

Bearbeitungsstand: 29.06.2022, V. 6

Forschungsprojekt FluviMag: Fluviatiler Transport von Magnetomineralen

Michael Pirrung

Institut für Geowissenschaften, Chemisch-Geowissenschaftliche Fakultät, Friedrich-Schiller-Universität Jena,

Burgweg 11, D-07749 Jena, E-Mail: michael.pirrung@uni-jena.de

Übersicht

3. Magnetische Suszeptibilität

3.1 Der Parameter magnetische Suszeptibilität

3.2 Messung der magnetischen Suszeptibilität und Fehlerbetrachtung

3.3. Magnetisches Verhalten

3.4 Magnetische Korngrößen

3.5 Magnetische Suszeptibilität von Mineralen und Gesteinen

3.6 Anwendungen in der Paläoklima-Forschung

3.7 Anwendungen in der Umweltforschung

3.8 Zitierte Literatur

3. Magnetische Suszeptibilität

3.1 Der Parameter magnetische Suszeptibilität

Ausführliche Darstellungen zur magnetischen Suszeptibilität und weiteren umweltmagnetischen Parametern finden sich in z.B. in (THOMPSON & OLDFIELD 1986) oder (EVANS & HELLER 2003). Die Magnetisierung M einer Probe hängt von zwei Größen ab: dem zu einem früheren Zeitpunkt in einem Magnetfeld, z.B. dem damaligen Erdmagnetfeld, „eingefrorenen“ remanenten und dem in einem aktuellen, z.B. dem heutigen Erd-, Magnetfeld induzierten Anteil. Das Verhältnis beider Anteile beschreibt der sogenannte Königsberger Faktor Q :

$$Q = M_{\text{rem}} / M_{\text{ind}}$$

Häufig bewegt sich Q um den Wert von 1, siehe z.B. http://www-odp.tamu.edu/publications/149_SR/chap_25/c25_5.htm.

Wenn ein externes magnetisches Feld H [1 A m^{-1}] mit einer Probe in Wechselwirkung tritt, ist die induzierte Magnetisierung M_{ind} [$1 \text{ V s m}^{-2} = 1 \text{ Tesla} = 10\,000 \text{ Gauß}$] proportional zum externen magnetischen Feld H mit der Induktionskonstante μ_0 , siehe auch [Abb. 3-1](#).

Der Proportionalitätsfaktor κ ist die dimensionslose magnetische Suszeptibilität, ein Materialcharakterisierender Parameter. κ kann positiv und negativ sein. Die magnetische Suszeptibilität gibt das Verhältnis M_{ind}/H an, d.h. sie ist ein Maß dafür wie leicht sich ein Material magnetisieren lässt. So wird z.B. ein Eisenstück durch einen angehaltenen Magneten stark magnetisch, solange beide in Kontakt sind, auch bei Kontaktverlust ist die Magnetisierung noch eine Zeit lang erhöht.

Die magnetische Suszeptibilität = Magnetisierbarkeit eines Gesteins ist eine physikalische Materialeigenschaft, wie z.B. auch Dichte, Kompressionswellengeschwindigkeit, Farbreflexion. Anders als in diesem Bericht wird in weiteren FluviMag Berichten hierfür als Akürzung „MS“ verwendet.

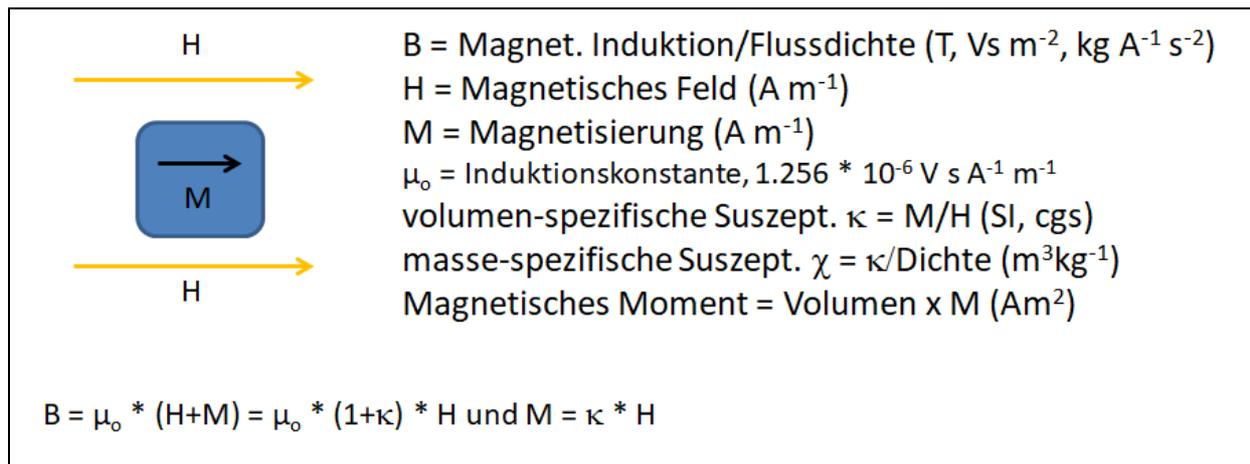


Abb. 3-1: Der physikalische Parameter magnetische Suszeptibilität als Verhältnis von äußerem, anregenden, verursachendem Magnetfeld und in der Probe induzierter Magnetisierung.

Volumen-spezifische magnetische Suszeptibilität κ : Magnetisierung pro Volumen,

Einheit: $1 * 10^{-6}$ [cgs-System] = $[4 * \pi]^{-1} * 10^{-6}$ [SI-System],

Umrechnung: cgs-Wert * 4π = SI-Wert.

Die **spezifische magnetische Suszeptibilität χ** entspricht der volumen-spezifischen Magnetisierung geteilt durch die Dichte.

$$\chi = \kappa / \text{Dichte [m}^3 \text{kg}^{-1} \text{ im SI-System]}$$

Da bei unzementiertem Lockermaterial das Volumen einer Probe nur mit größerem Aufwand, z.B. mit Pycnometer-Messungen, bestimmt werden kann, wird für diskrete Proben meistens die **massen-spezifische magnetische Suszeptibilität** berechnet:

$$\chi = \kappa * \text{Standardvolumen} / \text{Probengewicht},$$

auch wenn das tatsächliche Volumen, definiert durch die Größe des Probengefäßes, nicht vollständig mit Gesteinspartikeln gefüllt ist.

Einheit: $10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ [cgs-System] = $10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ [SI-System, bei FluviMag verwendet].

Die magnetische Suszeptibilität ist der am einfachsten und schnellsten zu bestimmende gesteinsmagnetische Parameter. Dafür wird die elektromagnetische Wechselwirkung einer Probe mit einem anregenden homogenen Magnetfeld betrachtet bei einer definierten Frequenz (THOMPSON & OLDFIELD 1986) und mit Proben bekannter magnetischer Suszeptibilität kalibriert. Es sollte in Publikationen immer angegeben werden, ob feuchte oder getrocknete Proben gemessen wurden und wie ggfs. die Dichte bestimmt wurde, z.B. mit Gamma-

Strahlung, Pycnometer. In den FluviMag Beiträgen wurden nur trockene bzw. getrocknete Proben verwendet.

Außerdem lässt sich ein weiterer Parameter bestimmen, die **Frequenzabhängigkeit** $\kappa_{fd} = \chi_{fd}$ **der magnetischen Suszeptibilität**, $_{fd}$ steht hierbei für „frequency dependence“:

$$\kappa_{fd} = \kappa_{lf} - \kappa_{hf} / \kappa_{lf} * 100 [\%] \text{ oder } \chi_{fd} = \chi_{lf} - \chi_{hf} / \chi_{lf} * 100 [\%],$$

mit Index $_{lf}$ für low frequency, d.h. 460 Hz, bzw. $_{hf}$ für high frequency, d.h. 4600 Hz. Hiermit lässt sich der Gehalt an superparamagnetischen Magnetomineralen, SP Partikeln, s.u., abschätzen. Da SP Partikel, die eine hohe Suszeptibilität bei χ_{lf} haben, nur kurzzeitig magnetisierbar sind, tragen sie bei nur sehr kurzer Anregung durch die Spule nicht zu χ_{hf} Werten bei. Werte für χ_{fd} in natürlichen Proben betragen 0 bis maximal 12 % (DEARING, J.A., et al. 1996). Da SP Partikel typisch für pedogene, im Boden neu gebildete, feinstkörnige, d.h. meist $<0.03 \mu\text{m}$ große, Minerale sind, kann der Anteil von aus Bodenerosion stammenden Mineralen in Fluss- und Seesedimenten abgeschätzt werden (THOMPSON & OLDFIELD 1986).

[Zurück zur Übersicht](#)

3.2 Messung der magnetischen Suszeptibilität und Fehlerbetrachtung

In dem hier eingesetzten Messgerät Bartington MS2 mit Sensor MS2B, siehe <http://www.bartington.com/ms2-ms3-magnetic-susceptibility-system.html> und (DEARING, J. 2021), wird das magnetisierende Feld über eine Wechselstrom-durchflossene Spule in einer Oszillatorschaltung erzeugt, die eine Frequenzänderung bei Wechselwirkung mit Materie in der Spule registriert. Diese wird nach Kalibration durch den Hersteller mit Wasser und weiteren Materialien in Werte der magnetischen Suszeptibilität übersetzt. Zusätzlich sollte an jedem Messtag mindestens eine ferrimagnetische Kalibrationsprobe des Herstellers mehrfach gemessen werden. Nach (DEARING, J. 2021) ist die Stärke des weitgehend homogenen Magnetfeldes der anregenden und registrierenden Messspule beim Bartington MS2 Sensor B $250 \mu\text{T}$, zum Vergleich beträgt das Erdmagnetfeld in Deutschland im Mittel etwa $49 \mu\text{T}$, und für eine Sättigungsmagnetisierung werden in Umweltmagnetik Laboren Felder bis zu etwa 0.3 T eingesetzt (EVANS & HELLER 2003). Die Messung ist bei niedriger, 460 Hz, und hoher, 4600 Hz, Frequenz und mit Messbereich 1, bei etwa einer Sekunde Messzeit, und $0.1 [10^{-6} \text{ cgs}$ bzw. $10^{-5} \text{ SI}]$, bei etwa 10 Sekunden Messzeit, möglich. Da bei Wahl des letztgenannten Messbereichs nur drei Vorkommastellen ausgegeben werden, ist im Zweifelsfall eine zusätzliche Messung im Messbereich 1 durchzuführen. Die Vergleichbarkeit von Proben wird durch Normierung auf 10 ccm bei volumen-spezifischer bzw. 10 g bei masse-spezifischer Suszeptibilität gewährleistet.

Alle Messungen der masse-spezifischen Suszeptibilität im FluviMag Projekt wurden als Doppelbestimmung mit je einer Leermessung vor und nach der Probenmessung durchgeführt um potentielle Schreibfehler detektieren zu können. Der diamagnetische Doseneneffekt wurde nach Mehrfachmessungen an leeren Probendosen mit $-0.2 [10^{-6} \text{ cgs}]$ berücksichtigt.

Nachfolgend werden einige Betrachtungen zu Messfehlern diskutiert. Diese resultieren einmal aus Störungen während der Messung, z.B. an der Probendose, der Kalibrierprobe oder dem Gesteinsstück anhaftende Partikel, aus nicht vollständig entwichenem Porenwasser feinkörniger Proben, aus thermischer Drift des Sensors und aus nicht exakt parallel zur Längsrichtung der anregenden Spule, d.h. nicht genau vertikal, eingebrachte Probendosen. Um Einflüsse thermischer Drift zu minimieren wurden nur Messungen akzeptiert, bei denen die Differenz zweier Luftmessungen bei 460 Hz < 0.3 bzw. bei 4600 Hz $< 0.4 [10^{-6} \text{ cgs}]$ liegt.

(DEARING, J. 1999) gibt an, dass der Fehler bei der Bestimmung der masse-spezifischen magnetischen Suszeptibilität, gemessen in 10 cm^3 Dosen, die zu etwa 34 Vol.% gefüllt sind, gegenüber einer vollständig gefüllten Dose $< 3 \%$ ist. Bei vollständiger Füllung der

Probendose mit gleichkörnigen Sandproben ergäbe sich eine maximale Porosität von etwa 30 Vol.-% gegenüber etwa 70 Vol.-% aus Feststoff. Bei gut mit Lockermaterial gefüllter Dose und Annahme von Linearität sollte der Messfehler also etwa im Bereich von 1 % liegen.

Für die Messungen im Rahmen dieses Projektes wurden 12.5 ml NUNC Dosen, Thermo Fisher Scientific, Waltham, Massachusetts, aus transparentem Polystyrol mit Polyethylen Deckel verwendet. Für 104 im ersten Quartal 2022 gemessene Dosen ergibt sich für das Gewicht Dose + Deckel + Etikett ein Mittelwert von 3.8764 ± 0.0415 g. Durch Mehrfachmessungen leerer Dosen lässt sich ein diamagnetischer Effekt der Probendosen in der Größenordnung von etwa $-0.2 [10^{-6} \text{ cgs}]$ berücksichtigen. Messungen in Dosen bieten sich für lockere Sande, Silte und Tone sowie blättrige Festgesteinsproben an. Die Probendosenbeschriftung erfolgte in der Regel mit Bleistift HB auf ein Klebeetikett, nur ausnahmsweise mit einem blauen oder schwarzen Permanentmarker.

Für die meisten Festgesteinsproben mit maximalen Abmessungen von etwa $2 \times 2 \times 3$ cm kann auf eine Probendose verzichtet werden. Je stärker Festgesteinsproben von der Form eines Zylinders abweichen, umso stärker werden Fehler aufgrund der Probengeometrie, da sich dadurch unterschiedliche Abstände von Probenteilbereichen zu der magnetfelderzeugenden Spule ergeben. Insbesondere könnten Bereiche aus der Spule herausragen oder nahe der Spule liegen. Daher wurde auf möglichst gute Zentrierung und Probenhöhe unter 3 cm geachtet.

Zur Frage, wie weit sich unterschiedliche Probenmengen auf die Messgenauigkeit auswerten, wurden von Herrn Janis Pingel, Institut für Geowissenschaften, Friedrich-Schiller-Universität Jena, zur Verfügung gestellte Presstabletten eines Bentonits mit je etwa 0.9 g Gewicht in unterschiedlicher Anzahl gemessen. Es zeigt sich in [Abb. 3-2](#), dass bis zu Probengewichten < 3 g erzielte Ergebnisse für die magnetische Suszeptibilität den Median deutlich unterschreiten. Probengewichte sollten möglichst oberhalb von 3 g liegen, da erst darüber etwa gleichbleibende, vom Probengewicht unabhängige, Messwerte auftreten. Insbesondere bei Probengewichten < 1 g ist das Messergebnis fragwürdig, da die Normierung auf ein Normgewicht von 10 g hier sehr sensitiv auf Wiegefehler reagiert und der relative Anteil des diamagnetischen Probengefäßes am Messwert steigt.

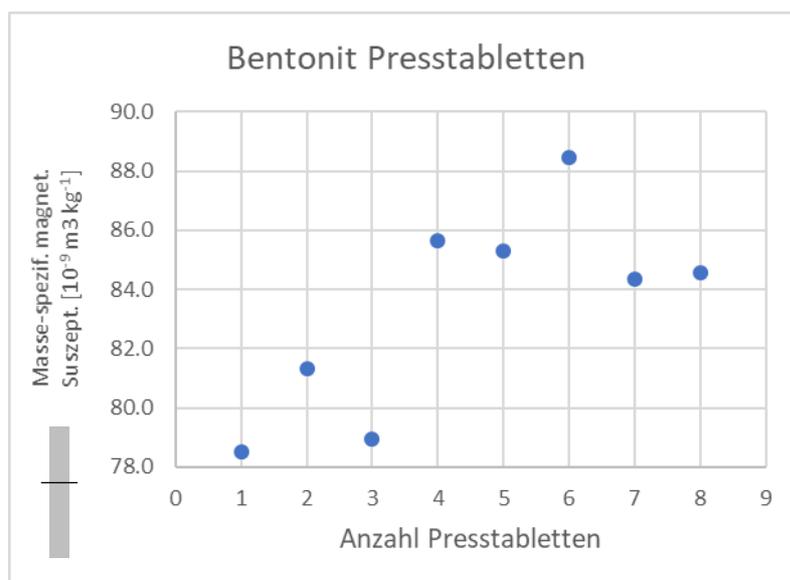


Abb. 3-2: Einfluss des Probengewichts auf aus Doppelmessung gemittelten Messwerten für die masse-spezifische magnetische Suszeptibilität. Der graue Balken zeigt den Bereich zwischen den Quartilen 25 und 75 %, der horizontale Balken den Median. Tabletten wurden von Janis Pingel zur Verfügung gestellt. Probeninhomogenitäten können aufgrund der Feinkörnigkeit des Materials weitgehend ausgeschlossen werden.

Misst man stärker magnetische Festgesteinsproben ohne Dose, so stellt man doch recht erhebliche Differenzen fest, wenn man die Probe um wenige Millimeter anhebt. Daher wurde empirisch bestimmt, in welcher Höhe bei Mineral- oder Gesteins-Proben von etwa 1 cm Durchmesser die maximale Anzeige erfolgt und es wurden solche Proben nur dort gemessen. Der Nachteil, dass dabei der Kunststofffuß bzw. Dosenhalter etwas ins Messfeld hineinbewegt wird, ist für die Messung unerheblich, sofern die Luftmessung ebenfalls bei angehobenem -fuß erfolgt. Zur Anhebung von Feststoffproben wurde außerdem eine Polystyrol Scheibe von etwa 1 cm Durchmesser und 2 mm Dicke in den Dosenhalter eingelegt.

Weiterhin kann bei stark magnetischen Proben eine Abhängigkeit der Suszeptibilitätsmessung von der Probenorientierung beobachtet werden, was als magnetische Anisotropie bezeichnet wird und mit eigenen Messsystemen erfasst werden kann, siehe z.B. (HEINRICH, et al. 2019). In Tonproben mit Einregelung der Tonpartikel, wie sie durch Vakumieren bei der Herstellung von Texturpräparaten oder bei Presstabletten entstehen, kann der eventuelle Effekt der Anisotropie abgeschätzt werden. Für Presstabletten eines Bentonits, die von Herrn Janis Pingel zur Verfügung gestellt wurden, liegt bei horizontaler Stapelung der Tabletten der Wert der masse-spezifischen magnetischen Suszeptibilität mit $88 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ etwas niedriger als bei vertikaler Einstauung mit $92.5 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ bei etwa gleichem Gesamt-Probengewicht von ca. 7 g. Hier könnte ein Einfluss der Anisotropie vorliegen. Für sandige Proben und die im FluviMag Projekt gemessenen nicht texturierten Silte und Tone dürfte dieser Effekt viel geringer sein.

Nach (DEARING, J. 2021) werden die unterschiedlichen Sensortypen Bartington MS2B und MS2G mit derselben Fe-haltigen Substanz, vermutlich Hämatit bei rötlicher und sicher Magnetit bei dunkelgrauer Färbung, durch den Hersteller elektronisch kalibriert. Die Linearität ist nach (DEARING, J. 2021) recht hoch, mit ≤ 1 % Abweichung zwischen Proben niedriger, d.h. im Bereich von etwa $1 [10^{-6} \text{ cgs bzw. } 10^{-5} \text{ SI}]$, und hoher, d.h. bis $9999 [10^{-6} \text{ cgs bzw. } 10^{-5} \text{ SI}]$ mit lf bzw. hf gemessener Rohwerte, was eine gute Vergleichbarkeit der Werte, die in verschiedenen Labors mit diesem Sensortyp ermittelt werden, gewährleistet. Unterschiedliche Sensortypen werden nach (DEARING, J. 2021) auch über die Messung von destilliertem Wasser, für Sensor MS2B mit 10 ccm Volumen, mit einer volumen-spezifischen magnetischen Suszeptibilität von $-0.72 [10^{-6} \text{ cgs}]$ bzw. $-0.903 [10^{-5} \text{ SI}]$ kalibriert.

Die Langzeitstabilität der Kalibration kann durch Standardproben des Herstellers überprüft werden. Driftkorrigierte Messungen an Standards zeigt [Tab. 3-1](#). Standard 2445 ist nicht für den MS2B Sensor, sondern für den MS2W Sensor bestimmt. Die Frequenzabhängigkeit der Standards sollte ≤ 1 % sein (DEARING, J. 2021). Diese Bedingung wird von Standard 57 nicht erfüllt. Die besten Eigenschaften zeigte Standard 250, nur für diesen wurde die tägliche Kalibration bzw. Normierung auf den Sollwert durchgeführt. Fehler bei der Kalibrationsmessung können sich durch ungenaue Zentrierung der Probendose und durch anhaftenden Staub sowie durch Fehler bei der Korrektur der Gerätedrift ergeben.

Die Richtigkeit, 'accuracy', wird von (DEARING, J. 2021) als 100 % für Messungen bis herunter auf $0.1 [10^{-6} \text{ cgs}]$ bzw. $0.1 [10^{-5} \text{ SI}]$ angegeben. Für Messungen an Standard 250 trifft dies offensichtlich zu.

Tab. 3-1: In Doppelbestimmung durchgeführte Messungen mit Kalibrierproben zur volumenspezifischen magnetischen Suszeptibilität bei 460 Hz, κ_{lf} , und zur Frequenzabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität, κ_{fd} . MW = Mittelwert, Stabw. = Standardabweichung, abs. = absolut, rel. = relativ; die einheitenlosen Parameter mittl. rel. Stabw. sind berechnet aus abs. Abw. vom Sollwert dividiert durch den Sollwert bzw. rel. Stabw. vom Sollwert aus Stabw. vom Mittelwert dividiert durch Sollwert.

Standard Material	Sollwert [10 ⁻⁶ cgs]	Anz. Messungen	Zeitraum	MW±Stabw. κ_{lf} [10 ⁻⁶ cgs]	MW±Stabw. κ_{fd} (%)	Mittl. abs. Abw. vom Sollwert [10 ⁻⁶ cgs]	Mittl. rel. Stabw. vom Sollwert	Rel. Stabw. vom Sollwert
Wasser, 12 ccm	-0.72	17	2003 bis 2022	-0.8±0.2	9.1±23	0.08	0.054	0.204
Ser. Nr. unbek.	57	22	2003 bis 2021	54.6±2.9	5.0±2.0	2.4	0.042	0.054
Ser. Nr. 613	250	227	Januar bis Mai 2022	250.0±0.3	0.2±0.2	0.0	0.000	0.001
Ser. Nr. 191	2445	103	Januar bis Mai 2022	2356.3±5.4	0.4±0.2	88.7	0.042	0.002

Als Wiederholbarkeit bzw. Präzision gibt (DEARING, J. 2021) an: unter gleichbleibenden Bedingungen gemessene Proben sollten sich um weniger als 0.1 [10⁻⁶ cgs] bzw. 0.1 [10⁻⁵ SI] unterscheiden bzw. die Präzision ist ≤ 1 %. Am 28.03.2022 wurden je 25 Messungen der Kalibrierproben 250 und 2445 durchgeführt in einem Kellerraum bei geschlossenem und abgedunkeltem Fenster und bis auf wenige Sekunden geschlossener Tür während etwa 8 Stunden Messdauer.

- Standard 250: Mittelwert 250.0 [10⁻⁶ cgs], absolute Standardabweichung 0.4 [10⁻⁶ cgs], rel. Standardabweichung 0.001, min. 249.5 [10⁻⁶ cgs], max. 250.8 [10⁻⁶ cgs], Median 250.0, absoluter Interquartilabstand 25 und 75 % 0.3 [10⁻⁶ cgs], relativer Interquartilabstand 25 und 75 % 0.001.
- Standard 2445: Mittelwert 2355.8 [10⁻⁶ cgs], absolute Standardabweichung 1.9 [10⁻⁶ cgs], rel. Standardabweichung 0.001 [10⁻⁶ cgs], min. 2351.0 [10⁻⁶ cgs], max. 2360.0 [10⁻⁶ cgs], Median 2356.0, absoluter Interquartilabstand 25 und 75 % 1.4 [10⁻⁶ cgs], relativer Interquartilabstand 25 und 75 % 0.001.

Aus diesen Messungen an Kalibrierproben ergibt sich tatsächlich eine Präzision von ≤ 1 %. Dies sind allerdings ideale Bedingungen was das Material angeht. In Lockersediment Proben ergibt sich durch Kompaktion des Materials gut sortierter sandiger Proben beim Absetzen auf dem Labortisch gelegentlich ein geringer Volumenschwund zwischen den Messungen. Insbesondere bei unregelmäßig geformten Feststoffproben liegt die Präzision niedriger, da die Zentrierung ohne Probendose deutlich ungenauer ist, siehe unten.

Eine die Präzision beeinflussende Größe ist die Gerätedrift. Diese durch Leermessungen erfassbare Größe ist tageweise recht unterschiedlich, was am Einfluss von Temperatur- und Feuchtebedingungen auf die Messelektronik liegen dürfte. Sie ist insbesondere zu Beginn der Messungen erhöht und bei 4600 Hz größer als bei 460 Hz. Als interne Qualitätsstandards wurden bei Doppelmessungen einer Probe Unterschiede in der Leermessung >0.3 [10⁻⁶ cgs] bei 460 Hz und >0.4 [10⁻⁶ cgs] bei 4600 Hz nicht akzeptiert, d.h. die Messung wurde in so

einem Fall wiederholt. Bei einem Median von $13 [10^{-6} \text{ cgs}]$ für 110 in Dosen bei 460 Hz gemessenen Proben im ersten Quartal 2022 ergäbe eine fehlerhaft korrigierte Drift von $0.1 [10^{-6} \text{ cgs}]$ beispielsweise einen mittleren relativen Fehler von $0.007 [10^{-6} \text{ cgs}]$.

Bei Messungen der Frequenzabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität κ_{fd} mit einem Bartington B-Sensor wird von (DEARING, J.A., et al. 1996) für Rohwerte im $0.1 [10^{-5} \text{ SI}]$ bzw. $0.1 [10^{-6} \text{ cgs}]$ Messbereich angegeben: Die kleinste in Wiederholungsmessungen detektierbare Differenz zwischen Rohwerten von κ bei lf und hf liegt bei $0.4 [10^{-5} \text{ SI}]$ bzw. etwa $0.4 [10^{-6} \text{ cgs}]$. Für Proben mit einem Rohwert von $20 [10^{-5} \text{ SI}]$ entsprechend etwa $20 [10^{-6} \text{ cgs}]$ wird ein Fehler für κ_{fd} von $\pm 2 \%$ angegeben. In FluviMag Untersuchungen wurden Proben in 12.5 ml NUNC Dosen bei beiden Frequenzen nur gemessen bei minimalem driftkorrigiertem Rohwert von $20 [10^{-6} \text{ cgs}]$. Wie ist diese Grenze einzuordnen?

- Für eine Probe mit tatsächlicher κ_{fd} von 0% könnte folgendes eintreten: Nimmt man für die Messung der vol.-spezif. Suszeptibilität κ_{lf} bei 460 Hz eine um $0.1 [10^{-6} \text{ cgs}]$ zu niedrig geschätzte und für die vol.-spezif. Suszeptibilität κ_{hf} bei 4600 Hz eine um $0.1 [10^{-6} \text{ cgs}]$ zu hoch angenommene Drift an, so ergäbe sich eine κ_{fd} von -1% , also eine Abweichung von 1% zum realen Wert.
- Für 32 im ersten Quartal 2022 gemessene Proben, die unter diesen Kriterien ausgewählt wurden, liegt der Median für κ_{lf} bei $45.4 [10^{-6} \text{ cgs}]$, der Median für κ_{hf} bei $44.8 [10^{-6} \text{ cgs}]$. Für eine fiktive Probe mit den beiden Medianwerten ergäbe sich eine κ_{fd} von 1.3% . Nimmt man für die κ_{lf} Messung wieder eine um $0.1 [10^{-6} \text{ cgs}]$ zu niedrig geschätzte und für die κ_{hf} Messung eine um $0.1 [10^{-6} \text{ cgs}]$ zu hoch angenommene Drift an, so ergäbe sich ein κ_{fd} von 0.9% .
- Für unter dem o.g. Kriterium ausgewählte Proben liegt allein der drift-bedingte Fehler bei der Bestimmung von κ_{fd} in der Größenordnung von 1% . Das kommt auch durch das gelegentliche Auftreten negativer Werte für κ_{fd} zum Ausdruck, die physikalisch nicht möglich sind. Diese Werte wurden auf 0% gesetzt.

Feststoffproben kommen für die Bestimmung von κ_{fd} ohne Dose nicht in Frage aufgrund von Ungenauigkeiten bei der Probenzentrierung. Dies zeigt sich z.B. in der Differenz - als Betrag berechnet - der driftkorrigierten Erst- und Zweitmessungen der Rohwerte für die massenspezifische Suszeptibilität:

- Für Messungen im ersten Quartal 2022 wurde für 109 Messungen von Locker- oder seltener auch Festgesteinsproben in Dosen eine mittlere relative Differenz von 2% und
- für 632 Messungen von Festgesteinsproben ohne Dosen wurde eine mittlere relative Differenz von 11% beobachtet.

Aus diesem Grund wurden bei Festgesteinsproben möglichst mehr als drei, häufig fünf, Teilproben gemessen und daraus erfolgte die Mittelwertbildung.

[Zurück zur Übersicht](#)

3.3 Magnetisches Verhalten

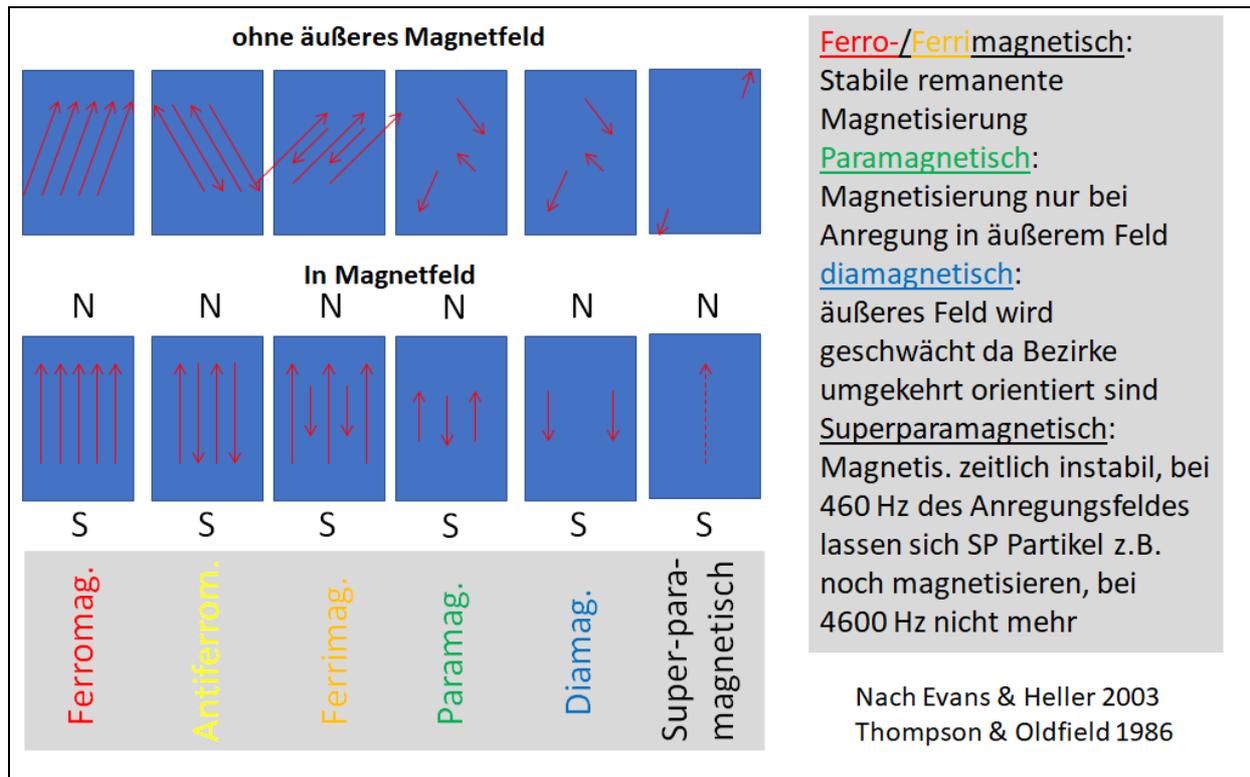


Abb. 3-3: Magnetisches Verhalten von Materie schematisiert dargestellt über die Ausrichtung in magnetischen Domänen, den sogenannten Weiß'schen Bezirken.

Materie, die in ein äußeres Magnetfeld gebracht wird, zeigt verschiedene gesteinsmagnetische Eigenschaften, siehe z.B. (Frederichs 1995), (Thompson & Oldfield 1986) und [Abb. 3-3](#).

- **diamagnetisch:** In jeder Materie, die sich in einem äußeren Magnetfeld befindet, präzessieren Elektronen um dessen Feldrichtung und erzeugen ein magnetisches Moment, das dem äußeren Magnetfeld entgegengesetzt orientiert ist. Sehr schwach negative magnetische Suszeptibilität, $\kappa \geq -15 \cdot 10^{-6}$ SI ist hierfür charakteristisch, tritt eine positive auf so handelt es sich um Verunreinigungen; typische Vertreter sind. Karbonate, biogenes Silikat, Fe-freie Silikate wie Quarz [SiO₂], Feldspat, Kaolinit, Fe-freie Sulfide sowie Wasser, Organik, Plastik.
- **paramagnetisch:** Zusätzlich tritt in Fe-haltigen Mineralen bei Anwesenheit eines äußeren Magnetfeldes eine Ausrichtung der atomaren magnetischen Momente auf, die den diamagnetischen Effekt stark überwiegt. Daher tritt eine schwache bis mäßige positive magnetische Suszeptibilität auf; typischerweise handelt es sich um Fe-führende Silikate sowie z.B. Fe-Karbonat, auch einige Fe-Oxi-Hydroxide und Fe-reiche Sulfide. Als Besonderheit tritt in sehr kleinen Partikeln eine nur kurzzeitige Magnetisierung in einem äußeren Feld auf, diese Eigenschaft wird als superparamagnetisch bezeichnet.
- **Ferro-/antiferro-/ferrimagnetisch:** in den Übergangsmetallen Fe, Co, Ni sind die magnetischen Momente parallel orientiert = ferromagnetisch i.e.S., dies gilt auch ohne Einfluss eines äußeren Magnetfeldes. Durch Kopplung der atomaren magnetischen Momente können diese ohne ein äußeres Magnetfeld innerhalb von Teilbereichen eines Kristallgitters antiparallel ausgerichtet sein, so dass keine Magnetisierung besteht, nur bei Anwesenheit eines äußeren Feldes erfolgt eine Magnetisierung in Feldrichtung = antiferromagnetisch; sind die magnetischen Momente nicht exakt

antiparallel ausgerichtet, kann auch ohne äußeres Feld eine Magnetisierung bestehen, spin-canting antiferromagnetisch. Sind die parallel bzw. antiparallel orientierten Gitterbereiche nicht gleich groß, resultiert auch ohne äußeres Feld eine Magnetisierung = ferrimagnetisch. Typisch ist die starke positive magnetische Suszeptibilität ferrimagnetischer Fe-Ti-Oxide und antiferromagnetischer Fe-Oxi-Hydroxide sowie einiger ferrimagnetischer Fe-Sulfide sowie im namengebenden metallischen Eisen.

Da die ferromagnetischen Minerale i.w.S. die magnetischen Eigenschaften eines Gesteins wesentlich bestimmen, werden sie häufig als **Magnetominerale** bezeichnet (FREDERICHS 1995). Nur ferromagnetische und paramagnetische Minerale, außer SP-Partikeln, s.u., sind Träger einer remanenten Magnetisierung: Ferrimagnetische Minerale wie z.B. Titanomagnetit richten sich bei Abkühlen unter die sogenannte Curie- bzw. Neel-Temperatur entsprechend der Orientierung der Feldlinien des zum Abkühlungszeitpunkt wirkenden Erdmagnetfeldes aus, was die Grundlage für die thermoremanente Magnetisierung und die paläomagnetische Interpretation der Streifenmuster in basaltoiden Laven längs des Mittelozeanischen Rückens darstellt, siehe u.a. (EVANS & HELLER 2003). Das Erdmagnetfeld kann aber auch durch Einregelung kleiner ferrimagnetischer Körner im Porenraum von Sedimenten durch Fixierung bei der Kompaktion bzw. Zementation als sedimentäre Remanenz „eingefroren“ werden (EVANS & HELLER 2003). Darüberhinaus gibt es auch weitere Typen, siehe z.B. unter <https://cse.umn.edu/irm/6-types-remanence>. Die natürliche Remanenz hat eine große Bedeutung bei paläomagnetischen Anwendungen, sie speichert z.B. die Intensität des zur Bildungszeit herrschenden Erdmagnetfeldes, siehe z.B. (TAUXE 1989). Die magnetische Suszeptibilität ist abhängig von der Sedimentzusammensetzung und oft annähernd linear korreliert mit dem Anteil akzessorischer terrigener Magnetominerale (DEARING, J. 2021), deren Konzentrationen in Gesteinen häufig <1 Gew.% sind. Auch die Korngröße von Magnetomineralen hat einen Effekt auf die Werte der magnetischen Suszeptibilität, aber diese Beziehung ist nicht linear und ihre Bestimmung erfordert die Messung mehrerer Parameter in einem umweltmagnetischen Labor, siehe z.B. (HATFIELD 2014) und den folgenden Abschnitt.

[Zurück zur Übersicht](#)

3.4 Magnetische Korngrößen

Aufgrund ihres unterschiedlichen magnetischen Verhaltens werden ferromagnetische Partikel in magnetische Kornfraktionen eingeteilt, die nicht mit denen sedimentärer Partikel vergleichbar sind (FREDERICHS 1995). Dabei wird die Korngröße bezogen auf die **Weiss'schen Bezirke**: Domänen mit spontaner einheitlicher Magnetisierungsrichtung, ca. 0.01-0.1 μm groß (THOMPSON & OLDFIELD 1986), siehe [Abb. 3-4](#).

- **Superparamagnetisch, SP**: sehr stark positive magnetische Suszeptibilität, ultrafeine reine Magnetite <0.03 μm , Titanomagnetite <0.08 μm . Der Anteil an diesen Körnern kann durch Messungen der Frequenzabhängigkeit der magnet. Suszept. ermittelt werden, s.o.. Diese Partikel sind typisch für pedogene Minerale; sie sedimentieren aufgrund ihrer geringen Größe nicht bei Anwesenheit von Strömungen.
- **single-domain, pseudo-single domain, PSD**: ihre Korngröße liegt zwischen ca. 0.1 und 0.5 μm , die meisten Magnetominerale in Sedimenten haben der Literatur zufolge diese Korngröße.
- **multi-domain, MD**: >0.5 μm , „magnetische Grobfraktion“, z.B. in glazigenen Sedimenten oft >15 μm .

Die magnetische Korngröße kann aus einer Reihe von gesteinsmagnetischen Parametern abgeschätzt werden, siehe z.B. (THOMPSON & OLDFIELD 1986). Aus der magnetischen Korngröße kann jedoch nicht direkt auf die tatsächlich transportierte Korngröße sedimentärer

Partikel geschlossen werden, da Magnetominerale entweder als isolierte Kristalle, als Aggregat mehrerer Magnetominerale, als feine Verwachsung z.B. mit Ilmenit (WILLIAMS, et al. 1996), in Suspension z.T. angelagert an Tonpartikelflocken (HESLOP, et al. 2006) oder eingeschlossen in Gesteinsfragmenten vorliegen können. Hier kann z.B. die Extraktion der Magnetominerale mit einem starken Permanentmagnet und anschließende Rasterelektronenmikroskopische Analyse (DOBENECK, et al. 1987) genauere Aussagen ermöglichen. Unter reduzierenden Bedingungen, z.B. in organikreichen lakustrinen, also in Seen gebildeten, oder marinen Sedimenten, kann durch Magnetit-Lösung vor allem der Anteil an SP-Partikeln abnehmen (FREDERICHES, et al. 1999). Im Umkehrschluss belegt ein erhöhter Anteil an SP-Partikeln das Fehlen von Magnetit-Lösung und ist damit ein Indiz für oxische Bedingungen im Sediment, wie sie z.B. auch durch Bioturbation angezeigt wird, siehe z.B. (TRAUTH 1995).

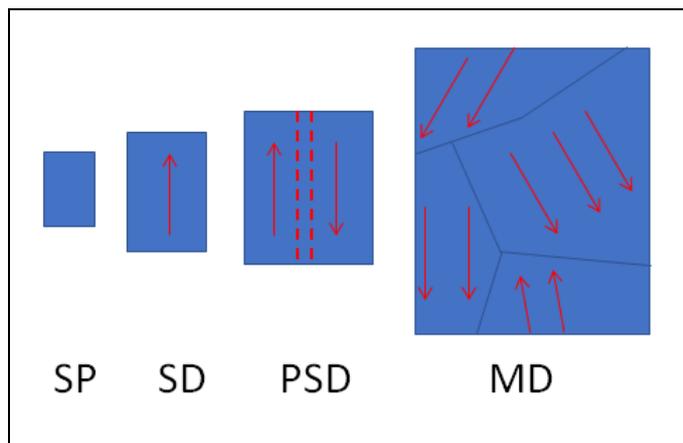


Abb. 3-4: Magnetische Korngrößen, stark schematisch dargestellt. SP = Superparamag., kurzzeitige magnet. Momente, Partikelgröße < ca. 0.03 μm . SD = Single Domain, stabile einheitliche Magnetisierungsrichtung, Partikelgröße bei Magnetit etwa 0.03-0.1 μm . PSD = Pseudo-Single-Domain (wenige Domänen, aber noch ähnliche magnet. Eigenschaften wie SD). MD = Multi Domain (> ca. 10 Domänen), Partikelgröße > mehrere μm .

Bei Strömungstransport ist also die hydrodynamisch effektive Korngröße von Magnetomineralen zu beachten. Aufgrund der hohen Dichte von 5.1 bis 5.2 g cm^{-3} , siehe z.B. <http://www.mindat.org/min-2538.html>, hat ein Magnetitkorn eine größere hydrodynamisch effektive Korngröße als ein Quarzkorn mit einer Dichte von 2.6 g cm^{-3} von gleichem Durchmesser. Nach SOULSBY 1997, zit. in (BLACK, et al. 2007), befindet sich ein 30 μm großes Magnetitkorn hydrodynamisch im Gleichgewicht mit einem 200 μm großen Quarzkorn. Siltkorn-grosse Magnetit-Körner werden strömungsdynamisch also zusammen mit der Feinsandfraktion transportiert.

[Zurück zur Übersicht](#)

3.5 Magnetische Suszeptibilität von Mineralen und Gesteinen

Tabellen mit Werten der spezifischen magnetischen Suszeptibilität von Mineralen finden sich u.a. in (THOMPSON & OLDFIELD 1986): 18, 27; (DEARING, J. 2021): 29, 32. Eine Auswahl findet sich in [Tab. 3-2](#). Dabei fällt auf, dass Angaben verschiedener Quellen sich zum Teil erheblich unterscheiden, z.B. bei Pyrrhotit. Die Spannbreite einiger Minerale ist einerseits durch unterschiedliche Fe-Gehalte bzw. die Variabilität ihrer chemischen Zusammensetzung innerhalb einer Mischkristallreihe bzw. Mineralgruppe, andererseits durch eine Korngrößen-Abhängigkeit begründet. Darüber hinaus finden sich Informationen zur Suszeptibilität von Mineralen bei (ROSENBLUM & BROWNFELD 1999), allerdings nicht in den üblichen cgs oder SI Einheiten sondern mit Separator-Feldstärken. (DAHLIN & RULE 1993) stellten eine relativ

geringe Abhängigkeit der Suszeptibilität von der Feldstärke für die meisten Minerale, mit Ausnahme von z.B. Olivin und Chromit, fest.

Tab. 3-2: Spezifische magnetische Suszeptibilität, χ in [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{SI}$], einiger Minerale und weiterer Materialien, zusammengestellt nach Literaturangaben, in etwa sortiert nach zunehmender Suszeptibilität und magnetischem Verhalten. Quellen: 1= (THOMPSON & OLDFIELD 1986), 2 = (HUNT, et al. 1995), 3 = (DEARING, J. 2021), 4 = (DAHLIN & RULE 1993).

Magnet. Verhalten	Material	χ	Quelle	
diamagnetisch	Kaolinit	-19	3	
	Organik	-9	3	
	Wasser	-9	1	
	Halit	-9	1	
	Quarz	-5.8	3	
	Calcit	-5	1	
	Alkalifeldspat	-4.9 – 6.7, -5	2, 1	
	Magnesit	-4.8	2	
	Gips	-5 – 13	2	
	Plastik	-5	1	
	Coelestin	-4 – -4.5	2	
	Apatit	Keine Angabe		
	paramagnetisch	Muskovit	Keine Angabe	
		Olivin	-3.9 – 1300, 10 – 1300	2, 1
Dolomit		11	3	
Smektit		27 – 50	3	
Chalkopyrit		30	3	
Pyroxen		40 – 940	3	
Bentonit		58	3	
Lepidokrokit		70	1	
Limonit				
Montmorillonit		130 – 140, 50	2, 1	
Illit		150	1	
Vermikulit		152	3	
Amphibol		160 – 1000	1	
Pyrit		1 – 100, 300	2, 3	
Siderit		320 – 2700, 1000	2, 1	
Romanechit		377	4	
Biotit		520-980, 50 – 950	2, 1	
Chromit		630 – 25000	2	
Granat		690	2	
Chamosit		900	3	
Pyroxmangit		1199	4	
Serpentin		1200 – 29000	2	
Ilmenit		1700 – 2000	3	
antiferromagnetisch	Haematit	270 – 1690, 600	3, 1	
	Goethit	350 – 1260, 700	3, 1	
	Limonit	660-740	2	
	Ilmenit	2000	1	
ferrimagnetisch	Pyrrhotit	100 – 300000, 50000 – 53000	2, 3	
	Ulvöspinell	1000	2	
	Maghemit	286000 – 1055000	3	
	Magnetit	390000 – 1214000, 500000	3, 1	
ferromagnetisch	Nickel	68850000	3	
	Cobalt	204000000	3	
	Eisen	50000000, 276000000	2, 1	

Tab. 3-3: Masse-spezifische Suszeptibilität häufiger vorkommender Minerale, bestimmt im Rahmen dieses Projektes, sortiert in der Reihenfolge zunehmender masse-spezifischer Suszeptibilität, Mittelwerte für χ in [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$]. Aufgeführt sind nur Werte für Minerale von denen mindestens drei Proben gemessen wurden. Für Fe werden in der Literatur deutlich höhere Werte angegeben. Tatsächlich lassen sich Metalle nur in kleinen Mengen in der verwendeten Messapparatur messen. Bei der Anzahl handelt es sich nicht um die gemessenen Mineralprobenstücke, das wären meist deutlich mehr, sondern um die Minerale einzelner Lokationen. Letzteres gilt analog auch für die Gesteinsmessungen in [Tab. 3-4](#).

Mineral	Mittelwert	Min.	Max.	Anzahl	Magnetismus
Halit	-6.9	-8.1	-6.2	4	diamagnet.
Chalcedon (qz)	-5.0	-8.1	-2.6	3	diamagnet.
Gips	-4.6			12	diamagnet.
Quarz	-4.6	-4.9	-3.8	6	diamagnet.
Calcit	-4.6	-6.0	-2.0	3	diamagnet.
Fluorit	-3.6	-5.1	-0.8	4	diamagnet.
Baryt	-3.4	-3.6	-3.2	3	diamagnet.
Zirkon	-0.9	-19.2	16.4	3	diamagnet.
Disthen	0.3	-4.9	9.4	5	diamagnet.
Steinkohle	7.5	-4.1	38.5	9	diamagnet.
Pyrit	15.8	8.7	30.6	6	paramagnet., z.T. ferromagnet.
Muskovit	26.2	12.3	45.5	3	paramagnet.
Rutil	30.5	13.8	42.4	6	paramagnet.
Titanit	33.9	22.1	53.2	3	paramagnet.
Chalkopyrit	33.9	15.2	54.3	3	antiferromagnet.
Diopsid (cpx)	39.2	5.5	89.1	5	paramagnet.
Malachit	123.7	119.9	128.4	4	antiferromagnet.
Olivin	155.0	63.6	205.0	3	paramagnet.
Aktinolith	162.1	142.4	189.3	3	paramagnet.
Turmalin (Schörl / Dravit)	196.7	42.6	268.3	6	paramagnet.
Andradit (gt)	328.2	184.4	610.4	3	paramagnet.
Epidot	330.2	64.7	533.4	3	paramagnet.
Sodalith	357.5	3.4	962.1	3	paramagnet.
Manganit	378.9	248.5	458.9	5	ferrimagnet.
Goethit	484.6	259.7	1405.7	7	antiferromagnet.
Biotit	502.8	217.5	945.1	3	paramagnet.
Almandin (gt)	553.5	438.3	636.6	9	paramagnet.
Aegirin (cpx)	621.4	589.0	658.4	3	paramagnet.
Hämatit	676.4	283.9	2505.8	13	spin-canting antiferromagnet.
Siderit	754.3	327.9	1069.4	6	paramagnet.
Rhodochrosit	1178.6	1174.7	1180.6	3	paramagnet.
Hornblende (+mt?)	2050.6	154.0	10496.9	8	paramagnet.
Hypersthen (opx+mt?)	2452.4	373.4	6370.4	3	paramagnet.
Augit (cpx+mt?)	4468.5	142.2	23891.5	7	paramagnet.
Ilmenit (+mt?)	10658.9	2180.7	32737.2	5	antiferromagnet.
Eisen	167644.5	9116.5	275176.9	7	ferromagnet.
(Titanio-)Magnetit	351380.4	85877.0	576125.3	20	ferrimagnet.

Von 78 häufiger in Gesteinen zu beobachtenden Mineralen, künstlichen Materialien sowie Bismut wurde die masse-spezifische Suszeptibilität mit einem Bartington MS2 mit Sensor B im Rahmen dieser Arbeit bestimmt, siehe [Tab. 3-3](#) und [Abb. 3-5](#). Tritt beispielsweise in einem Gestein eine masse-spezifische magnetische Suszeptibilität >1000 [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{SI}$] auf, so kann man daraus schließen, dass auch mindestens ein Mineral mit einer Suszeptibilität >1000 in mindestens einigen Gew.-% vorhanden sein muß, oder metallische Fragmente.

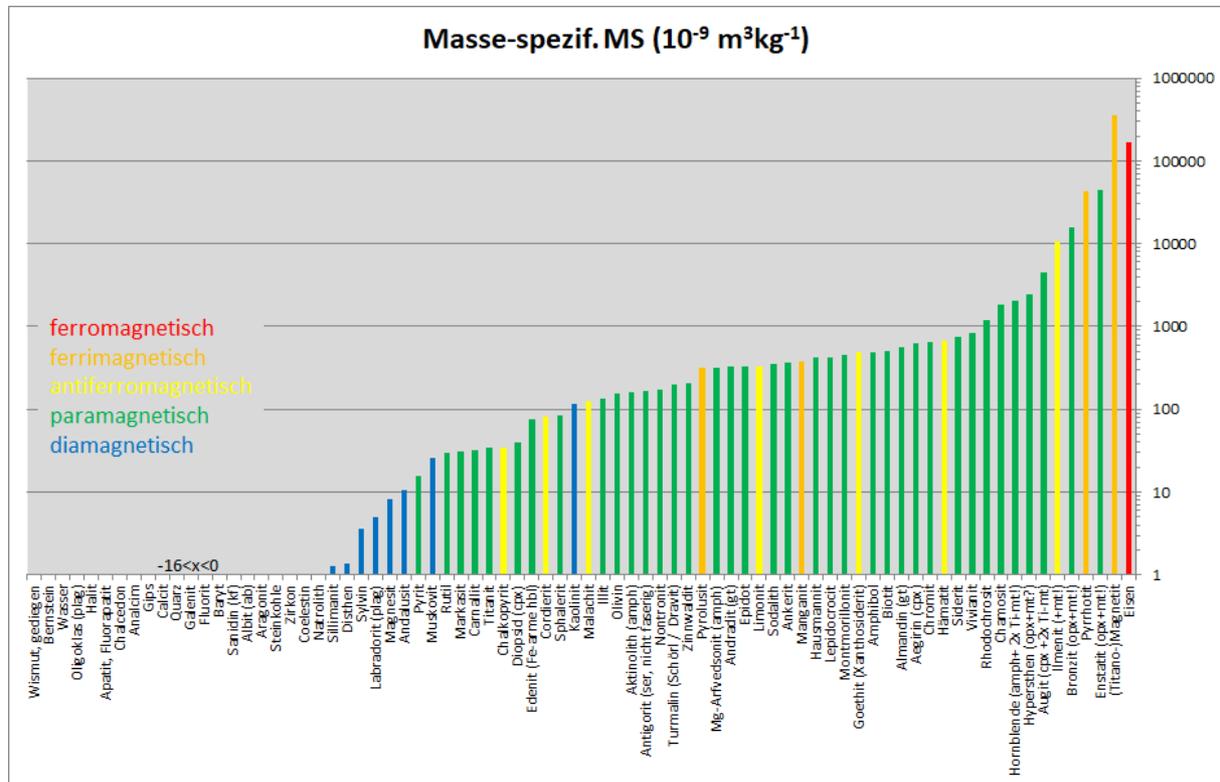


Abb. 3-5: Mittelwerte der masse-spezifischen magnetischen Suszeptibilität häufig auftretender Minerale sowie Eisen und Bismut nach eigenen Messungen. Der Informationsgehalt ist für einige Minerale redundant mit [Tab. 3-3](#), es sind jedoch weitere nicht ganz so häufige und weniger als dreifach gemessene Minerale ebenfalls dargestellt um zu illustrieren in welchen Suszeptibilitätsbereichen welche magnetischen Eigenschaften vorliegen. Diamagnetische Minerale sollten nur im negativen Bereich liegen, ohne Balken dargestellt aufgrund der logarithmischen Skalierung. Dies ist aber nicht für alle Minerale der Fall, offensichtlich aufgrund von Verunreinigungen. Bei einigen Mineralen könnten Entmischungslamellen aus Magnetit enthalten sein, zumindest bei Ilmenit, Bronzit und Enstatit konnte das Vorkommen von Magnetit bzw. Titanomagnetit in einigen Proben thermomagnetisch nachgewiesen werden.

Zur magnetischen Suszeptibilität von Gesteinen bietet beispielsweise <https://mrdata.usgs.gov/catalog/science.php?thcode=2&term=1742> eine Recherchemöglichkeit zu Lokationen in den USA an, zum Beispiel (ALTSTATT, et al. 2002) in Alaska. Da wie in der genannten Arbeit typischerweise die volumen-spezifische Suszeptibilität bei Messungen im Gelände bestimmt wird, kann diese nur bei Vorliegen von Dichtemessungen oder plausiblen Annahmen zur Gesteinsdichte in masse-spezifische Suszeptibilität, wie in den FluviMag Berichten verwendet, umgerechnet werden.

Tab. 3-4: Magnetische Suszeptibilität χ [10^{-9} m³kg⁻¹ SI] ausgewählter Gesteine, zusammengestellt nach Literaturangaben, einer Gesteinsgruppe zugeordnet nach Genese bzw. Zusammensetzung. 1 = (THOMPSON & OLDFIELD 1986), 2 = (HUNT, et al. 1995).

Gesteinsgruppe	Gestein	χ	QUELLE
Mantelgesteine	Ultramafite	200	1
	Peridotit	30000 – 62000	2
Plutonite	Pyroxenit	42000	2
	Gabbro	260 – 30000, 1000	2, 1
	Diorit	220 – 44000, 500	2, 1
	Granit	0 – 19000, 200	2, 1
Vulkanite	Basanit	Keine Angabe	
	Basalt	84 – 61000, 1800	2, 1
	Andesit	65000	2
	Latit	Keine Angabe	
	Hawaiit	Keine Angabe	
	Trachyt	Keine Angabe	
	Rhyolith	100 – 15000	2
Siliziklastika	Ton	100 – 150, 100	2, 1
	Tonstein	30 – 8860	2
	Siltstein	200	1
	Sandstein	0 – 9310, 100	2, 1
Karbonate	Mergel, -stein	Keine Angabe	
	Kalkstein	1 – 12000, <1	2, 1
	Dolomit	-10 – 410	2
	Travertin	Keine Angabe	
Organische Sedimente	Kohle	19	2
Regionalmetamorphite	Ton-, Siltschiefer	0 – 14000, 10	2, 1
	Phyllit	600	2
	Glimmerschiefer	10 – 1100, 10	2, 1
	Gneiss	0 – 9000, 50	2, 1
	Quarzit	1700	2
	Grünschiefer	Keine Angabe	
	Amphibolit	250	2
	Serpentinit	1100 – 6300	2
	Granulit	1000 – 10000	2

In Fe-reichen Gesteinen, wie z.B. Basalten und Metabasalten, treten hohe Werte der magnetischen Suszeptibilität auf, während Fe-freie bzw. -arme Karbonate meist sehr niedrige Werte aufweisen, eine Übersicht zeigt [Tab. 3-4](#). Wichtig bei dem Vergleich mit Tabellenwerten von Gesteinen ist, dass diese Schwankungsbereiche oder Mittelwerte darstellen, die im Einzelfall erheblich von spezifischen Gesteinsproben eines Untersuchungsgebietes abweichen können. Es ist daher in jedem Falle vorzuziehen eigene Daten zu erheben oder regionalgeologische bzw. lithologisch adäquate Daten zu suchen. Ein Problem bei publizierten Tabellen zur magnetischen Suszeptibilität von Gesteinen ist außerdem, dass sich viele Quellen auf Literaturangaben berufen, die aber nicht ohne weiteres verfügbar sind oder wieder auf andere Quellen verweisen, so dass die Datengrundlage oft unklar bleibt. Darüber hinaus ist meist nicht angegeben, ob auch vererzte Gesteine mit verwendet wurden, siehe z.B. unter Sandstein in [Tab. 3-4](#).

Ein Beweggrund für Messungen der magnetischen Suszeptibilität an Gesteinen kann die Modellierung von Anomalien der magnetischen Totalintensität sein, gemessen im Gelände oder vom Flugkörper bzw. Satellit aus. Für die kontinentale Kruste nehmen (PURUCKER & MCENCROE 2014) eine mittlere volumen-spezifische magnetische Suszeptibilität von 0.03 SI

an, umgerechnet wäre das bei einer mittleren Krustendichte von 2670 kg m^{-1} (HINZE 2003) eine masse-spezifische Suszeptibilität von rund $11200 [10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1} \text{ SI}]$, ein recht hoher Wert! Bei großmaßstäblichen Betrachtungen spielen vor allem kristalline Plutonite und Metamorphite eine Rolle. Der Grund hierfür ist die Integration über die kontinentale Kruste bis zum Erreichen der Curie-Temperatur, die für häufige Magnetominerale bei etwa $600 \text{ }^\circ\text{C}$ liegt, siehe z.B. (EVANS & HELLER 2003). Bei einem normalen geothermischen Gradienten, siehe z.B. unter <https://www.spektrum.de/lexikon/geowissenschaften/geothermischer-gradient/5754>, entspricht dies in etwa 20 km Tiefe. Sedimente sind im krustalen Maßstab weniger bedeutsam, da nicht organogene Sedimentite üblicherweise bei $200 \text{ }^\circ\text{C}$ in metamorphe Gesteine übergehen, siehe u.a. (WIMMENAUER 1985), entsprechend einer mittleren Tiefe von etwa 6.7 km. Im lokalen oder regionalen Rahmen sind allerdings die magnetischen Eigenschaften von Sedimenten durchaus interessant, etwa um anthropogene Kontaminationen in fluviatilen Systemen aufzuspüren, siehe z.B. (JORDANOVA, D., et al. 2003).

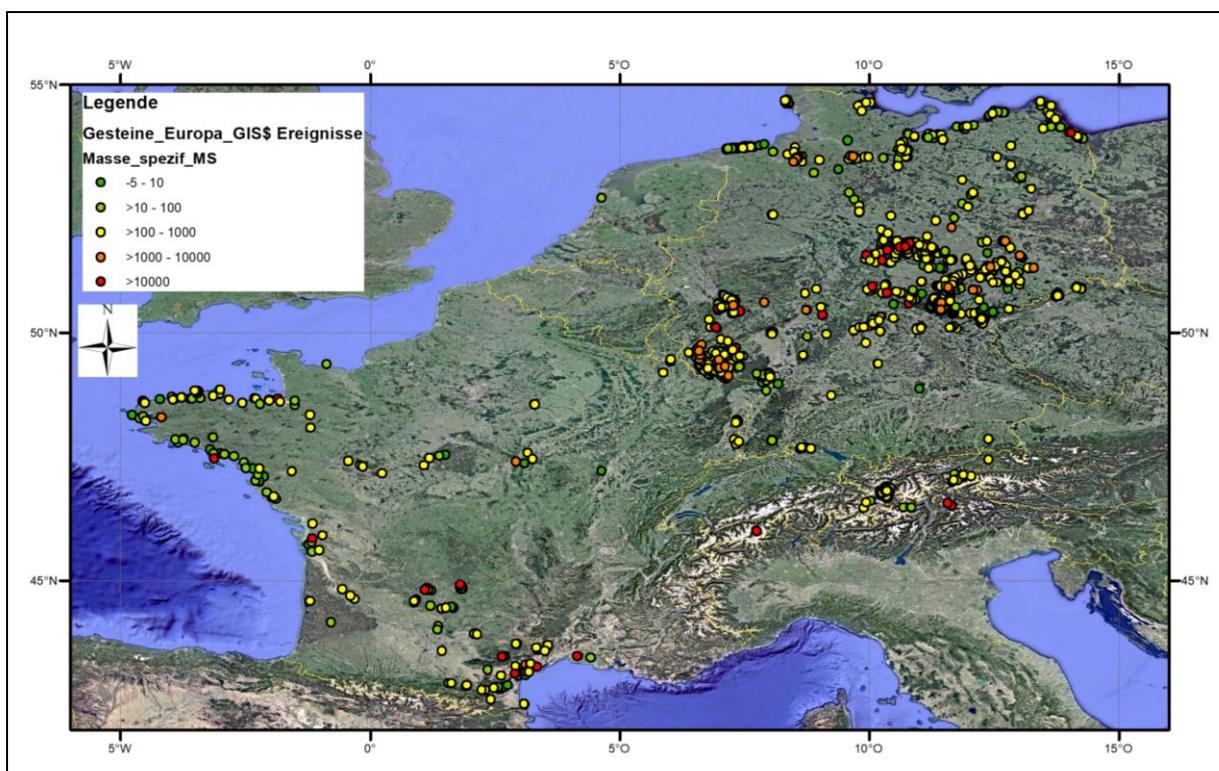


Abb. 3-6: Magnetische Suszeptibilität $\chi [10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1} \text{ SI}]$ von Gesteinsproben, die im Rahmen des FluviMag Projektes in Zentraleuropa bisher untersucht wurden, Bearbeitungsstand 31.05.2022. © der Kartengrundlage: Google Earth, Satellitenbild Landsat & Copernicus, Aufnahmedatum 14.12.2015. Die Darstellung differenziert nicht zwischen Proben von 1120 sandigen und 320 pelitschen fluviatilen Ablagerungen und von 1194 Liefergesteinen. Da in dieser Skalierung eng benachbarte Proben z.T. übereinander dargestellt werden, können Proben mit höheren Werten durch Proben mit niedrigeren Werten überdeckt sein. Auffällig sind die generell niedrigen Werte entlang der Küstenlinien, was generell durch Akkumulation sandiger quarz- und karbonat-reicher Ablagerungen zustande kommt, da strömungsbedingt feinkörnigere, meist höher magnetisierbare, Partikel küstenferner abgelagert werden. Vulkangebiete und Erzabbaugebiete der Mittelgebirge zeichnen sich durch das Auftreten auch höherer Werte aus, während karbonatische Sedimentite, z.B. im Pariser Becken, ebenso wie quartäre Grobklastika, z.B. im norddeutschen Becken, durch ganz überwiegend niedrige Werte gekennzeichnet sind. Lokale Anomalien können teilweise auch durch anthropogenen Einfluss zustande kommen.

In [Tab. 3-5](#) sind Mediane für verschiedene Gesteine der zentraleuropäischen Oberkruste, die im Rahmen des FluviMag Projektes beprobt, siehe auch [Abb. 3-6](#), und gemessen und in verschiedenen Berichten dokumentiert wurden, und für die mindestens zehn Messungen sowie eine eindeutige makroskopische und ggfs. geochemische und petrographische Literaturdaten gestützte Ansprache vorliegen, aufgeführt. Dafür wurden möglichst frische Proben verwendet, gelegentlich auch Verwitterungsmaterial. Gesteinsproben, die aus mehreren Lithotypen bestehen, z.B. Wechsellagerungen im Zentimeter-Bereich, wurden nicht berücksichtigt. Diese Mediane unterscheiden sich zum Teil deutlich von den in [Tab. 3-4](#) aufgeführten, vergleiche wiederum bei Sandstein. Darüber hinaus finden sich in [Tab. 3-6](#) Werte der masse-spezifischen Suszeptibilität der ozeanischen Lithosphäre von Zypern, ebenfalls in einem FluviMag Bericht dokumentiert. Im Vergleich liegen die Suszeptibilitäten zyprischer Gesteine insgesamt, d.h. ozeanischer Kruste, deutlich über denen zentraleuropäischer Gesteine insgesamt, d.h. kontinentaler Kruste. Auch wenn hier sicherlich noch Ergänzungsbedarf bei den Plutoniten besteht, können diese Angaben zumindest für den mitteleuropäischen Raum sowie Zypern als Näherungswerte gelten.

Tab. 3-5, siehe Folgeseite: Im Rahmen dieses Projektes bestimmte masse-spezifische magnetische Suszeptibilität χ [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ SI}$] von Gesteinen der zentraleuropäischen Kruste, sortiert nach petrographischen Kriterien, Median und Medianabweichung angegeben bei ≥ 10 untersuchten Proben. Die Messungen erfolgten in Doppelbestimmung an in der Regel mindestens drei Teilproben, dies gilt auch für die beiden folgenden Tabellen. AH = Ahrtal, Rheinisches Massif; BT = Bretagne, Armorikanisches Massif, Frankreich; BU = Burgund & Champagne, Pariser Becken, Frankreich; EL = Elsaß, Oberrheingraben; EM = Emsgebiet, norddeutsches Becken; EN = Engadiner Fenster, Westalpen, Schweiz; EW = Westeifel Vulkanfeld; EZ = Erzgebirge; FH = Flechtinger Höhenzug; HE = Hocheifel Vulkanfeld; HU = Hunsrück, Rheinisches Massif; HW = Hochwald, Rheinisches Massif; HZ = Harz; KY = Kyffhäuser; LU = Luxemburger Anteil Pariser Becken; MB = Molassebecken, Süddeutschland, Schweiz; MC = Massif Central, Frankreich; MN = Montagne Noire, Frankreich; MÜ = Münchberger Gneismasse; NW = Nordwestsächsisches Vulkanitgebiet; OE = Osteifel Vulkanfeld; OK = Okzitanien, Frankreich; OR = Oberrheingraben Rand; OS = Ostsee Ufer, Deutschland; PB = Pfälzer Bergland; PY = Pyrenäen, Frankreich; RB = Rheinsberger Seengebiet, Norddeutsches Becken; RH = Rhön Vulkanfeld; SB = Subherzynes Becken; SN = Saar-Nahe Becken; SG = Süddeutsche Großscholle; SP = Spessart; SV = Siebengebirge Vulkanfeld; SW = Schwarzwald; TI = Tirol; TM = Thüringer Mulde; TS = Thüringisch-Fränkisch-Vogtländisches Schiefergebirge; TW = Thüringer Wald; UF = Unterfranken, süddeutsche Großscholle; VE = Vendée, Armorikanisches Massif, Frankreich; WB = Weserbergland; WE = Weißelsterbecken; WW = Westerwald Vulkanfeld. Für Gesteine auf sekundärer Lagerstätte, z.B. Rhyolith Gerölle in pleistozänen Grobklastika, ist der Ablagerungsort aber nicht das Liefergebiet angegeben. Mantelxenolithe gehen nicht in die Gesamtwerte ein, dafür aber weitere nicht aufgeführte Lithologien mit < 10 Proben.

Gesteinsgruppe	Gestein	Median	Medianabw.	Anzahl	Region
Plutonite	Granit	53	34	48	BT, BU, EL, EZ, HZ, NW, SW, TI
	Aplit	15	9	16	BT, BU, EL, SW, TI, TS
Vulkanite, Subvulk.	Basanit	7327	5250	23	EZ, HE, SV, TS, UF, WW
	Basalt	5563	4306	32	BT, BU, EL, EZ, HE, HZ, OR, RH, SP, SV, UF
	Andesit, ol-Andesit	1207	1607	10	BU, SN, SV
	Hawaiit, Mugearit	9010	2727	12	SV
	Latit	10525	3722	17	BU, FH, SN, SV
	Rhyolith	72	56	49	BU, EL, EZ, HZ, NW, SN, TM, TS, TW, WE
	Phonolith	4699	15	15	OE
	Trachyt	3546	3262	34	SN, SV
Siliziklastika	Kies	48	36	12	BT, HW, HZ, SV, WE
	Konglomerat	11	13	15	MB, TM, SV, SN
	Sand	39	41	22	EL, OE, OK, OS, PB, RB, SB, SV, TM, WE
	Sandstein	13	11	202	BT, BU, EL, OR, OK, TM, SH, SN, UF
	Silt±Sand&Ton: fluviatil, Löß, Hanglehm	138	56	31	BT, OK, PY, SN, SV, TM, WE
	Siltstein	88	19	24	NW, OK, PB, SN, TM, UF
	Ton	68	37	10	BU, EL, EM, OK, SV, WE
	Karbonate	Mergel, -stein	96	48	35
Kalkstein		5	6	164	BU, EL, EN, HZ, LU, MN, OK, OS, SG, SN, TM, UF
Organogene Sed.	Steinkohle	-0.4	3.3	10	SN, WB
Chemische Sed.	Flint	48	44	16	BU, EN, OS
	Gips	-4.2	1.7	10	HZ, KY, TM
	Fe-Erze sedimentär	236	110	10	LU, HZ, OK, TS, TW
Regionalmetam.	Sandstein, anchimet.	75	45	11	EN, EZ, SV, TS
	Quarzit	14	10	28	BT, EL, EZ, HU, HW, TM, TS,
	Siltstein, anchimet.	118	18	38	AH, BT, BU, EN, HE, HU, HW, SV, TS
	Tonschiefer, anchimet.	93	31	33	AH, BT, EN, HU, HW, HZ, MN, SV, TS
	Phyllit	99	36	10	EZ, HU, MC, MÜ, PY, SN
	Glimmerschiefer	63	40	22	BT, BU, EN, EZ, PY, TI, VE
	Radiolarit	9	12	16	EL, HZ, TM
	Serpentinit	7206	6447	17	EN
	Gangquarz, hydroth.	66	67	10	EN, TM, TS
	Fe-Erz Gänge & Skarne	359	165	15	HZ, TS, TW
	Sulfidische Gänge	73	58	10	HZ, TS
Mantelgesteine	Peridotit-Xenolithe	163		4	EW, HE, SP, VO
Plutonite	insgesamt	52	32	94	
Vulkanite	insgesamt	3872	2727	208	
Siliziklastika	insgesamt	28	36	344	
Karbonate	insgesamt	12	30	216	
Organ. Sed.	insgesamt	7	54	22	
Chem. Sedim.	insgesamt	5	42	38	
Regionalmet.	insgesamt	102	40	248	
Kontaktmet.	insgesamt	337	180	8	
Gesamt		56	46	1172	

Tendenziell ist in [Tab. 3-5](#) erkennbar, dass plutonische Gesteine meist eine geringere magnetische Suszeptibilität haben als vulkanische. Dies erklärt sich durch die Dominanz granodioritischer Gesteine in der Erdkruste gegenüber Basaltoiden als vorherrschende Vulkanite, siehe z.B. (PRESS & SIEVER 1995). Sedimentäre und metamorphe Gesteine haben im Mittel deutlich geringere magnetische Suszeptibilitäten als magmatische Gesteine, siehe auch die bereits erwähnte Arbeit von (ALTSTATT, et al. 2002). Einer der Gründe ist die Stabilität von Magnetomineralen: so sind magnetische Minerale von Magmatiten an der Erdoberfläche der Verwitterung ausgesetzt, bevor sie ggfs. abgetragen und abgelagert werden. Dabei bilden sich in der Verwitterungsdecke Fe-Mn-Oxide bzw. -Oxihydroxide (BLUME, et al. 2010), die in der Regel deutlich geringere Suszeptibilitäten aufweisen als primäre Magnetominerale. Die Neubildung von sulfidischen Magnetomineralen in feinkörnigen Sedimenten unter anoxischen Bedingungen, in der Tiefsee oder in Auftriebsgebieten am Schelf, siehe z.B. (BOL'SHAKOV & DOLOTOV 2012), spielt im kontinentalen Bereich sicher nur eine untergeordnete Rolle.

Tab. 3-6: Im Rahmen dieses Projektes bestimmte masse-spezifische magnetische Suszeptibilität χ [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1} \text{ SI}$] von Gesteinen der zyprischen ozeanischen Kruste, sortiert nach petrographischen Kriterien. Bei „Diabas“ handelt es sich um Mikrogabbros und Trondhjemite bzw. Plagiogranite. Werte massiv vererzter Zonen wurden nicht verwendet. TM = Troodos Massif.

Gesteinsgruppe	Gestein	Median	Medianabw.	Anzahl	Region
Mantelgesteine	Harzburgit	612	92	5	TM
	Dunit	947	239	5	TM
	Chromitit	814	162	4	TM
	Serpentinit	8666	1880	5	TM
Plutonite	Pyroxenit	290	93	7	TM
	Wehrlit	16108	7320	5	TM
	Gabbro	416	66	3	TM
Subvulkanite	„Diabas“	13607	2888	5	TM
Vulkanite	Pikritbasalt	219	9.6	3	TM
	Olivinbasalt	6586	1237	4	TM
Regionalmetam.	Serpentinit	7722	1880	5	TM
Gesamt		935	239	52	TM

Neben natürlichen Gesteinen wurden in dieser Studie auch künstliche Gesteine gemessen, an denen sehr unterschiedliche Werte auftraten, siehe [Tab. 3-7](#). Deren Einfluss kann bei der Interpretation von fluviatilen Ablagerungen von Bedeutung sein.

Tab. 3-7: Im Rahmen dieses Projektes bestimmte masse-spezifische magnetische Suszeptibilität χ [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1} \text{ SI}$] von anthropogenen Gesteinen, sortiert nach ansteigenden Werten. Medianabw. = mittlere absolute Abweichung vom Median.

Gestein	Median	Medianabw.	Anzahl	Region
Beton	446	240	12	Deutschland, Frankreich
Klinker	540		2	Deutschland
Backstein	1133	571	14	Deutschland, Frankreich
Ziegel (Dach-, Mauer-)	1556	1236	9	Deutschland, Frankreich
Glas aus Erzverhüttung	2622	2877	8	Deutschland

[Zurück zur Übersicht](#)

3.6 Anwendungen in der Paläoklima-Forschung

Die häufigste Anwendung von magnetischer Suszeptibilität liegt sicher in der Korrelation von Sedimentkernen. Bei den internationalen wissenschaftlichen Bohrprogrammen in den Ozeanen wie DSDP, <http://www.deepseadrilling.org/>, ODP, <http://www-odp.tamu.edu/>, und IODP, <http://www.iodp.org/>, aber auch auf den Kontinenten, wie ICDP, http://www.icdp-online.org/front_content.php, wird dieser sedimentphysikalische Parameter, meist zusammen mit Dichte, Schalllaufzeiten von p-Wellen und Sedimentfarben mit Hilfe von Kernmessbänken, z.B. MultiSensorCoreLoggern, siehe (WEBER, et al. 1997), zur Korrelation von Kernen einer Bohrlokation und zum Verspleissen der Daten zu einem sogenannten composite log verwendet. Grundlage hierfür ist, dass die sedimentphysikalischen Daten als Hinweis auf Materialänderungen hochauflösend gemessen werden. Die magnetische Suszeptibilität fungiert hier meist als Werkzeug, ohne dass die direkten Zusammenhänge mit einem spezifischen Mineral oder Material bekannt sein müssen.

Darüber hinaus kann die magnetische Suszeptibilität auch zur Korrelation mehrerer Sedimentkerne in einem Ablagerungsbereich, einem Sedimentbecken, ggfs. auch benachbarter Becken mit ähnlichen klimatischen Bedingungen und Liefergesteinen, herangezogen werden. Werden z.B. Sauerstoffisotopen in Schalen von Foraminiferen gemessen, und die gegen die Sedimenttiefe aufgetragene Isotopenkurve an eine Masterkurve angepasst, z.B. im marinen Bereich die an orbitale Zyklizität ausgerichtete SPECMAP Kurve (IMBRIE, et al. 1993), lässt sich ein Altersmodell mit Alters-Tiefen-Beziehung erstellen. Dieses kann dann auf weitere Sedimentkerne übertragen werden, sofern in allen Kernen ähnliche Kurven der magnetischen Suszeptibilität auftreten, wie z.B. im pleistozänen Südatlantik (SCHMIEDER, et al. 2000). In lakustrinen Sedimenten kann ähnlich vorgegangen werden.

Im Gegensatz zu beispielsweise Sauerstoffisotopen und Jahreslagen-Mächtigkeiten in Gletschereis, also akkumulierten Paläoniederschlägen, siehe u.a. (JOHNSON, et al. 2001), hat die magnetische Suszeptibilität normalerweise nicht den Charakter von Stellvertreterdaten, sogenannten Proxies. Aus einzelnen Proxies, vor allem aber aus einer Kombination von Proxies, den Multiproxies, lassen sich nach Kalibration mit heutigen bzw. historischen atmosphärischen oder ozeanischen Daten klimatische Größen wie Paläo-Niederschlag, -Temperatur, -Luftfeuchte, -Luftdruck, -Windrichtung und -stärke berechnen. Diese paläoklimatischen Daten sind von großer Bedeutung für Klimamodellierungen, da Modelle zur Vorhersage künftiger klimatischer Verhältnisse in der Lage sein sollten, auch verschiedene klimatische Situationen der Erdgeschichte darzustellen.

In Kombination mit Proxies und weiteren materialcharakterisierenden Untersuchungen kann jedoch auch die magnetische Suszeptibilität wertvolle Hinweise auf das Paläoklima geben. So zeichnen sich äquatoriale atlantische Sedimente während der Glaziale durch erhöhten Staubeintrag aus der Sahara aus, der über erhöhte Werte der magnetischen Suszeptibilität nachweisbar ist und zusätzlich durch Karbonatlösung verstärkt wird (BLOEMENDAL, et al. 1992). Noch höher auflösende paläoklimatische Daten konnten aus Sedimenten zwischen den Faeroer und Shetland Inseln (RASMUSSEN, et al. 1996) bzw. in der Dänemarkstraße zwischen Ostgrönland und Island gewonnen werden (VOELKER, et al. 2000), wo während der etwa 1500 Jahre andauernden Weichsel-zeitlichen Warmphasen, den Interstadialen, hohe Werte der magnetischen Suszeptibilität mit leichten Sauerstoffisotopen korrespondieren im Gegensatz zu Kaltphasen, den Stadien, mit geringen Suszeptibilitäten und schweren Sauerstoffisotopen. In lakustrinen Sedimenten können aufgrund der oft noch höheren Sedimentationsraten sogar dekadische Variabilitäten der magnetischen Suszeptibilität und Aschelagen von Vulkanausbrüchen beobachtet werden, z.B. im Holzmaar (ZOLITSCHKA 1998) und Meerfelder Maar (BRAUER, et al. 1999) im quartären Vulkanfeld der Westeifel.

Interglaziale bzw. interstadiale Bodenbildungen in Lößprofilen lassen sich durch erhöhte Werte der magnetischen Suszeptibilität gut nachweisen, z.B. in Sachsen (MESZNER 2008), und teilweise mit Phasen geringeren Staubgehalts in Eiskernen korrelieren (PETIT, et al. 1990).

Die magnetische Suszeptibilität von Oberflächensedimenten, z.B. im equatorialen und südlichen Atlantik (SCHMIDT, et al. 1999), kann helfen, den Variationen dieses Parameters in Sedimentkernen Änderungen in Transportpfaden und Strömungsgeschwindigkeiten zuzuordnen. Da umweltmagnetische Messungen selten mit direkten granulometrischen oder Rasterelektronen-mikroskopischen Messungen (DOBENECK, et al. 1987) verglichen werden, gehen die meisten Veröffentlichungen von Annahmen über relative Korngrößenänderungen aus, die an Reinsubstanzen von z.B. Magnetit gewonnen wurden. Untersuchungen an Oberflächensedimenten im Europäischen Nordmeer (FREDERICHS 1995, PIRRUNG, et al. 2002a) zeigen, dass entgegen häufigen Annahmen die vorherrschenden Korngrößen der Magnetominerale dort nicht im Ton- sondern im Siltbereich liegen, siehe [Abb. 3-7](#). Dies ändert zwar grundsätzlich nichts an den aus umweltmagnetischen Messungen rekonstruierten Aussagen zu relativen Änderungen der Strömungsgeschwindigkeiten, könnte aber für Modellrechnungen der Ozeanzirkulation bedeutsam sein. Auch Driftpfade von Eisbergen lassen sich über Messungen der magnetischen Suszeptibilität an Oberflächensedimenten bei bekannter Zusammensetzung der Gesteine in potentiellen Liefergebieten rekonstruieren (PIRRUNG, et al. 2002b, WATKINS & MAHER 2003).

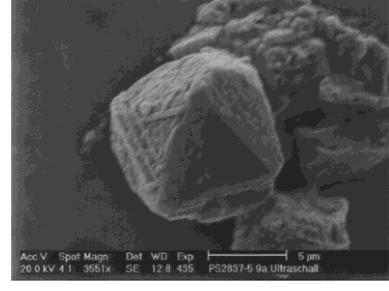
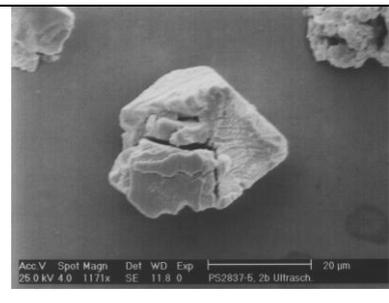
	<p>Idiomorphe Magnetit Oktaeder als isolierte Magnetominerale; PS2837-5, 5.0 m.</p>
	<p>„Lösungskarren“ auf einer Kristallfläche eines oktaedrischen Magnetit-Kristalls; PS2837-5, Teufe 1.62 m.</p>
	<p>Beginnende Kantenrundung an einem rhombendodekaedrischen Magnetitkristall; PS2837-5, Teufe 5.0 m.</p>

Abb. 3-7: Siltkorn-große Magnetite in Oberflächensedimenten der Framstraße, Kern PS2837-5, Expedition ARKXV-III/2. Extraktion der Magnetominerale mit Permanentmagnet, Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen von Ute Bock, Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.

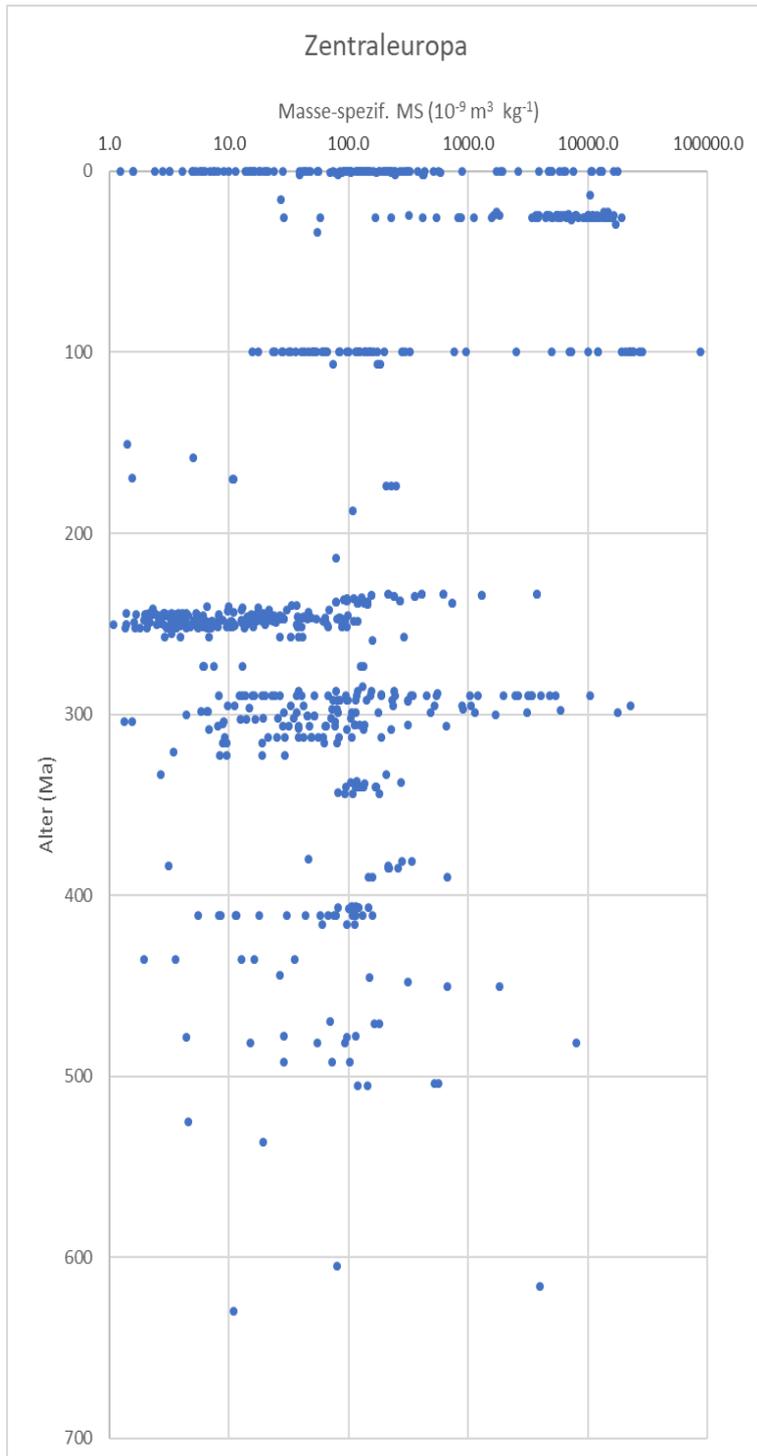


Abb. 3-8: Parameter masse-spezifische Suszeptibilität von 832 Gesteinen Zentraleuropas gegen die Zeitachse aufgetragen, dabei ist nicht nach Art der Gesteine unterschieden. Für stärker metamorphe Gesteine der unteren Grünschiefer-, der Amphibolith- und der Eklogit-Fazies sowie kontaktmetamorphe Gesteine ist das angenommene Alter maximaler Metamorphose dargestellt, für gering metamorphe Metasedimentite wie grünschieferfazielle Tonschiefer ist das Ablagerungsalter dargestellt. Grundlage der zeitlichen Zuordnung ist einerseits die Information aus geologischen Karten, Profildarstellungen und radiometrischen Datierungen und andererseits die stratigraphische Tabelle der Deutschen Stratigraphischen Kommission (MENNING & HENDRICH 2016), ergänzt um Informationen aus (CALLEC, et al. 2006). Für innerhalb einer Stufe nicht genau stratigraphisch einzuordnende Proben wurde das mittlere Stufenalter angenommen.

Meeresspiegelschwankungen und Klimaveränderungen ebenso wie plattentektonisch bedingte Gebirgsbildungen und magmatische Aktivitäten wirken sich in unterschiedlichen Zeitskalen auf die Ausbildung von Ablagerungen aus. Ein Beispiel dafür ist die Bildung von Trümmereisenerzen in Flachwasserbereichen nach Überflutung länger trockengefallener Bereiche, wie z.B. die unterkreidezeitlichen Trümmereisenerze im Raum Salzgitter (KOLBE 1958) oder die luxemburgische Minette des obersten Lias bzw. untersten Dogger (LUCIUS 1946), beide als oolithische karbonatführende Ablagerungen. Proben aus letzterer, entnommen in einem ehemaligen Tagebau bei Rumelange und mit einem Ablagerungsalter um 174 Ma, zeigen gegenüber nicht vererzten hangenden Kalkareniten eine deutlich erhöhte magnetische Suszeptibilität. Daher ist anzunehmen, dass in dem Parameter magnetische Suszeptibilität solche Prozesse gespeichert sind. Trägt man in [Abb. 3-8](#) die magnetische Suszeptibilität gegen das Alter der Gesteine auf, so sind größere Fluktuationen über die Zeit erkennbar, und auch dass Ablagerungen seit der letzten Eiszeit das gesamte Wertespektrum des davorliegenden Zeitraums umfassen.

[Zurück zur Übersicht](#)

3.7 Anwendungen in der Umweltforschung

Viele Anwendungen der magnetischen Suszeptibilität im Umweltsektor befassen sich mit der Frage der Schwermetallbelastung. Hierbei werden Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit weiteren umweltmagnetischen Messungen und/oder Bestimmungen der Schwermineralgehalte bzw. Schwermetallgehalte kombiniert. Teilweise lassen sich anthropogene Quellen von Magnetomineralen unmittelbar mikroskopisch nachweisen, siehe z.B. [Abb. 3-9](#). Magnetische Kügelchen und Aggregate aus der Verbrennung von Braun- und Steinkohle, der Zement- und Koksproduktion sowie der Erzaufbereitung, sogenannte „magnetic spherules“, lassen sich weltweit in Oberböden nachweisen, z.B. bei Bitterfeld in Sachsen-Anhalt (FÜRST, et al. 2009), in Österreich (MAIER & SCHOLGER 2004) und in Polen (MAGIERA, et al. 2011), sowie auf Usedom (PIRRUNG, et al. 2020). Andere Untersuchungen erfolgten an Oberflächensedimenten in Hafengebieten in England (VERSTEEG, et al. 1995), an Blättern von Laubbäumen entlang von Verkehrswegen in England (HANSARD, et al. 2011), an Kiefernnadeln im Schwarzwald und in Böden entlang von Straßen beispielsweise bei Tübingen, Baden-Württemberg, siehe <http://www.geophysics.uni-tuebingen.de/index.php?id=53>, von Staub auf Straßenbelägen und Dächern in Londons Umgebung (BECKWITH, et al. 1990), von Staub im Schnee entlang südfinnischer Straßen (BUCKO, et al. 2011) und an Auspuffgasen in China (LU, et al. 2005). Darüber hinaus werden Böden von archäologischen Objekten untersucht, siehe z.B. (KLEIN, et al. 2012), oder beispielsweise Aschen von Zigarren (JORDANOVA, N., et al. 2006).

Untersuchungen zum Schwermetallgehalt an Spinnweben, wie sie beispielsweise von (RACHOLD, et al. 1992) veröffentlicht wurden, können ebenfalls mit Messungen der magnetischen Suszeptibilität kombiniert werden, hierzu sind zusammen mit D. MERTEN bereits mehrere Projektmodule bzw. B.Sc. Arbeiten in den Studiengängen Geowissenschaften und Biogeowissenschaften am Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller Universität Jena durchgeführt worden (GOLL 2009, MEYER 2009, PASALIC 2009, WITT 2009).

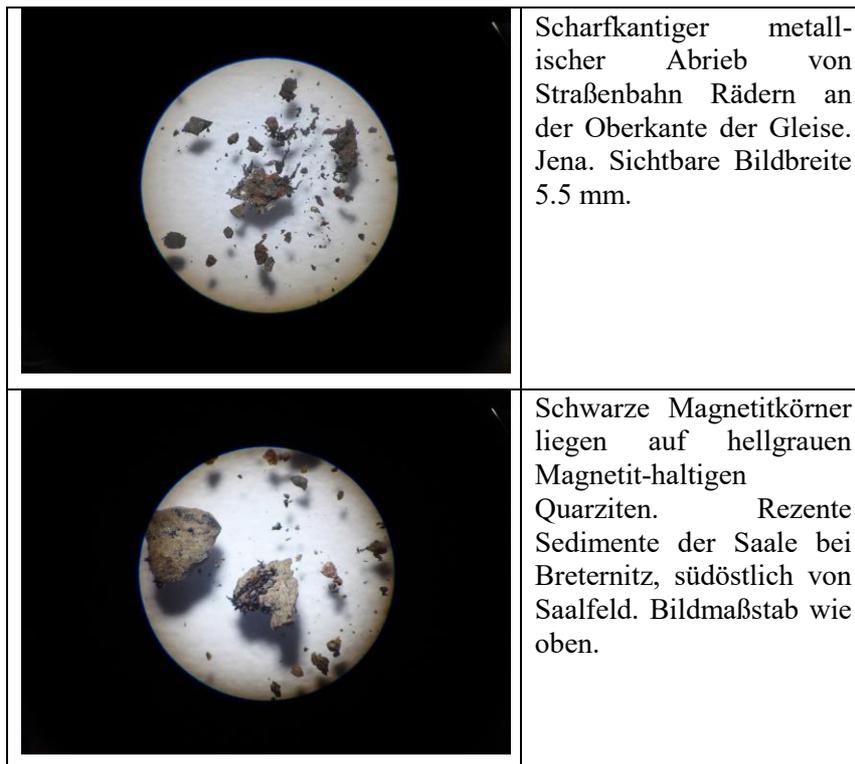


Abb. 3-9: Binokular Ansicht von extrahiertem ferrimagnetischem Material.

[Zurück zur Übersicht](#)

Danksagung:

Frau Dr. Neele van Laaten, Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena, hat freundlicherweise das Manuskript auf inhaltliche und formale Schwächen durchgemustert und eine Vielzahl von Verbesserungsvorschlägen eingebracht. Für ihre großartige Hilfe möchte ich mich bei ihr herzlich bedanken.

3.8 Zitierte Literatur

- ALTSTATT, A.A., SALTUS, R.W., BRUHN, R.L. & HAEUSSLER, P.J. (2002): Magnetic susceptibilities measured on rocks of the upper Cook Inlet, Alaska. – U.S. Geological Survey Open-File Report, **02-0139**: 1-18; https://pubs.usgs.gov/of/2002/ofr-02-0139/Text/OFR02-0139_Text.pdf
- BECKWITH, P.R., ELLIS, J.B. & REVITT, D.M. (1990): Applications of magnetic measurements to sediment tracing in urban highway environments. – Sci. total Environm., **93**: 449-463; Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(90\)90136-i](https://doi.org/10.1016/0048-9697(90)90136-i)
- BLACK, K.S., ATHEY, S., WILSON, P. & EVANS, D. (2007): The use of particle tracking in sediment transport studies: a review. – In: BALSON, P.S. AND COLLINS, M.B. (Hrsg.): Coastal and Shelf Sediment Transport. 73-91; London (Geological Society, Special Publications). <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.274.01.09>
- BLOEMENDAL, J., KING, J.W., HALL, F.R. & DOH, S.-J. (1992): Rock magnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. – J. Geophys. Res., **97**: 4361-4375; Washington, D.C. <https://doi.org/10.1029/91JB03068>
- BLUME, H.-P., BRÜMMER, G.W., HORN, R., KANDELER, E., KÖGEL-KNABNER, I., KRETZSCHMAR, R., STAHR, K. & WILKE, B.-M. (2010): Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde. – 570 S.; Wiesbaden (Springer, Spektrum).

- BOL'SHAKOV, V.A. & DOLOTOV, A.V. (2012): Magnetic properties of greigite in the Late Pleistocene sediments of the North Caspian. – *Izvestiya, Phys. solid Earth*, **48**: 516-531; Berlin. <https://doi.org/10.1134/S1069351312050023>
- BRAUER, A., ENDRES, C., GUNTER, C., LITT, T., STEBICH, M. & NEGENDANK, J.F.W. (1999): High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. – *Quat. Sci. Rev.*, **18**: 321-329; Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00084-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00084-5)
- BUCKO, M.S., MAGIERA, T., JOHANSON, B., PETROVSKÝ, E. & PESONEN, L.J. (2011): Identification of magnetic particulates in road dust accumulated on roadside snow using magnetic, geochemical and micro-morphological analyses. – *Environm. Poll.*, **159**: 1266-1276; Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2011.01.030>
- CALLEC, Y., JANJOU, D., BAUDIN, T., LUQUET, C., PELLÉ, J.-M. & LAVILLE, P. (2006): Échelle des temps géologiques; BRGM, Orléans,
- DAHLIN, D.C. & RULE, A.R. (1993): Magnetic susceptibility of minerals in high magnetic fields. – 19 S.; Spokane, WA (U.S. Dep. Interior, Bur. Mines).
- DEARING, J. (2021): Environmental magnetic susceptibility - using the Bartington MS2 system. – 43 S.; Kenilworth, UK (Chi Publishing). <https://bartingtondownloads.com/wp-content/uploads/OM0409.pdf>
- DEARING, J. (1999): Environmental magnetic susceptibility - using the Bartington MS2 system. – 54 S.; Kenilworth, UK (Chi Publishing).
- DEARING, J.A., DANN, R.J.L., HAY, K., LEES, J.A., LOVELAND, P.J., MAHER, B.A. & O'GRADY, K. (1996): Frequency-dependant susceptibility measurements of environmental materials. – *Geophys. J. Int.*, **124**: 228-240; Oxford. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x>
- DOBENECK, T.V., PETERSEN, N. & VALI, H. (1987): Bakterielle Mikrofossilien - palaeomagnetische und palaeontologische Spuren einer ungewöhnlichen Bakteriengruppe. – *Geowiss. uns. Zeit*, **5**: 27-35; Weinheim.
- EVANS, M.E. & HELLER, F. (2003): Environmental magnetism - principles and applications of enviromagnetics. – 299 S.; Amsterdam, Boston etc. (Academic Press).
- FREDERICHS, T. (1995): Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis. – *Ber. Polarforschung*, **164**: 1-212; Bremerhaven.
- 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 paleoclimate and paleoceanographic changes. – In: FISCHER, G. AND WEFER, G. (Hrsg.): Use of proxies in paleoceanography - examples from the South Atlantic.; 575-599; Berlin (Springer).
- FÜRST, C., LORZ, C. & MAKESCHIN, F. (2009): Testing a Soil Magnetometry Technique in a Highly Polluted Industrial Region in North-Eastern Germany – *Water Air Soil Poll.*, **202 (1-4)**: 33-43; Berlin. <https://doi.org/10.1007/s11270-008-9956-9>
- GOLL, S. (2009): Schwermetalle im Schwebstaub im Stadtgebiet Jena. – 91, Anh. 19 S.; B.Sc. Biogeowissenschaften, Friedrich-Schiller Universität Jena; Jena.
- HANSARD, R., MAHER, B.A. & KINNERSLEY, R. (2011): Biomagnetic monitoring of industry-derived particulate pollution. – *Environm. Poll.*, **159**: 1673-1681; Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2011.02.039>
- HATFIELD, R.G. (2014): Particle size-specific magnetic measurements as a tool for enhancing our understanding of the bulk magnetic properties of sediments. – *Minerals*, **2014**: 758-787; Basel, Schweiz. <https://doi.org/10.3390/min4040758>
- HEINRICH, F.C., SCHMIDT, V., SCHRAMM, M. & MERTINEIT, M. (2019): Anisotropy of magnetic susceptibility in salt rocks from the German Zechstein Basin, Sondershausen mine. – *Geophys. J. Int.*, **219**: 690-712; Oxford. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz326>

- HESLOP, D., WITT, A., KLEINER, T. & FABIAN, K. (2006): The role of magnetostatic interactions in sediment suspensions. – *Geophys. J. Int.*, **165**: 775-785; Oxford. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02951.x>
- HINZE, W.J. (2003): Bouguer reduction density, why 2.67? – *Geophysics*, **68**: 1559–1560; Tulsa, Oklahoma. <https://doi.org/10.1190/1.1620629>
- HUNT, C.P., MOSKOVITZ, B.M. & BANERJEE, S.K. (1995): Magnetic properties of rocks and minerals. – In: AHRENS, T.J. (Hrsg.): *Rock physics & phase relations: a handbook of physical constants*. 189-204; Washington, D.C. (American Geophysical Union).
- IMBRIE, J., BERGER, A., BOYLE, E.A., CLEMENS, S.C., DUFFY, A., HOWARD, W.R., KUKLA, G., KUTZBACH, J., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MOLFINO, B., MORLEY, J.J., PETERSON, L.C., PISIAS, N.G., PRELL, W.L., RAYMO, M.E., SHACKLETON, N.J. & TOGGWEILER, J.R. (1993): On the structure and origin of major glaciation cycles - 2. the 100,000-year cycle. – *Paleoceanography*, **8**: 699-735; Washington, D.C. <https://doi.org/10.1029/93PA02751>
- JOHNSEN, S.J., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N., STEFFENSEN, J.P., CLAUSEN, H.B., MILLER, H., MASSON-DELMOTTE, V., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A.E. & WHITE, J. (2001): Oxygen isotope and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. – *J. Quaternary Sci.*, **16**: 299-307; Sussex. <https://doi.org/10.1002/jqs.622>
- JORDANOVA, D., VENEVA, L. & HOFFMANN, V. (2003): Magnetic susceptibility screening of anthropogenic impact on the Danube River sediments in northwestern Bulgaria - preliminary results. – *Studia Geophysica et Geodaetica*, **47**: 403-418; Berlin. <https://doi.org/10.1023/A:1023736111156>
- JORDANOVA, N., JORDANOVA, D., HENRY, B., LE GOFF, M., DIMOV, D. & TSACHEV, T. (2006): Magnetism of cigarette ashes. – *J. Magnetism magnet. Mat.*, **301**: 50-66; Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.jmmm.2005.06.008>
- KLEIN, T., KRETSCHMER, S., STÄUBLE, H., TINAPP, C. & ZIELHOFER, C. (2012): Eine geophysikalisch-bodenkundliche Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes im Grabungsumfeld einer linienbandkeramischen Siedlung des zukünftigen Braunkohleabbaufeldes Peres/Vereinigtes Schleenhain. – Gemeinsame Jahrestagung des AK Geoarchäologie und der AG Paläopedologie, Abstract Band, 55-56;
- KOLBE, H. (1958): Die Erzablagerungen im Salzgittergebiet. – *Geographische Rundschau*, **10**: 92-99; Braunschweig.
- LU, S.-G., BAI, S.-Q., CAI, J.-B. & XU, C. (2005): Magnetic properties and heavy metal contents of automobile emission particulates. – *J. Zhejiang Univ. Sci.*, 731-735; Hangzhou. <https://doi.org/10.1631/jzus.2005.B0731>
- LUCIUS, M. (1946): Die Luxemburger Minetteformation. – *Beiträge zur Geologie von Luxemburg*, **4**: 1-350, 6 Taf., Beilagenband mit 11 Karten, 3 Profilen;
- MAGIERA, T., JABLONSKA, M., STRZYSZCZ, Z. & RACHWAL, M. (2011): Morphological and mineralogical forms of technogenic magnetic particles in industrial dusts. – *Atmospheric Environm.*, **45**: 4281-4290; Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.04.076>
- MAIER, G. & SCHOLGER, R. (2004): Demonstration of connection between pollutant dispersal and atmospheric boundary layers by use of magnetic susceptibility mapping, St. Jacob (Austria). – *Phys. Chem. Earth*, **29**: 997–1009; Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2003.12.009>
- MENNING, M. & HENDRICH, A. (2016): STD 2016 - Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016. – Deutsche Stratigraphische Kommission; GeoForschungsZentrum Potsdam; Potsdam. http://www.stratigraphie.de/std/Bilder/5_2.pdf

- MESZNER, S. (2008): Löss in Sachsen - Neue Untersuchungen zur Stratigraphie der weichseleiszeitlichen Löss in der Region um Lommatzsch. – 163 S.; Dissertation, Technische Universität Dresden; Dresden.
- MEYER, J. (2009): Schwermetalle im Feinstaub im Stadtgebiet Jena. – 31 S.; B.Sc. Biogeowissenschaften, Friedrich-Schiller Universität Jena; Jena.
- PASALIC, S. (2009): Schwermetalle in den Stäuben der Stadtluft von Jena. – 44 S.; B.Sc. Arbeit Biogeowissenschaften, Friedrich-Schiller Universität Jena; Jena.
- PETIT, J.R., MOUNIER, L., JOUZEL, J., KOROTKEVICH, Y.S., KOTLYAKOV, V.I. & LORIUS, C. (1990): Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. – *Nature*, **343**: 56-58; New York. <https://doi.org/10.1038/343056a0>
- PIRRUNG, M., BÖHM, M., MERTEN, D. & KUNZ-PIRRUNG, M. (2020): Zur Petrographie und magnetischen Suszeptibilität rezenter litoraler Ablagerungen auf der Insel Usedom – Brandenburg. *Geowiss. Beitr.*, **2020**: 33-46; Potsdam. https://lbgr.brandenburg.de/sixcms/media.php/9/BGB-1_2_2020_Pirrung%20et%20al._33_46.pdf
- PIRRUNG, M., FÜTTERER, D., GROBE, H., MATTHIESSEN, J. & NIESSEN, F. (2002a): Magnetic susceptibility and ice-rafted debris in surface sediments of the Nordic Seas: Implications for Isotope Stage 3 oscillations. – *Geo-Mar. Lett.*, **22**: 1-11; Berlin. <https://doi.org/10.1007/s00367-002-0090-1>
- PIRRUNG, M., HILLENBRAND, C.D., DIEKMANN, B., FÜTTERER, D., GROBE, H. & KUHN, G. (2002b): Magnetic Susceptibility and ice-rafted debris in surface sediments of the Atlantic sector of the Southern Ocean. – *Geo-Mar. Lett.*, **22**: 170-180; Berlin. <https://doi.org/10.1007/s00367-002-0109-7>
- PRESS, F. & SIEVER, R. (1995): *Allgemeine Geologie*. – 602 S.; Heidelberg, Berlin, Oxford (Spektrum Akademischer Verlag).
- PURUCKER, M.E. & MCENCROE, S. (2014): Estimating susceptibility and magnetization within the earth's continental crust: petrophysical and satellite approaches. – *American Geophys. Union Fall Meet. Abstr.*, **2014**: <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2014AGUFMGP43B..06P/abstract>
- RACHOLD, V., HEINRICHS, H. & BRUMSACK, H.-J. (1992): Spinnweben: Natürliche Fänger atmosphärisch transportierter Feinstäube. – *Naturwissenschaften*, **79**: 175-178; Berlin. <https://doi.org/10.1007/BF01134436>
- RASMUSSEN, T.L., THOMSEN, E., VAN WEERING, T.C.E. & LABEYRIE, L. (1996): Rapid changes in surface and deep water conditions at the Faeroe margin during the last 58,000 years. – *Paleoceanography*, **11**: 757-771; Washington, D.C. <https://doi.org/10.1029/96PA02618>
- ROSENBLUM, S. & BROWNFIELD, I.K. (1999): Magnetic susceptibilities of minerals. – USGS Open-File Report **99-529**: 1-38; <https://doi.org/10.3133/ofr99529>
- SCHMIDT, A.M., DOBENECK, T.V. & BLEIL, U. (1999): Magnetic characterization of Holocene sedimentation in the South Atlantic. – *Paleoceanography*, **14**: 465-481; Washington, D.C. <https://doi.org/10.1029/1999PA900020>
- SCHMIEDER, F., DOBENECK, T.V. & BLEIL, U. (2000): The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: initiation, interim state and terminal event. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**: 539-549; Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00143-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00143-6)
- TAUXE, L. (1989): Relative paleointensity of the Earth's magnetic field from marine sedimentary records: a global perspective. – *Phys. Earth Planet. Interiors*, **56**: 59-68; Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(89\)90036-8](https://doi.org/10.1016/0031-9201(89)90036-8)
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): *Environmental magnetism*. – 227 S.; London (Allen & Unwin).

- TRAUTH, M.H. (1995): Bioturbate Signalverzerrung hochauflösender paläozeanographischer Zeitreihen. – Ber. Geol. Paläont. Inst. Univ. Kiel, **74**: 1-167; Kiel.
- VERSTEEG, J.K., MORRIS, W.A. & RUKAVINA, N.A. (1995): Mapping contaminated sediment in Hamilton Harbour. – Geoscience Canada, **22**: 145-151; St. Johns, Canada.
<https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/3884/4398>
- VOELKER, A., GROOTES, P.M., NADEAU, M.-J. & SARNTHEIN, M. (2000): Radiocarbon levels in the Iceland Sea from 25-53 kyr and their link to the earth's magnetic field intensity. – Radiocarbon, **42**: 437-452; Tucson, Arizona.
<https://doi.org/10.1017/S0033822200030368>
- WATKINS, S.J. & MAHER, B. (2003): Magnetic characterisation of present-day deep-sea sediments and sources in the North Atlantic. – Earth Planet. Sci. Lett., **214**: 379-394; Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00422-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00422-9)
- WEBER, M.E., NIESSEN, F., KUHN, G. & WIEDICKE, M. (1997): Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. – Mar. Geol., **136**: 151-172; Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(96\)00071-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(96)00071-0)
- WILLIAMS, T., THOUVENY, N. & CREER, K.M. (1996): Paleoclimatic significance of the 300 ka mineral magnetic record from the sediments of Lac du Bouchet, France. – Quat. Sci. Rev., **15**: 223-235; Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00075-5](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00075-5)
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. – 382 S.; Stuttgart (Enke).
- WITT, R. (2009): Schwermetalluntersuchung im Stadtgebiet Jena aus Feinstaub in Spinnennetzen, Löss und Humus. – 84, Anh. 7 S.; Projektmodul B.Sc. Biogeowissenschaften, Friedrich-Schiller Universität Jena; Jena.
- ZOLITSCHKA, B. (1998): Paläoklimatische Bedeutung laminiertes Sedimente - Holzmaar (Eifel, Deutschland), Lake C2 (Nordwest-Territorien, Kanada) und Lago Grande di Monticchio (Basilicata, Italien). – Relief, Boden, Paläoklima, **13**: 1-176; Berlin.