwitterungsbedingungen im Liefergebiet schließen lassen. SPECMAP Sauerstoffisotopenstandard nach Imbrie et al. (1984). Kalte Klimaperioden (geradzahlige Sauerstoffisotopenstadien) sind grau schattiert.

und läßt sich in guter Näherung approximieren durch

$$\kappa_{app} \approx \beta_0 + \beta_1 \cdot \kappa_{fd} + \beta_2 \cdot M_{ar} + \beta_3 \cdot M_{ir} + \beta_4 \cdot M_{hir}$$

$\beta_1 \cdot \kappa_{fd}$ und κ_{SP} , $\beta_2 \cdot M_{ar}$ und κ_{SD} , $\beta_3 \cdot M_{ir}$ und κ_{MD} sowie $\beta_4 \cdot M_{hir}$ und $\kappa_{Hä}$ sind offensichtlich korrespondierende Terme für Magnetitfraktionen verschiedener Korngrößenklassen und Hämatit. β_0 entspricht vielfach κ_{nf} . Die Skalierungskoeffizienten können durch multiple lineare Regression bestimmt werden (Abb. 7). Sie liefert für jede Sedimentsequenz ein individuelles Resultat, das sich nicht verallgemeinern läßt. Im vorliegenden Fall ergibt sich für $\beta_0 \approx -12 \cdot 10^{-6}$ SI eine rein diamagnetische Suszeptibilität. Die paramagnetischen Komponenten müssen demnach in den vier anderen Suszeptibilitäten subsumiert sein. An der Kernposition ist davon auszugehen, daß die paramagnetischen Minerale terrigenen Ursprungs sind und ihre Kon-

zentration zusammen mit anderen äolischen Einträgen aus der Sahara, spezifisch Hämatit, variiert (siehe Abb. 4). Die berechneten $\kappa_{\text{Hä}}$ Werte dürften deshalb etwas zu hoch liegen.

Nach den Ergebnissen dieser Analyse (Abb. 7) wird im Mittel rund die Hälfte des Suszeptibilitätssignals von relativ grobkörnigen detritischen PSD/MD Magnetiten getragen. In bestimmten Zeitabschnitten ($\delta^{18}\text{O}$ Substadien 6.2, 6.5, 7.1, 7.5, 8.3 und Stadium 10) wächst ihr Anteil im Verhältnis zu den anderen Magnetitkomponenten (Abb. 8), ihre absolute Konzentration nimmt dabei, wie die aller übrigen, deutlich ab. SP Korngrößen, die ansonsten nahezu 25% der Suszeptibilität ausmachen, sind hier kaum noch nachweisbar. Dieser gleichzeitige drastische Schwund der feinkörnigen und relative Anstieg der grobkörnigen Fraktion ist typisch für reduktive frühdiagenetische Prozesse mit Magnetit Lösung. Hämatit, in der Gesamtsuszeptibilität durchschnittlich mit 17% vertreten, wird davon offensichtlich kaum beeinflusst. Die SD Komponente (11%) zeigt vergleichsweise wenig Variationen. Sie ist deshalb wahrscheinlich nicht Teil des terrigenen Eintrags, vielmehr authigen durch Magnetobakterien gebildet.

Aufgrund dieser gleichmäßigen Akkumulation der biogenen SD Komponente gegenüber einer klimatisch gesteuerten variablen Ablagerung von terrigenem MD Magnetit ergibt das $\kappa_{\text{MD}}/\kappa_{\text{SD}}$ Verhältnis einen Proxyparameter für die äolischen Einträge vom afrikanischen Kontinent. Die durch Diagenese überprägten Horizonte werden am besten durch das Verhältnis $\kappa_{\text{MD}}/\kappa_{\text{SP}}$ erfaßt, in dem die durch Lösungseffekte am wenigsten mit der am meisten betroffenen Magnetitfraktion in Beziehung gesetzt wird. Da solche Diageneseprozesse primär die Intensität bakterieller Umsatzraten widerspiegeln, die ihrerseits von der Menge organischen Materials abhängt, die ins Sediment gelangt, könnte das Verhältnis $\kappa_{\text{MD}}/\kappa_{\text{SP}}$ als Proxyparameter für die Paläoproduktivität dienen (Tarduno, 1994). Sie erreichte im Äquatorialatlantik spätquartäre Maxima vor allem während einzelner Abschnitte der Sauerstoffisotopenstadien 6, 7, 8 und 10. Das Verhältnis von terrigenem Magnetit zu Hämatit $\kappa_{\text{MD}}/\kappa_{\text{Hä}}$ ist ein Proxyparameter für die wechselnde Zusammensetzung der Staubeinträge. Maxima wie in den Sauerstoffisotopenstadien 2, 4, 6 und 10 dürften auf eine verstärkte Erosion lateritischer Böden hinweisen.

Das weitreichende Forschungspotential der Umweltmagnetik konnte mit diesen beiden Fallstudien ebenso wie mit dem einleitenden Abriss zur Methodik nur sehr unvollständig skizziert werden. Eine umfassendere Übersicht läßt sich auf Basis der angegebenen Literatur gewinnen. Mein besonderer Dank gilt T. von Dobeneck, T. Frederichs und A. Schmidt, deren Arbeiten Grundlage für diesen Beitrag waren.

5. Literatur

- Chikazumi, S. (1997). *Physics of Ferromagnetism*. Oxford University Press, New York, 655 S.
- Dunlop, D.J. & Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge, 573 S.
- Frederichs, T., Bleil, U., Däumler, K., von Dobeneck, T. & Schmidt, A.M. (1999). The magnetic view on the marine paleoenvironment: parameters, techniques, and potentials of rock magnetic studies as a key to paleoclimatic and paleoceanographic changes. In: Fischer, G. & Wefer, G. (eds), *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 575-599.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A. & Mix, A.C. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A.L., Imbrie,

- J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (eds), *Milankovitch and Climate Part I*. Kluwer, Dordrecht, 269-305.
- King, J.W. & Channell, J.E.T. (1991). Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. *Rev. Geophys.*, 29, 358-370.
- Lund, S.P. & Karlin, R. (1990). Introduction to the special section on physical and biogeochemical processes responsible for the magnetization of sediments. *J. Geophys. Res.*, 90, 4353-4354.
- Oldfield, F. (1991). Environmental magnetism: a personal perspective. *Quat. Sci. Rev.*, 10, 73-85.
- Stacey, F.D. & Banerjee, S.K. (1974). *The Physical Principles of Rock Magnetism*. Elsevier, Amsterdam, 195 S.
- Tarduno, J. (1994). Temporal change of magnetic dissolution in the pelagic realm: gauging paleoproductivity? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 39-48.
- Thompson, R. & Oldfield, F. (1986). *Environmental Magnetism*. Allen and Unwin, London, 227 S.
- Verosub, K.L. & Roberts, A.P. (1995). Environmental magnetism: past, present, and future. *J. Geophys. Res.*, 100, 2175-2192.
- von Dobeneck, T. (1996). A systematic analysis of natural magnetic mineral assemblages based on modeling hysteresis loops with coercivity-related hyperbolic basis functions. *Geophys. J. Int.* 124, 675-694.
- von Dobeneck, T. (1998). The concept of 'partial susceptibilities'. *Geol. Carpathica*, 49, 228-229.