

Magnetische Anisotropie gebänderter Eisenerze und deren Beziehung zu kristallographischen Vorzugsorientierungen

**(Von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Technischen
Universität Clausthal als Dissertation angenommene Arbeit)**

**Magnetische Anisotropie
gebänderter Eisenerze und deren Beziehung
zu kristallographischen Vorzugsorientierungen**

(Von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Technischen
Universität Clausthal als Dissertation angenommene Arbeit)

Autorin:

A. Günther

(Institut für Werkstoffforschung)

Die Berichte der GKSS werden kostenlos abgegeben.
The delivery of the GKSS reports is free of charge.

Anforderungen/Requests:

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH
Bibliothek/Library
Postfach 11 60
D-21494 Geesthacht
Germany
Fax.: (49) 04152/871717

Als Manuskript vervielfältigt.
Für diesen Bericht behalten wir uns alle Rechte vor.

ISSN 0344-9629

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH · Telefon (04152)87-0
Max-Planck-Straße · D-21502 Geesthacht / Postfach 11 60 · D-21494 Geesthacht

Magnetische Anisotropie gebänderter Eisenerze und deren Beziehung zu kristallographischen Vorzugsorientierungen

(Von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Technischen Universität Clausthal als Dissertation angenommene Arbeit)

Anke Günther

141 Seiten mit 116 Abbildungen und 20 Tabellen

Zusammenfassung

Physikalische und chemische Eigenschaften von Einkristallen sind in der Regel anisotrop. In vielkristallinen Körpern wird die Anisotropie ihrer Eigenschaften wesentlich von der Orientierungsverteilung der einzelnen Kristallite (= Textur) bestimmt. Diese wird in einem Werkstück durch den Herstellungsprozess und in einem Gestein von dessen komplexer geologischer Vergangenheit verursacht. So enthält die Textur eines geologischen Materials Informationen über Sedimentations-, Kristallisations- sowie Verformungsprozesse und stellt als Gefügeelement das Bindeglied zwischen der Anordnung von Kristalliten im Raum und den physikalisch-chemischen Eigenschaften eines vielkristallinen Materials dar.

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Untersuchung magnetischer Parameter präkambrischer Eisenerze als Beispiel texturkontrollierter physikalischer Eigenschaften. Hierzu wurde die Richtungsabhängigkeit magnetischer Kenngrößen (Suszeptibilität, Hystereseverhalten) mit neutronographisch gemessenen kristallographischen Vorzugsorientierungen ausgewählter Mineralphasen verglichen. Das natürliche Spektrum kristallographischer und magnetischer Vorzugsorientierungen in Eisenerzen wurde anhand von Einzelproben aus brasilianischen, kanadischen und U.S.-amerikanischen Eisenerzlagerstätten dokumentiert. Am Beispiel einer Falte in Quarz-Hämatit-Bändererzen wurde eine strukturgeologische Einheit systematisch beprobt, um kleinräumige Veränderungen der kristallographischen und magnetischen Parameter zu erfassen und mit den natürlichen Verformungsvorgängen in Verbindung zu bringen.

Dabei hat sich gezeigt, dass die Regelungsschärfe von Hämatit von den Flanken zum Kern der Faltenstruktur systematisch zunimmt und mit einem Anstieg der mittleren magnetischen Suszeptibilität, der Sättigungsmagnetisierung sowie der Sättigungsremanenz verbunden ist. Zugleich nimmt die Richtungsabhängigkeit der Hystereseparameter innerhalb der Foliationsfläche im Verlauf der Falte von den Flanken zum Zentrum der Struktur ab, während der Anisotropiegrad der magnetischen Suszeptibilität an den Faltenschenkeln am geringsten ist. Die magnetischen und kristallographischen Vorzugsorientierungen natürlich verformter Eisenerze können sehr gut korreliert und mit makroskopischen Verformungselementen in Übereinstimmung gebracht werden. Anhand der Ergebnisse konnte eine detaillierte Modellvorstellung zur Rekonstruktion texturbildender und texturmodifizierender geologischer Prozesse entwickelt werden.

Magnetic anisotropy of banded iron ores and their relationship to crystallographic preferred orientations

Abstract

Physical and chemical properties of single crystals are normally anisotropic. The anisotropy of polycrystalline materials is strongly influenced by the orientation distribution of the crystals (= texture). The texture of a work piece is generated by the manufacturing process; the texture of geological materials is formed by their complex geological history. As a result the texture of a geological material contains information on several processes such as sedimentation, crystallisation und deformation. Texture links the orientation distribution of crystallites to physical-chemical properties of polycrystalline materials.

The aim of this study was the investigation of magnetic properties of Precambrian iron ores as an example of texture controlled properties. Therefore the directional dependence of magnetic parameters (susceptibility, hysteresis parameters) has been compared to crystallographic preferred orientations of minerals determined by neutron diffraction.

Natural variation of crystallographic and magnetic preferred orientations in iron ores is shown by several samples from Brazilian, Canadian and U.S. American iron ore deposits. A folded layer of quartz-hematite banded iron formation was taken as an example of a structural domain to detect small scale variations of crystallographic and magnetic parameters and to correlate these to natural deformation processes. The degree of preferred orientation of hematite increases systematically from the limbs to the core of the folded structure. This is connected to an increase in mean susceptibility, saturation magnetisation and saturation of remanence. Additionally the directional dependence of hysteresis parameters within the fold decreases from the limbs to the centre of the structure while the degree of anisotropy of magnetic susceptibility is lowest on the limbs of the fold.

The magnetic and crystallographic preferred orientations of naturally deformed iron ores can be correlated very well with macroscopic deformation markers. Due to the achieved results a detailed model was developed to reconstruct texture forming and texture modifying geological processes.

Inhaltsverzeichnis

1	Zusammenfassung	1
2	Einleitung	4
2.1	Zielsetzung	4
2.2	Historische Entwicklung der Texturanalyse.....	5
3	Regionalgeologische Situation und Probenahme	9
3.1	Eisenerzproduktion und Lagerstättenklassifikation.....	9
3.2	Herkunftsgebiete der brasilianischen Eisenerzproben	11
3.2.1	Eisernes Viereck.....	13
3.3	Herkunftsgebiete der nordamerikanischen Eisenerzproben	16
3.3.1	Grenville-Becken.....	18
3.3.2	Temagami Revier	19
3.3.3	Lake Superior Region.....	20
3.4	Probenahme und Untersuchungsumfang.....	22
3.4.1	Faltenstruktur.....	22
3.4.2	Einzelproben.....	25
4	Untersuchung magnetischer Eigenschaften	30
4.1	Grundlagen	30
4.1.1	Hystereseverhalten und Domänenstruktur	36
4.1.2	Magnetische Suszeptibilität von Mineralen und Gesteinen	42
4.1.3	Temperaturabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität.....	46
4.2	Messverfahren und Datenverarbeitung	47
4.2.1	Hystereseparameter und isothermale remanente Magnetisierung.....	47
4.2.2	Magnetische Suszeptibilität.....	54
4.2.3	Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität.....	56
4.3	Auswertung	57
4.3.1	Hystereseparameter und isothermale remanente Magnetisierung.....	57
4.3.2	Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS).....	76
4.3.3	Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität.....	88

5	Texturuntersuchungen.....	99
5.1	Grundlagen.....	99
5.1.1	Polfiguren.....	100
5.1.2	Symmetrieelemente und Gleitsysteme.....	102
5.1.3	Polfigurmessung	105
5.2	Messverfahren und Datenverarbeitung.....	107
5.2.1	Polfigurmessungen mit Neutronen	107
5.2.2	Aufbereitung der Rohdaten.....	109
5.2.3	Texturkomponenten	111
5.3	Auswertung.....	112
5.3.1	Einzelproben	112
5.3.2	Proben der Erzfalte aus der Grube Conceição	118
5.3.3	Texturkomponenten im Faltenverlauf	123
6	Synthese.....	126
6.1	Bestimmung ferromagnetischer Mineralphasen im Methodenvergleich	126
6.2	Magnetische und texturale Eigenschaften	127
6.3	Faltung als texturmodifizierender Prozess.....	128
	Literaturverzeichnis	135

Anlagen (beiliegend auf CD-ROM)

Abbildungsverzeichnis

Abb. 3.1:	Geotektonische Großprovinzen Brasiliens mit bedeutenden Eisenerzlagerstättenbezirken (verändert nach HASUI & QUADE, in Vorbereitung)	12
Abb. 3.2:	Vereinfachte Geologische Karte des Eisernen Vierecks mit beprobten Eisenerzlagerstätten, Minas Gerais, Brasilien (verändert nach BAARS & ROSIÈRE 1997).	13
Abb. 3.3:	Geologische Karte des Itabira-Eisenerzrevieres, Minas Gerais, Brasilien (verändert nach CHEMALE, QUADE & CARBONARI 1987).	16
Abb. 3.4:	Archaische Kratone (v), frühproterozoische Gürtel (-), mittelproterozoische „Anorogene Magma Provinz“ und Grenville-Orogen (verändert nach EISBACHER 1988: 14). Der östliche Bereich der Superior-Provinz ist in Abbildung 3.5 im Detail dargestellt.	17
Abb. 3.5:	Verteilung von frühproterozoischen Becken (grau unterlegt) am Rande des Ungava-Superior-Kratons mit beprobten Eisenerzlagerstätten (rot); (Zeichnung basierend auf Angaben von GROSS 1983: 178).	18
Abb. 3.6:	Nordwestliche Grenze der Grenville-Provinz und Position frühproterozoischer Becken (verändert nach EISBACHER 1988: 54); Eisenerzlagerstätten im Labrador-Quebec-Becken und seiner südwestlichen Fortsetzung (verändert nach GROSS 1983).	19
Abb. 3.7:	Skizze des frühproterozoischen Huron-Marquette-Beckens und vereinfachte stratigraphische Abfolge der Huronian und Marquette-Range-Supergruppe (aus EISBACHER 1988: 29)	20
Abb. 3.8:	Beprobte Faltenstruktur mit Probenahmepunkten, Quarzitabirit, Mina da Conceição, untere Bildkante ca. 1,2 m.	23
Abb. 3.9:	Makroskopische Gefügeelemente der Faltenstruktur - dargestellt im Schmidtschen Netz. Foliationsflächen als Großkreise und Polpunkte (blaue Kreise); Lineare als rote Vierecke.	24
Abb. 3.10:	Quarzitabirit der Faltenstruktur, Mina da Conceição, Probe B4, untere Bildkante 1,15 mm (Auflichtmikroskopie).	25
Abb. 4.1:	Entgegengesetzte Spinausrichtung magnetischer Untergitter eines Antiferromagnetikums	34
Abb. 4.2:	Schematische Übersicht magnetischer Ordnungszustände (unterhalb von Curie- bzw. Néeltemperatur)	36
Abb. 4.3:	Hysteres- oder Magnetisierungskurve eines Ferromagnetikums (s.l.).	37
Abb. 4.4:	Schematische Darstellung von IRM-Erwerbsskurven für Gesteine mit natürlichen Ferriten. Typ 1: Magnetit, Titanomagnetit, Magnetkies, Typ 2: Hämatit, Typ 3: Goethit (verändert nach SOFFEL 1991: 65)	38
Abb. 4.5:	Abhängigkeit der optimalen Domänenanzahl n_{opt} eines ferromagnetischen (s.l.) Teilchens von der magnetischen Streufeldenergie (S_m) und der Wandenergie (S_w) (SOFFEL 1991: 37).	39
Abb. 4.6:	Quadratische Hysteresekurve eines SD-Materials; das äußere Magnetfeld ist parallel zur leichten Richtung der SD-Partikel orientiert (verändert nach TARLING & HROUDA 1993: 6).	41

Abb. 4.7: Domänenstruktur im SD- und MD-Teilchen während der Aufmagnetisierung bis zum Erreichen der Sättigungsmagnetisierung (Bild a – c) und nach Abschalten des äußeren Feldes (Bild d). Die Domänenstruktur von Bild d ähnelt der in Bild a, allerdings wird der ursprüngliche Zustand nicht exakt wiederhergestellt – eine Remanenz bleibt zurück. Die Magnetisierungsrichtungen der Domänen werden durch kleine Pfeile dargestellt, Richtung und Stärke des äußeren Magnetfeldes symbolisieren die großen Pfeile.	41
Abb. 4.8: Abhängigkeit der Koerzitivkraft (1), der Suszeptibilität (2), der Verhältnisse Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung (M_{RS} / M_S) (3) und Remanenzkoerzitivkraft zu Koerzitivkraft (H_{CR} / H_C) (4) von der Teilchengröße (SOFFEL 1991: 40).....	42
Abb. 4.9: Magnetisierungskurven von Magnetit entlang unterschiedlicher kristallographischer Richtungen. Die Fläche zwischen beiden Kurven entspricht der magnetokristallinen Anisotropieenergie (verändert nach DUNLOP & ÖZDEMİR 1997).	44
Abb. 4.10: Oberflächenpole und inneres Entmagnetisierungsfeld H_d eines prolaten Spheroids. Die Richtung des äußeren Magnetfeldes M verläuft in (a) parallel zur größten, in (b) parallel zur kleinsten und in (c) schräg zu den Ellipsoidhauptachsen (verändert nach DUNLOP & ÖZDEMİR 1997: 90).....	44
Abb. 4.11: Magnetostriktion von Eisen in drei kristallographischen Richtungen (NAGATA 1961: 11).....	45
Abb. 4.12: Temperaturabhängigkeit der (inversen) magnetischen Suszeptibilität para-, ferro-, ferri- und antiferromagnetischer Stoffe (verändert nach DUNLOP & ÖZDEMİR 1997: 34) mit: χ magnetische Suszeptibilität, T_C Curie-Temperatur, T_N Néeltemperatur, $-\theta$ asymptotische Curie-Temperatur	47
Abb. 4.13: Vibrationsmagnetometer MicroMag 2900 VSM (Princeton Measurements Corporation), untere Bildkante etwa 1 Meter.....	48
Abb. 4.14: Funktionsschema eines Vibrationsmagnetometers und Detailausschnitt aus Bild 4.13	49
Abb. 4.15: Messpositionen im Vibrationsmagnetometer. Pfeile stellen Vibrationsbewegung dar.	50
Abb. 4.16: Magnetisches Moment μ in Abhängigkeit von der magnetischen Flussdichte B ; Darstellung der unbearbeiteten Messwerte (Probe B1).....	50
Abb. 4.17: Darstellung der unbearbeiteten Messdaten (30 % des positiven Kurvenastes) und Bestimmung der Ausgleichsgeraden zur Eliminierung des paramagnetischen Anteils (Probe B1)	51
Abb. 4.18: Spezifische Probenmagnetisierung in Abhängigkeit von der Flussdichte. Die Kurve gibt die Werte für Sättigungsmagnetisierung (M_S), Sättigungsremanenz (M_{RS}) und Koerzitivkraft (H_C) an (Probe B1)	51
Abb. 4.19: IRM-Erwerbsskurve mit Rückmagnetisierungskurve. IRM_S = isothermale Sättigungsremanenz, H_{CR} = Remanenzkoerzitivkraft, Aufmagnetisierungsincrement = 10 mT; (Probe B5).....	52
Abb. 4.20: Darstellung der auf IRM_S normierten Remanenzwerte aus Abb. 4.19. Werte der rückläufigen Kurve halbiert und an der IRM / IRM_S - Achse gespiegelt; MDF = mean destructive field = Hälfte der zur Sättigung notwendigen magnetischen Flussdichte; H_{CR} = Remanenzkoerzitivkraft (Probe B5)	53
Abb. 4.21: Schematisierte Darstellung des Messprinzips einer Induktionsbrücke vom Typ KLY-2 Kappabridge (verändert nach SVOBODA 1987: 113).....	54
Abb. 4.22: Kappabridge KLY-3 mit drehbarem Probenhalter – Nachfolgemodell der verwendeten KLY-2 Kappabridge (www.agico.com).....	54
Abb. 4.23: $T - P^c$ - Diagramm (aus TARLING & HROUDA 1993: 20)	55

Abb. 4.24: Diagramm zur Darstellung von magnetischer Lineation in Abhängigkeit von der magnetischen Foliation.	55
Abb. 4.25: CS-3-Aparatur (www.agico.com)	56
Abb. 4.26: Definition der Messposition V (= VERTIKAL): die Zylinderachse ist senkrecht zur Magnetfeldrichtung des Vibrationsmagnetometers orientiert. Die Faltenproben werden nach Abschluss einer Hysteresekurvenaufnahme um jeweils 22,5° um die Zylinderachse (= Rotationsachse) rotiert.	57
Abb. 4.27: Definition der Probenrichtung H (= HORIZONTAL): die Zylinderachse ist in der Ausgangsposition parallel zur Magnetfeldrichtung des Vibrationsmagnetometers orientiert. Die Faltenproben werden nach Abschluss einer Hysteresekurvenaufnahme um jeweils 22,5° um die Rotationsachse rotiert.	57
Abb. 4.28: Sättigungsmagnetisierung in Richtung V (gelb) und Richtung H (grau); rot umrandetes Diagramm zeigt die Proben mit einer Sättigungsmagnetisierung M_s kleiner 700 mAm^2/kg . (* Probe stark magnetisch, Messwerte nicht repräsentativ)	58
Abb. 4.29: Variation der Sättigungsmagnetisierung Aluminium-substituierter Titanomagnemite mit Ti-Gehalten von $X = 0,6$ in Abhängigkeit vom Oxidationsparameter z (DUNLOP & ÖZDEMİR 1997: 68).	60
Abb. 4.30: Differenz zwischen Sättigungsmagnetisierung in Position H und Sättigungsmagnetisierung in Position V (gelb). Graue Säulen zeigen die Abweichung der beiden Werte voneinander in Prozent (normiert auf den Maximalwert der Sättigungsmagnetisierung jeder Probe).	60
Abb. 4.31: Koerzitivkräfte in Richtung V (gelb) und H (grau).....	61
Abb. 4.32: Darstellung der Domänenzustände (nach DAY et al. 1977); Kreis = Messung parallel zur Basalebene der Probenzylinder (Position V); Viereck = Messung parallel zur Zylinderachse der Probenzylinder (Position H).	62
Abb. 4.33: Einbereichsteilchen (Proben MU, AC18, FL, CO)	64
Abb. 4.34: Pseudo-Einbereichsteilchen (Proben AC11, FAB, RM, SH)	65
Abb. 4.35: Mehrbereichsteilchen (Proben LC, AC20, MQ)	66
Abb. 4.36: Richtungsabhängigkeit von Hystereseparametern in Probe B1; Messposition V (s. Abb. 4.26).....	68
Abb. 4.37: Richtungsabhängigkeit von Hystereseparametern in Probe B1; Messposition H (s. Abb. 4.27).....	68
Abb. 4.38: Schematische Darstellung der räumlichen Beziehung zwischen äußerem Magnetfeld (blauer Pfeil) und Hämatitkristallen in Messposition V.....	69
Abb. 4.39: Schematische Darstellung der räumlichen Beziehung zwischen äußerem Magnetfeld (blauer Pfeil) und Hämatitkristallen in Messposition H.....	70
Abb. 4.40: Sättigungsmagnetisierung parallel zur Zylinderbasisfläche bzw. parallel zur Basalfäche der Hämatitkristalle (Position V), als X-, Y-, Z-Darstellung und als Isolinienplot.....	71
Abb. 4.41: Sättigungsmagnetisierung in Messposition H.....	72
Abb. 4.42: Sättigungsremanenz innerhalb der Zylinderbasisfläche (Position V)	73
Abb. 4.43: Sättigungsremanenz in Messposition H	73
Abb. 4.44: Koerzitivkraft parallel zur Zylinderbasisfläche (Position V)	74
Abb. 4.45: Koerzitivkraft in Messposition H.....	75
Abb. 4.46: Quotient aus Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung im Faltenverlauf (Position H)	75

Abb. 4.47: Mittlere Suszeptibilitäten angegeben für ein Volumen von 10 cm ³	77
Abb. 4.48: Hauptsuszeptibilitätsachsen eines Hämatiteinkristalles	79
Abb. 4.48: Einteilung in prolate und oblate AMS-Ellipsoidformen (JELINEK 1981; HROUDA 1980).....	81
Abb. 4.49: Magnetische Lineation (BALSLEY & BUDDINGTON 1960) gegen magnetische Foliation (STACEY ET AL. 1960)	82
Abb. 4.50: P'-T-Diagramm der beprobten Faltenstruktur	85
Abb. 4.51: Magnetische Lineation (BALSLEY & BUDDINGTON 1960) gegen magnetische Foliation (STACEY ET AL. 1960).....	85
Abb. 4.52: Definition der magnetischen Foliation (Ebene aufgespannt von k_{\max} und k_{int}) und der magnetischen Lineation (Richtung von k_{\max}). K_{\min} entspricht dem Polpunkt der magnetischen Foliationsfläche.	86
Abb. 4.53: Räumliche Beziehung der Hauptsuszeptibilitätsachsen (Quadrat = Achse maximaler Suszeptibilität, Kreis = Achse minimaler Suszeptibilität) zum tektonischen Inventar (Foliationsfläche entspricht Außenkreis, L = Lineation); flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Schmidtsches Netz	86
Abb. 4.54: links: AMS-Ellipsoidachsen der sieben Faltenproben: Quadrate = Achsen maximaler Suszeptibilitäten, Dreiecke = Achsen intermediärer Suszeptibilitäten, Kreise = Achsen minimaler Suszeptibilitäten; rechts: tektonisches Inventar der Faltenstruktur (vgl. Abb. 3.9), Foliationsfläche als Großkreise und Polpunkte (Kreise), Lineare als Vierecke.....	87
Abb. 4.55: Temperaturabhängiger Suszeptibilitätsverlauf von Probe B1 (Aufheizkurve rot)	89
Abb. 4.56: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe FL (Aufheizkurve rot)	90
Abb. 4.57: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe MU (Aufheizkurve rot).....	90
Abb. 4.58: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe LC (Aufheizkurve rot)	91
Abb. 4.59: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe AL (Aufheizkurve rot).....	92
Abb. 4.60: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe MQ (Aufheizkurve rot).....	92
Abb. 4.61: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe SH (Aufheizkurve rot)	92
Abb. 4.62: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe SH, zweite Temperaturbehandlung (Aufheizkurve rot).....	93
Abb. 4.63: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe FAB (Aufheizkurve rot)	95
Abb. 4.64: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe RM (Aufheizkurve rot).....	95
Abb. 4.65: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe AC11 (Aufheizkurve rot)	96
Abb. 4.66: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe AC18 (Aufheizkurve rot)	97
Abb. 4.67: Zweite Temperaturbehandlung von Probe AC18 (Aufheizkurve rot).....	97
Abb. 4.68: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe AC20 (Aufheizkurve rot)	97
Abb. 5.1: Definition der Eulerwinkel (verändert nach FISCHER 1998: 7)	99
Abb. 5.2: Proben- (K_P) und Kristallkoordinatensystem (K_K) (verändert nach HELMING 1995: 8) ...	100

Abb. 5.3: Entstehung einer Polfigur: a) Durchstoßpunkte der {100}-Flächenpole eines Kristalliten durch die Polkugel, b) stereographische Projektion dieser Pole, c) stereographische Projektion von Polen vieler Kristallite, d) dreidimensionale Darstellung der Poldichte, e) Poldichteverteilung in Höhenliniendarstellung (verändert nach HATHERLEY & HUTCHINSON 1990)	101
Abb. 5.4: Polfigur der (00.3)-Flächenpole von Hämatitkristallen; flächentreue Darstellung im Schmidtschen Netz; Foliationsfläche entspricht Außenkreis, L = Streckungslinear (Probe B1)	102
Abb. 5.5: Stereographische Projektion der Symmetrieelemente von Hämatit (Punktgruppe $\bar{3}/m$)	102
Abb. 5.6: Schematische Darstellung der Umwandlung von Magnetit zu Hämatit (nach MORRIS 1985)	103
Abb. 5.7: Stereographische Projektion der Symmetrieelemente von Quarz (Punktgruppe 32)	103
Abb. 5.8: Idealisierte Quarz-a- und -c-Achsenbilder im Flinn-Diagramm (verändert nach TWISS & MOORES 1992: 418)	104
Abb. 5.9: Vierkreisdiffraktometer in a) reflektionsgeometrischer und b) transmissionsgeometrischer Anordnung (verändert nach WENK 1998: 128).....	105
Abb. 5.10: Eulerwiege (SCHULZE 1997: 19).....	106
Abb. 5.11: Eulerwiege am Messplatz TEX-2 im GKSS-Forschungszentrum Geesthacht.....	108
Abb. 5.12: Beispiel einer Messdatendatei, stark vereinfacht und kommentiert (graue Zeilen); Beispieldatei vom Texturmessplatz am FRG-1 in Geesthacht mit Kommentarzeilen.....	109
Abb. 5.13: Darstellung der geglätteten Messdaten (links) und der anschließend rotierten Daten (rechts): Foliationsfläche entspricht Außenkreis, Lineationsrichtung verläuft Ost-West (Pfeil); flächentreue Darstellung, untere Halbkugel (Probe B1, (00.3)-Polfigur von Hämatit); graphische Ausgabedatei von STARPLOT (SIEMES 1995, pers. Mitteilung).....	110
Abb. 5.14: MULTEX-Arbeitsoberfläche (MS-DOS-Version) mit zwei experimentellen Polfiguren von Hämatit	111
Abb. 5.15: Probe AC11, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.....	113
Abb. 5.16: Probe AC18, Hämatitpolfiguren flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.....	113
Abb. 5.17: Probe CO, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.....	114
Abb. 5.18: Probe FAB, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.....	114
Abb. 5.19: Probe FL, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.....	115
Abb. 5.20: Probe LC, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.....	115
Abb. 5.21: Probe MQ, Hämatitpolfigur, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.....	116
Abb. 5.22: Probe MU, Hämatitpolfigur, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.....	116
Abb. 5.23: Probe RM, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.....	117

Abb. 5.24: Probe SH, Hämatitpolfigur, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal	117
Abb. 5.25: Polfiguren von Hämatit im Faltenverlauf - schwarzer Strich symbolisiert gefaltete Schichtfläche. Makroskopische Referenzelemente sind gemeinsam mit den Polfiguren dargestellt: Foliationsfläche und Streckungslinear L liegen horizontal, flächentreue Projektion, untere Halbkugel. Die Faltenachse (b) ist senkrecht zur Papierebene orientiert.	119
Abb. 5.26: Regelungsgrade der Hämatitpolfiguren im Faltenverlauf	120
Abb. 5.27: Quarzpolfiguren im Faltenverlauf - schwarzer Strich symbolisiert gefaltete Schichtfläche. Makroskopische Referenzelemente sind gemeinsam mit den Polfiguren dargestellt: Foliationsfläche und Streckungslinear L liegen horizontal, flächentreue Projektion, untere Halbkugel. Die Faltenachse (b) ist senkrecht zur Papierebene orientiert.	121
Abb. 5.28: Regelungsgrade der Quarzpolfiguren im Faltenverlauf.....	122
Abb. 5.29: Experimentelle und rückgerechnete Polfiguren der Probe B1.....	123
Abb. 5.30: Intensität der <11.0>-Faserachse im Faltenverlauf	124
Abb. 5.31: Intensitätsverlauf der <00.1>-Faserachse im Faltenverlauf.....	124
Abb. 5.32: Korrelation von Regelungsgrad der Hämatit (00.3)-Polfigur und der Intensität der <00.1>-Faserachse.....	125
Abb. 6.1: Korrelation von Regelungsgrad und korrigiertem Anisotropiegrad P'. Hämatit ist einzige ferromagnetische Mineralphase. Die Hämatitkörner sind magnetische Einbereichsteilchen.....	127
Abb. 6.2: Veränderung der Konfiguration des (00.3)-Maximums mit zunehmender Regelungsschärfe (Angaben in m.r.d.)	128
Abb. 6.3: Räumliche Beziehung makroskopischer Verformungsmarker und magnetischer Eigenschaften. Suszeptibilitätsachsen stellen nur die Orientierungen, nicht deren relative Größe dar.	129
Abb. 6.4: Modell einer asymmetrischen Biegegleitfalte, roter Pfeil entspricht Faltenachse.....	130
Abb. 6.5: Modell für Entstehung und Texturbildung der beprobten Eisenerzfalte. Die Hauptachsen des Verformungsellipsoids sind durch Pfeile dargestellt. X= Richtung der größten Dehnung; Z = Richtung der größten Verkürzung	131

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1: Hauptförderländer von Eisenerz (U.S. GEOLOGICAL SURVEY 1999).....	9
Tab. 3.2: Stratigraphie des Eisernen Vierecks (aus HÄUSLER 1998: 4, verändert nach ALKMIM et al. 1998, DNPM – CPRM 1996 und HÄUSLER 1998).....	14
Tab. 3.3: Makroskopische Gefügeelemente und Formate der Proben B1 bis B7 zur Bestimmung magnetischer und textueller Eigenschaften der Faltenstruktur, Mina da Conceição.....	24
Tab. 3.4: Herkunft, Lithologie und Formate der Einzelproben nord- und südamerikanischer Lagerstätten zur Bestimmung magnetischer und textueller Eigenschaften	26
Tab. 3.5: Anschliffbilder und Gefügecharakterisierung der Einzelproben	27
Tab. 4.1: Kritischer Durchmesser für den Einbereichs- / Mehrbereichsteilchenübergang (SOFFEL 1991: 35).....	40
Tab. 4.2: Magnetisierungsrichtungen der klassischen Ferromagnetika	43
Tab. 4.3: Magnetische Kenngrößen ferromagnetischer Mineralphasen (STRANGWAY 1970, TARLING 1971, MERRIL 1983, SCHÖN 1983, SOFFEL 1991; zusammengestellt aus SUCHI 1999)	46
Tab. 4.4: Literaturangaben für die Sättigungsmagnetisierung von Hämatit. Zwischen den Werten in [A/m] und in [$\text{Am}^2\text{kg}^{-1}$] liegt ein Umrechnungsfaktor von 5000 kg/m^3 (entspricht der Dichte von Hämatit).....	59
Tab. 4.5: Literaturangaben für die Koerzitivkraft von Hämatit [mT].	61
Tab. 4.6: Zusammenstellung der aus dem Hystereseverhalten gewonnenen Ergebnisse.....	67
Tab. 4.7: Parameter zur Beschreibung von AMS-Ellipsoiden (pers. Mitteilung QUADE 1998)	76
Tab. 4.8: Literaturangaben für die Suszeptibilität von natürlichem Hämatit.	78
Tab. 4.9: AMS-Parameter der Einzelproben.	80
Tab. 4.10: Mittlere Suszeptibilitäten und Ellipsoidformen der Einzelproben (vgl. Tab. 4.7).....	83
Tab. 4.11: AMS-Parameter der beprobten Faltenstruktur.....	84
Tab. 4.12: Ergebnisse der thermomagnetischen Phasenbestimmung.....	98
Tab. 6.1: Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen (Sättigungsmagnetisierung).....	126
Tab. 6.2: Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen (mittlere magnetische Suszeptibilität).....	126
Tab. 6.3: Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen (temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität).....	126

Abkürzungen und Symbole

Symbol	Einheit	Erläuterung
B	[T=Vs/m ²]	magnetische Induktion = magnetische Flußdichte ¹
C		Curie-Konstante (stoffspezifisch)
Ga		Milliarden Jahre
H	[A/m]	Magnetische Feldstärke ¹
H _C	[T]	Koerzitivkraft ¹
H _{CR}	[T]	Remanenzkoerzitivkraft ¹
k		magnetische Suszeptibilität
K _{mean}		mittlere magnetische Suszeptibilität
K _{max} , K _{int} , K _{min}		maximale, intermediäre und minimale magnetische Suszeptibilität
M	[Am ² /kg]	massenspezifisches magnetisches Moment
Ma		Millionen Jahre
M _i	[A/m]	induzierte Magnetisierung
M _S	[Am ² /kg]	(spezifische) Sättigungsmagnetisierung
M _{RS}	[Am ² /kg]	(spezifische) Sättigungsremanenz
μ	[Am ²]	Magnetisches Moment
μ ₀	[Vs/Am]	absolute Permeabilitätszahl im Vakuum = 4π 10 ⁻⁷
μ _r		relative Permeabilitätszahl, dimensionslos
T _C	[°C]	Curie-Temperatur
T _N	[°C]	Néeltemperatur

¹ „Im Paläomagnetismus können die Magnetfelder in den Einheiten Tesla (Vs/m²) oder A/m angegeben werden. In der Einheit Tesla werden Felder bezeichnet, die in der Materie, also z.B. auch in Luft gemessen werden. Dazu zählen beispielsweise die Felder von Spulen zur Auf- und Abmagnetisierung von Proben, auch Koerzitivkräfte werden in der Regel mit dieser Einheit angegeben. [...]“ (SOFFEL 1991: 4)

1 Zusammenfassung

Physikalische und chemische Eigenschaften von Einkristallen sind in der Regel anisotrop. In vielkristallinen Körpern wird die Anisotropie ihrer Eigenschaften wesentlich von der Orientierungsverteilung der einzelnen Kristallite (= Textur) bestimmt. Diese wird in einem Werkstück durch den Herstellungsprozess und in einem Gestein von dessen komplexer geologischer Vergangenheit verursacht. So enthält die Textur eines geologischen Materials Informationen über Sedimentations-, Kristallisations- sowie Verformungsprozesse und stellt als Gefügeelement das Bindeglied zwischen der Anordnung von Kristalliten im Raum und den physikalisch-chemischen Eigenschaften eines vielkristallinen Materials dar.

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Untersuchung magnetischer Parameter präkambrischer Eisenerze als Beispiel texturkontrollierter physikalischer Eigenschaften. Hierzu wurde die Richtungsabhängigkeit magnetischer Kenngrößen (Suszeptibilität, Hystereseverhalten) mit neutronographisch gemessenen kristallographischen Vorzugsorientierungen ausgewählter Mineralphasen verglichen. Das natürliche Spektrum kristallographischer und magnetischer Vorzugsorientierungen in Eisenerzen wurde anhand von Einzelproben aus brasilianischen, kanadischen und U.S.-amerikanischen Eisenerzlagerstätten dokumentiert. Am Beispiel einer Falte in Quarz-Hämatit-Bändererzen wurde eine strukturgeologische Einheit systematisch beprobt, um kleinräumige Veränderungen der kristallographischen und magnetischen Parameter zu erfassen und mit den natürlichen Verformungsvorgängen in Verbindung zu bringen.

Dabei hat sich gezeigt, dass die Regelungsschärfe von Hämatit von den Flanken zum Kern der Faltenstruktur systematisch zunimmt und mit einem Anstieg der mittleren magnetischen Suszeptibilität, der Sättigungsmagnetisierung sowie der Sättigungsremanenz verbunden ist. Zugleich nimmt die Richtungsabhängigkeit der Hystereseparameter innerhalb der Foliationsfläche im Verlauf der Falte von den Flanken zum Zentrum der Struktur ab, während der Anisotropiegrad der magnetischen Suszeptibilität an den Faltenschenkeln am geringsten ist. Die magnetischen und kristallographischen Vorzugsorientierungen natürlich verformter Eisenerze können sehr gut korreliert und mit makroskopischen Verformungselementen in Übereinstimmung gebracht werden. Anhand der Ergebnisse konnte eine detaillierte Modellvorstellung zur Rekonstruktion texturbildender und texturmodifizierender geologischer Prozesse entwickelt werden.

Magnetic anisotropy of banded iron ores and their relationship to crystallographic preferred orientations

Physical and chemical properties of single crystals are normally anisotropic. The anisotropy of polycrystalline materials is strongly influenced by the orientation distribution of the crystals (= texture). The texture of a work piece is generated by the manufacturing process; the texture of geological materials is formed by their complex geological history. As a result the texture of a geological material contains information on several processes such as sedimentation, crystallisation und deformation. Texture links the orientation distribution of crystallites to physical-chemical properties of polycrystalline materials.

The aim of this study was the investigation of magnetic properties of Precambrian iron ores as an example of texture controlled properties. Therefore the directional dependence of magnetic parameters (susceptibility, hysteresis parameters) has been compared to crystallographic preferred orientations of minerals determined by neutron diffraction.

Natural variation of crystallographic and magnetic preferred orientations in iron ores is shown by several samples from Brazilian, Canadian and U.S. American iron ore deposits. A folded layer of quartz-hematite banded iron formation was taken as an example of a structural domain to detect small scale variations of crystallographic and magnetic parameters and to correlate these to natural deformation processes. The degree of preferred orientation of hematite increases systematically from the limbs to the core of the folded structure. This is connected to an increase in mean susceptibility, saturation magnetisation and saturation of remanence. Additionally the directional dependence of hysteresis parameters within the fold decreases from the limbs to the centre of the structure while the degree of anisotropy of magnetic susceptibility is lowest on the limbs of the fold.

The magnetic and crystallographic preferred orientations of naturally deformed iron ores can be correlated very well with macroscopic deformation markers. Due to the achieved results a detailed model was developed to reconstruct texture forming and texture modifying geological processes.

Anisotropia magnética de minérios de ferro bandados e sua relação com a orientação cristalográfica preferencial

Cristais são geralmente anisotrópicos quanto às suas propriedades físicas e químicas. A anisotropia das propriedades de corpos policristalinos é, conseqüentemente, determinada a partir da distribuição da orientação de cada indivíduo constituinte do agregado, distribuição essa que constitui sua textura. A textura apresentada por peças metálicas, tais como ferramentas, é produto do processo de fabricação enquanto que em uma rocha, a textura é o resultado da soma dos diversos processos por ela sofridos ao longo de sua complexa história geológica. A textura de um material geológico contém, dessa forma, informações sobre processos atuantes durante a sedimentação, cristalização e deformação e, como elemento da trama, estabelece um elo entre a organização espacial dos componentes cristalinos do agregado e suas propriedades físico-químicas.

A finalidade do presente trabalho é a pesquisa de parâmetros magnéticos de minérios de ferro Pré-Cambrianos como exemplo de propriedades físicas controladas pela textura. Com essa finalidade foi feita a análise da variação de propriedades magnéticas (Susceptibilidade, Histerese) com a direção, através da comparação com a orientação cristalográfica preferencial de fases minerais, determinadas através de difração de nêutrons.

A variação natural da orientação preferencial cristalográfica e magnética em minérios de ferro é mostrada através da análise comparativa entre amostras provenientes de depósitos brasileiros, canadenses e americanos. Uma dobra em formação ferrífera bandada metamórfica de composição quartzo-hematítica (itabirito) foi sistematicamente amostrada para se determinar variações em pequena escala nos parâmetros cristalográficos e magnéticos e correlacioná-los a processos naturais de deformação. O grau de orientação da hematita aumenta dos flancos para a charneira da estrutura. Esta variação está diretamente associada com o aumento da susceptibilidade magnética média, magnetização de saturação e saturação de magnetismo remanescente. Da mesma forma o grau de anisotropia dos parâmetros de histerese no plano de foliação aumenta dos flancos para o núcleo enquanto o grau de anisotropia de susceptibilidade magnética é menor nos flancos da dobra.

O grau de orientação cristalográfica e magnética de minérios de ferro submetidos à deformação tectônica podem ser bem correlacionados com características meso- e macroscópicas da deformação. Em função dos resultados obtidos foi desenvolvido um modelo detalhado para reconstituir os processos geológicos envolvidos na formação e modificação da textura de rochas.

2 Einleitung

2.1 Zielsetzung

Physikalische und chemische Eigenschaften von Einkristallen sind in der Regel anisotrop. Die Eigenschaftsanisotropie eines geologischen Materials ist daher wesentlich von der Orientierungsverteilung seiner kristallinen Phasen abhängig.

Die Vorzugsorientierung der Kristallite in einem Gestein (= Textur) ist bedingt durch Vorgänge in der geologischen Vergangenheit. In der Anordnung der Kristallite im Raum bilden sich Sedimentations-, Kristallisations- sowie Verformungsvorgänge ab, die ihren Ausdruck in der Anisotropie physikalisch-chemischer Eigenschaften des vielkristallinen Systems Gestein finden können.

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Untersuchung magnetischer Eigenschaften präkambrischer Eisenerze als Beispiel texturkontrollierter physikalischer Eigenschaften. Die Textur von Eisenerzen ist neben der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung ein maßgebliches Qualitätsmerkmal von Eisenerzen, denn die Reduktion im Hochofen eingesetzter Erzpartikel hat sich als direkt von der Orientierungsverteilung der auftretenden Eisenminerale beeinflusst erwiesen (QUADE & TAUGS 1988, OTTOW 1966). Bisherige Untersuchungen kristallographischer und magnetischer Texturen an präkambrischen Eisenerzen belegen die wechselseitigen Beziehungen zwischen Kornverband, Kornform, Kornformverteilung und Orientierung der Kristallite, in der sich die komplexe Verformungsgeschichte des Gesteins bzw. Erzes widerspiegelt (vgl. QUADE 1988, QUADE et al. 2000, SIEMES et al. 2000, ROSIÈRE et al. 2001, CHEMALE JR. et al. 1994). Ausgehend von Erfahrungen in den bisherigen Studien an Stichproben aus Eisenerzvorkommen unterschiedlicher geologischer Umfelder werden in der vorliegenden Arbeit die kristallographischen und magnetischen Eigenschaften von Proben einer Falte in Quarz-Hämatit-Bändererzen der Lagerstätte Conceição bei Itabira (Minas Gerais/Brasilien) systematisch untersucht. Dabei wird besonderes Augenmerk gerichtet werden auf die Veränderung der magnetischen und kristallographischen Vorzugsorientierung innerhalb dieser Falte. Denn selbst in einer so kleinräumigen Struktur verändern sich Art und Intensität der Verformung schon über geringste Entfernungen.

Abgesehen von der Dokumentation der Texturgeometrie sowie der Orientierungsverteilung der magnetischen Eigenschaften im Faltenverlauf sollte die Richtungsabhängigkeit von Hystereseparametern und magnetischer Suszeptibilität erfasst und mit der kristallographischen Vorzugsorientierung der ferro(ferri)magnetischen Mineralphasen und diamagnetischen Begleitminerale in Verbindung gebracht werden. Dies sollte als Grundlage dienen für den

Versuch der Entwicklung einer Modellvorstellung über texturbildende und texturmodifizierende natürliche Prozesse im Verlauf von Faltung/Scherung/Kristallisation von Quarz- oder Karbonat-Bändererzen und daraus entstandenen hämatitischen Reicherzen aus dem Präkambrium Süd- und Nordamerikas.

Das natürliche Spektrum magnetischer Eigenschaften und Domänenzustände sowie kristallographischer Vorzugsorientierungen präkambrischer Eisenerze sollte exemplarisch anhand von Stichproben aus unterschiedlichen geotektonischen Umfeldern Nord- und Südamerikas aufgezeigt werden.

2.2 Historische Entwicklung der Texturanalyse

Viele natürlich vorkommende Materialien wie Gesteine, Knochen und Eis sowie vom Menschen entwickelte Werkstoffe (Metalle, Keramiken, Kunststoffe) bestehen aus Kristallaggregaten. Die kristallographischen Achsen der einzelnen Kristallite solcher polykristallinen Körper können verschiedene Orientierungen in Bezug auf ein äußeres Koordinatensystem einnehmen.

In der geologisch - mineralogischen Fachliteratur finden Begriffe wie *Struktur* und *Textur* zur Gefügecharakterisierung kristalliner Körper schon seit Ende des 19. Jahrhunderts Verwendung; eine erste Definition erfolgte durch GRUBENMANN & NIGGLI (1924: 415):

„Man versteht [...] unter Struktur das Gesteinsgefüge, wie es durch die Formentwicklung und die relative Größe der Gemengteile hervorgebracht wird und besonders durch die zeitlichen Relationen der Mineralbildungsprozesse bedingt ist, die Textur gilt daneben als das stereometrische Gefüge, erzeugt durch eine bestimmte räumliche Anordnung der Gemengteile.“

SANDER erwähnt zwar die Textur-Definition GRUBENMANN & NIGGLIS, verwendet jedoch stattdessen den Begriff der *Regelung* (SANDER 1934: 143):

„Von geregelttem Gefüge, von der Regel eines Gefüges und vom Vorgang und Zustand der Regelung sprechen wir in allen Fällen, in welchen nach Gestalt oder Innenbau anisotrope Gefügeelemente (z.B. Kristallkörner) mit derselben Bezugsrichtung r (z.B. einer gestaltlichen oder einer kristallographischen Achse) nicht gleichmäßig, sondern mit unzufälligen Häufungen eine fixe Lagenkugel besetzen, ...“

WASSERMANN untersuchte 1939 systematisch die Orientierungsverteilung von Kristalliten in Metallen und definierte den Begriff der Textur wie folgt (vgl. WASSERMANN & GREWEN 1962: 3):

„Die Gesamtheit der Orientierungen der Kristalle eines vielkristallinen Stückes bezeichnet man als Textur“.

Damit wird keine Aussage hinsichtlich der Art der Orientierung getroffen, so dass sowohl regellose als auch geregelte Anordnungen der Kristalle als Textur bezeichnet werden. Einerseits findet diese Definition nach wie vor Verwendung (KOCKS 1998: 11):

„The totality of crystallite orientation is called the texture of the material sample.“.

Andererseits hat sich die ursprüngliche Texturdefinition dahingehend gewandelt, dass nur bei nicht zufällig im Raum verteilten Kristalliten von einer Textur oder Vorzugsorientierung gesprochen wird (KOCKS 1998: XI):

„All non-random orientation distributions are called preferred orientations or ,texture‘.“

In dieser Arbeit wird der Begriff Textur im Sinne einer *Vorzugsorientierung (crystallographic preferred orientation)* der einzelnen Kristallite verwendet. Zufällig orientierte Kristallite einer Mineralphase zeigen keine Vorzugsorientierung und sind demnach nicht texturiert.

Erste Texturbestimmungen wurden bereits Anfang des 20. Jahrhunderts an Dünnschliffpräparaten im polarisierten Licht durchgeführt. Diese sogenannte Universaldrehtischmethode nach FEDOROV (vgl. KLEBER 1985: 263) wird bis heute eingesetzt - überwiegend zur Bestimmung der Raumlage kristallographischer c-Achsen von nicht-kubischen Mineralen.

KORN (1933) entwickelte aus der Vermessung von Spaltflächen und Zwillingslamellen eine Methode zur Orientierungsbestimmung opaker Minerale und stellte die Orientierungsverteilungen für Bleiglanz-Kristalle als Polfiguren dar (SCHACHNER-KORN 1948).

Die Grundlage für die Ermittlung von Vorzugsorientierungen mithilfe von Röntgenstrahlen legte VON LAUE, indem er die Raumgitterstruktur der Kristalle nachweisen ließ (KNIPPING 1913). Dieser nimmt Bezug auf die Durchstrahlung einer Platinfolie durch HUPKA (1913) und folgert aus der einkristallähnlichen Symmetrie der Aufnahme, dass alle Mikrokristalle der Folie die gleiche Orientierung in Bezug auf die Folienoberfläche haben. Über den texturbildenden Prozess werden jedoch keine konkreten Aussagen getroffen.

Einen solchen Zusammenhang zwischen Vorzugsorientierung und Verformungsprozess konnte TAYLOR (1938) an Aluminium-Einkristallen veranschaulichen: Die theoretisch ermittelte Kristalleinregelung bei Kompressions- und Dehnungsversuchen sowie vorhergesagte aktive Gleitebenen und Gleitrichtungen fanden durch Röntgenbeugungsaufnahmen ihre Bestätigung.

Nahezu zeitgleich gelangen erste Texturbestimmungen mit Elektronenbeugung (FINCH & WILMAN 1937). Aufgrund des sehr hohen Auflösungsvermögens finden Elektronentexturmessungen heutzutage Anwendung in der Bestimmung von Lokalt Texturen und ermöglichen inzwischen vollständige Einzelkornorientierungsmessungen (vgl. SCHWARZER 1989; FISCHER 1998).

Neutronen werden seit 1953 in der Texturanalytik eingesetzt (BROCKHOUSE 1953). Durch die speziellen Eigenschaften der Neutronenstrahlung und die damit verbundenen Wechselwirkungen mit der untersuchten Materie erweitert die Neutronenbeugung das Spektrum der Texturbestimmung hinsichtlich Messtechnik und Materialvielfalt.

Der entscheidende Schritt von der qualitativen zur quantitativen Texturbeschreibung erfolgte mit der Entwicklung der Orientierungsverteilungsfunktion (ODF = orientation distribution function) (VIGLIN 1960; BUNGE 1965; ROE 1965). Für Gesteine wurden erste ODF-Berechnungen auf der Grundlage von Quarz-Polfiguren von BAKER & WENK (1972) sowie für opake Minerale von SIEMES & SPANGENBERG (1980) durchgeführt.

Die Abhängigkeit von Textur und Materialeigenschaften wird heutzutage vor allem im werkstoffwissenschaftlichen Bereich genutzt, um die Materialeigenschaften durch texturmodifizierende Prozesse gezielt beeinflussen und Werkstoffe mit speziellen Eigenschaften entwickeln zu können. Dieses technologisch bedeutsame „Texturdesign“ findet u.a. bei Transformatoren Anwendung. In deren Eisensilikatkernen werden die kristallographischen $\langle 001 \rangle$ -Gitterrichtungen parallel zum Magnetfeld ausgerichtet, da in dieser Richtung die Magnetisierbarkeit der Kristalle energetisch am günstigsten ist und somit die größte Sättigungsmagnetisierung des Materials erreicht werden kann. Dadurch erhält der Transformator maximale Effizienz bei minimalem Gewicht (vgl. MECKING 1998: 4).

Eine weitere technologisch bedeutsame Anwendung der Texturforschung erfolgt bei keramischen Supraleitern. Deren Kristalle sind stark anisotrop in Bezug auf die elektrische Leitfähigkeit. Die Richtung größter Leitfähigkeit liegt parallel zur (001)-Ebene, so dass zur Optimierung der supraleitenden Eigenschaften die Kristallite parallel ausgerichtet werden müssen. Durch Texturmessungen werden Herstellungsprozess und Texturschärfe derartiger Supraleiter kontrolliert (vgl. MECKING 1998: 5).

Während Texturuntersuchungen in der Materialforschung im Wesentlichen der Entwicklung neuartiger Werkstoffe mit optimierten Eigenschaften dienen, liegt das Interesse der Geologie im Prozessverständnis texturbildender Vorgänge. Anhand der Vorzugsorientierung von Kristalliten in Gesteinen soll auf die dem texturbildenden Prozess zugrunde liegenden thermomechanischen Abläufe bei der Verformung von Gesteinen zurückgeschlossen werden. Durch Texturuntersuchungen lassen sich beispielsweise verformungsaktive kristallographische Gleitsysteme bestimmen, deren Kenntnis zur Rekonstruktion der Deformationsgeschichte eines Gesteinskörpers beiträgt.

Neben diesen grundlagenwissenschaftlichen Fragestellungen kommt der Texturanalyse auch bei geometallurgischen (minerometallurgischen) Problemstellungen eine große Bedeutung zu, wie es das texturabhängige Reduktionsverhalten von Eisenerzen beispielhaft darstellt.

3 Regionalgeologische Situation und Probenahme

3.1 Eisenerzproduktion und Lagerstättenklassifikation

Die weltweite Eisenerzproduktion betrug 1998 rund 1,02 Milliarden t (U.S. GEOLOGICAL SURVEY 1999). Eisenerzlagerstätten werden in etwa 50 Ländern abgebaut, doch rund 70 % des Weltbedarfs werden durch die Hauptförderländer China, Brasilien, Australien, Indien und Russland gedeckt. China fördert zwar die größte Gesamtmenge an Eisenerzen, wird jedoch in Bezug auf die Größe der einzelnen Erzvorkommen und den Eisengehalt des abgebauten Erzes deutlich von Brasilien und Australien übertroffen (s.Tab. 3.1).

Tab. 3.1: Hauptförderländer von Eisenerz (U.S. GEOLOGICAL SURVEY 1999)

Rang	Produzent	Produktion [10 ³ Tonnen]	
		Gewicht	Metallgehalt
1	China	210 000	63 000
2	Brasilien	195 310	128 905
3	Australien	153 456	96 250
4	Indien	75 000	48 000
5	Russland	72 343	39 700
6	USA	62 931	39 724
7	Ukraine	50 659	27 900
8	Kanada	38 875	24 880

Alle wirtschaftlich bedeutenden Eisenerzlagerstätten sind an gebänderte Eisenerzformationen sedimentären Ursprungs (banded iron formation = BIF) gebunden und dabei weit überwiegend an solche präkambrischen und eopaläozoischen Alters. JAMES (1954) definierte „iron formation“ als chemisches Sedimentgestein mit einer Bänderung und/oder feinen Laminierung von wechselnd eisenreicheren und eisenärmeren Lagen sowie mindestens 15 % Gesamteisen sedimentären Ursprungs. Dabei unterscheidet er nach der Art des vorherrschenden Eisenminerals zwischen Oxid-, Karbonat-, Silikat- und Sulfidfazies.

Eine Klassifikation gebänderter Eisenerzformationen des Präkambriums nach geotektonischer Position der Vorkommen und den Sedimentationsbedingungen in den ehemaligen, vermuteten Becken traf GROSS (1965) mit der Einführung der Begriffe Algoma- und Lake-Superior-Typ.

Nach dieser Definition entstehen gebänderte Eisenerzformationen vom Lake-Superior-Typ auf Kontinentalschelfen in abgetrennten Teilbecken oder in intrakratonen Senken. Oolithische bis granulare Gefüge dieser Erze deuten auf relatives Flachwasser hin. Die erzführenden Schichten sind vergesellschaftet mit Dolomiten, Quarziten und dunklen Kieselschieferlagen; Vulkanite hingegen treten selten auf.

Demgegenüber sind gebänderte Eisenerze vom Algoma-Typ unmittelbar an die Nachbarschaft von vulkanischen Eruptionszentren gebunden und meistens mit Vulkaniten und Sedimenten des relativen Tiefwassers wie Grauwacken und Tonen sowie goldführenden Sulfidvererzungen vergesellschaftet. Sie zeigen sehr kleinräumige Faziesveränderungen und bilden Lagerstätten nur geringer Bauwürdigkeit und Vorräte. Vorkommen dieser Art können während der gesamten Erdgeschichte entstehen, wann immer sich vulkanisch-sedimentäre Gesteinsassoziationen bilden konnten. Sie entwickelten sich in relativ kurzer Zeit vulkanischer Aktivität (GROSS 1965: 10 000 bis wenige Millionen Jahre) und werden kurzfristig und kleinräumig von „normalen“ Sedimenten abgelöst. Lagerstättenbildend sind Vorkommen vom Algoma-Typ daher nur selten; in der Verbindung von Eisenerz- und Goldmineralisationen sind sie auf das Archaikum beschränkt.

Demgegenüber liegt der Höhepunkt der Bildung von Bändererzen vom Lake-Superior-Typ in dem Zeitraum von etwa 2,4-1,9 Ga, wobei in Einzelfällen nachgewiesen ist, dass die Sedimentation durchaus über 20 bis 30 Ma Jahre ohne größere Veränderung der Bedingungen gleichförmig verlief.

Deutlich älter sind die granulitfaziellen Magnetit-Quarzite vom Priasov-Typ, die nur an wenigen Orten systematisch erkundet worden sind, jedoch zu keiner Zeit nennenswerte wirtschaftliche Bedeutung erlangt haben.

Hingegen finden die oft mit Manganerzen vergesellschafteten Jaspilite vom Rapitan-Typ, die im Jungproterozoikum Nord- und Südamerikas Vorkommen beträchtlicher Ausdehnung und Mächtigkeit bilden können (YOUNG 1976), mehr und mehr Aufmerksamkeit, da einige von ihnen infrastrukturell günstig liegen zu Erdgasvorkommen des älteren Phanerozoikums (wie z. B. in der Region Corumbá/Mutúm an der Grenze von Brasilien zu Bolivien) und ihre Erze trotz oft kritisch überhöhter Alkaligehalte für die Direktreduktion sehr geeignet sein können.

Die Nomenklatur für die in den verschiedenen Verbreitungsgebieten auftretenden Erztypen ist bisher nicht einheitlich. Das liegt einerseits daran, dass englische, französische, spanische, portugiesische, russische und deutsche Nomenklaturen nebeneinander bestehen und nur unzureichend übersetzbar sind. Ausgangspunkt war jeweils die Notwendigkeit, für die einzelnen Abbaugebiete eine technisch verwendbare Wahl von Begriffen und Definitionen zu treffen,

die eine numerische Umsetzung und damit Korrelation mit technologischen Verhalten und Vorgaben erlauben. Andererseits hat es sich herausgestellt, dass trotz vieler Gemeinsamkeiten die Unterschiede zwischen den Erzfolgen wesentlich größer sind als es nach der allgemeinen vergleichenden Literatur den Anschein hat. Zu groß waren offenbar die Unterschiede in der primären Zusammensetzung der Erzsedimente und in der geologischen Folgegeschichte während der Diagenese, Metamorphose, Verformung und Verwitterung.

Ganz allgemein werden Begriffe wie Jaspilit oder Hämatitchert für ein nichtmetamorphes hämatitisches Quarzbändererz verwendet, bei denen die Bänderung nicht zwangsläufig physikalische Teilbarkeit bedeutet. Dem entspricht das hämatitische Karbonatbändererz, von dem erst in den letzten Jahren, als weit unter der Verwitterungszone liegende Erkundungsteufen erreicht wurden, die große Verbreitung und häufige Faziesäquivalenz der Quarzbändererze und sedimentärer Hämatitreicherze bekannt geworden ist. Durch thermometamorphe Überprägung entsteht daraus einerseits der Takonit, ein laminiertes Bändererz mit hohem Magnetit-Hämatit-Verhältnis, aber ohne nennenswerte dynamometamorphe Überprägung. Das tektonometamorphe Äquivalent ist der Itabirit („ein metamorphes Gestein der Oxidfazies von Eisenformationen, das infolge Sammelkristallisation die Kristallindividuen seiner Bestandteile makroskopisch unterscheiden lässt“, vgl. GDMB 1999: 232 und BATES & JACKSON 1987: 350). Die scharfe Trennung in hämatit- und quarzreiche Lagen der Itabirite ist nach QUADE (1988) auf intensive Beanspruchung durch einfache Scherung zurückzuführen.

Die Klassifizierung abbauwürdiger Roherze nach ihrem Metallgehalt ist stark von lokalen geologischen Gegebenheiten und den jeweiligen technischen Anforderungen abhängig. Allgemein gelten Eisenerze mit mehr als 59 % Eisen als Reicherze (BOTTKE 1981). Es sind supergene, residuale, sedimentäre und tektonometamorphe Reicherze zu unterscheiden, die aufgrund ihrer Unterschiede in Mineralaufbau, Korngefüge, Korngröße und mechanischer Teilbarkeit technologisch sehr unterschiedliches Verhalten zeigen können. Armerze mit durchschnittlich um 35 % Eisengehalt finden zunehmendes Interesse, da sie bei intensiver Verwitterung oder nach einer vollständigen Aufmahlung Konzentrate von hoher Reinheit bezüglich störender Elemente ergeben. Armerze werden in Pellet- und Sinterprozessen eingesetzt.

3.2 Herkunftsgebiete der brasilianischen Eisenerzproben

Die bedeutenden brasilianischen Eisenerzreviere liegen in den Bundesstaaten Pará, Minas Gerais und Mato Grosso do Sul. Vom nationalen Geologischen Dienst (CPRM 1999) wird der Gesamtvorrat Brasiliens an Eisenerz mit 45 Milliarden t angegeben.

Die geologischen Einheiten auf brasilianischem Territorium werden nach HASUI & QUADE (in Vorbereitung) zehn geotektonischen Provinzen zugeordnet, von denen die Rio-Branco-, Tapajós-, Tocantins-, Mantiqueira-, São-Francisco- und Borborema-Provinzen überwiegend präkambrische Strukturkomplexe sind (s. Abb. 3.1).

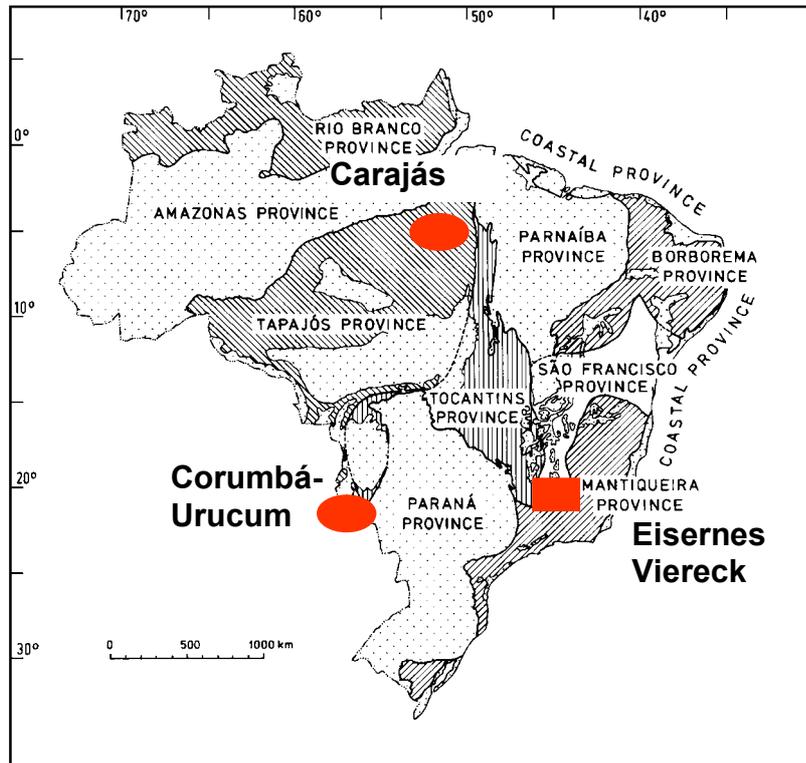


Abb. 3.1: Geotektonische Großprovinzen Brasiliens mit bedeutenden Eisenerzlagerstättenbezirken (verändert nach HASUI & QUADE, in Vorbereitung)

Etwa zwei Drittel der Eisenerzreserven befinden sich im *Eisernen Viereck* (Bundesstaat Minas Gerais) und im benachbarten *Itabira-Eisenerzrevier* am Südrand der São-Francisco-Provinz. Die Eisengehalte der in Minas Gerais abgebauten Itabirite und Reicherze schwanken zwischen 45 % und 64 %. Die Lagerstätten sind altproterozoischen Alters und gehören der Cauê-Formation an (Itabira Gruppe, Minas Supergruppe).

Das Eisenerzrevier der *Serra dos Carajás* (Bundesstaat Pará), in denen ca. 30 % der inländischen Reserven vermutet werden, liegt in der westlichen Tapajós-Provinz. Die durchschnittlichen Eisengehalte der harten, jaspilitischen Hämatitreicherze und porös-pulvrigen Verwitterungsreicherze liegen bei 66 %. Die Protores sind jungarchaischen Alters und treten in der Carajás-Formation oberhalb der Vulkanitfolge der Paraopebas-Formation (sich z.T. mit dieser verzahnend) und unterhalb der Phyllitschieferserie der Águas-Claras-Formation auf (CPRM 1999).

Die Eisenerzreserven des Corumbá-Urucum-Distrikts an der Grenze zu Bolivien (Mato Grosso do Sul) sind bisher nur unzulänglich untersucht. Die mächtigen jaspilitischen Erzfolgen wechsellagern mit Manganharterzen und führen Erzqualitäten, die durch hohe Alkaligehalte gekennzeichnet sind. Sie sind mit gering metamorphen klastischen Sedimentgesteinen jungproterozoischen bis eopaläozoischen Alters (Jacadigo-Gruppe) vergesellschaftet und haben Fe-Gehalte zwischen 54 % und 63 % .

3.2.1 Eisernes Viereck

In der südöstlichsten São Francisco Provinz liegt im Bundesstaat Minas Gerais das Eiserner Viereck, eine annähernd rechteckige, aus archaischen bis paläoproterozoischen Gesteinsserien aufgebaute Synform (s. Abb. 3.2).

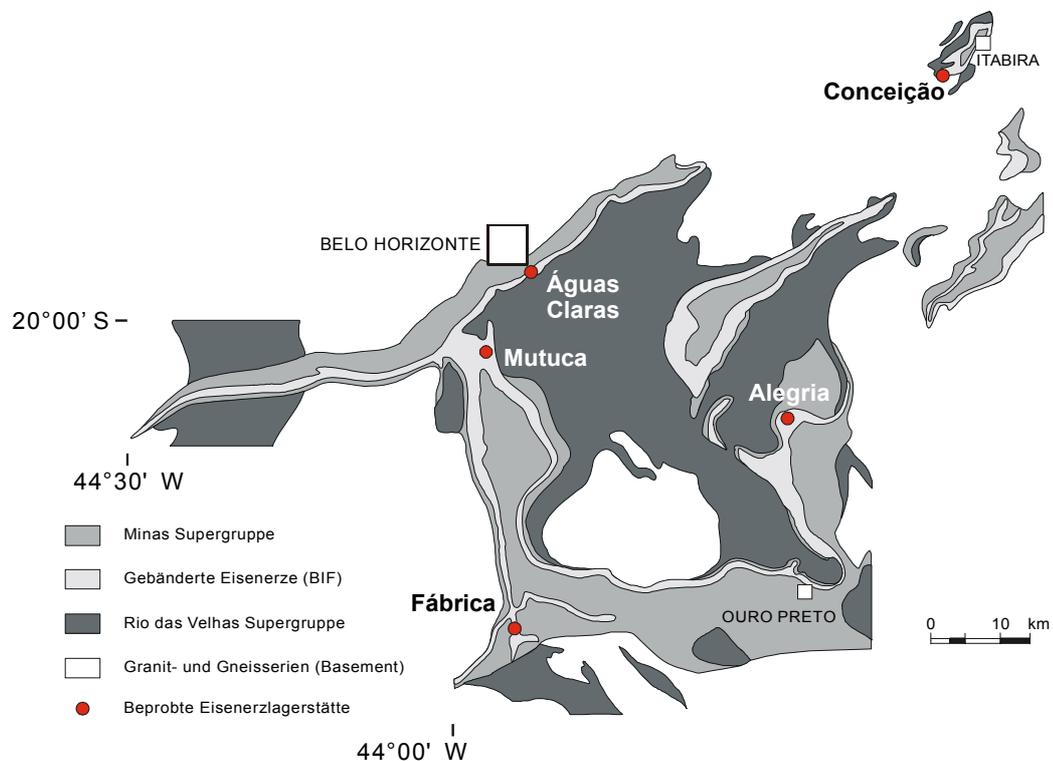
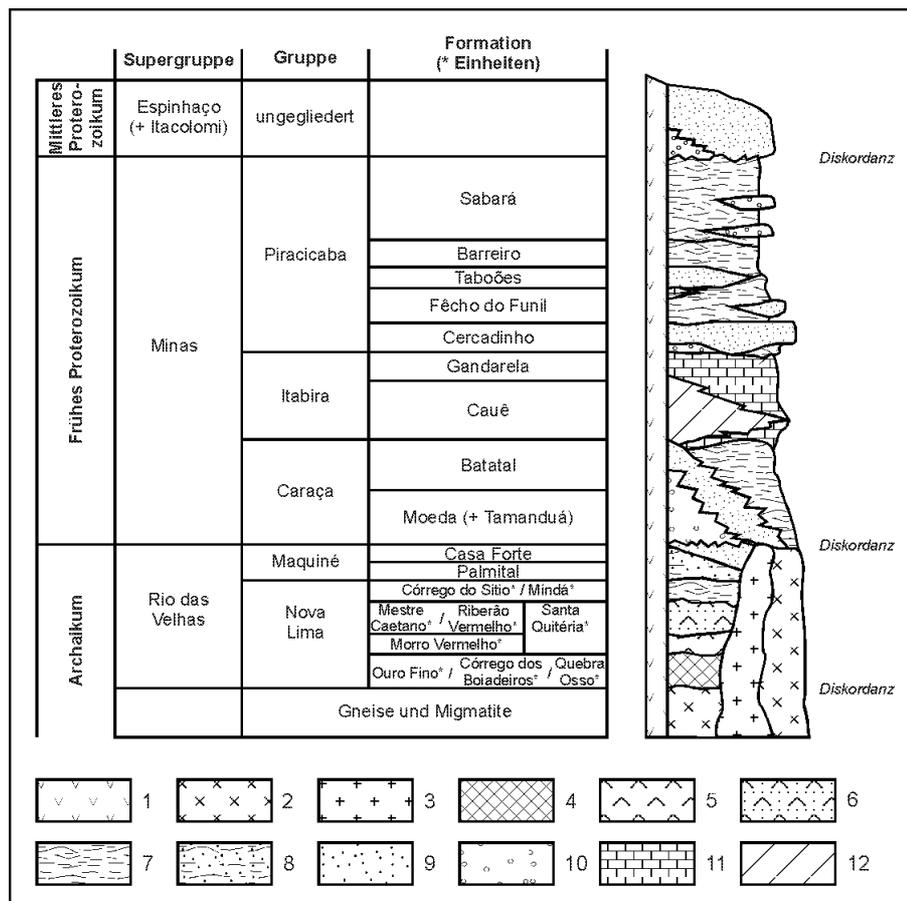


Abb. 3.2: Vereinfachte Geologische Karte des Eisernen Vierecks mit beprobten Eisenerzlagerstätten, Minas Gerais, Brasilien (verändert nach BAARS & ROSIÈRE 1997).

Die archaischen Grünsteinserien (Rio das Velhas Supergruppe) und die paläoproterozoischen Plattformsedimente (Minas Supergruppe) der eigentlichen Synform des Eisernen Vierecks sind allseitig von archaischen Granit- und Gneisserien umgeben. Radiometrische Altersdatierungen der Grundgebirgskomplexe belegen eine stabile Kruste seit etwa 2,7 Ga (u.a. TEIXEIRA 1985, MACHADO et al. 1992). Die darauffolgende Ablagerung der Minas-Supergruppe lässt sich auf den Zeitraum von 2,6 Ga bis 2,1 Ga einengen (RENGER et al. 1994: 5).

Die polyphase tektonometamorphe Beanspruchung des Eisernen Vierecks verursachte Schichtlücken, Schichtverzahnungen sowie teilweise chaotische Lagerungsverhältnisse. Daher wird die lokale Verbreitung und Altersstellung stratigraphischer Einheiten im Eisernen Viereck kontrovers diskutiert. Eine ausführliche Zusammenstellung und Besprechung der aktuellen Literatur ist u.a. bei HÄUSLER (1998: 3ff.) zu finden.

Tab. 3.2: Stratigraphie des Eisernen Vierecks (aus HÄUSLER 1998: 4, verändert nach ALKMIM et al. 1998, DNPM – CPRM 1996 und HÄUSLER 1998)



1: metabasische Gesteine, 2: Gneise und Migmatite, 3: Meta-Granite bis Meta-Tonalite, 4: ultrabasische Gesteine, 5: Vulkanite, 6: vulkanoklastische Abfolgen, 7: Meta-Pelite, 8: Meta-Pelite bis Meta-Psammite, 9: Quarzite, 10: Konglomerate, 11: karbonatische Gesteine, 12: Bändererze.

Die grünschieferfazielle Minas Supergruppe liegt den Gesteinen der Rio das Velhas Supergruppe diskontinuierlich auf und wird in drei Einheiten untergliedert (s. Tab. 3.2). Die Caraça Gruppe besteht aus den Quarziten der Moeda-Formation und den dolomitischen Phylliten der Batatal-Formation. Darüber folgt die Itabira-Gruppe mit einer mehrere hundert Meter mächtigen Folge chemischer Sedimentgesteine, und zwar den Quarz-Bändererzen und Karbonat-Bändererzen der Cauê-Formation und den Dolomiten, mangan- und dolomitführenden Itabiriten und Phylliten der Gandarela-Formation, die als geschlossene Ein-

heit die Cauê-Formation überlagert, sich mit dieser aber auch verzahnt und diese sogar an einigen Orten unterlagert. Die Itabira-Gruppe wird diskontinuierlich von der Piracicaba-Gruppe überlagert, einer überwiegend klastischen Einheit von Phylliten und Meta-Areniten, die von den lokalen Bearbeitern in mehrere „Formationen“ unterteilt wurde (Fêcho do Funil, Cercadinho, Barreiro, Tabões), die aber „Fazien“ entsprechen und keine einheitliche stratigraphische Abfolge erkennen lassen. Auf die Piracicaba-Gruppe ihrerseits folgt diskordant die Sabará-Gruppe, eine als „flyschoid“ bezeichnete Folge von Glimmerschiefern, mafischen Vulkaniten und gebänderten Eisenerzen geringer Mächtigkeit und unregelmäßiger Verteilung. Die genaue stratigraphische Zuordnung der Sabará-Gruppe ist schwierig, da nirgends eine zum Liegenden hin geschlossene Abfolge aufgeschlossen ist und die Sabará-Gesteine nur an wenigen Stellen im Eisernen Viereck bekannt sind (vgl. HÄUSLER 1998: 4, 8; KLEIN & LADEIRA 2000: 409).

Nach radiometrischen Datierungen von HERZ (1970) wurden die Gesteine der Rio das Velhas Supergruppe vor 2,8 Ga metamorphisiert und verformt. Während des transamazonischen Zyklus (ca. 2,0 Ga; CORDANI et al. 1980) und der neoproterozoischen brasilianidischen Orogenese (ca. 0,6–0,5 Ga; HERZ 1970; CORDANI et al. 1980; TEIXEIRA 1985) wurde Krustenmaterial erneut mobilisiert. Westvergente Falten- und Überschiebungsgürtel mit von Osten nach Westen abnehmendem Metamorphosegrad sowie „Dome-and-Basin-Strukturen“ wurden als Folge der Entwicklung eines metamorphen Kernkomplexes im Hinterland einer transamazonischen Kollisionszone angelegt (CHEMALE Jr. et al. 1994). Durch den Wechsel kompressiver und extensiver Beanspruchungen entstanden charakteristische Großstrukturen wie Überschiebungsgürtel (z.B. Fundação-Cambotas System), Scherzonen (z.B. Engenho-Störungssystem) und enge bis isoklinale Faltenstrukturen.

[Das gesamte brasilianische Probenmaterial gehört der Cauê-Formation (Itabira Gruppe, Minas Supergruppe) an und stammt aus Eisenerzgruben des Eisernen Vierecks sowie des Itabira-Eisenerzrevieres. Einzelproben wurden aus den Gruben *Águas Claras (AC)*, *Alegria (AL)*, *Conceição (CO)*, *Fábrica (FAB)* sowie *Mutuca (MU)* entnommen (s. Abb. 3.2).]

Als Beispiel einer tektonischen Struktureinheit wurde in der Grube *Conceição* eine Faltenstruktur systematisch beprobt. Die Grube *Conceição* gehört zum etwa 80 km nordöstlich von Belo Horizonte gelegenen Itabira-Eisenerzrevier. Die stratigraphische Abfolge dieses Reviers unterscheidet sich zwar in einigen wesentlichen Zügen deutlich von der des eigentlichen Eisernen Vierecks (s.o.), wird aber von nahezu allen Autoren mit dieser korreliert. Es ist aber nicht auszuschließen (und dafür fanden sich in jüngster Zeit zahlreiche Hinweise, mdl. Mitteilung QUADE 2001), dass die Erzreviere von Itabira und Piracicaba, die vom Eisernen

Viereck strukturell abgesetzt als isolierte Großstrukturen in dem östlich angrenzenden und überschobenen Grundgebirge auftreten, nicht der paläoproterozoischen Minas-Supergruppe angehören, sondern archaischen Alters sind.

Die sieben Gruben im Itabira-Eisenerzrevier sind Teil der 180 km² NE-SW streichenden Itabira-Synkline, deren nordwestliche Flanke in drei weitere Synklinalstrukturen mit NE-SW bis E-W orientierten Achsen untergliedert ist (s. Abb. 3.3). Die südlichste dieser Strukturen ist die Conceição Synkline, deren gebänderte Eisenerze überwiegend als Quarztabirite und para-konkordante bis diskordante harte Hämatitreicherzkörper ausgebildet sind. Sie zeigen zwei Foliationsysteme: im Faltenkern ist ein N-S streichendes Flächensystem ausgebildet, während auf den Flanken steil einfallende NW-SE streichende Foliationsflächen vorherrschen, deren Raumlage der Orientierung der Achsenebenen der drei Synklinen entspricht.

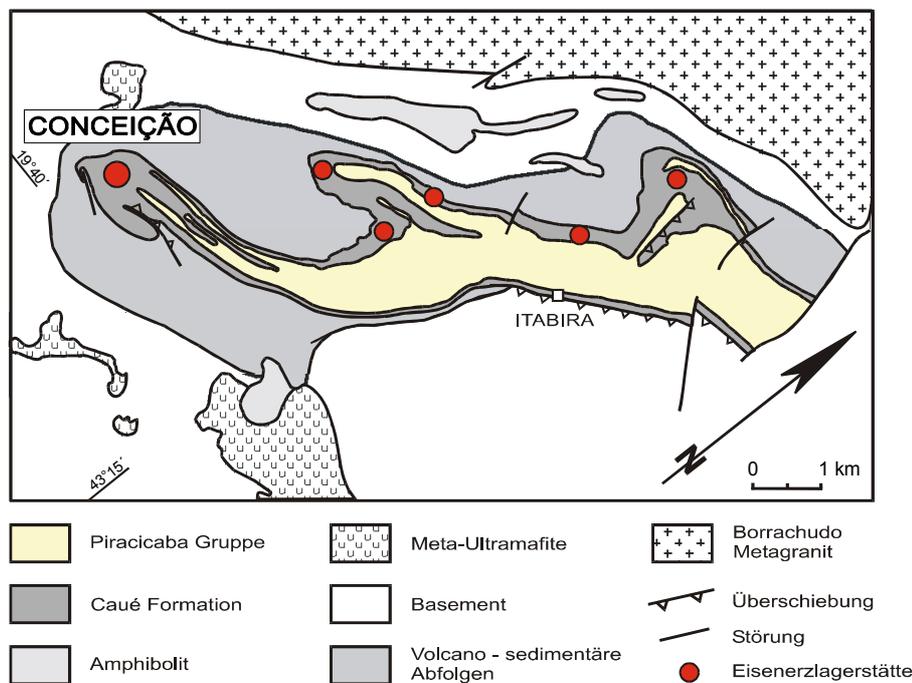


Abb. 3.3: Geologische Karte des Itabira-Eisenerzrevieres, Minas Gerais, Brasilien (verändert nach CHEMALE, QUADE & CARBONARI 1987)

3.3 Herkunftsgebiete der nordamerikanischen Eisenerzproben

Die bedeutenden Eisenerzlagerstätten in Nordamerika gehören überwiegend dem Lake-Superior-Typ an und entwickelten sich zwischen 2,7 und 2,0 Ga entlang von Kratonen bzw. kontinentalen Plattformen unter relativ stabilen tektonischen Bedingungen (GROSS 1983: 171). Die Lage der archaischen Kernzonen Nordamerikas ist in Abbildung 3.4 dargestellt. Die Randbereiche dieser archaischen Provinzen wurden zusammen mit kleineren archaischen

Krustenfragmenten im Laufe proterozoischer und phanerozoischer Konvergenzbewegungen verformt und metamorph überprägt.

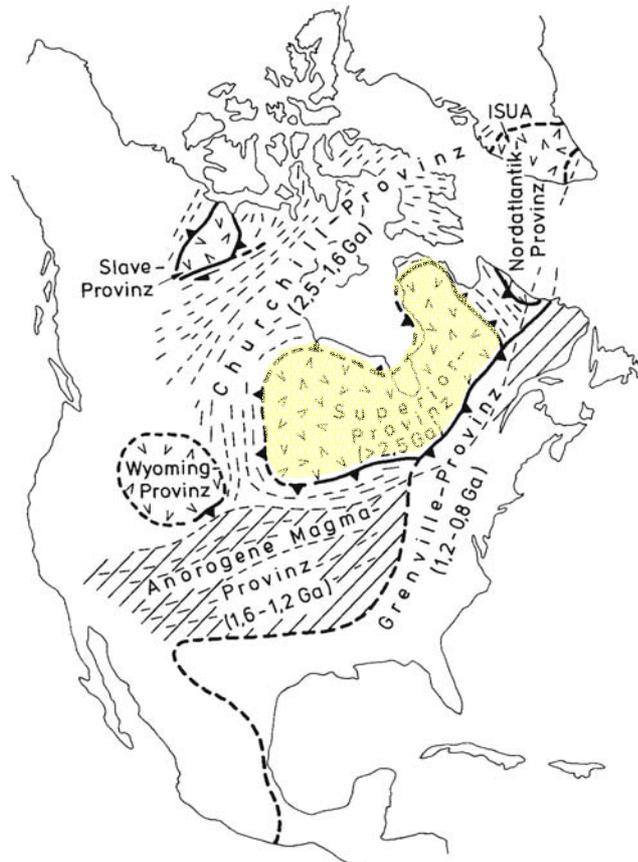


Abb. 3.4: Archaische Kratone (v), frühproterozoische Gürtel (-), mittelperterozoische „Anorogene Magma Provinz“ und Grenville-Orogen (verändert nach EISBACHER 1988: 14). Der östliche Bereich der Superior-Provinz ist in Abbildung 3.5 im Detail dargestellt.

Die wirtschaftlich bedeutenden Eisenerzlagerstätten umranden den im östlichen Bereich der Superior Provinz gelegenen Ungava-Kraton. Auf dem kontinentalen Schelf erstreckten sich mehrere zusammenhängende längliche Becken, in denen die gebänderten Eisenerze mit neritischen Beckensedimenten wie Tonstein, Siltstein, Karbonaten, Grauwacken, Dolomiten, Quarziten und Vulkaniten vergesellschaftet sind.

Abbildung 3.5 zeigt die Anordnung dieser ehemaligen Circum-Ungava-Becken. Im Norden tritt als erstes Teilbecken isoliert die Sutton-Lake-Homokline auf, die nach Osten in dem Belcher-Nastapoka-Becken ihre Fortsetzung findet. Dieses geht in das NW-SE verlaufende Cape-Smith-Becken über. Gegen Süden schließt daran die Labrador-Quebec-Synklinale an, die über 1200 km in Nord-Süd-Richtung dem Ostrand des Ungava-Kratons folgt. Im Süden wird der Ungava-Kraton von dem Grenville-Becken begrenzt. Mit der Albanel-Temiscamie-Homokline schließlich endet der östliche Lagerstättengürtel.

Die Huron-Marquette-Becken im Südosten der Superior Provinz gehören zum Penokean Faltengürtel und werden von GROSS (1983: 183) als Reste eines Großbeckens gedeutet, das während der Trans-Hudson- oder Penokean-Orogenese (1,9 - 1,8 Ga) zerstört wurde. In dieser Großstruktur liegen mit den Revieren der Marquette Range, Republic Mine und Sherman Mine die bedeutendsten produzierenden Eisenerzlagerstätten der USA.

Weitere frühproterozoische Becken treten an den Rändern von Slave- und Nordatlantik-Provinz auf (vgl. Abb. 3.4).

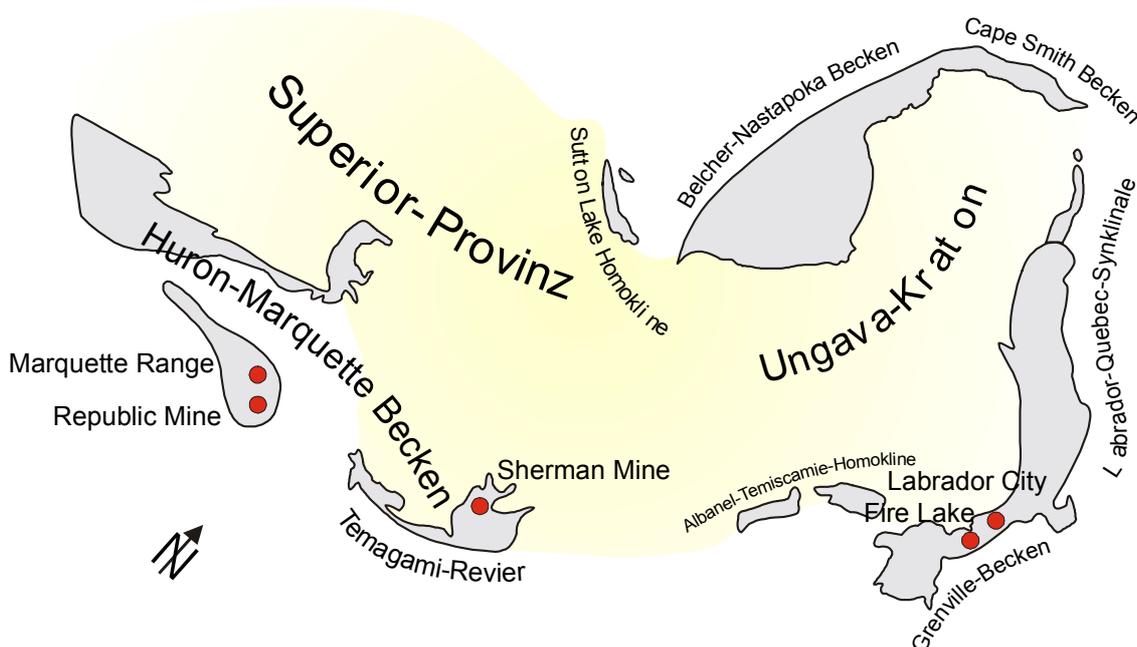


Abb. 3.5: Verteilung von frühproterozoischen Becken (grau unterlegt) am Rande des Ungava-Superior-Kratons mit beprobten Eisenerzlagerstätten (rot); (Zeichnung basierend auf Angaben von GROSS 1983: 178).

3.3.1 Grenville-Becken

Die Eisenerzlagerstätten *Labrador City* und *Fire Lake* gehören zu den kanadischen Bundesstaaten Neufundland und Quebec und sind Teil eines 50 – 100 km breiten, unmittelbar nach Südosten an die Grenville-Front angrenzenden Beckens, in dem remobilisierte archaische bis frühproterozoische Gesteinsserien aufgeschlossen sind (s. Abb. 3.5). Das geotektonische Umfeld der Grenville-Provinz ist in Abbildung 3.6 dargestellt.

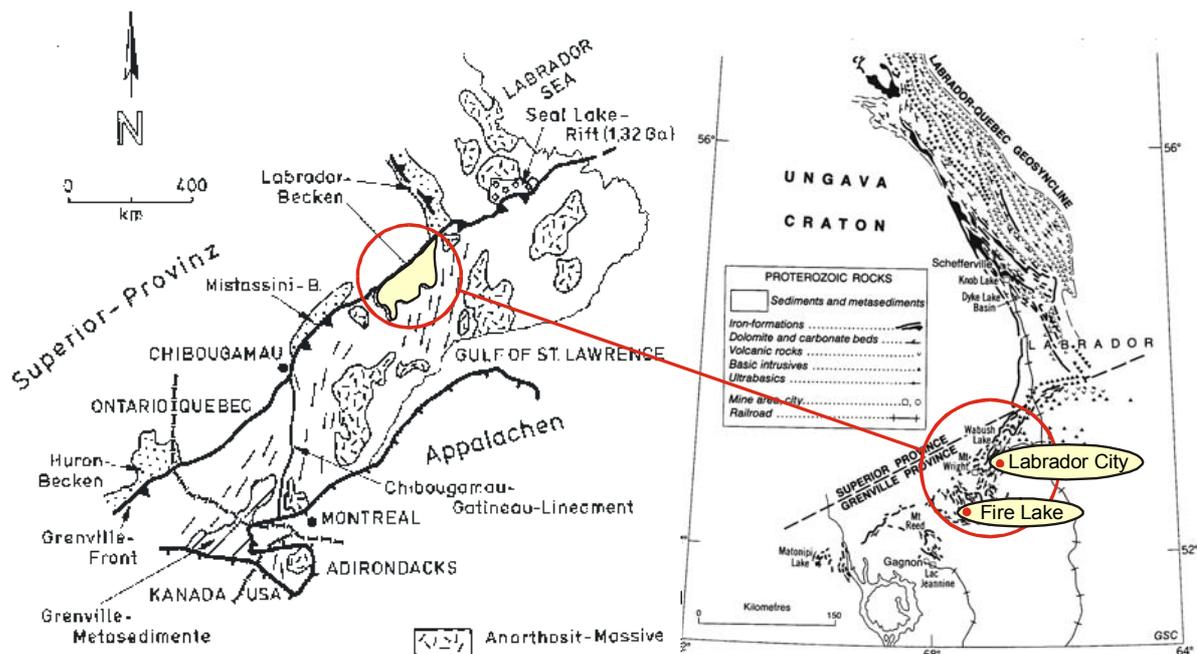


Abb. 3.6: Nordwestliche Grenze der Grenville-Provinz und Position frühproterozoischer Becken (verändert nach EISBACHER 1988: 54); Eisenerzlagerstätten im Labrador-Quebec-Becken und seiner südwestlichen Fortsetzung (verändert nach GROSS 1983).

Die gebänderte Eisenformation vom Lake-Superior-Typ im Grenville-Becken hat ein radio-metrisches Alter von ca. 1,8 Ga und ist damit zeitgleich der Sokoman-Formation im Labrador-Becken. Die stratigraphische Abfolge und Lithologie variiert stark innerhalb der einzelnen Teilbecken, jedoch liegt in allen Gruben das Erz in Quarz-Hämatit-Fazies über einer Quarzit-Folge und wird von Metadolomiten und Graphitschiefern überlagert. Sedimentäre Strukturen sind im Eisenerz und in den Metasedimenten nicht mehr erhalten (1983: 173). Die starke tektonometamorphe Überprägung hat zu einer ausgeprägten Rekristallisation, Kornvergrößerung sowie Segregation von Quarz und Hämatit geführt, was eine gute mechanische Aufbereitbarkeit zur Folge hat und die Herstellung hochwertiger Konzentrate ermöglicht.

[Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen standen Proben der Lagerstätten Fire Lake und Labrador City zur Verfügung, die im Folgenden mit *FL* (*Fire Lake*) und *LC* (*Labrador City*) abgekürzt werden.]

3.3.2 Temagami Revier

Die Grube *Sherman* im Temagami-Eisenerzrevier, Ontario, liegt im Huron-Becken, dem nordöstlichsten Ausläufer der Huron-Marquette-Becken (s. Kap.3.3.3). Im Südosten wird dieser Beckenabschnitt von der Grenville-Front gegen Gesteine der Grenville-Provinz begrenzt. Obwohl die eisenerzführende Gesteinsabfolge jungproterozoischen Alters ist, ordnet

GOODWIN (1965) die Temagami-Formation, die aus einer Wechselfolge von grauen oder roten jaspilitischen Chertlagen und magnetit- oder hämatitreichen Bändern besteht, dem Algoma-Typ zu. Nach DOUGLAS (1976) entsprechen damit die Gesteine der Sherman Mine dem geringst metamorphen Algoma-Typ überhaupt. Der durchschnittliche Eisengehalt beträgt in ihnen 25 % bis 30 % .

[Probenmaterial dieser Grube ist mit dem Kürzel *SH* versehen.]

3.3.3 Lake Superior Region

Die stratigraphische Abfolge des Unteren Proterozoikums der Lake-Superior-Region in den Bundesstaaten Minnesota, Wisconsin und Michigan ist in Abbildung 3.7 vereinfacht wiedergegeben.

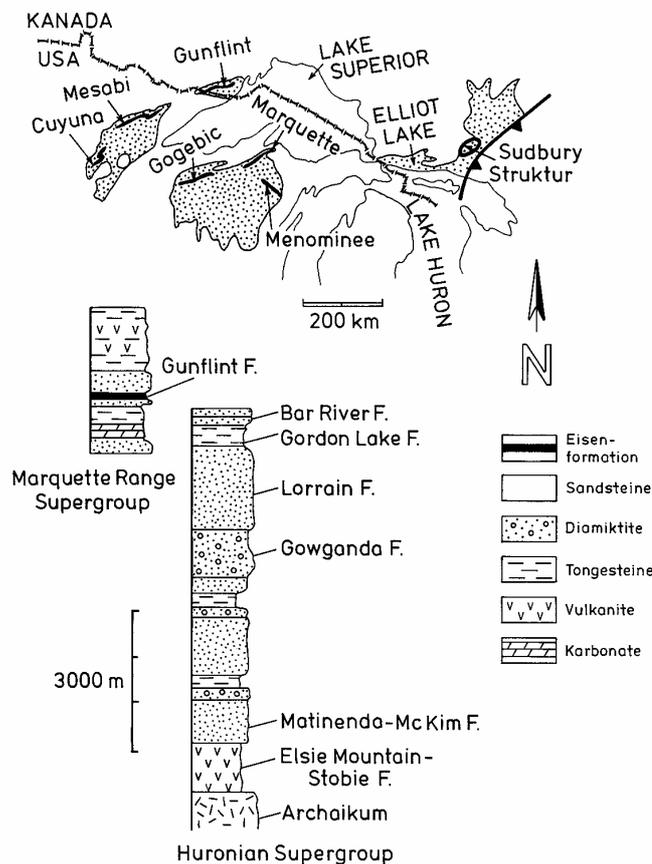


Abb. 3.7: Skizze des frühproterozoischen Huron-Marquette-Beckens und vereinfachte stratigraphische Abfolge der Huronian und Marquette-Range-Supergruppe (aus EISBACHER 1988: 29)

Die Huronian-Supergruppe (2,46-2,10 Ga) beginnt mit einer bis zu 2000 m mächtigen Wechsellagerung bimodaler Vulkanite und Grauwacken. Es schließen sich fluviatile Sandsteinserien und turbiditische Tonschieferinheiten an. Die hangende Matinenda Formation führt Quarzkonglomerate, deren Matrix uranreiche Pyritlagen enthält. Darauf folgen glazial-

aquatische Diamiktite. Fluviale Siltsteine und eisenreiche Quarzite schließen die Huronian-Supergruppe ab.

Die Sedimentgesteine der mittelproterozoischen Marquette-Range-Supergruppe belegen den Übergang des Ablagerungsmilieus von dem Rand eines stabilen Kratons zu relativem Tiefwasser, eine Entwicklung, wie sie sich auch zeitgleich im Labrador-Trog vollzogen hat (DIMROTH 1972). Am Nordrand des Lake-Superior-Beckens lassen sich mehrere Sedimentationszyklen aushalten, von denen vor allem die oberste Einheit wirtschaftlich bedeutend ist. Innerhalb einer Abfolge von Quarziten und Tonschiefern erreicht die Eisenerzformation lokal Mächtigkeiten von über 200 m. Diese „Gunflint-Biwabik-Ironwood-Formation“ bildet durch ihre relative Verwitterungsresistenz Höhenzüge und wird in den Eisenerzrevieren Gunflint, Mesabi, Gogebic, Menominee, Cuyuna und Marquette abgebaut. Die südlichen Beckenbereiche wurden während der Trans-Hudson- oder Penokean-Orogenese (1,9–1,8 Ga) metamorph und tektonisch geprägt.

Die Marquette-Range ist eine schmale, nach WNW einschiebende, asymmetrische Synklinalität. Im Norden und Süden wird sie von ca. 2,5 Ga altem Basement unterlagert. Nach Westen ist die Struktur geöffnet, so dass sich die Erzfolgen mit Grauwacken und Tonsteinen verzahnen (BAYLEY & JAMES 1973). Der Erzkörper befindet sich im Scharnier der Muldenstruktur, in deren Hangendem diskordant Quarzite folgen. Das Liegende bildet hier ein amphibolitischer Diabaslagergang, der in die Eisenformation intrudiert ist. Die Eisenerzformation unterhalb dieses Sills ist nicht von ökonomischem Interesse (THE CLEVELAND-CLIFFS IRON COMPANY, Mitteilung 1981).

Im Eisenerzrevier der Marquette-Range liegen auch die Tilden-Mine und die Empire-Mine sowie die bereits aufgegebenen Abbaubezirke Republic-Mine und Mather-Mine.

Nach ihrer mineralogisch-chemischen Zusammensetzung werden in der Marquette-Range sechs Erztypen unterschieden: Weicherze sind porös bis pulverförmig und haben einen mittleren Eisengehalt von 51,5 % . Sie führen Hämatit, Goethit (Limonit) sowie geringe Anteile an Magnetit als Eisenminerale. Feinkörnige, dichte Aggregate aus Hämatit, Magnetit oder Martit bilden die Harterze. Weiterhin kommen konglomeratische, silikatische, takonitische bzw. jaspilitische Erztypen untergeordneter Bedeutung vor.

[Probenmaterial aus dem zentralen Bereich der *Marquette-Range* und der *Republic-Mine* werden im Folgenden mit *MQ* bzw. *RM* gekennzeichnet.]

3.4 Probenahme und Untersuchungsumfang

Bestimmungen magnetischer Eigenschaften und Texturuntersuchungen wurden an demselben Probenmaterial vorgenommen². Die Untersuchungen wurden in nachstehender Reihenfolge ausgeführt:

- Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität und ihrer Anisotropie,
- Bestimmung der kristallographischen Vorzugsorientierung durch Polfigurmessungen,
- Bestimmung der Hystereseparameter,
- Bestimmung der temperaturabhängigen magnetischen Suszeptibilität.

Aus dem mit Aralditlösung (10 ml Araldit / 1 l Alkohol) imprägnierten Probenmaterial der Grube Conceição wurden jeweils Würfel mit Kantenlängen zwischen 8 mm und 21,5 mm hergestellt. Von den Proben aller übrigen Lagerstätten wurden Zylinder mit 19 mm Durchmesser und 21 mm Länge angefertigt.

Würfel- und zylinderförmige Proben wurden sowohl für Suszeptibilitätsuntersuchungen als auch für Polfigurmessungen eingesetzt. Zur Bestimmung der Hystereseparameter waren Zylinder mit einem Durchmesser und einer Länge von 5-6 mm erforderlich (s. Tab. 3.3 und 3.4). Die Bestimmung des Probenvolumens erfolgte nach dem Archimedischen Prinzip.

An dem verbliebenen und analysenfein aufgemahlten Probenmaterial erfolgte die Bestimmung des temperaturabhängigen Suszeptibilitätsverhaltens der Proben.

3.4.1 Faltenstruktur

Zur Untersuchung des Verformungseinflusses auf texturale und physikalische Anisotropien wurde eine Faltenstruktur in der im Abbau befindlichen Grube Conceição beprobt (s. Abb. 3.8). Bei dieser Falte handelt es sich um eine Biegegleitfalte, d.h. um eine Struktur, in der sowohl Einflüsse rein rotativer Verformung als auch solche scherender Verformung auszumachen sind. An der Abbauwand sind Itabirite mit unterschiedlich hohem Quarzanteil und daraus resultierender wechselnder Verwitterungsresistenz aufgeschlossen. Im tektonisch Liegenden der beprobten Falte ist eine mehrere Zentimeter mächtige quarzreiche Lage bereits in großen Teilen abgesandet (s. Abb. 3.8).

² mit Ausnahme von Probe AC18: Polfigurmessungen wurden nicht an derselben, sondern an einer benachbarten Probe durchgeführt.



Abb. 3.8: Beprobte Faltenstruktur mit Probenahmepunkten, Quarzitabirrit, Mina da Conceição, untere Bildkante ca. 1,2 m

Die Biegegleitfaltenstruktur von etwa einem Meter Wellenlänge ist an einer Ost-West-streichenden Abbauwand der Grube Conceição aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der beprobten Quarzitabirritlage beträgt im Faltenverlauf nahezu konstant fünf bis sieben Zentimeter. Es handelt sich also nomenklatorisch um eine „parallele Falte“. Nach PARK (1983: 13) treten parallele Falten überwiegend in einheitlich kompetent reagierenden Gesteinsabfolgen auf. Streckungslineare sind parallel zur Faltenachsenrichtung angelegt. Die unsymmetrische, nahezu zylindrische Struktur mit einem Öffnungswinkel von ca. 80° ist die einer „offenen Falte“ (FLEUTY 1964). Die nach der π -Methode (SANDER 1948: 7) konstruierte Raumlage der Faltenachse beträgt 115/35; es handelt sich also um eine schwach nach Südosten abtauchende Falte. Entlang der Faltschenkel bis zum Faltenkern wurden sieben orientierte Proben entnommen (B1 bis B7, s. Abb. 3.8 und Tab. 3.3). Als makroskopische Bezugskoordinaten der Proben dienen die Raumlagen von Foliationsfläche und Streckungslinear jeder Probe.

Tab. 3.3: Makroskopische Gefügeelemente und Formate der Proben B1 bis B7 zur Bestimmung magnetischer und textueller Eigenschaften der Faltenstruktur, Mina da Conceição.

Probe	Makroskopische Gefügeelemente		Quader (annähernd würfelförmig) -Suszeptibilitäts- und Polfigurmessungen-	Zylinder -Hystereseparameter-	
	Foliation	Lineation	Volumen [cm ³]	Durchmesser; Länge [mm]	Gewicht [g]
B1	083/40	098/40	10,374	5,0; 4,5	0,7340
B2	079/43	096/42	5,258	5,5; 5,0	0,7265
B3	088/31	095/31	4,725	5,0; 5,0	0,7052
B4	120/39	096/35	5,746	6,0; 5,0	0,6173
B5	106/41	098/30	1,397	5,0; 5,5	0,7426
B6	190/68	160/62	1,364	5,0; 5,5	0,6747
B7	112/23	100/23	2,97	5,5; 5,5	0,7625

Die aufgeführten Daten sind im Schmidtschen Netz (flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Abb. 3.9) dargestellt. Abweichungen der Lineare um bis zu 3° von den zugehörigen Großkreisen der Foliationsflächen sind auf Messungenauigkeiten zurückzuführen.

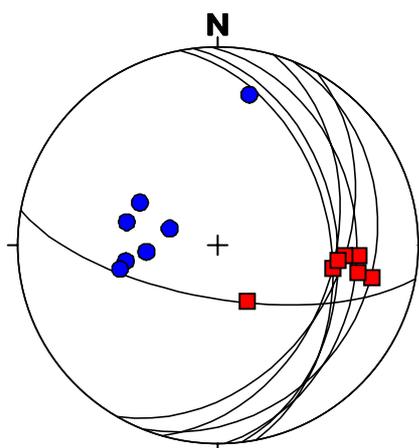


Abb. 3.9: Makroskopische Gefügeelemente der Faltenstruktur - dargestellt im Schmidtschen Netz. Foliationsflächen als Großkreise und Polpunkte (blaue Kreise); Lineare als rote Vierecke.

Die Faltenstruktur besteht aus hartem Quarzitabirit mit Hämatit als einziger Eisenmineralphase. Die einzelnen Quarz- und Hämatitlagen sind maximal einen Millimeter stark. Das

Gestein der beprobten Lage ist kompakt, jedoch wittert Quarz in Randbereichen heraus. Abbildung 3.10 zeigt das typische mikroskopische Gefüge mit Hämatit-Korngrößen von 30 bis 120 μm .

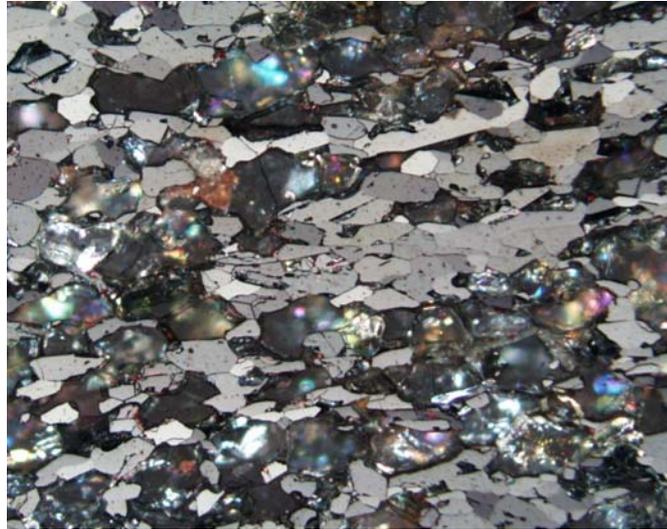


Abb. 3.10: Quarzitabirit der Faltenstruktur, Mina da Conceição, Probe B4, untere Bildkante 1,15 mm (Auflichtmikroskopie)

3.4.2 Einzelproben

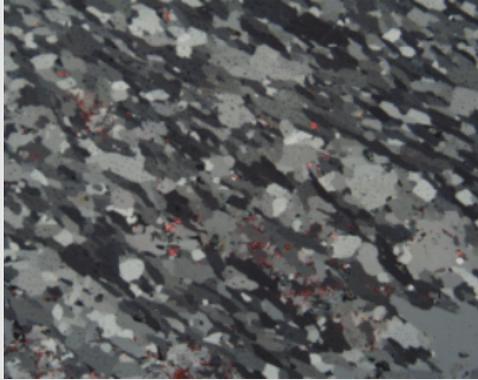
Die Untersuchungsergebnisse der Einzelproben werden nicht auf absolute Raumlagen, sondern auf die unabhängig von geographischen Koordinaten als Referenzfläche definierte Zylinderkopffläche bezogen. Die Zylinderachsen aller Proben verlaufen annähernd senkrecht zur Foliationfläche bzw. Bänderung der Eisenerze, so dass eine Reproduzierbarkeit der Messergebnisse und eine einheitliche relative Raumlage gewährleistet ist. Herkunft der Proben, Lithologie und Probenformate sind in Tabelle 3.4 zusammengestellt.

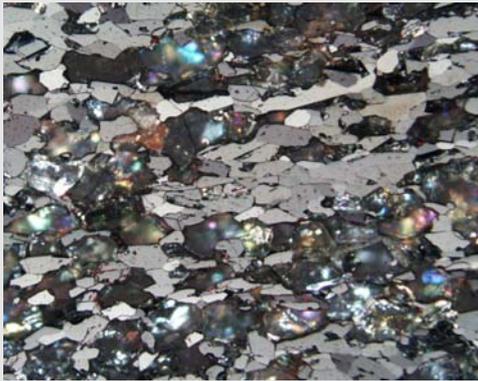
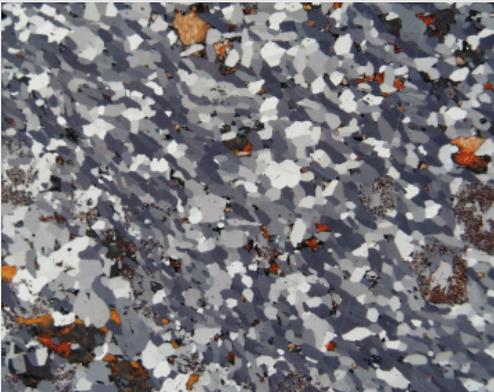
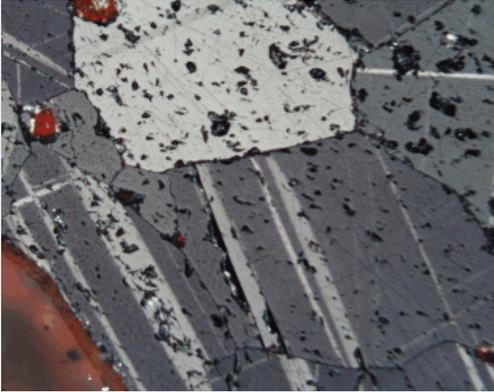
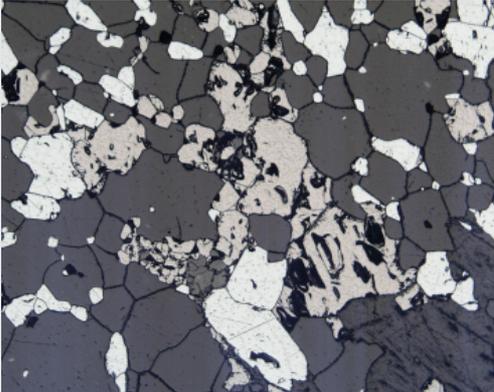
Tab. 3.4: Herkunft, Lithologie und Formate der Einzelproben nord- und südamerikanischer Lagerstätten zur Bestimmung magnetischer und textueller Eigenschaften

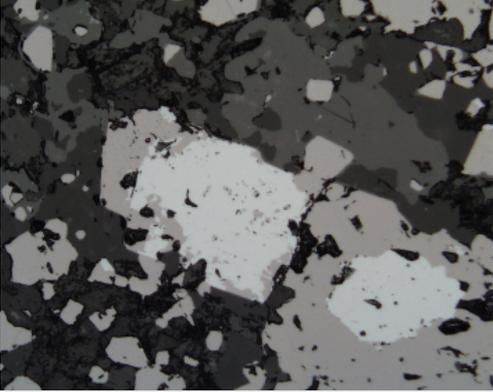
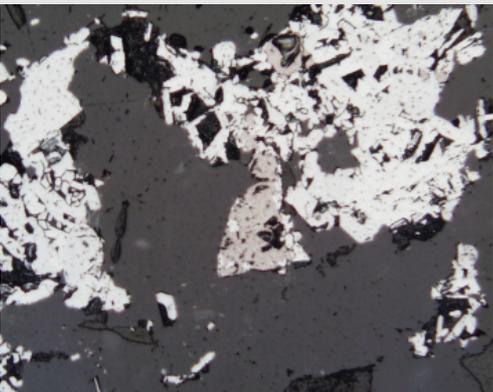
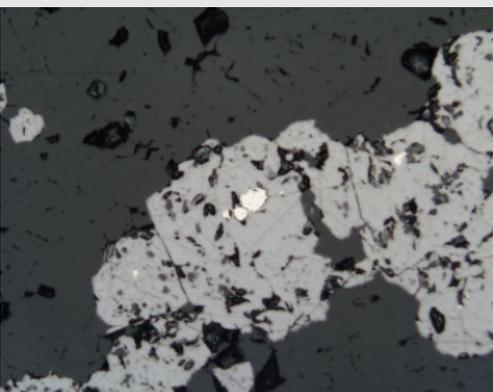
Probe	Herkunft der Probe Lagerstätte, Land	Kurzbeschreibung – makroskopisch	Zylinder für Suszeptibilitäts- und Polfigurmessungen: Volumen [cm ³]	Zylinder zur Bestimmung von Hystereseparametern: Gewicht [g]
AC11	Águas Claras, Brasilien	Dolomit-Itabirit; bis zwei cm mächtige Hämatitlagen, von kompakten rötl. dolomit. Lagen unterbrochen	12,887	0,8052
AC18	Águas Claras, Brasilien	Dolomit-Itabirit; bis zwei cm mächtige Hämatitlagen, selten von kompakten dolomit. Lagen unterbrochen	9,955	0,6462
AC20	Águas Claras, Brasilien	Dolomit-Itabirit; bis zwei cm mächtige Hämatitlagen von kompakten rötl. dolomit. Lagen unterbrochen	12,168	0,5516
AL	Alegria, Brasilien	Graues, kompaktes Erz; alternierende quarzreiche und eisenmineralreiche Lagen im mm-Bereich, magnet.	9,983	0,5533
FAB	Fábrica, Brasilien	Dunkelgrauer, fein laminiertes, kompakter Quarz-Itabirit (einzelne Lagen kleiner 1mm)	11,75	0,5750
FL	Fire Lake, Kanada	Quarzitabirit mit Hämatitbändern wechselnder Breite, bis 2 mm große Quarz- und Hämatitkörner	12,868	0,8026
LC	Labrador City, Kanada	Graues, fein laminiertes, silikat., Erz (einzelne Lagen < 1 mm), magnet.	9,246	0,5536
MQ	Marquette Range, USA	Hellgraues, fein laminiertes, silikatisches, kompaktes Erz (einzelne Lagen < 1 mm), magnetisch	10,283	0,6118
MU	Mutuca, Brasilien	Kompakterz, massig, mit rötlichen Schlieren wechselnder Breite	12,372	0,9475
RM	Republic Mine, USA	Dunkelgraues, kompaktes Erz, Wechsel von quarz- u. eisenmineralreichen Lagen im mm-Bereich, magn.	12,508	0,6631
SH	Sherman Mine, Kanada	Alternierende dolomit. (rötl.), quarzit. (hellgrau), und eisenmineralreiche Lagen, kompakt, magnetisch	12,532	0,5136

Einen Überblick über Mineralbestand, Korngrößen und Variationsbreite der Gefüge geben die Anschliffaufnahmen und deren Charakterisierung in Tabelle 3.5. Das breite Spektrum hinsichtlich der Umwandlungsprodukte von Eisenmineralphasen während fortschreitender Oxidation wird ebenso deutlich wie die große Bandbreite des Korngrößenspektrums.

Tab. 3.5: Anschliffbilder und Gefügecharakterisierung der Einzelproben

	<p><i>Probe AC11</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • pflasterartiges Hämatitgefüge • planares Gefüge • einheitliche Korngröße (50-100 µm) • nahezu vollständige Umwandlung zu Hämatit • Spuren von Magnetit • Quarz als Zwickelfüllung <p>untere Bildkante entspricht 1,125 mm</p>
	<p><i>Probe AC18</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • pflasterartiges Hämatitgefüge • polygonales Gefüge • Korngröße 10-120 µm • Goethitnester, Korrosion • Umwandlung zu Hämatit vollständig • Quarz zum größten Teil herausgewittert, in Spuren vorhanden <p>untere Bildkante entspricht 1,125 mm</p>
	<p><i>Probe AC20</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • pflasterartiges Hämatitgefüge • planares Gefüge • Korngröße 10-120 µm • Goethitnester • Umwandlung zu Hämatit vollständig • Quarz stellenweise in Bändern vorhanden <p>untere Bildkante entspricht 0,563 µm</p>
	<p><i>Probe AL</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • löchriger Magnetit von karbonatischer Matrix umgeben • häufig Bruchstücke von Magnetiten, die von karbonatischer Matrix umflossen werden • beginnende Martitisierung • kolloidale Zwickelfüllungen <p>untere Bildkante entspricht 1,125 mm</p>

	<p><i>Probe CO</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • hämatitreiche und quarzreiche Lagen im Wechsel • planares Gefüge • Umwandlung zu Hämatit vollständig, keine Magnetitreste sichtbar • Hämatitkorngröße bis zu 120 µm <p>untere Bildkante entspricht 1,15 mm</p>
	<p><i>Probe FAB</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Hämatitkörner stark miteinander verzahnt • Hämatit teilweise randlich korrodiert • Gefüge schwach geregelt bis regellos • breites Korngrößenspektrum • häufige Magnetitreste im Zentrum der Hämatite • große Nester von Goethit <p>untere Bildkante entspricht 1,125 mm</p>
	<p><i>Probe FL</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Korngrößenspektrum: 30 µm bis 1 mm • würflig-rhomboedrischer bis tafeliger Habitus, granoblastisch • Zwillingsbildung von Hämatit • Quarz in mehrere Millimeter mächtigen Lagen • keine Magnetitreste <p>untere Bildkante entspricht 1,125 mm</p>
	<p><i>Probe LC</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Verhältnis von Magnetit zu Hämatit 20:80 • Magnetite löchrig, häufig mit kolloidalem Hämatit gefüllt, randlich in Hämatit umgewandelt • Quarz bildet polygonales Gefüge • enge Verzahnungen zwischen Hämatit, Magnetit, Quarz <p>untere Bildkante entspricht 1,125 mm</p>

	<p><i>Probe MQ</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Hämatit z.T leistenförmig (bis 2 mm Länge) • Hämatit auch im Magnetitkristall (s. Foto) • starke Martitsierung von Magnetit von innen nach außen fortschreitend • löchriges Gefüge, teilweise Bruchstücke in Quarzmatrix schwimmend <p>untere Bildkante entspricht 0,563 μm</p>
	<p><i>Probe MU</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • pflasterartiges Hämatitgefüge • buchtig verzahnte Korngrenzen • granoblastisch • kleine Goethitnester • einheitliche Korngröße (etwa 20 μm) • Vorzugsorientierungen der Hämatite nicht erkennbar <p>untere Bildkante entspricht 1,125 mm</p>
	<p><i>Probe RM</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • enge Magnetit-Hämatit Verwachsungen • Goethitnester im Quarz • Hämatit leisten- bis nadelförmig • Zwickel häufig mit kolloidalem Hämatit oder Goethit gefüllt • keine Vorzugsorientierung ausgebildet • lepidoblastisch <p>untere Bildkante entspricht 0,563 μm</p>
	<p><i>Probe SH</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • insgesamt löchriges Gefüge • Korngröße stark schwankend • Magnetit in Bändern angeordnet • Magnetit teilweise vollständig von Hämatit verdrängt • lokal beginnende Martitsierung • karbonatische Grundmasse <p>untere Bildkante entspricht 0,563 μm</p>

4 Untersuchung magnetischer Eigenschaften

4.1 Grundlagen

Alle Stoffe haben bei Temperaturen oberhalb des absoluten Nullpunktes magnetische Eigenschaften. Diese werden zum einen durch die axiale Drehbewegung der Elektronen (Spin) und zum anderen durch deren Bahnbewegung um den Atomkern hervorgerufen. Der durch die Spinbewegung des Elektrons erzeugte Drehimpuls \vec{S} und der Drehimpuls der Bahnrotation \vec{L} stehen mit den magnetischen Momenten $\vec{\mu}_S$ bzw. $\vec{\mu}_L$ in folgendem Zusammenhang (vgl. ANGENHEISTER & SOFFEL 1972: 34):

$$\vec{\mu}_S = -\frac{e}{m_e} \vec{S} \quad [Am^2] \quad (\text{magnetisches Spinmoment}); \quad (\text{Gl. 4.1})$$

$$\vec{\mu}_L = -\frac{e}{2m_e} \vec{L} \quad [Am^2] \quad (\text{magnetisches Bahnmoment}); \quad (\text{Gl. 4.2})$$

e = Ladung des Elektrons, m_e = Masse des Elektrons, \vec{L} = Drehimpuls der Bahnrotation des Elektrons, \vec{S} = Drehimpuls des Elektrons durch Spinbewegung, $\vec{\mu}_S$ = magnetisches Moment der Spinbewegung, $\vec{\mu}_L$ = magnetisches Moment der Bahnbewegung

Eigen- und Bahndrehimpulse der Elektronen addieren sich zum Gesamtdrehimpuls eines Atoms, aus dem dessen resultierendes magnetisches Moment hervorgeht. Die magnetischen Momente eines Körpers haben aufgrund des Bestrebens, einen möglichst energiearmen Zustand einzunehmen, die Tendenz sich zu kompensieren. Aus den nicht kompensierten magnetischen Momenten resultiert die Magnetisierung eines Körpers. Die Wechselwirkungen zwischen den magnetischen Momenten sind in ihren Einzelheiten noch ungeklärt und können lediglich näherungsweise mit den Modellen der Quantenmechanik beschrieben werden.

Wird die Magnetisierung eines Probekörpers durch ein äußeres magnetisches Feld \vec{H} induziert, ist die Proportionalitätskonstante zwischen induzierter Magnetisierung \vec{M}_i und Feldstärke \vec{H} definiert als *magnetische Volumenssuszeptibilität* (vgl. SOFFEL 1991: 20).

Nach Richtung und Stärke der induzierten Magnetisierung wird zwischen dia-, para-, ferro-, ferri- und antiferromagnetischem Verhalten unterschieden. Entscheidend ist dabei die Größe der magnetischen Flussdichte B (= magnetische Induktion), d.h. die Anzahl der Feldlinien, die den Probekörper pro Flächeneinheit durchsetzen. Das Verhältnis der magnetischen Flussdichte B in einem Stoff zur Flussdichte B_0 im Vakuum wird mit der relativen Permeabilitätszahl μ_r erfasst:

$$\mu_r = \frac{B}{B_0} \quad (\text{Gl. 4.3})$$

B = magnetische Flussdichte eines Stoffes, B_0 = magnetische Flussdichte im Vakuum

Diamagnetismus

Alle Substanzen verhalten sich diamagnetisch. Als alleinige magnetische Eigenschaft tritt Diamagnetismus jedoch nur bei Elementen und Verbindungen mit vollständig besetzten Elektronenschalen auf (vgl. TARLING & HROUDA 1993: 2).

Die Summe aller magnetischen Bahn- und Spinnmomente eines diamagnetischen Stoffes ist immer gleich Null. Wenn auf das Bahnmoment $\vec{\mu}_L$ eines Elektrons in einem diamagnetischen Stoff ein magnetisches Feld \vec{H} einwirkt, gerät das magnetische Bahnmoment des Elektrons in eine Präzessionsbewegung um die Feldrichtung \vec{H} . Durch diese kreiselartige Bewegung wird ein weiteres magnetisches Moment erzeugt. Die Richtung des dadurch entstehenden zusätzlichen Magnetfeldes ist der des äußeren Feldes entgegen gerichtet und schwächt dieses ab. Diamagnetische Eigenschaften sind temperaturunabhängig und bestehen nur so lange, wie ein äußeres Magnetfeld angelegt ist. Die Stärke der Magnetisierung \vec{M}_i diamagnetischer Stoffe ist linear von der Stärke dieses Feldes abhängig:

$$\vec{M}_i = k_{dia} \cdot \vec{H} = k_{dia} \frac{\vec{B}}{\mu_0} \left[\frac{A}{m} \right]; \quad (\text{Gl. 4.4})$$

$$k_{dia} = \text{diamagnetische Suszeptibilität, } B = \text{magnetische Flußdichte} \left[\frac{Vs}{m^2} = T \right], T = \text{Tesla}$$

$$\mu_0 = \text{absolute Permeabilität im Vakuum} = 1,257 \cdot 10^{-6} \left[\frac{Vs}{Am} \right], \vec{M}_i = \text{Magnetisierung,}$$

$$\vec{H} = \text{magnetische Feldstärke}$$

$$\text{Für Diamagnetika gilt: } \mu_r = (1 + k_{dia}) \text{ mit } \mu_r < 1 \text{ und } k_{dia} < 0$$

In einem inhomogenen Außenfeld bewegen sich Diamagnetika daher in Richtung abnehmender Feldstärke. Wesentliche gesteinsbildende Minerale der diamagnetischen Stoffgruppe sind Quarz, Kalzit, Flussspat, Baryt, Gips und Steinsalz.

Paramagnetismus

Im Gegensatz zu den Diamagnetika sind die magnetischen Spin- und Bahnmomente paramagnetischer Stoffe nicht vollständig kompensiert. Deren Atome bzw. Moleküle besitzen ein permanentes magnetisches Moment, ohne dass unter ihnen Wechselwirkungen auftreten. Im feldfreien Raum heben sich ihre Magnetfelder gegenseitig auf, so dass sich ein paramagnetischer Körper nach außen unmagnetisch verhält.

Wirkt auf einen paramagnetischen Stoff ein magnetisches Feld \vec{H} ein, werden die bereits vorhandenen magnetischen Momente in Feldrichtung ausgerichtet und verstärken das

angelegte Feld. Die magnetische Suszeptibilität ist demnach positiv. Der Feldverstärkung wirken diamagnetische Effekte und Wärmebewegung entgegen. Die diamagnetische Feldschwächung ist vernachlässigbar klein, da sie etwa um Faktor 10 bis 100 geringer ist als die paramagnetische Suszeptibilität. Die Temperatur eines paramagnetischen Stoffes jedoch schwächt dessen Suszeptibilität nach (vgl. ANGENHEISTER & SOFFEL 1972: 38):

$$k_{para} = \frac{C}{T}; \text{ (Curie-Gesetz)} \quad (\text{Gl. 4.5})$$

C = Curie-Konstante (stoffspezifisch), T = Temperatur, k_{para} = paramagnetische Suszeptibilität

Für Paramagnetika gilt: $\mu_r = (1 + k_{para})$ mit $\mu_r > 1$ und $k_{para} > 0$

In einem inhomogenen Außenfeld bewegen sich Paramagnetika daher in Richtung zunehmender Feldstärke. Die Stärke ihrer Magnetisierung ist - wie bei diamagnetischen Stoffen - linear von der Stärke des angelegten Magnetfeldes abhängig (Gl. 4.4). Die induzierte Magnetisierung hat nach dem Abschalten des äußeren Feldes keinen weiteren Bestand.

Eine vollständige Ausrichtung paramagnetischer Momente in Feldrichtung bzw. eine magnetische Sättigung wird erst bei Starkfeldern in der Größenordnung von 100 Tesla erreicht (DUNLOP & ÖZDEMİR, 1997: 25).

Wichtige gesteinsbildende Minerale der paramagnetischen Stoffgruppe sind Biotit, Hornblenden, Pyroxene, Amphibole, Granate, Pyrit und Brauneisenstein.

Ferromagnetismus

Ferromagnetische Phänomene beschränken sich auf die Gruppe der Übergangselemente (z.B. Eisen, Nickel, Kobalt) und deren Verbindungen. Sie setzen eine Gitterstruktur voraus und treten daher ausschließlich in Festkörpern auf. Reiner Ferromagnetismus tritt nicht in gesteinsbildenden Mineralen, sondern nur in Metallen auf. Zu den Ordnungszuständen des Ferromagnetismus gehören die Phänomene des Antiferro- und Ferrimagnetismus. Im Folgenden wird die Bezeichnung „Ferromagnetismus (s.l.)“ verwendet, um ferromagnetisches Verhalten im weiteren Sinne (sensu lato), also einschließlich antiferro- und ferrimagnetischer Phänomene zu beschreiben.

Im Gegensatz zu Diamagnetika und Paramagnetika müssen bei den Ferromagnetika die Wechselwirkungen der Atome und Moleküle untereinander berücksichtigt werden. Spin- und Bahnmomente jedes Atoms bzw. Moleküls ferromagnetischer Stoffe sind bis auf ein magnetisches Spinmoment kompensiert. Die Elektronenspins benachbarter ferromagnetischer Kationen sind durch eine Austauschkraft direkt aneinander gekoppelt, so dass in den

magnetischen Teilbereichen (*Weißsche Bezirke, Domänen*) eines Ferromagnetikums alle magnetischen Momente parallel zueinander ausgerichtet sind und jedem Weißschen Bezirk ein einheitliches magnetisches Moment zugeordnet werden kann. Diese gebietsweise Gleichrichtung der magnetischen Momente erfolgt ohne Einwirkung eines äußeren Magnetfeldes und wird daher als *spontane Magnetisierung* bezeichnet. Die Beträge der magnetischen Momente sind in jedem Weißschen Bezirk gleich groß, weisen jedoch in unterschiedliche Richtungen. Kompensieren sich die magnetischen Momente aller Weißschen Bezirke eines Stoffes, umgibt den ferromagnetischen Körper kein Magnetfeld.

Wirkt auf ferromagnetische Stoffe ein äußeres Magnetfeld \vec{H} ein, werden jene Weißschen Bezirke mit günstig zur äußeren Feldrichtung orientierten magnetischen Momenten durch Verschieben der sie begrenzenden *Blochwände* auf Kosten anderer Bezirke vergrößert. Bei höherer Feldstärke reagieren die Weißschen Bezirke nicht mehr durch Wandverschiebungen auf das äußere Magnetfeld, sondern durch Änderung der Magnetisierungsrichtung innerhalb einer Domäne (*Barckhausensprünge*). Durch diese Reaktionen wird das resultierende magnetische Moment in einem ferromagnetischen Stoff stark erhöht.

Die Magnetisierung ferromagnetischer Stoffe ist nicht linear von der Feldstärke abhängig, sondern wird durch die *Magnetisierungs- oder Hysteresekurve* (s. Kap. 4.1.1) beschrieben. Unterhalb der materialspezifischen Curie-Temperatur T_c ist der Ferromagnetismus temperaturunabhängig. Bei Überschreiten von T_c erfolgt eine Zerstörung der Weißschen Bezirke durch Wärmebewegung und der ferromagnetische Stoff verhält sich paramagnetisch, so dass auch dessen magnetische Suszeptibilität temperaturabhängig wird nach:

$$k_{ferro} = \frac{C}{T - T_c}; \text{ (Curie-Weißsches Gesetz)} \quad (\text{Gl. 4.6})$$

mit $T > T_c$, C = Curie-Konstante (stoffspezifisch), T = Temperatur, T_c = Curie-Temperatur,

k_{ferro} = ferromagnetische Suszeptibilität; es gilt: $k_{ferro} > k_{para}$; $\mu_r \gg 1$

Das Suszeptibilitätsmaximum der Ferromagnetika (s.l.) kurz vor Erreichen der Curie- bzw. Néel-Temperatur (s.u.) wird als *Hopkinson-Peak* bezeichnet.

Antiferromagnetismus

In oxidischen und sulphidischen Verbindungen der Übergangsmetalle existieren im Gegensatz zum Ferromagnetismus keine direkten Austauschkräfte zwischen den magnetischen Momenten benachbarter Atome bzw. Moleküle. Stattdessen wirken zwischen angrenzenden Kationen über das dazwischen liegende Anion (z.B. Sauerstoff, Schwefel) sogenannte

Superaustauschwechselwirkungen, so dass die Elektronenspins der Kationen ebenfalls den Anionen zuzuordnen sind. Dadurch sind die Spinrichtungen benachbarter Kationen entgegengerichtet und es entstehen zwei invers zueinander magnetisierte Untergitter. Da die beiden Gitter gleich stark magnetisiert und exakt antiparallel ausgerichtet sind, tritt nach außen keine magnetische Wirkung auf (s. Abb. 4.1).

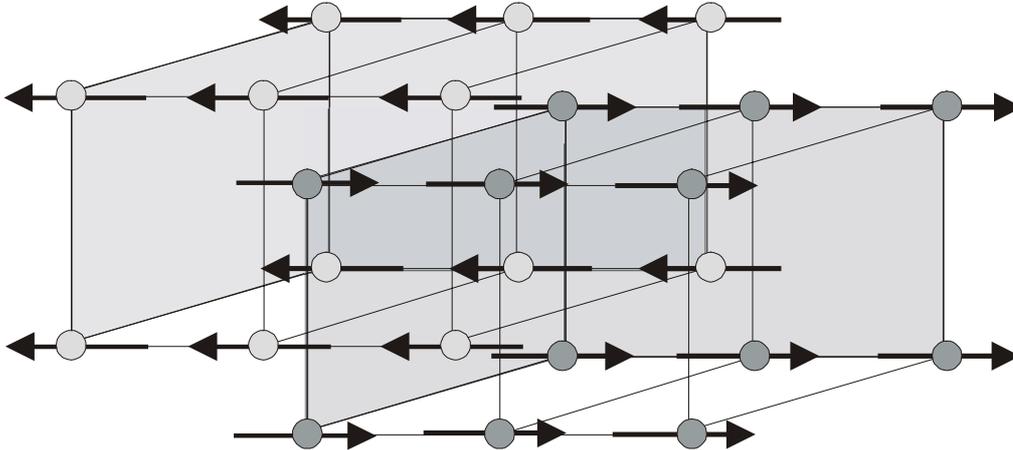


Abb. 4.1: Entgegengesetzte Spinausrichtung magnetischer Untergitter eines Antiferromagnetikums

Allerdings tritt bei vielen antiferromagnetischen Mineralen (z.B. Hämatit) ein *parasitärer Ferromagnetismus* auf, weil deren magnetische Untergitter nicht genau antiparallel ausgerichtet sind. Diese von DZALOSHINSKY (1958) als „*spin-canting*“ bezeichnete leichte, aber permanente Abweichung von der exakten Antiparallelstellung führt auch in Abwesenheit eines äußeren Feldes zu einer Magnetisierung. Die magnetische Wirkung nach außen ist sehr schwach, aber äußerst stabil, da die Gitter fest zueinander arretiert sind (TARLING & HROUDA 1993: 5).

Spin- und Bahndrehmomente antiferromagnetischer Stoffe sind bei tiefen Temperaturen vollständig kompensiert. Steigende Temperaturen heben die Ausrichtung der Untergitter durch Wärmebewegung auf, bis sie schließlich bei einer stoffspezifischen Temperatur T_N (*Néeltemperatur*) vollständig zusammenbricht. Bei Temperaturen über dem Néelpunkt zeigen auch antiferromagnetische Stoffe paramagnetisches Verhalten. Die magnetische Suszeptibilität wird temperaturabhängig nach (SOFFEL 1991: 23):

$$k_{\text{antiferro}} = \frac{C}{T + T_N}; \text{ (Curie-Weißsches Gesetz)} \quad (\text{Gl. 4.7})$$

mit $T > T_N$, C = Curie-Konstante (stoffspezifisch), T = Temperatur, T_N = Néeltemperatur,

$k_{\text{antiferro}}$ = antiferromagnetische Suszeptibilität

Unter Einwirkung eines äußeren Magnetfeldes verhält sich ein antiferromagnetischer Körper genau wie ein ferromagnetischer Stoff. Die induzierte Magnetisierung ist der des äußeren Feldes gleichgerichtet; die antiferromagnetische Suszeptibilität ist positiv. Nach dem Abschalten des äußeren Feldes hat die Magnetisierung keinen weiteren Bestand.

Wichtige gesteinsbildende Minerale der antiferromagnetischen Stoffgruppe - mit teilweise schwach ferromagnetischem Verhalten - sind Hämatit, Ilmenit, Goethit, Pyrrhotin, Wüstit und Ulvöspinelle.

Ferrimagnetismus

Die Struktur ferrimagnetischer Substanzen ist der antiferromagnetischer Substanzen sehr ähnlich, allerdings sind die entgegengesetzt ausgerichteten Untergitter nicht gleich stark magnetisiert. Nach SOFFEL (1991: 25) liegt die Ursache in den unterschiedlich großen magnetischen Momenten der beteiligten paramagnetischen Kationen (z.B. Magnetit Fe_3O_4 mit Fe^{2+} und Fe^{3+}). Dadurch entsteht bei ferrimagnetischen Stoffen ein spontanes äußeres Magnetfeld.

Spin- und Bahnmomente der Elektronen ferrimagnetischer Stoffe sind nur teilweise kompensiert, so dass bei ihnen ähnliche Eigenschaften wie in der ferromagnetischen Stoffgruppe auftreten. Ihre maximal mögliche Magnetisierung ist jedoch wesentlich geringer als die ferromagnetischer Substanzen. Oberhalb einer materialspezifischen Curie-Temperatur verhalten auch sie sich paramagnetisch nach Gl. 4.6 (Curie-Weißches Gesetz).

Gesteinsbildende ferrimagnetische Minerale sind Magnetit, Titanomagnetit, Chromit und Magnetkies.

Abbildung 4.2 fasst die Ordnungszustände der unterschiedlichen magnetischen Stoffgruppen schematisch zusammen.

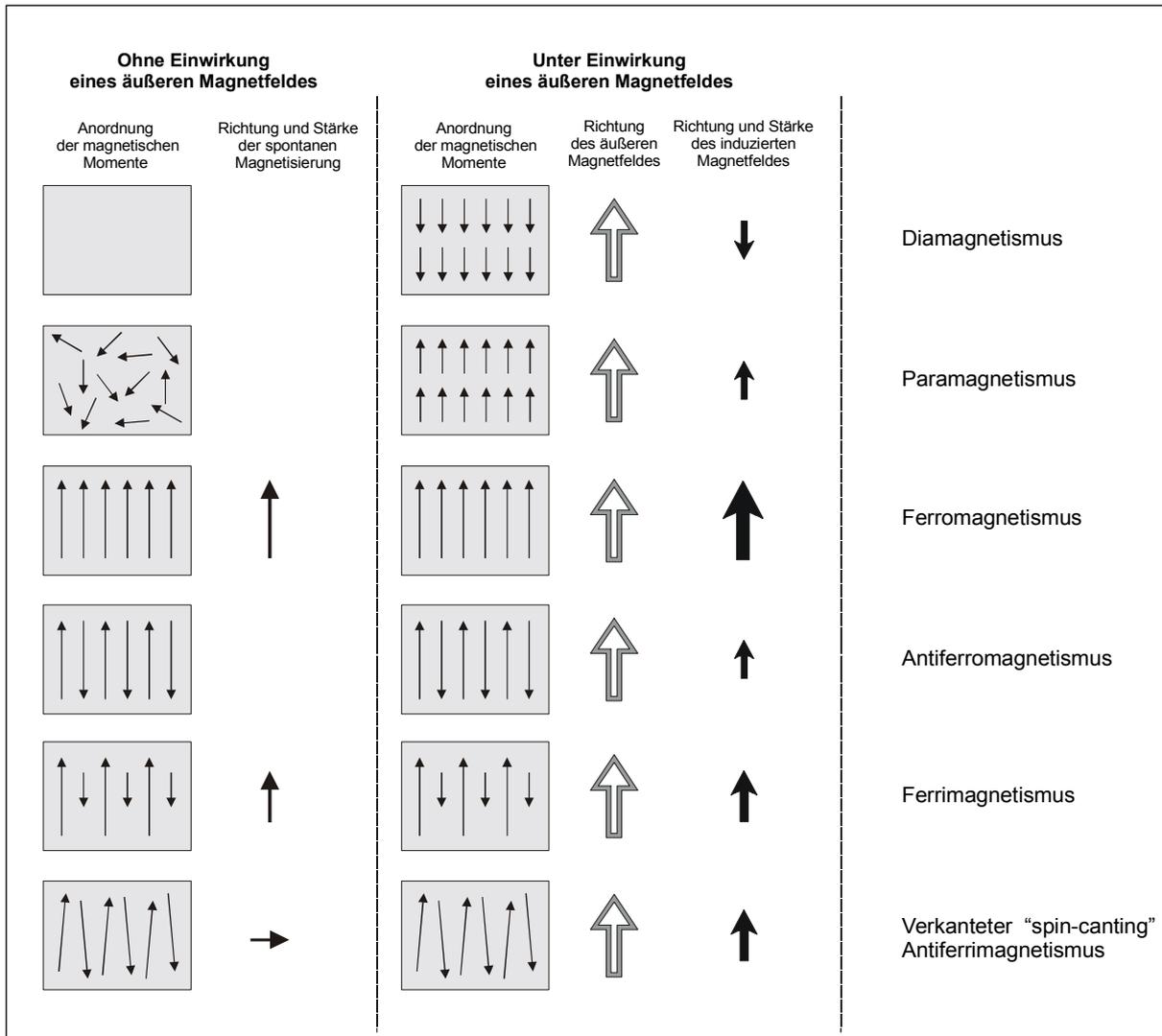


Abb. 4.2: Schematische Übersicht magnetischer Ordnungszustände (unterhalb von Curie- bzw. Néeltemperatur)

4.1.1 Hystereseverhalten und Domänenstruktur

Wird eine unmagnetisierte ferromagnetische (s.l.) Probe einem Magnetfeld mit langsam ansteigender Feldstärke \vec{H} ausgesetzt, vergrößert sich die Magnetisierung \vec{M}_i der Probe zunächst proportional zur Feldstärke (s. Abb. 4.3). Die Steigung dieses Kurvenabschnittes ist als *Anfangssuszeptibilität* definiert. Mit zunehmender Feldstärke flacht die Kurve immer weiter ab, bis mit der Feldstärke \vec{H}_{\max} die *Sättigungsmagnetisierung* \vec{M}_s der Probe erreicht ist, oberhalb derer eine Erhöhung der Feldstärke keinen Anstieg der Magnetisierung zur Folge hat. Der Wert der Sättigungsmagnetisierung bei Normaltemperatur ist für jedes ferromagnetische Mineral eine Materialkonstante und eignet sich als Diagnostikum. Im Zustand der magnetischen Sättigung besteht die Probe nur noch aus einem einzigen Weißschen Bezirk, dessen magnetisches Moment genau in Feldrichtung zeigt. Der Kurvenabschnitt zwischen $\vec{H} = 0$ und $H = \vec{H}_{\max}$ wird als *Neukurve* bezeichnet, dessen Steigung in

Die Messung der *Remanenzkoerzitivkraft* H_{CR} erfolgt nach einer Entmagnetisierung der Probe und anschließendem Erwerb einer *isothermalen remanenten Magnetisierung (IRM)*. Dabei gibt die Remanenzkoerzitivkraft H_{CR} die Stärke des Gegenfeldes an, das benötigt wird, um die bei Normaltemperatur erworbene remanente Magnetisierung vollständig abzubauen. Das Verhältnis H_{CR} / H_C ist stets größer als eins und von Korngröße bzw. Domänenzustand des untersuchten Materials abhängig.

Künstlich erzeugte isothermale Remanenzen und deren Rückmagnetisierung dienen einerseits der Entfernung wenig stabiler natürlicher Remanenzen und andererseits der Identifizierung sowie Charakterisierung ferromagnetischer Minerale hinsichtlich ihrer Domänenstruktur (DUNLOP & ÖZDEMIR 1997) (vgl. Kap. 4.2.1 und 4.3.1).

Bei stark anisotropen Mineralen wie Hämatit und Goethit bietet die IRM die einzige Möglichkeit, das Koerzitivspektrum, also die Verteilung der Koerzitivfeldstärken in der Probe, zu bestimmen (DUNLOP & ÖZDEMIR 1997: 294).

IRM-Erwerbskurven zeigen für die einzelnen ferromagnetischen Minerale aufgrund ihrer unterschiedlich großen Koerzitivkräfte charakteristische Verläufe (s. Abb. 4.4). Die Kurven für Gesteine mit Magnetit, Titanomagnetiten, Maghemit oder Magnetkies erreichen ihre Sättigung bereits bei Feldstärken von 0,1 bis 0,2 Tesla. Die IRM von Hämatit ist im Gegensatz dazu erst zwischen 0,3 und 0,6 Tesla gesättigt, während die Sättigung der remanenten Magnetisierung von Goethit nur bei Starkfeldern von mehreren Tesla erfolgt.

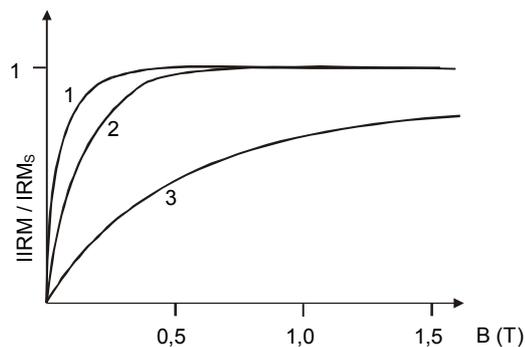


Abb. 4.4: Schematische Darstellung von IRM-Erwerbskurven für Gesteine mit natürlichen Ferriten. Typ 1: Magnetit, Titanomagnetit, Magnetkies, Typ 2: Hämatit, Typ 3: Goethit (verändert nach SOFFEL 1991: 65)

Die isothermale Sättigungsremanenz IRM_s ist stets kleiner als die Sättigungsmagnetisierung M_s . Das Verhältnis IRM_s / M_s hängt von Koerzitivkraft und Korngröße ab und wird zur Charakterisierung des Domänenzustandes herangezogen (vgl. Kap. 4.2.1 und 4.3.1).

Die Domänenaufteilung in einem ferromagnetischen (s.l.) Material erfolgt entsprechend dem Bestreben eines jeden Stoffes, einen möglichst energiearmen Zustand zu erreichen. Ein

ferromagnetisches Teilchen verringert die Energie seines äußeren Magnetfeldes (*Streifeld-Energie*) durch Bildung von magnetischen Domänen (Weißsche Bezirke). Die Magnetisierungsrichtungen dieser Subvolumina ordnen sich so an, dass sich ihre Wirkungen in der Summe ausgleichen und das Teilchen nach außen unmagnetisch reagiert. Dabei sind die Magnetisierungsrichtungen mit jeweils 180° Versatz (Hämatit, Magnetkies) parallel zur Richtung der leichtesten Magnetisierbarkeit angeordnet. Nach SOFFEL (1991: 36) kommen bei Magnetit, Maghemit und den Titanomagnetiten zusätzlich Winkel von 109° und 71° vor. Mit der Verringerung der Streufeldenergie eines Teilchens durch Domänenbildung steigt jedoch gleichzeitig dessen innere Energie an, weil die Wandbildung der Weißschen Bezirke Energie erfordert. In einem ferromagnetischen Teilchen werden daher nur so viele Domänen angelegt, bis der optimale Zustand zwischen äußerer Streufeld-Energie und innerer Wandenergie erreicht ist und sich das Teilchen insgesamt in seinem energieärmsten Zustand befindet (Abb. 4.5). Die optimale Domänenanzahl ist außerdem von der Sättigungsmagnetisierung des Materials, der Kornform und dem mechanischen Spannungszustand abhängig (SOFFEL 1991: 37).

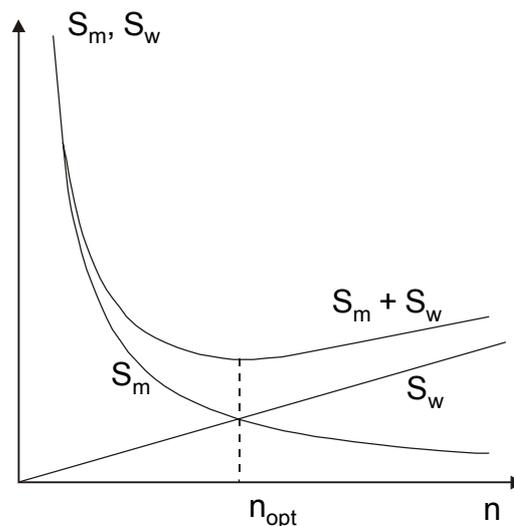


Abb. 4.5: Abhängigkeit der optimalen Domänenanzahl n_{opt} eines ferromagnetischen (s.l.) Teilchens von der magnetischen Streufeldenergie (S_m) und der Wandenergie (S_w) (SOFFEL 1991: 37).

Nicht nur die Anzahl der Domänen eines ferromagnetischen Teilchens ist aus energetischen Gründen begrenzt, sondern auch deren minimale Größe. Die materialspezifischen Größen und ihre Schwankungsbreiten sind in Tabelle 4.1 für die bedeutendsten gesteinsbildenden ferromagnetischen Minerale aufgeführt.

Tab. 4.1: Kritischer Durchmesser für den Einbereichs- / Mehrbereichsteilchenübergang (SOFFEL 1991: 35).

Magnetit	Maghemit	Hämatit	Pyrrhotin	Greigit	Goethit
0,03 – 0,1 μm	0,03 – 0,1 μm	10 – 30 μm	1 – 2 μm	0,8 μm	10 – 50 μm

Ferromagnetische Partikel mit nur einer magnetischen Domäne sind als *Einbereichs-* oder *Single-Domain-Teilchen* „SD“ definiert. *Pseudo-Single-Domain-Partikel* „PSD“ mit zwei bis acht Domänen zeigen einerseits magnetische Eigenschaften von Einbereichsteilchen, andererseits verhalten sie sich wie *Mehrbereichs-* oder *Multidomain-Partikel* „MD“ mit mehr als acht Weißschen Bezirken (SOFFEL 1991: 38). Die maximale Domänenanzahl für PSD-Teilchen wird in der Literatur kontrovers diskutiert. TARLING & HROUDA (1993: 7) geben statt acht lediglich eine Höchstanzahl von weniger als drei Domänen an.

Ferro- und ferrimagnetische Körner mit Durchmessern zwischen 0,001 und 0,01 μm verhalten sich superparamagnetisch. Bei Raumtemperatur werden sie in thermische Vibrationen versetzt, deren Größenordnung etwa ihrer magnetischen Energie entspricht, so dass diese Teilchen weder stabile Remanenzen noch Hystereseverhalten entwickeln. Wirkt ein äußeres Magnetfeld auf superparamagnetische Körner ein, zeigen sie eine scheinbare Magnetisierung und ähneln dadurch Paramagnetika. Die Suszeptibilität superparamagnetischer Körner ist wesentlich größer als die von SD- oder MD-Körnern derselben Substanz. In natürlichem Probenmaterial kann dieser Effekt von großer Bedeutung sein (THOMPSON & OLDFIELD 1986: 10).

Die Domänenstruktur eines ferromagnetischen Körpers beeinflusst entscheidend sein Hystereseverhalten. Da sich die Magnetisierungsrichtungen der SD-Teilchen in der leichten Richtung orientieren, erfordert eine Ummagnetisierung ein Feld in Gegenrichtung von der Größe der Koerzitivfeldstärke \vec{H}_C . Ein SD-Teilchen behält bei schwachen Außenfeldern seine Magnetisierungsrichtung bei und orientiert sich erst bei Erreichen der Koerzitivfeldstärke sprunghaft parallel zum Außenfeld. Bei der Aufmagnetisierung eines Materials aus SD-Partikeln entstehen daher quadratische Hysteresekurven, wenn das äußere Magnetfeld parallel zur leichten Richtung der SD-Partikel orientiert ist (Abb. 4.6).

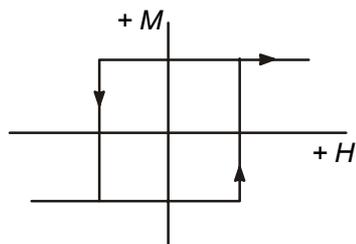


Abb. 4.6: Quadratische Hysteresekurve eines SD-Materials; das äußere Magnetfeld ist parallel zur leichten Richtung der SD-Partikel orientiert (verändert nach TARLING & HROUDA 1993: 6).

Die Ummagnetisierung von MD-Teilchen erfolgt im Gegensatz dazu bei geringer äußerer Feldstärke in einem kontinuierlichen Prozess durch Verschieben der Blochwände, so dass sich die günstig zur Magnetisierungsrichtung orientierten Domänen auf Kosten der anderen vergrößern. Erst bei Feldstärken nahe der Sättigungsmagnetisierung des Materials erfolgen ähnliche Drehprozesse wie bei SD-Teilchen. Abbildung 4.7 zeigt die Domänenstruktur von SD- und MD-Teilchen in Abhängigkeit vom äußeren Magnetfeld.

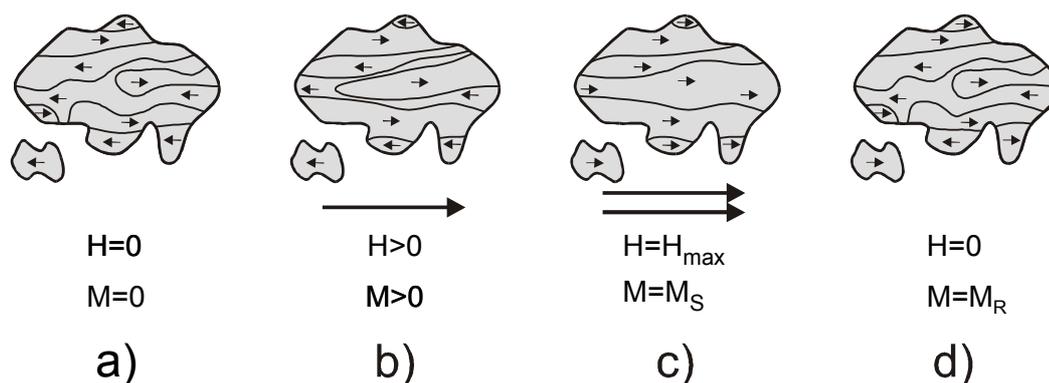


Abb. 4.7: Domänenstruktur im SD- und MD-Teilchen während der Aufmagnetisierung bis zum Erreichen der Sättigungsmagnetisierung (Bild a – c) und nach Abschalten des äußeren Feldes (Bild d). Die Domänenstruktur von Bild d ähnelt der in Bild a, allerdings wird der ursprüngliche Zustand nicht exakt wiederhergestellt – eine Remanenz bleibt zurück. Die Magnetisierungsrichtungen der Domänen werden durch kleine Pfeile dargestellt, Richtung und Stärke des äußeren Magnetfeldes symbolisieren die großen Pfeile.

Nach SOFFEL (1991: 39) ist daher die zur Ummagnetisierung von MD-Teilchen benötigte Koerzitivfeldstärke um mindestens eine Größenordnung geringer als die für SD-Teilchen. Gitterfehler, Entmischungslamellen, Korngrenzen und unmagnetische Einschlüsse erschweren die Wechselwirkung benachbarter Domänen und erhöhen die Koerzitivkräfte für MD-Partikel. Ihr Verhalten kann dadurch dem von Einbereichsteilchen ähnlich sein (PSD-Teilchen). Aufgrund der Komplexität dieser Wechselwirkung ist die Angabe einheitlicher Koerzitivfeldstärken für die Ummagnetisierung von MD-Partikel nicht möglich (SOFFEL 1991: 40). Abbildung 4.8 zeigt im schematischen Überblick die Abhängigkeit magnetischer Kennwerte von der Teilchengröße.

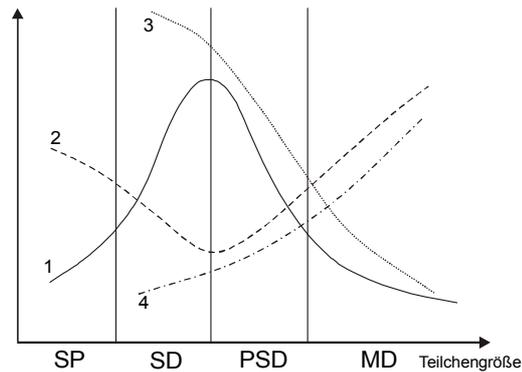


Abb. 4.8: Abhängigkeit der Koerzitivkraft (1), der Suszeptibilität (2), der Verhältnisse Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung (M_{RS} / M_S) (3) und Remanenzkoerzitivkraft zu Koerzitivkraft (H_{CR} / H_C) (4) von der Teilchengröße (SOFFEL 1991: 40).

4.1.2 Magnetische Suszeptibilität von Mineralen und Gesteinen

Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteins und deren Anisotropie resultiert aus den Suszeptibilitäten und Anisotropien der Einzelminerale sowie deren Volumenanteil am Gesamtgestein.

$$k_{ges} = P_{dia}k_{dia} + P_{para}k_{para} + P_{ferro}k_{ferro} \quad (\text{verändert nach JUCKENACK 1990: 10}) \quad (\text{Gl. 4.8})$$

P = Volumenanteil der Stoffkomponente, k = Suszeptibilität der Stoffkomponente

Ferromagnetische (s.l.) Minerale mit einem Volumenanteil von mindestens 0,1 % am Gesamtgestein überdecken dia- und paramagnetische Effekte und dominieren daher die magnetischen Eigenschaften. Sind keine ferromagnetischen Minerale vorhanden, überlagern paramagnetische Minerale ab einem Volumenanteil von 1 % die diamagnetischen Eigenschaften eines Gesteins (TARLING & HROUDA 1993: 7).

Die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität wird mathematisch durch einen Tensor zweiter Ordnung (Gl. 4.9) beschrieben und als Ellipsoid visualisiert, dessen längste Achse die Richtung der stärksten Magnetisierbarkeit und dessen kürzeste Achse die Richtung der schwächsten Magnetisierbarkeit darstellt.

$$k_{gesamt} = \begin{pmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{pmatrix} \quad (\text{Gl. 4.9})$$

Die Größe der magnetischen Anisotropie des Gesamtgesteins hängt sowohl von der Anisotropie der Einzelminerale als auch von dem Grad ihrer Einregelung ab. Die maximal mögliche Suszeptibilitätsanisotropie eines Gesteinskörpers wird erreicht, wenn die Richtungen der leichtesten Magnetisierbarkeit aller Körner parallel angeordnet sind und

zusätzlich die längsten Achsen der Körner - in deren Richtung das entmagnetisierende, innere Magnetfeld eines Kornes minimal ist - sowohl parallel zueinander als auch zur Orientierung der leichten Magnetisierungsrichtungen angeordnet sind. Die Suszeptibilitätsanisotropie eines Gesteins, das schwach geregelte aber stark anisotrope Minerale enthält, kann demnach genauso groß sein wie die eines Gesteins, das aus stark eingeregelten, aber schwach anisotropen Mineralen besteht.

Die Suszeptibilitätsanisotropie der Einzelminerale hängt von deren magnetischer Kristall- und Formanisotropie ab. Eine magnetische Kristallanisotropie tritt überwiegend in niedrigsymmetrischen ferro-, antiferro- und ferrimagnetischen Mineralen auf. In einem Kristall sind die magnetischen Momente an dessen kristallographische Achsen gekoppelt und bevorzugen daher bestimmte Richtungen. In diesen sogenannten *leichten Richtungen* erfolgt die spontane Magnetisierung eines Materials. Die zur Drehung der spontanen Magnetisierungsrichtung notwendige Energie wird als *magnetokristalline Anisotropieenergie* bezeichnet (vgl. DUNLOP & ÖZDEMİR 1997: 37).

Die mit dem geringsten bzw. höchsten Energieaufwand zu magnetisierenden Richtungen für die klassischen Ferromagnetika Eisen, Nickel und Kobalt sind nachfolgend aufgeführt (NAGATA 1961: 10):

Tab. 4.2: Magnetisierungsrichtungen der klassischen Ferromagnetika

Material	Kristallstruktur	„leichte“	„schwierigste“
		kristallographische Richtung	
Fe	kubisch, raumzentriert	<100>	<111>
Ni	kubisch, flächenzentriert	<111>	<100>
Co	hexagonal	[0001]	<10-10>

Die leichten Magnetisierungsrichtungen von Magnetit und Titanomagnetiten liegen in der [111]-Richtung und entsprechen der Würfeldiagonalen des kubischen Gitters (Abb. 4.9). Bei rhomboedrischen Ferriten wie Magnetkies und Hämatit liegt die leichte Richtung entweder parallel zur kristallographischen c-Achse [001] oder innerhalb der Basalebene.

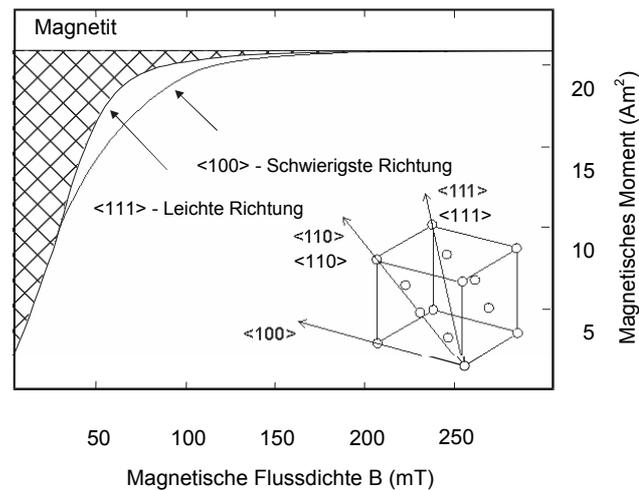


Abb. 4.9: Magnetisierungskurven von Magnetit entlang unterschiedlicher kristallographischer Richtungen. Die Fläche zwischen beiden Kurven entspricht der magnetokristallinen Anisotropieenergie (verändert nach DUNLOP & ÖZDEMİR 1997).

Wird ein Mineralkorn durch ein äußeres Magnetfeld magnetisiert, entsteht im Inneren des Kornes ein richtungsabhängiges, entmagnetisierendes Feld. Dessen Anisotropie wird ausschließlich von der Form des Mineralkorns bestimmt und steht nicht im Zusammenhang mit der Orientierung der kristallographischen Achsen. Der Effekt wird als *magnetische Formanisotropie* bezeichnet (vgl. DUNLOP & ÖZDEMİR 1997: 90). Abbildung 4.10 zeigt schematisch die Magnetisierung eines rotationselliptischen Körpers entlang seiner längsten bzw. kürzesten Ellipsoidachse sowie Richtung und Größe der entsprechenden Entmagnetisierungsfelder.

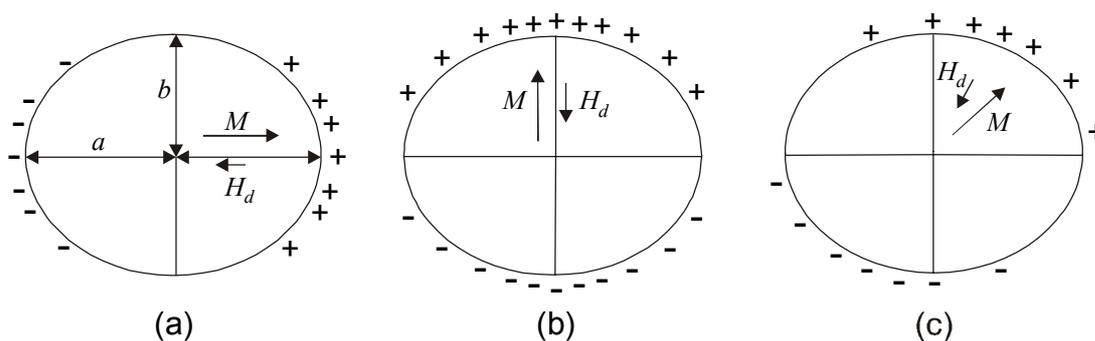


Abb. 4.10: Oberflächenpole und inneres Entmagnetisierungsfeld H_d eines prolates Spheroids. Die Richtung des äußeren Magnetfeldes M verläuft in (a) parallel zur größten, in (b) parallel zur kleinsten und in (c) schräg zu den Ellipsoidhauptachsen (verändert nach DUNLOP & ÖZDEMİR 1997: 90).

Generell überwiegt bei nicht-kubischen Mineralen die magnetische Kristallanisotropie, während die Formanisotropie bei stark suszeptiblen und i.a. hochsymmetrischen Mineralen der entscheidende Anisotropiefaktor ist. Niedrige Gittersymmetrie bei gleichzeitig hoher

Suszeptibilität fallen nur in Ausnahmen zusammen. Bei derartigen Mineralen (z.B. Pyrrhotin) tritt die Kristallanisotropie gegenüber der Formanisotropie zurück (JUCKENACK 1990: 12).

Aufgrund der Feldstärkeabhängigkeit ferromagnetischer (s.l.) Suszeptibilitäten (s. Abb. 4.3) sowie der Temperaturabhängigkeit ferro- und paramagnetischer Suszeptibilitäten (s. Abb. 4.12) werden Suszeptibilitätsbestimmungen an Gesteinen bei Raumtemperatur und in magnetischen Schwachfeldern ($B < 1mT$) konstanter Feldstärke ausgeführt, so dass eine lineare Abhängigkeit der Magnetisierung \vec{M}_i von der Feldstärke \vec{H} gegeben ist und somit die Bedingungen für die Volumensuszeptibilitätsbestimmung erfüllt sind.

In der Regel werden Volumensuszeptibilitäten in der Literatur für ein Volumen von 10 cm^3 angegeben. Die Angabe der spezifischen bzw. Massensuszeptibilität in $[m^3kg^{-1}]$ (SOFFEL 1991: 20) oder in $[10^{-8}\text{ SI/kg}]$ (TARLING & HROUDA 1993: 31) hat gegenüber der Volumensuszeptibilität den Vorteil, dass Fehler bei der Volumenbestimmung von Material mit hohem Porenraumanteil bzw. von schlecht verfestigtem Material vermieden werden.

Erfährt ein Ferromagnetikum (s.l.) eine Magnetisierung, ist deren Richtung nicht nur entscheidend für die aufzubringende Magnetisierungsenergie und die Stärke des inneren Entmagnetisierungsfeldes, sondern auch für die im Kristall stattfindende Längenänderung, die *Magnetostriktion*. Diese Elongations- bzw. Kontraktionsrate ist anisotrop und in Abbildung 4.11 für die kristallographischen Achsen von Eisen in Abhängigkeit von der Feldstärke des äußeren Feldes dargestellt. Die Längendifferenz zwischen unmagnetisiertem und sättigungsmagnetisiertem Zustand ist als dimensionslose *Magnetostriktionskonstante* definiert und liegt für alle ferromagnetischen Stoffe in der Größenordnung von 10^{-6} bis 10^{-5} (SOFFEL 1991: 34).

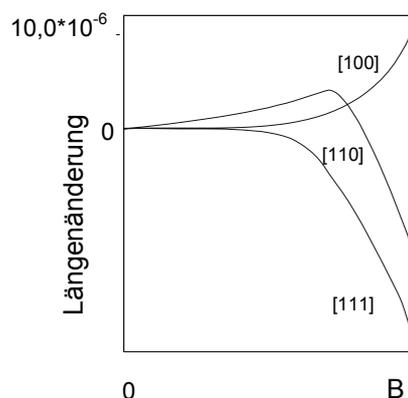


Abb. 4.11: Magnetostriktion von Eisen in drei kristallographischen Richtungen (NAGATA 1961: 11)

Folglich verändert ein uniaxialer Spannungszustand, der im Kristall eine Längenänderung hervorruft, dessen spontane Magnetisierungsrichtung. Dabei hängt es vom Vorzeichen der

Magnetostruktionskonstanten des Materials ab, ob sich die spontane Magnetisierungsrichtung parallel oder senkrecht zur Hauptspannungsrichtung orientiert (SOFFEL 1991: 36).

4.1.3 Temperaturabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität

Mit Ausnahme der Diamagnetika zeigen die magnetischen Suszeptibilitäten aller Stoffgruppen eine Temperaturabhängigkeit (s. Abb. 4.12). Suszeptibilitätsbestimmungen in Abhängigkeit von der Temperatur eignen sich zur Identifizierung ferromagnetischer (s.l.) Mineralphasen, da diese bei Erreichen ihrer Curie- bzw. Néel-Temperatur ihre Sättigungsmagnetisierung verlieren und spontan in den paramagnetischen Zustand unter deutlicher Suszeptibilitätsabnahme übergehen (ORLICKÝ 1990). Kurvenabfälle, die durch magnetische Zustandswechsel verursacht werden, zeichnen sich durch einen reversiblen Kurvenverlauf aus, d.h. sie treten auch in der Abkühlkurve auf. Sind Kurvenanstiege und -abfälle nur während der Aufheizphase sichtbar, handelt es sich um überwiegend durch Oxidationsprozesse verursachte Phasenumwandlungen. Tabelle 4.3 fasst die Schwankungsbreiten von Curie-Temperaturen und magnetischen Suszeptibilitäten wichtiger gesteinsbildender ferromagnetischer (s.l.) Mineralphasen zusammen.

Tab. 4.3: Magnetische Kenngrößen ferromagnetischer Mineralphasen (STRANGWAY 1970, TARLING 1971, MERRIL 1983, SCHÖN 1983, SOFFEL 1991; zusammengestellt aus SUCHI 1999)

Mineral, magnetisches Verhalten	Formel, Struktur	Curie-Temp. [°C]	Suszeptibilität [10 ⁻⁶ SI]
Goethit, antiferromagnetisch	α -FeOOH, orthorhombisch	80 – 120	200 – 2000
Greigit, antiferromagnetisch	Fe ₃ S ₄ , kubisch	270 – 300	10 ⁴ – 10 ⁵
Jakobsit, ferrimagnetisch	MnFe ₂ O ₄ , kubisch	300	2500
Pyrrhotin, ferrimagnetisch	Fe ₇ S ₈ , rhomboedrisch	300 – 320	10 ⁴ – 10 ⁵
Troilit, antiferromagnetisch	FeS, monoklin	340	10 ⁴ – 10 ⁵
Nickel, ferromagnetisch	Ni, kubisch	358	-
Magnesioferrit, ferrimagnetisch	MgFe ₂ O ₄ , kubisch	440	100
Cuprospinell, ferrimagnetisch	CuFe ₂ O ₄ , kubisch	455	-
Magnetit, ferrimagnetisch	Fe ₃ O ₄ , kubisch	570 – 590	9 – 25 * 10 ⁶
Maghemit, ferrimagnetisch	γ -Fe ₂ O ₃ , kubisch	570 – 685	4 – 25 * 10 ⁶
Hämatit, antiferromagnetisch	α -Fe ₂ O ₃ , rhomboedrisch	675 – 685	100 - 5000

Abbildung 4.12 zeigt schematisch den Zusammenhang zwischen Temperatur und Suszeptibilitätsverhalten verschiedener magnetischer Stoffgruppen. In der oberen Abbildung wurde

durch Kehrwertbildung ein linearer Zusammenhang hergestellt, um die Schnittpunkte der Geraden mit der T-Achse darzustellen. Die theoretisch verlängerte Gerade der Antiferromagnetika schneidet die T-Achse bei negativen Absoluttemperaturen; dieser Wert ist als asymptotische Curie-Temperatur θ definiert. Ihr Betrag nimmt mit steigender Wechselwirkung zwischen den antiparallelen magnetischen Momenten eines Antiferromagnetikums zu (SOFFEL 1991: 24).

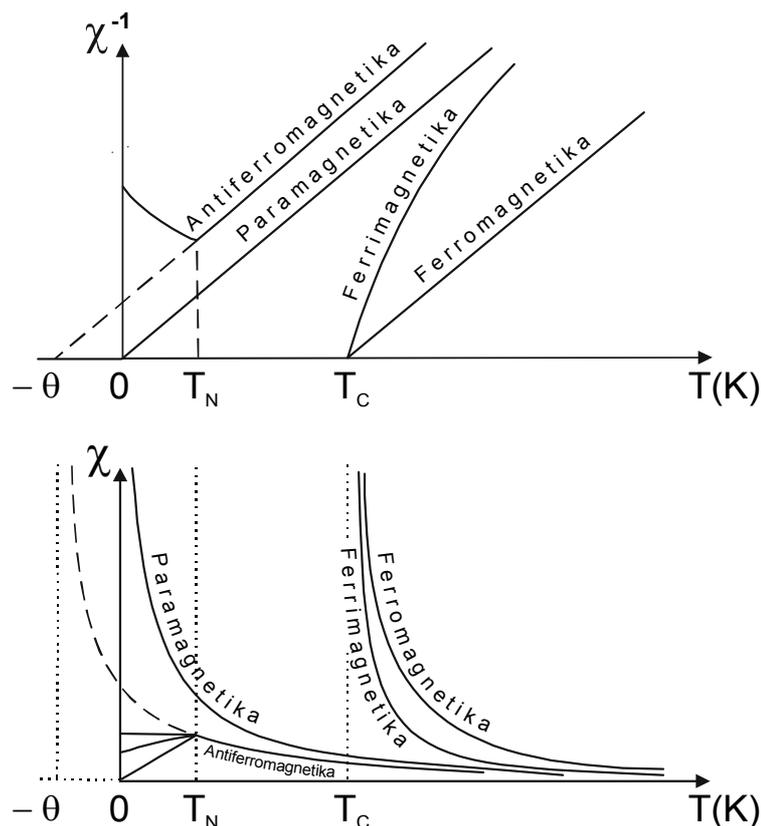


Abb. 4.12: Temperaturabhängigkeit der (inversen) magnetischen Suszeptibilität para-, ferro-, ferri- und antiferromagnetischer Stoffe (verändert nach DUNLOP & ÖZDEMİR 1997: 34) mit: χ magnetische Suszeptibilität, T_C Curie-Temperatur, T_N Néeltemperatur, $-\theta$ asymptotische Curie-Temperatur

4.2 Messverfahren und Datenverarbeitung

4.2.1 Hystereseparameter und isothermale remanente Magnetisierung

Das Hystereseverhalten und die isothermale remanente Magnetisierung der Eisenerze wurden mit dem Vibrationsmagnetometer *MicroMag 2900 VSM* (Princeton Measurements Corporation, Princeton, USA) untersucht, dessen Messprinzip dem eines Spinner-Magnetometers ähnelt (s. Abb. 4.13 und Abb. 4.14). Eine zylindrische Probe mit einem Volumen von etwa 5 mm^3 wird in ein von zwei Elektromagneten erzeugtes, homogenes Magnetfeld eingebracht und in Vibrationsbewegungen senkrecht zur Magnetfeldrichtung

versetzt. Durch die sinusförmige Bewegung der Probe ändert sich der magnetische Fluss in den Spulen und induziert eine Wechselspannung, die direkt proportional zum magnetischen Moment der Probe ist.

Das Vibrationsmagnetometer ermöglicht Messungen der absoluten Probenmagnetisierung in Abhängigkeit von der Größe des angelegten Magnetfeldes, so dass Hysterese-Parameter wie Sättigungsmagnetisierung, Sättigungsremanenz und Koerzitivkraft ermittelt werden können. Des Weiteren können Remanenzkoerzitivkräfte bestimmt werden, indem der Erwerb einer isothermalen Remanenz und ihrer anschließenden Rückmagnetisierung aufgenommen wird.

Der Messbereich des Vibrationsmagnetometers reicht von 0 bis 3 Tesla bei einer Empfindlichkeit von 10^{-11} Am^2 .

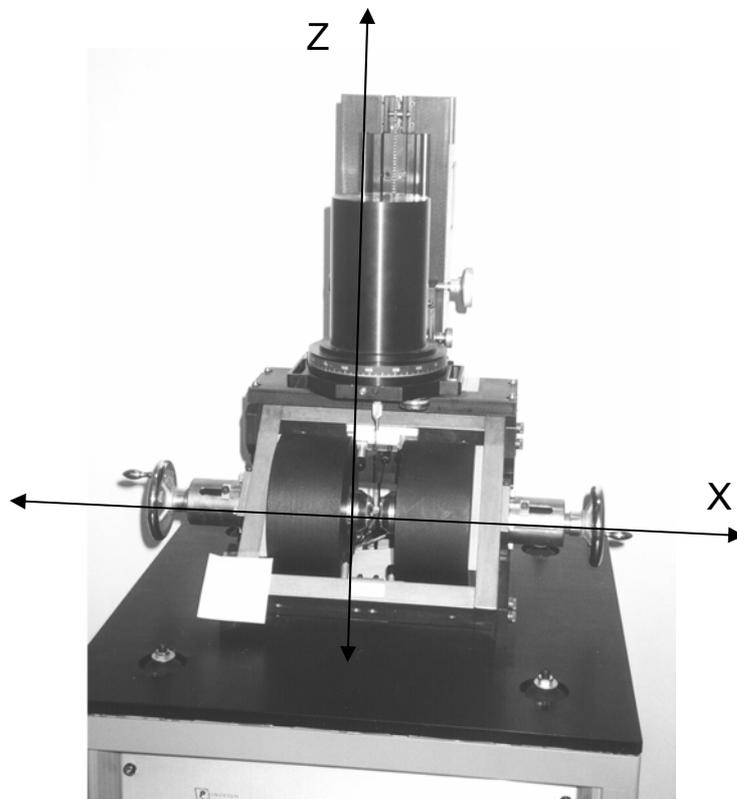


Abb. 4.13: Vibrationsmagnetometer MicroMag 2900 VSM (Princeton Measurements Corporation), untere Bildkante etwa ein Meter.

Die Probe wird mit einem vernachlässigbar schwach paramagnetischen Haftmaterial am Probenhalter befestigt und durch Translation in X-, Y- und Z-Richtung optimal im Zentrum des Magnetfeldes positioniert.

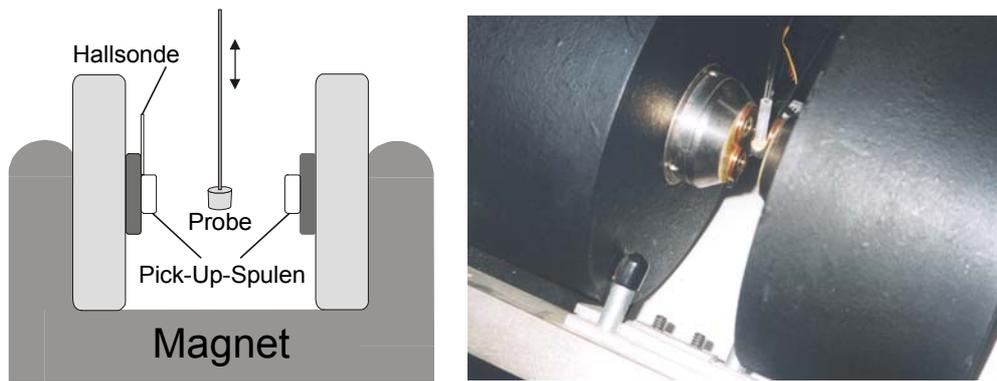


Abb. 4.14: Funktionsschema eines Vibrationsmagnetometers und Detailausschnitt aus Bild 4.13.

Hystereseverhalten

Die Probe wird entsprechend Abbildung 4.15, Position I, mit der Zylinderachse parallel zur Z-Richtung des Vibrationsmagnetometers befestigt und einem magnetischen Feld der Stärke $B = 1$ Tesla ausgesetzt. Die Feldstärke wird kontinuierlich verringert und nach Abbau des Magnetfeldes wird ein entgegengesetztes, bis zum Wert von $B = -1$ Tesla ansteigendes, Feld angelegt. Anschließend wird die Feldstärke stetig verkleinert und nach Erreichen des Nullfelds in entgegengesetzter Richtung vergrößert, bis abschließend der Ausgangswert von einem Tesla erreicht ist. Die Probenmagnetisierung wird in Abhängigkeit von der magnetischen Induktion aufgezeichnet. Der nächste Messvorgang für die Faltenproben erfolgt entsprechend dem ersten, nachdem die Probe um die Z-Achse des Vibrationsmagnetometers um $22,5^\circ$ gegen den Uhrzeigersinn gedreht wurde. Die dritte Hysteresekurve wird bei einem Ausgangswinkel von 45° zur Nullstellung aufgenommen usw.. Für jede Probe werden nach dem beschriebenen Prinzip 17 Hysteresekurven aufgezeichnet ($360^\circ : 16 = 22,5^\circ$; bei 0° bzw. 360° zwei Werte) (s. Anhang).

Anschließend wird die Probe um 90° gedreht, so dass die Zylinderachse horizontal liegt und parallel zur X-Richtung des Gerätes orientiert ist (Abb. 4.15, Position II). Das Linear stimmt in dieser neuen Ausgangsposition mit der Z-Richtung des Gerätes überein. In dieser Position erfolgen für die Faltenproben weitere 17 Hysteresemessungen nach dem oben beschriebenen Schema. Beide Probenpositionen sind in Abbildung 4.15 dargestellt.

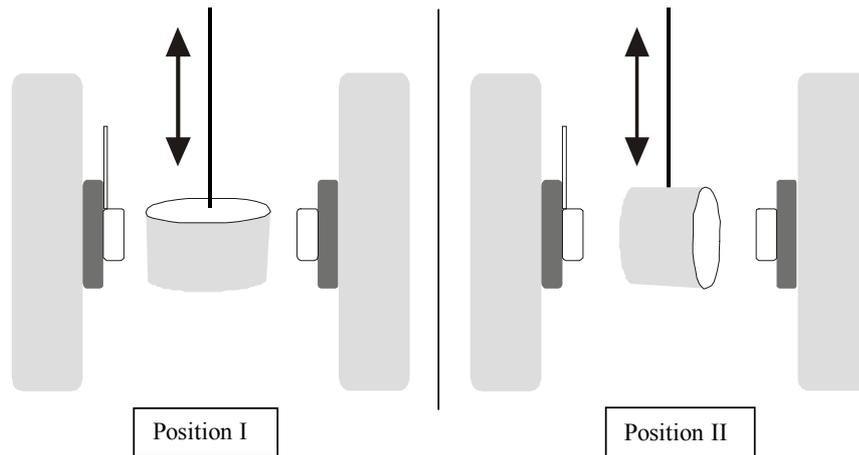


Abb. 4.15: Messpositionen im Vibrationsmagnetometer. Pfeile stellen Vibrationsbewegung dar.

Am Beispiel von Probe B1 wird die Datenaufbereitung dargestellt. Das gemessene magnetische Moment μ wird zunächst in Abhängigkeit von der magnetischen Induktion B aufgetragen (Abb. 4.16).

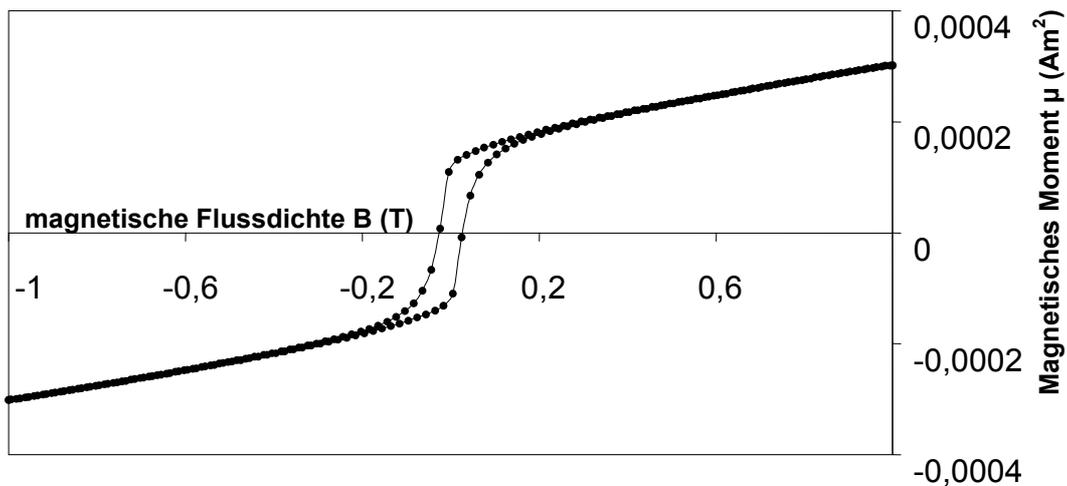


Abb. 4.16: Magnetisches Moment μ in Abhängigkeit von der magnetischen Flussdichte B ; Darstellung der unbearbeiteten Messwerte (Probe B1).

Die trotz hoher magnetischer Flussdichte ($> 0,6$ T) stark ansteigenden äußeren Bereiche der Messkurve deuten auf paramagnetische Materialien hin, da deren Magnetisierungen proportional zur Feldstärke ansteigen. Um diese Anteile zu eliminieren, werden im folgenden Bearbeitungsschritt nur die Messwerte zwischen 0,7 und 1,0 dargestellt. Eine durch diese Kurve gelegte Ausgleichsgerade gibt das Verhalten paramagnetischer Probenbestandteile wieder (Abb. 4.17).

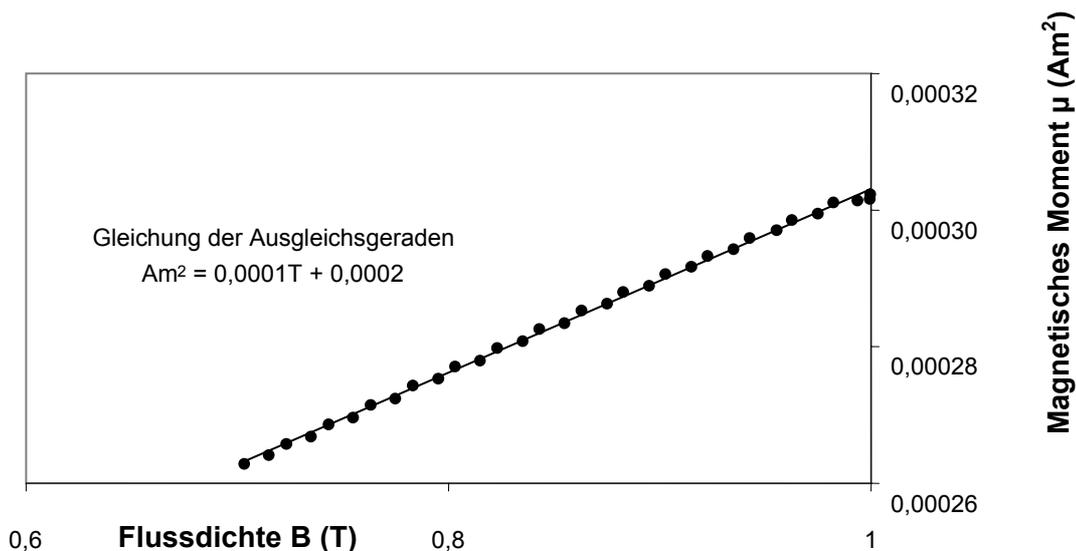


Abb. 4.17: Darstellung der unbearbeiteten Messdaten (30 % des positiven Kurvenastes) und Bestimmung der Ausgleichsgeraden zur Eliminierung des paramagnetischen Anteils (Probe B1).

Die ursprünglichen Messwerte werden um die Werte der Ausgleichsgeraden verringert und auf das Probengewicht normiert. Die auf diese Weise ermittelte spezifische Probenmagnetisierung M wird gegen die magnetische Induktion B aufgetragen. Aus dem Diagramm sind Sättigungsmagnetisierung M_S , Remanenz M_{RS} und Koerzitivkraft H_C abzulesen (s. Abb. 4.18).

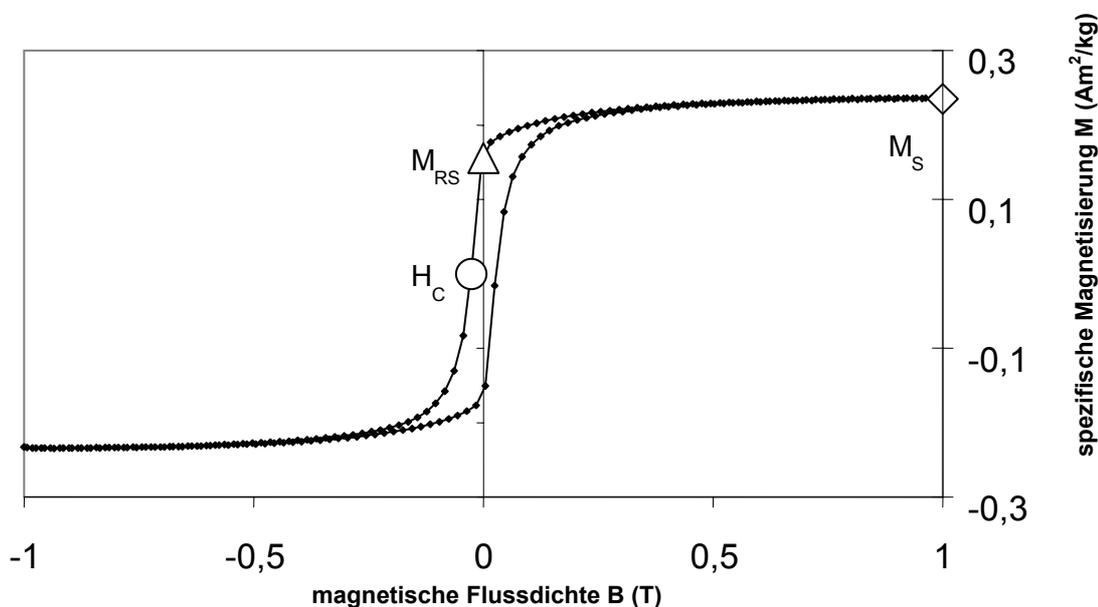


Abb. 4.18: Spezifische Probenmagnetisierung in Abhängigkeit von der Flussdichte. Die Kurve gibt die Werte für Sättigungsmagnetisierung (M_S), Sättigungsremanz (M_{RS}) und Koerzitivkraft (H_C) an (Probe B1).

Für die Einzelproben wird pro Probenorientierung (vgl. Abb. 4.15) nur eine Hysteresekurvenaufzeichnung vorgenommen.

Isothermale remanente Magnetisierung

Vor der Aufprägung einer isothermalen remanenten Magnetisierung werden die zylindrischen Probekörper der Falten- und Einzelproben einer Wechselfeld-Entmagnetisierung (alternating-field-demagnetization) ausgesetzt. Durch ein Wechselfeld mit schrittweise zunehmender Intensität werden möglichst gleich viele magnetische Momente parallel und antiparallel zur leichtesten Magnetisierungsrichtung der Körner gedreht, so dass sie sich in ihrer Wirkung aufheben. Die dafür notwendigen Blochwandverschiebungen in Mehrbereichsteilchen sind mit einem wesentlich geringeren Energieaufwand zu aktivieren als die Umklappprozesse in Einbereichsteilchen. Für die Entmagnetisierung von Magnetit, Titanomagnetiten und Magnetkies sind Wechselfelder von ca. 0,1 Tesla ausreichend, während für Hämatit und Goethit Magnetfelder von 0,3 bis 0,6 Tesla (s. Kap.4.1.1) benötigt werden. Unabhängig von Dauer und Frequenz einer Wechselfeld-Entmagnetisierung verbleiben aufgrund der unvollständigen Kompensation des Erdmagnetfeldes stets Restremanenzen in der Probe (SOFFEL 1991: 96, 97).

Im Anschluss an die Wechselfeld-Entmagnetisierung erfolgt der Erwerb einer isothermalen Remanenz sukzessive in 10 mT-Schritten bis der Sättigungswert erreicht ist (s. Abb. 4.19). Dabei ist nicht nur die Größe der Sättigungsremanenz, sondern auch die von der Koerzitivkraft bestimmte Magnetfeldstärke entscheidend, bei der die Sättigungsremanenz erreicht wird.

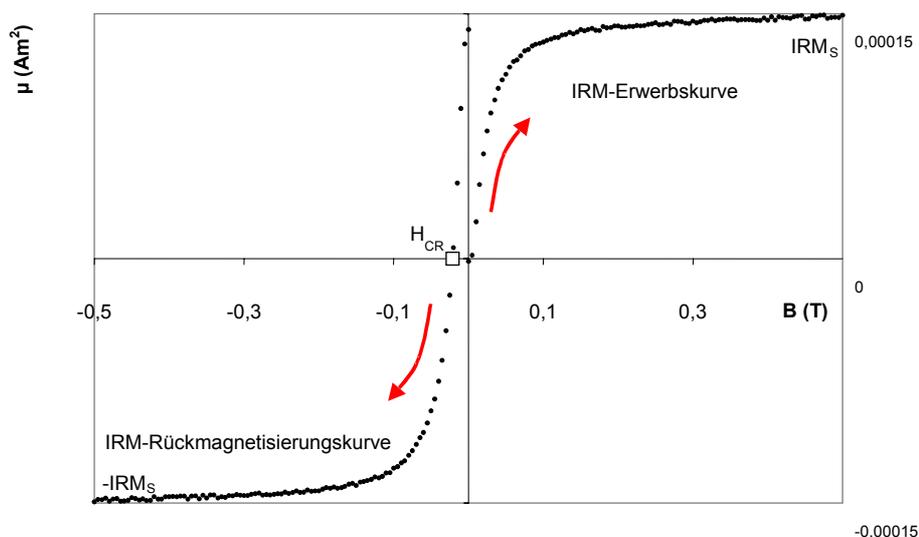


Abb. 4.19: IRM-Erwerbskurve mit Rückmagnetisierungskurve. IRM_S = isothermale Sättigungsremanenz, H_{CR} = Remanenzkoerzitivkraft, Aufmagnetisierungssinkrement = 10 mT; (Probe B5).

Nach Erwerb der Sättigungsremanenz wird das äußere Feld abgeschaltet und die Probe einem entgegengesetzten Magnetfeld ansteigender Feldstärke ausgesetzt, so dass sich die Remanenz verringert (DC = demagnetization curve). Dieser Vorgang stellt keine Entmagnetisierung im eigentlichen Sinne, sondern eine Rückmagnetisierung der IRM-Erwerbskurve dar. Die Stärke des Magnetfeldes, bei dem die isothermale Remanenz vollständig abgebaut ist, wird als Remanenzkoerzitivkraft H_{CR} (s. Abb. 4.19) bezeichnet. Weiter ansteigende Feldstärken lassen die Remanenz erneut anwachsen bis schließlich die negative Sättigungsremanenz erreicht ist. Jede inkrementelle Remanenz ist beim Rückmagnetisierungsprozess doppelt so groß wie die während der IRM-Aufmagnetisierung erworbene. Finden keine Wechselwirkungen zwischen den Erzkörnern im Gestein statt, entspricht demnach die mit 0,5 multiplizierte und normierte Entmagnetisierungskurve spiegelbildlich der normierten IRM-Erwerbskurve (DUNLOP & ÖZDEMIR 1997) (s. Abb. 4.20). Der Schnittpunkt beider Kurven entspricht ungefähr der Remanenzkoerzitivkraft. Bei starken magnetischen Wechselwirkungen steigt die IRM-Erwerbskurve flacher an und der Schnittpunkt liegt unterhalb der Hälfte der zum Erreichen der Sättigungsmagnetisierung benötigten maximalen Intensität MDF (mean destructive field) (SOFFEL 1991: 97, 98).

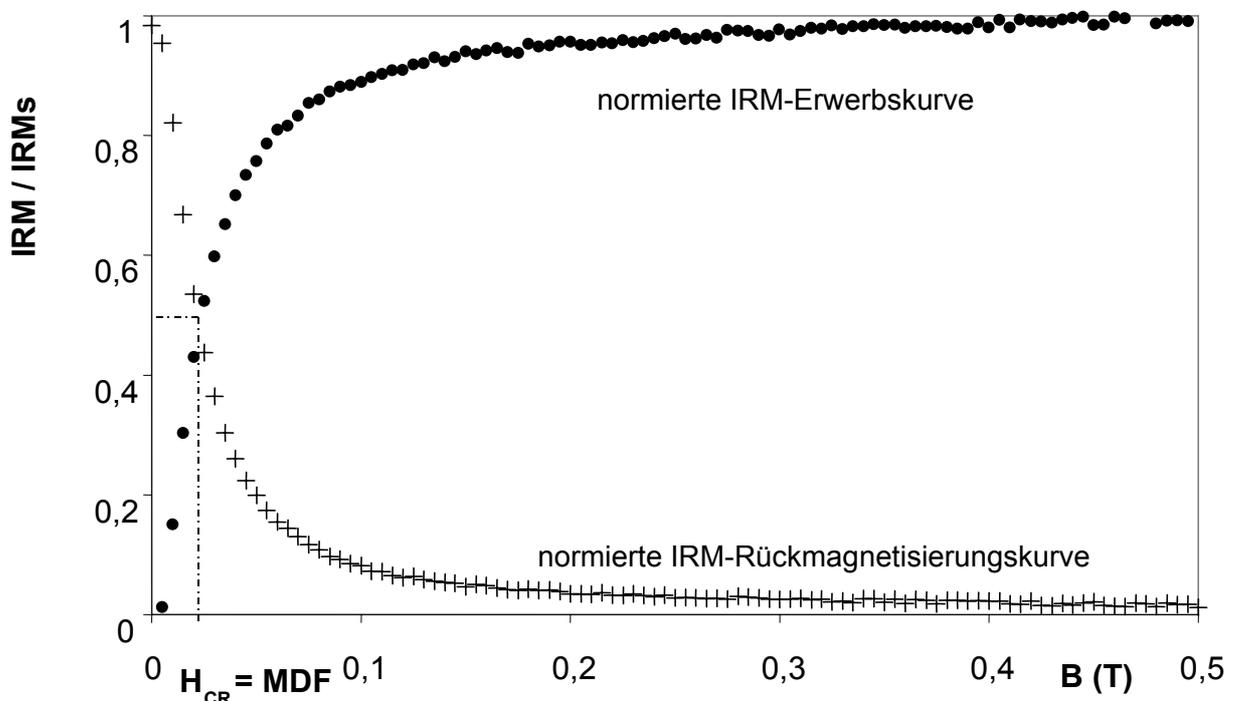


Abb. 4.20: Darstellung der auf IRM_S normierten Remanenzwerte aus Abb. 4.19. Werte der rückläufigen Kurve halbiert und an der IRM / IRM_S - Achse gespiegelt; MDF = mean destructive field = Hälfte der zur Sättigung notwendigen magnetischen Flussdichte; H_{CR} = Remanenzkoerzitivkraft (Probe B5).

4.2.2 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität und deren Anisotropie wurden mit der Induktionsbrücke *Kappabridge KL-Y 2* (Agico Corporation, Brno, Tschechien) bestimmt (Abb. 4.21 und 4.22). Die Messeinheit des Gerätes besteht aus zwei Induktionsspulen, deren Magnetfelder gegeneinander abgeglichen werden. Nach erfolgtem Nullabgleich der beiden Spulen wird magnetisch wirksames Material in die Probenspule eingebracht. Die dadurch hervorgerufene Magnetfeldänderung im Spuleninneren führt zu einer Spannungsänderung, die proportional zur magnetischen Suszeptibilität des Probekörpers ist.

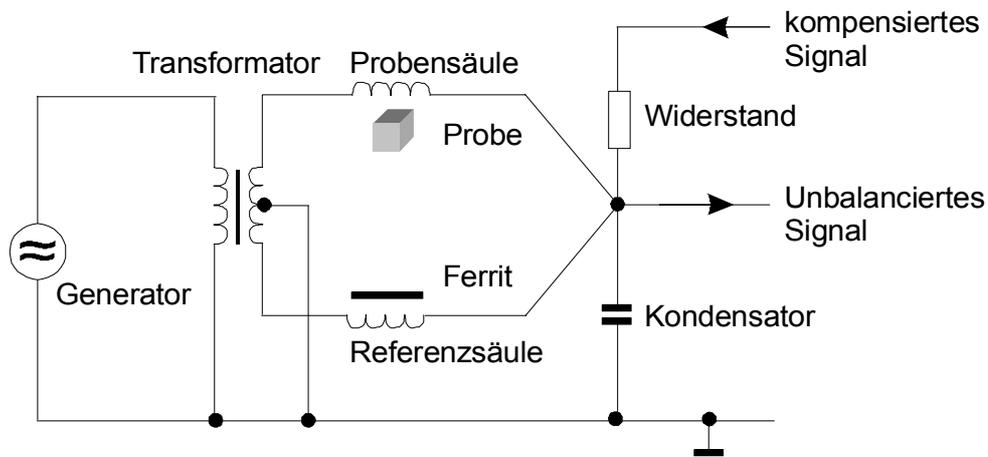


Abb. 4.21: Schematisierte Darstellung des Messprinzips einer Induktionsbrücke vom Typ KLY-2 Kappabridge (verändert nach SVOBODA 1987: 113).



Abb. 4.22: Kappabridge KLY-3 mit drehbarem Probenhalter – Nachfolgemodell der verwendeten KLY-2 Kappabridge (www.agico.com).

Die Suszeptibilitätsanisotropie wird ermittelt, indem die Suszeptibilitäten des Probekörpers in sechs verschiedenen Richtungen bestimmt werden. Das Software-Programm Suste (Agico Corporation) steuert den Messvorgang und berechnet aus den Messwerten die relative Länge der Hauptsuszeptibilitätsachsen sowie die Form des Ellipsoids.

Die Visualisierung der Ellipsoidformen erfolgt sowohl im Diagramm von JELINEK (1981) durch Darstellung von Formfaktor T und korrigiertem Anisotropiegrad P^c (s. Abb. 4.23) als auch im L-F-Diagramm, in dem die magnetische Lineation (BALSLEY & BUDDINGTON 1960) gegen die magnetische Foliation (STACEY & BANERJEE 1974) aufgetragen wird (Abb. 4.24).

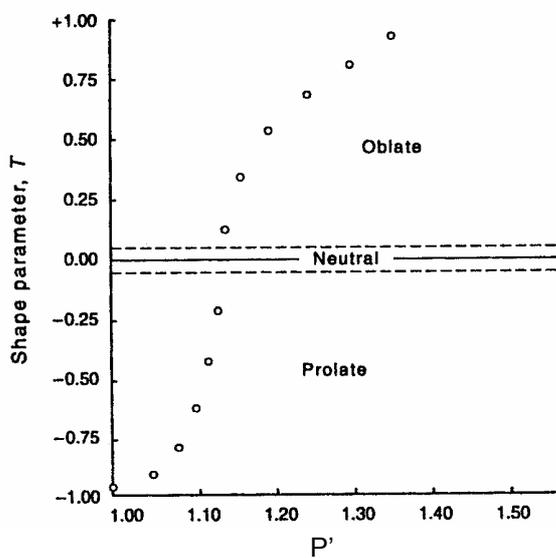


Abb. 4.23: $T - P^c$ - Diagramm
(aus TARLING & HROUDA 1993: 20)

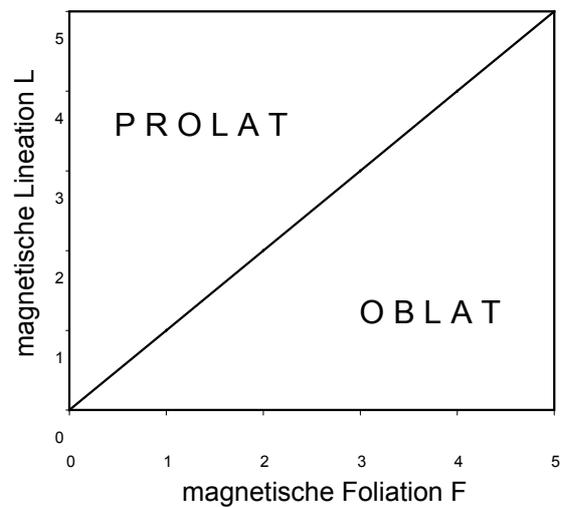


Abb. 4.24: Diagramm zur Darstellung von magnetischer Lineation in Abhängigkeit von der magnetischen Foliation.

4.2.3 Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität

Mit dem Zusatzgerät CS-3 ist die Kappabridge dazu geeignet, pulverisiertes Probenmaterial bis auf maximal 700°C aufzuheizen und anschließend bis auf 40°C abzukühlen. Während des Heiz- und Abkühlvorganges mit wählbarer Aufheizrate (hier: 3°/min) wird die Suszeptibilität des Probenmaterials automatisch nach dem in Kapitel 4.2.2 beschriebenen Verfahren bestimmt. Das Software-Programm *susze23* (www.agico.com) steuert den Messvorgang und zeichnet die Temperatur-Suszeptibilitäts-Wertepaare während der Aufheiz- und Abkühlphase auf.

Das Probenmaterial ist einer oxidierenden Atmosphäre ausgesetzt. Werden Mineralumwandlungen durch Oxidationsprozesse während des Aufheizvorganges vermutet, besteht die Möglichkeit, die Probe unter Schutzgas (z.B. Argon) aufzuheizen.

Das Probenvolumen ist auf 0,25 cm³ begrenzt, weil bei größeren Mengen keine gleichmäßige Erwärmung des gesamten Inhalts im Probenröhrchen gewährleistet ist. Der Probenbehälter besteht aus diamagnetischem Plexiglas mit einem Suszeptibilitätswert von $-151 \cdot 10^{-6}$ SI. In Abb. 4.25 sind die CS-3-Aparatur sowie deren Steuereinheiten dargestellt.



Abb. 4.25: CS-3-Aparatur (www.agico.com).

Die Suszeptibilitätswerte der Pulverpräparate stellen absolute Suszeptibilitäten dar. Eine Normierung der Werte auf das Probenvolumen ist nicht sinnvoll, da durch den Aufmahlprozess die natürlichen Domänenstrukturen zerstört werden und insbesondere bei Hämatit Single-Domainteilchen entstehen bzw. zerstört werden (vgl. Tabelle 4.1). Die Messdaten wurden hinsichtlich des diamagnetischen Probengefäßes korrigiert.

4.3 Auswertung

4.3.1 Hystereseparameter und isothermale remanente Magnetisierung

Aus dem Hystereseverhalten sind Sättigungsmagnetisierung, Sättigungsremanenz und Koerzitivkraft jeder Probe in unterschiedlichen Orientierungen zum angelegten Magnetfeld ermittelt worden. Aus dem Erwerb einer isothermalen Remanenz und ihrer anschließenden Rückmagnetisierung geht die Größe der Remanenzkoerzitivkraft hervor. Die relative Anordnung von Probenzylinder und Magnetfeld während der Messvorgänge ist in den Abbildungen 4.26 und 4.27 dargestellt.

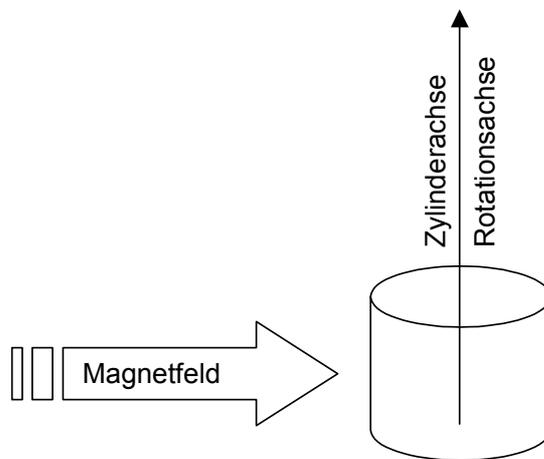


Abb. 4.26: Definition der Messposition V (= VERTIKAL): die Zylinderachse ist senkrecht zur Magnetfeldrichtung des Vibrationsmagnetometers orientiert. Die Faltenproben werden nach Abschluss einer Hysteresekurvenaufnahme um jeweils $22,5^\circ$ um die Zylinderachse (= Rotationsachse) rotiert.

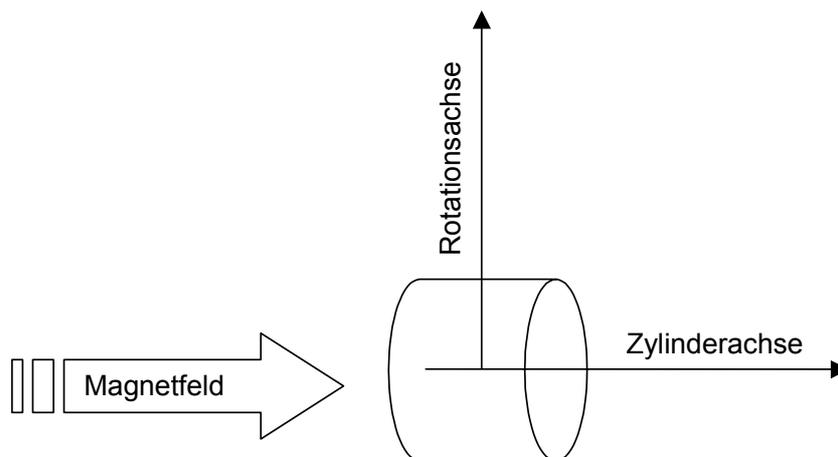


Abb. 4.27: Definition der Probenrichtung H (= HORIZONTAL): die Zylinderachse ist in der Ausgangsposition parallel zur Magnetfeldrichtung des Vibrationsmagnetometers orientiert. Die Faltenproben werden nach Abschluss einer Hysteresekurvenaufnahme um jeweils $22,5^\circ$ um die Rotationsachse rotiert.

Einzelproben

Die magnetischen Eigenschaften der Einzelproben wurden in zwei Orientierungen zum Magnetfeld bestimmt (s. Abb. 4.26 und 4.27), ohne dass Rotationen vorgenommen worden sind.

Sättigungsmagnetisierung

Bei Raumtemperatur ist die Größe der Sättigungsmagnetisierung eine spezifische Materialkonstante und daher als Diagnostikum zur Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen geeignet (SOFFEL 1991: 27). In Abbildung 4.28 sind die Messwerte der Einzelproben für die Sättigungsmagnetisierung in beiden Probenrichtungen dargestellt.

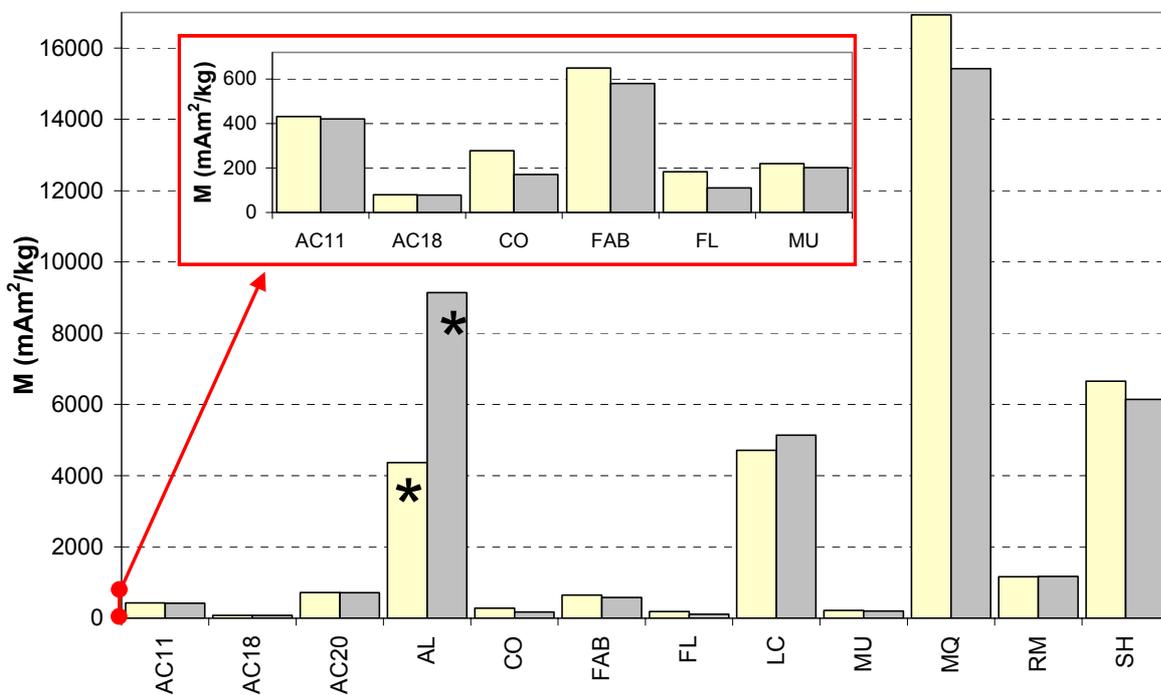


Abb. 4.28: Sättigungsmagnetisierung in Richtung V (gelb) und Richtung H (grau); rot umrandetes Diagramm zeigt die Proben mit einer Sättigungsmagnetisierung M_s kleiner $700 \text{ mA/m}^2/\text{kg}$. (* Probe stark magnetisch, Messwerte nicht repräsentativ).

Die starke spontane Magnetisierung der Probe AL überschreitet den Messbereich des Vibrationsmagnetometers, so dass die Probe nicht exakt im Messgerät positioniert werden konnte. Die Hystereseparameter von Probe AL sind daher nur eingeschränkt gültig. Magnetit oder Maghemit mit Sättigungsmagnetisierungen von 480.000 bzw. 390.000 A/m (u.a. THOMPSON & OLDFIELD 1986: 23; SOFFEL 1991: 35; DUNLOP & ÖZDEMIR 1997: 51) ist demnach die dominierende ferromagnetische Mineralphase in Probe AL.

Die übrigen Proben werden bzgl. Ihrer Sättigungsmagnetisierung in zwei Gruppen eingeteilt. Die Grenze zwischen beiden Gruppen liegt bei etwa $600 \text{ mA/m}^2/\text{kg}$ und entspricht den Literaturwerten für die maximale Sättigungsmagnetisierung von Hämatit (s. Tab. 4.4).

Tab. 4.4: Literaturangaben für die Sättigungsmagnetisierung von Hämatit. Zwischen den Werten in [A/m] und in [Am²kg⁻¹] liegt ein Umrechnungsfaktor von 5000 kg/m³ (entspricht der Dichte von Hämatit).

0,4 x 10 ³ [A/m]	SOFFEL 1991: 35
2,5 x 10 ³ [A/m]	THOMPSON & OLDFIELD 1986: 23; DUNLOP & ÖZDEMIR 1997: 69
0,5 [Am ² kg ⁻¹]	THOMPSON & OLDFIELD 1986: 23
~0,2 - ~0,6 [Am ² kg ⁻¹]	DE BOER 1999: 43
0,2 – 0,5 [Am ² kg ⁻¹]	TARLING & HROUDA 1993: 31

Die generell geringen Sättigungsmagnetisierungen von Hämatit resultieren aus dem hohen kritischen Durchmesser für den Single- / Multidomain-Teilchen-Übergang (DE BOER 1999: 43; vgl. Tab. 4.1). Die Proben AC11, AC18, CO, FAB, FL und MU enthalten demnach Hämatit als vorherrschende ferromagnetische Mineralphase.

Die Sättigungsmagnetisierungen der Proben LC, MQ und SH hingegen liegen um Faktor 10 bis 40 höher als die Werte der ersten Probengruppe. Sättigungsmagnetisierungen dieser Größenordnung sind auf Pyrrhotin (12.000 mA/m²/kg), unvollständig oxidierte Magnetite und Titanomagnetite (20.000 mA/m²/kg) zurückzuführen (vgl. SOFFEL 1991: 35; DUNLOP & ÖZDEMIR 1997: 66). Mit fortschreitender Oxidation von Maghemit zu Hämatit nehmen Inhomogenitäten innerhalb der Kristallstrukturen zu, so dass die magnetischen Eigenschaften der Mineralphasen nicht mehr einheitlich sind. Die Größe der Einheitszellen verringert sich, die Curie-Temperatur steigt an und die Sättigungsmagnetisierung nimmt ab. DE BOER (1999: 137) gibt eine Verringerung der Sättigungsmagnetisierung um 15 % während des Oxidationsprozesses von Magnetit zu Maghemit von 92.000 auf 74.000 mA/m²kg an. Verstärkt werden diese oxidationsbedingten Veränderungen bei Aluminium-substituierten Titanomaghemiten (s. Abb. 4.29). Die hohen Sättigungsmagnetisierungen der Proben LC, MQ und SH sind daher höchstwahrscheinlich auf partiell oxidierte Varianten der Magnetite zurückzuführen.

Die Sättigungsmagnetisierungen der Proben AC20 und RM liegen bei ca. 700 bzw. 1200 mA/m²/kg, so dass neben Hämatit als ferromagnetischer Hauptmineralphase noch eine weitere Mineralphase mit stärkerer Sättigungsmagnetisierung vorliegt. Am wahrscheinlichsten handelt es sich dabei um Spuren von unvollständig umgewandelten Magnetiten bzw. Maghemiten, die bereits bei geringem Volumenanteil die Sättigungsmagnetisierung des Gesamtgesteins deutlich erhöhen.

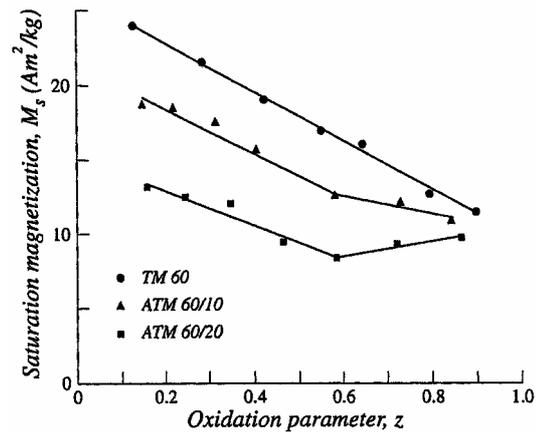


Abb. 4.29: Variation der Sättigungsmagnetisierung Aluminium-substituierter Titanomaghemite mit Ti-Gehalten von $X = 0,6$ in Abhängigkeit vom Oxidationsparameter z (DUNLOP & ÖZDEMIR 1997: 68).

Abbildung 4.30 verdeutlicht die Unterschiede der Sättigungsmagnetisierungen beider Probenpositionen. Bei der gesamten Probenserie mit $M_s < \text{ca. } 600 \text{ mAm}^2/\text{kg}$ ist die Sättigungsmagnetisierung erwartungsgemäß in der Basisfläche größer als parallel zur Zylinderachse, weil die Zylinderbasisfläche weitgehend mit der kristallographischen Basalfläche der foliationsparallel eingeregeltten Hämatite zusammenfällt. Diese Sättigungsmagnetisierungs-Anisotropie ist bei den Proben FL, CO und FAB am stärksten ausgeprägt und hängt mit dem Einregelungsgrad der Hämatite zusammen (s. Kap.5.3.1).

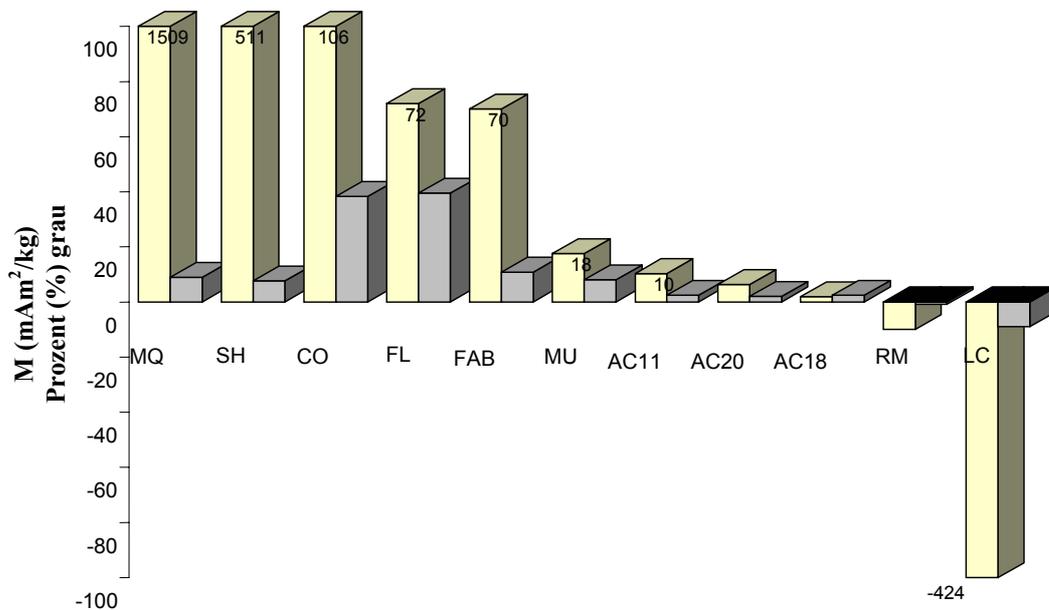


Abb. 4.30: Differenz zwischen Sättigungsmagnetisierung in Position H und Sättigungsmagnetisierung in Position V (gelb). Graue Säulen zeigen die Abweichung der beiden Werte voneinander in Prozent (normiert auf den Maximalwert der Sättigungsmagnetisierung jeder Probe).

Koerzitivkraft

In Abbildung 4.31 sind die Koerzitivkräfte für beide Richtungen der Proben dargestellt. Die Koerzitivkraft ist sowohl materialspezifisch als auch von der Größe der ferromagnetischen Teilchen abhängig (SOFFEL 1991: 28). Die Schwankungsbreite der Messwerte liegt zwischen 3 und 268 mT. Eine Richtungsabhängigkeit ist nicht systematisch ausgeprägt. Es treten sowohl in der Basisfläche der Probenzylinder (z.B. AC11, FAB) als auch senkrecht dazu (z.B. AC18, MU) die jeweils höchsten Werte auf. Bei einigen Proben ist keine Richtungsabhängigkeit vorhanden (z.B. AC20, SH).

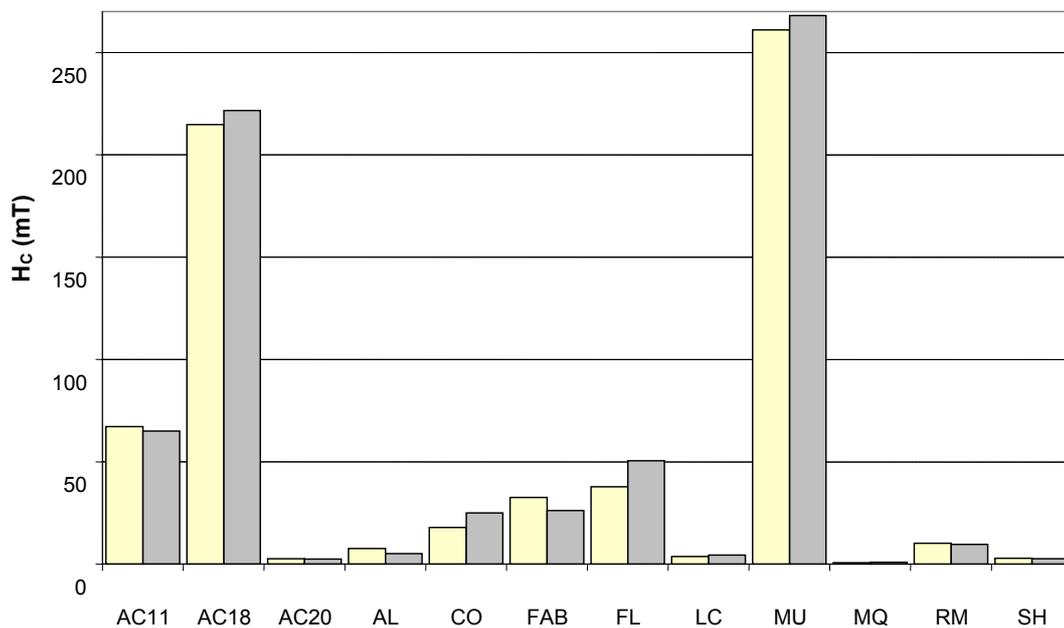


Abb. 4.31: Koerzitivkräfte in Richtung V (gelb) und H (grau)

Für alle Proben liegen die Koerzitivkräfte im Bereich der Literaturdaten für Hämatit (s.Tab. 4.5).

Tab. 4.5: Literaturangaben für die Koerzitivkraft von Hämatit [mT].

1 – 600	SOFFEL 1991: 35
1 – 500	DUNLOP & ÖZDEMIR 1997: 451
400	THOMPSON & OLDFIELD 1986: 23
~0,1 - ~1000	DE BOER 1999: 50
50 - 100	STACEY & BANERJEE 1974: 85

Koerzitivkräfte von Magnetit und Maghemit sind i.a. sehr viel geringer, jedoch sind Werte zwischen maximal 50 und 150 mT dokumentiert und auf die starke Formanisotropie der Minerale zurückzuführen (DUNLOP & ÖZDEMIR 1997: 139; SOFFEL 1991: 35).

Aufgrund ähnlicher Größenverhältnisse der Koerzitivkräfte von Magnetiten und Hämatiten können lediglich die Koerzitivkräfte der Proben AC18 und MU eindeutig Hämatit zugeordnet werden. Die ermittelten Koerzitivkräfte eignen sich daher weniger zur Phasenbestimmung als zur Charakterisierung der Korngrößen. Generell gilt: je kleiner ein ferromagnetisches Korn desto weniger magnetische Domänen besitzt es und umso mehr Widerstand bringt es dem äußeren Magnetfeld entgegen, so dass seine Koerzitivkraft folglich mit abnehmendem Korndurchmesser ansteigt. Bei dieser generalisierten Betrachtung ist zu beachten, dass SD-Hämatitkörner bis zu einer Größe von 30 μm vorkommen können (vgl. Tab. 4.1). Die hohen Koerzitivkräfte der Proben MU und AC18 sind daher auf Hämatit-Einbereichsteilchen zurückzuführen.

Sättigungsremanenz und Remanenzkoerzitivkraft

Sättigungsremanenzen und Remanenzkoerzitivkräfte eignen sich allein nicht zur Charakterisierung magnetischer Eigenschaften. In Kombination mit Koerzitivkraft und Sättigungsmagnetisierung ermöglichen sie allerdings Aussagen über den magnetischen Domänenzustand des Materials. In Abbildung 4.32 sind die Domänenzustände aller Proben dargestellt.

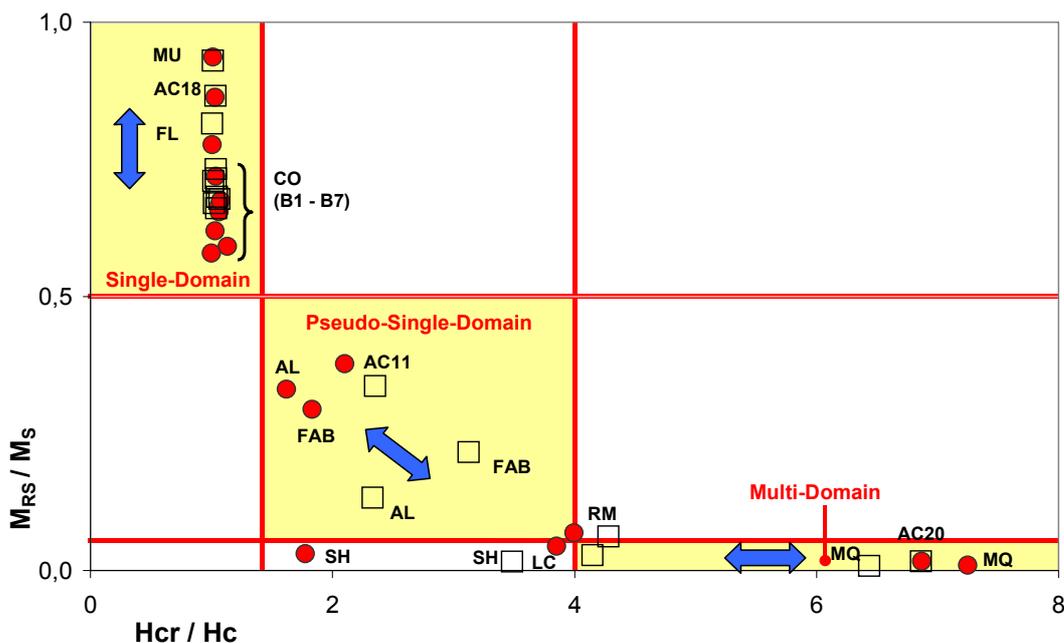


Abb. 4.32: Darstellung der Domänenzustände (nach DAY et al. 1977); Kreis = Messung parallel zur Basalebene der Probenzylinder (Position V); Viereck = Messung parallel zur Zylinderachse der Probenzylinder (Position H).

Aus Abbildung 4.32 geht hervor, dass die Variation der Messwerte in Abhängigkeit von der Magnetfeldrichtung während der Datenaufnahme (s. Abb. 4.26 und 4.27) vom Domänenzustand der ferromagnetischen Minerale abhängig ist.

Für Einbereichsteilchen bleibt das Verhältnis von H_{CR} zu H_C von der Magnetfeldrichtung unbeeinflusst. Im Gegensatz dazu nimmt der Quotient aus Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung bei der Messung parallel zur Zylinderachse zu oder bleibt konstant. Die Messung in Richtung der Zylinderachse entspricht einer Messung etwa parallel zur kristallographischen c-Achse der Hämatite. In dieser Richtung ist die Magnetisierbarkeit von Hämatit wesentlich energieaufwendiger als innerhalb seiner Basalfläche. Daraus geht die geringere Sättigungsmagnetisierung und der damit verbundene größere Quotient aus Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung in Probenposition H hervor.

Im Feld der Mehrbereichsteilchen ist im Gegensatz dazu für beide Messpositionen das Verhältnis von Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung etwa konstant, während die Koerzitivkraft bei der Messung parallel zur Zylinderachse relativ zunimmt oder konstant bleibt. Multidomainteilchen zeichnen sich generell durch geringe Koerzitivkräfte aus, weil sich Magnetisierungsrichtung und -stärke durch Blochwandverschiebungen unmittelbar verändern können. Der Anstieg der Koerzitivfeldstärke bei einer Messrichtung senkrecht zur Bänderung der Erze ist auch hier durch eine Parallelstellung von kristallographischer c-Achse und Magnetfeldrichtung zu erklären. Die Abmagnetisierung der Remanenz ist in dieser Richtung energetisch aufwendiger als parallel zur Bänderung.

Pseudo-Single-Domain-Teilchen, die laut Definition sowohl die Eigenschaften von Einbereichs- als auch von Mehrbereichsteilchen besitzen (vgl. Kap.4.1.1), zeigen in Abhängigkeit von der Magnetfeldrichtung entsprechend ihrer Zwischenstellung sowohl Verschiebungen parallel zur M_{RS}/M_S -Achse als auch zur H_{CR}/H_C -Achse, die gleichbedeutend mit einer relativen Zunahme der Sättigungsmagnetisierung M_S bzw. einer relativen Abnahme der Koerzitivkraft H_C sind.

Die Felder unterhalb des Single-Domain- und oberhalb des Multidomain-Bereiches werden von THOMPSON & OLDFIELD (1986: 16) superparamagnetischen Teilchen zugeordnet. Diese Einteilung wird hier nicht verwendet, da sich die Proben RM und LC zumindest in einer Messposition eindeutig dem Pseudo-Single-Domain-Feld bzw. Multidomain-Feld zuordnen lassen. Die Probe SH zeigt die oben beschriebenen Charakteristika der Pseudo-Einbereichsteilchen und wird daher ebenfalls nicht als superparamagnetisch eingestuft.

Im Folgenden werden die in Position H ermittelten Hysteresekurven entsprechend ihrer Einordnung in Abbildung 4.32 dargestellt und im Detail interpretiert (Abb. 4.33, 4.34, 4.35).

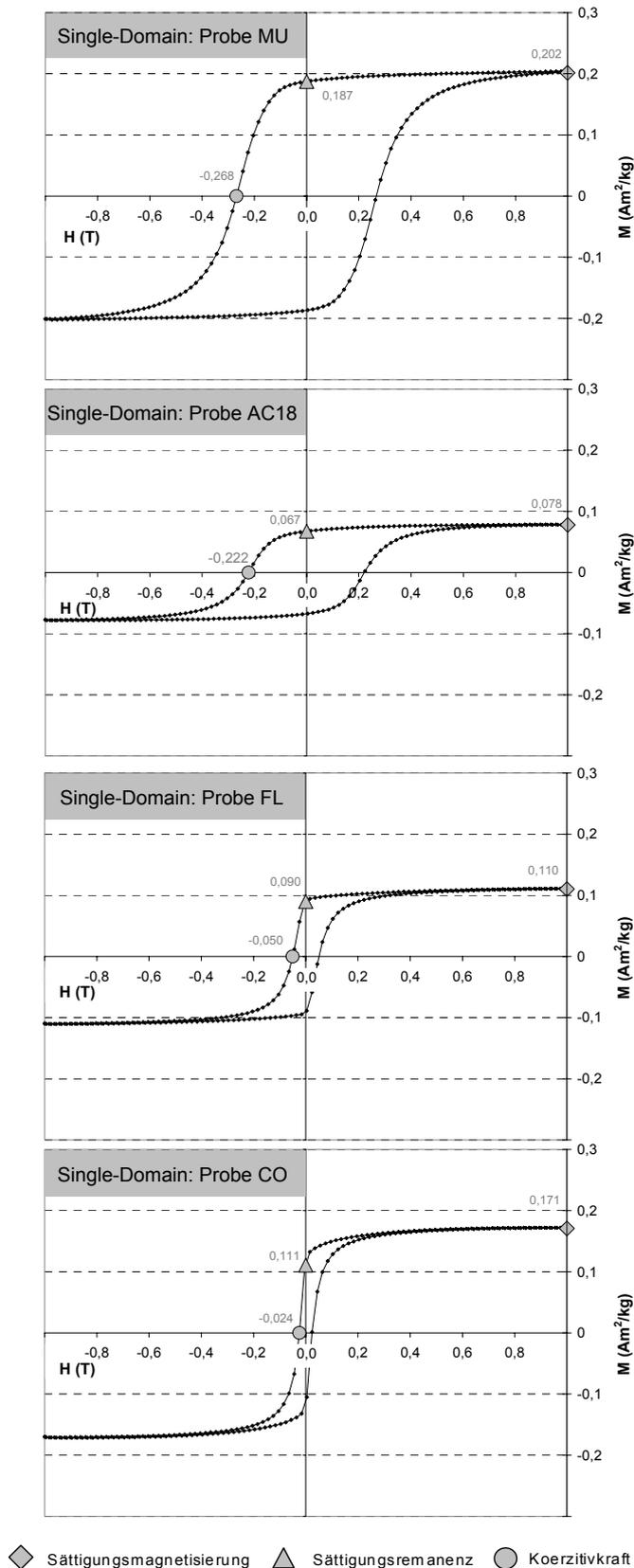


Abb. 4.33: Einbereichsteilchen (Proben MU, AC18, FL, CO).

Single-Domain-Hysteresekurven sind durch ein Verhältnis von Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung größer 0,5 gekennzeichnet. Der Quotient H_{CR} / H_C liegt generell unter 1,5, bei den dargestellten Daten etwa um 1,0 (s. Abb. 4.32). Dadurch wird der für Single-Domain-Körner charakteristische offene, fast rechteckige Hystereseverlauf bedingt. Bis zur Sättigung aufmagnetisierte Einbereichsteilchen verändern ihre Magnetisierungsrichtung erst bei relativ starken Gegenfeldern durch energieaufwendige Umklappprozesse, die zu hohen Koerzitivfeldstärken führen. Je kleiner das Verhältnis M_{RS} / M_S , umso größer der Anteil an Mehrbereichs- bzw. Pseudo-Einbereichsteilchen im Material. Blochwandverschiebungen in Mehrbereichsteilchen verursachen eine deutliche Abnahme der Sättigungsremanenz bei Verringerung der äußeren Feldstärke sowie einen beschleunigten Remanenzabbau im Gegenfeld. Der relative Anteil an Mehrbereichsteilchen nimmt bei den abgebildeten Hysteresekurven entsprechend ihrer schlankeren Form von oben nach unten zu.

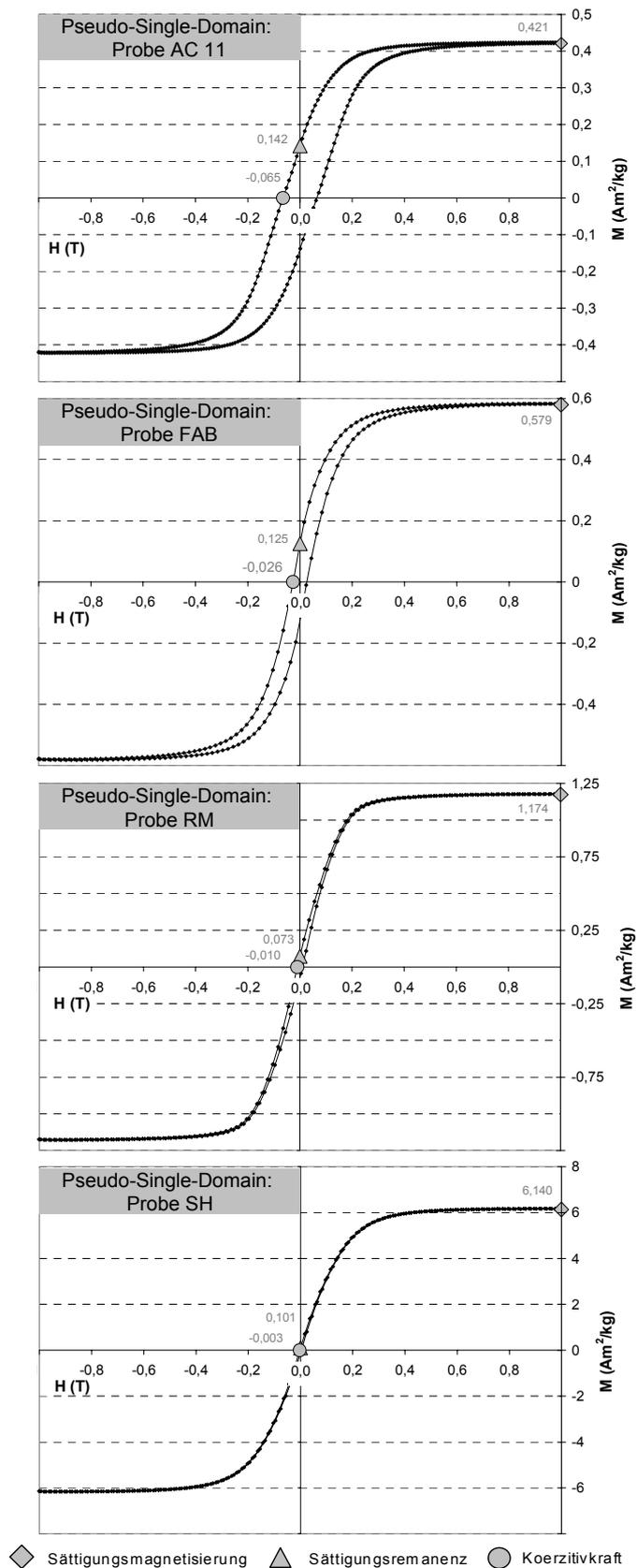


Abb. 4.34: Pseudo-Einbereichsteilchen (Proben AC11, FAB, RM, SH).

Pseudo-Single-Domain-Hysterese-kurven sind durch ein Verhältnis von Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung kleiner 0,5 gekennzeichnet. Der Quotient H_{CR}/H_C liegt zwischen 1,5 und 4,0 (s. Abb. 4.32).

Pseudo-Single-Domain-Körner zeichnen sich durch einen irreversiblen, weichen Hysteresekurvenverlauf aus, der sich deutlich von den eckigen Single-Domain-Kurven unterscheidet. Das Verhältnis M_{RS} / M_S ist ein Maß für die Öffnungsweite der Hysterese-kurve.

Kleine M_{RS} / M_S - Quotienten bedingen stärker geschlossene Hysterese-kurven. Die abgebildeten Hysterese-kurven zeigen von oben nach unten abnehmende M_{RS} / M_S - Quotienten und damit eine zunehmend stärker (durch Blochwandverschiebungen) abgebaute Sättigungsremanenz.

Die Abbildungsfolge verdeutlicht die Abhängigkeit zwischen fortschreitender Annäherung von Sättigungsremanenz und Koerzitivkraft und der Verengung des Kurvenverlaufs sowie die damit verbundene Vergrößerung des Anteils an Mehrbereichsteilchen.

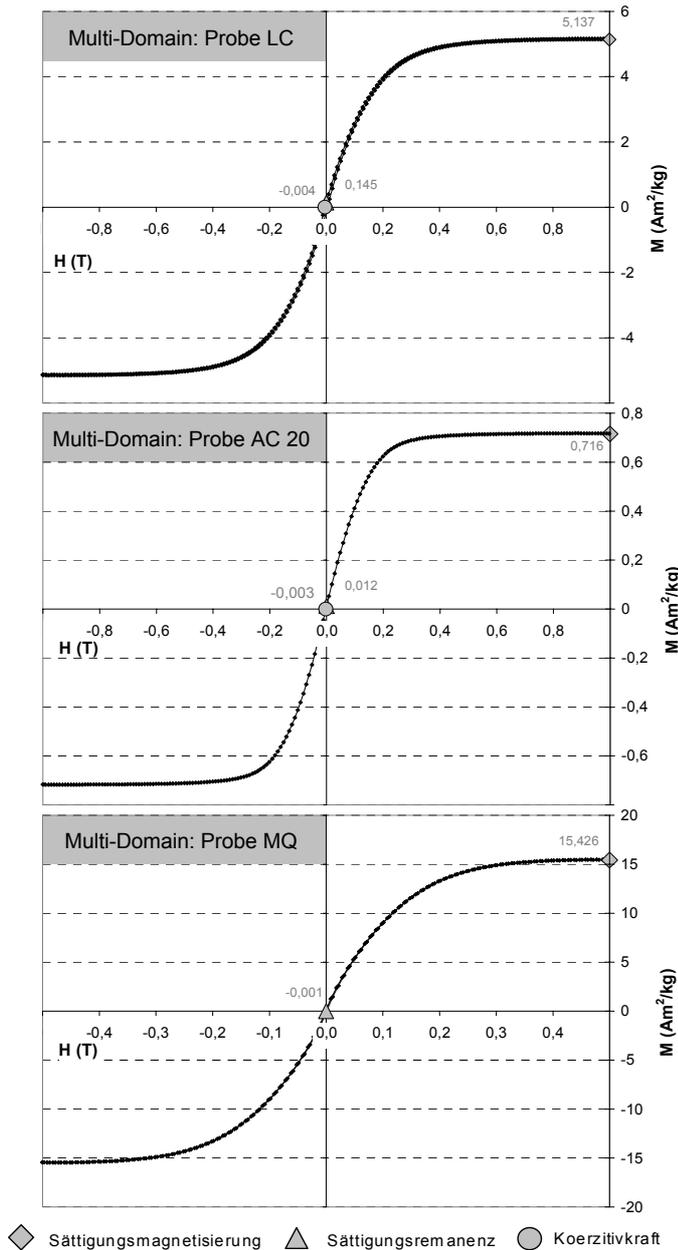


Abb. 4.35: Mehrbereichsteilchen (Proben LC, AC20, MQ).

Multi-Domain-Hysteresekurven sind durch ein Verhältnis von Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung kleiner 0,05 gekennzeichnet. Der Quotient H_{CR} / H_C liegt über 4,0.

Durch die geringen Unterschiede zwischen Sättigungsremanenz und Koerzitivkraft wird ein nahezu geschlossener Hysteresekurvenverlauf hervorgerufen. Die Multidomänenkörner des Materials reagieren unmittelbar durch kontinuierlich ablaufende Blochwandverschiebungen auf Veränderungen der äußeren Feldstärke bezüglich Betrag und Richtung, so dass kein sprunghaftes Hystereseverhalten wie bei Einbereichsteilchen auftritt. Materialien aus Mehrbereichsteilchen werden als „weichmagnetisch“ bezeichnet, weil ihre geringen Koerzitivkräfte die Aufprägung einer äußeren Magnetisierungsrichtung bei geringem Energieaufwand ermöglichen.

Ergebnisse aus der Untersuchung des Hystereseverhaltens

Durch die Hystereseaufnahmen konnten anhand der Sättigungsmagnetisierung die ferromagnetischen Hauptmineralphasen der Probekörper bestimmt werden. In Kombination mit Sättigungsremanenz, Koerzitivkraft und Remanenzkoerzitivkraft gelingt die Identifizierung von Domänenzuständen des Probenmaterials. Tabelle 4.6 zeigt die Ergebnisse im Überblick.

Tab. 4.6: Zusammenstellung der aus dem Hystereseverhalten gewonnenen Ergebnisse.

	Vorherrschende ferromagnetische (s.l.) Mineralphase				Domänenzustand		
	Hämatit	Hämatit + partiell oxid. Maghemite	Partiell oxidierte Maghemite	Magnetit, Maghemit	Einbereichs- teilchen	Pseudo- Einbereichs- teilchen	Mehr- bereichs- teilchen
AC11	X					X	
AC18	X				X		
AC20		X					X
AL				X		X	
CO	X				X		
FAB	X					X	
FL	X				X		
LC			X				X
MU	X				X		
MQ			X				X
RM		X				X	
SH			X			X	

Proben der Erzfalte aus der Grube Conceição

Aus Abbildung 4.32 sowie Tabelle 4.6 geht hervor, dass es sich bei der ferromagnetischen Mineralphase der beprobten Faltenstruktur (Grube Conceição) ausschließlich um Single-Domain-Hämatite handelt.

Die Richtungsabhängigkeit der magnetischen Eigenschaften wurde an den Faltenproben zum einen innerhalb jeder einzelnen Probe gemessen und zum anderen im räumlichen Verband der Faltenstruktur untersucht.

Von den Proben liegen für Messposition V und H jeweils 17 Hystereseaufnahmen vor. Die Werte für Sättigungsmagnetisierung, Koerzitivkraft und Sättigungsremanenz sind exemplarisch für Probe B1 in Abbildung 4.36 und 4.37 dargestellt.

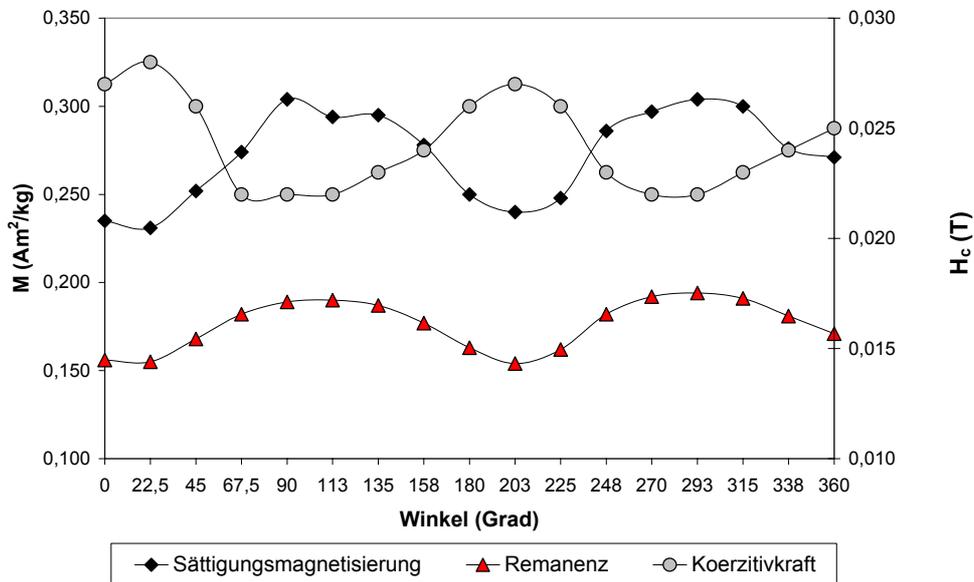


Abb. 4.36: Richtungsabhängigkeit von Hystereseparametern in Probe B1; Messposition V (s. Abb. 4.26).

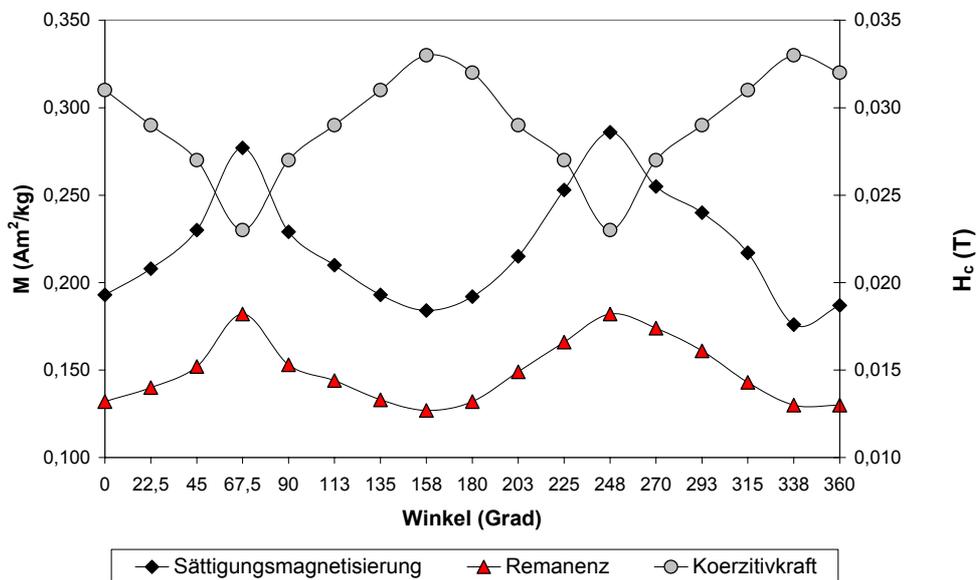


Abb. 4.37: Richtungsabhängigkeit von Hystereseparametern in Probe B1; Messposition H (s. Abb. 4.27).

Alle Proben zeigen bezüglich der Hystereseparameter ein deutlich anisotropes Verhalten. Diese Richtungsabhängigkeit ist in Messposition H besonders stark ausgeprägt. Die höchsten Werte für Sättigungsmagnetisierung und Sättigungsremanenz erfährt jede Probe in Messrichtung V bei etwa 90° (270°). Die höchsten Koerzitivkräfte treten dagegen in Proben-

position H bei etwa 0° (180°) auf. Diese Charakteristika sind – mit Ausnahme von Probe B3 – bei allen Proben ausgebildet (s. Anhang und Abb. 4.40 bis 4.43). Leichte Verschiebungen der Maxima um wenige Grad sind einerseits auf Ungenauigkeiten bei der Raumlagebestimmung der Lineare im Gelände und andererseits auf Fehler bei der Probenpositionierung im Vibrationsmagnetometer zurückzuführen.

Abbildung 4.38 veranschaulicht schematisch die Ausrichtung der gelängten und foliationsparallel eingeregelter Hämatitkristalle innerhalb der Probenzylinder und ihre relative Orientierung zum äußeren Magnetfeld während der Hystereseaufnahmen.

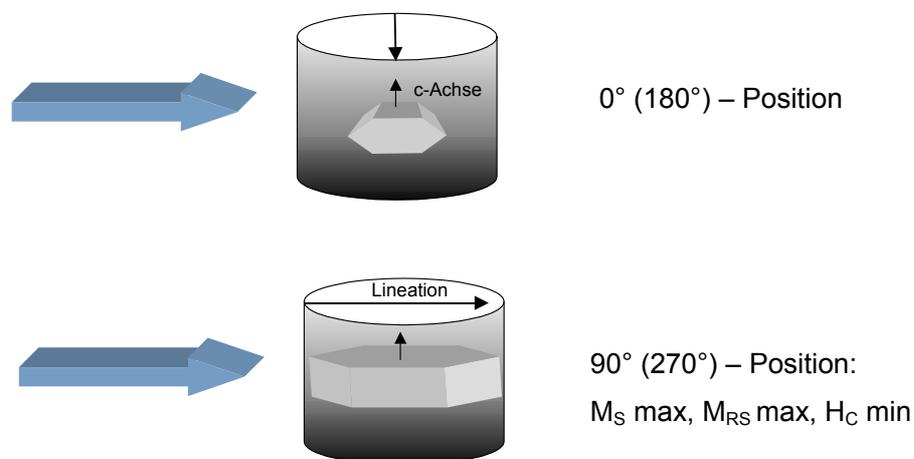


Abb. 4.38: Schematische Darstellung der räumlichen Beziehung zwischen äußerem Magnetfeld (blauer Pfeil) und Hämatitkristallen in Messposition V.

Abbildung 4.38 verdeutlicht, dass die Richtungen maximaler Sättigungsmagnetisierung und maximaler Sättigungsremanenz in der Probe mit der Lineationsrichtung zusammenfallen. Die Richtung größter Sättigungsmagnetisierung von Hämatit liegt innerhalb der Basalfläche mit einem Freiheitsgrad senkrecht zur c-Achse. Dieser Freiheitsgrad kann stressbedingt eingeschränkt werden. Dadurch entwickelt sich eine uniaxiale magnetokristalline Anisotropie (DUNLOP & ÖZDEMİR 1997: 70).

Der Zustand der magnetokristallinen Anisotropie ist für alle Proben der Faltenstruktur gegeben. Die Richtung größter Sättigungsmagnetisierung stimmt mit der Lineationsrichtung überein. Dementsprechend ist die Koerzitivkraft in Richtung der maximalen Sättigungsmagnetisierung am kleinsten. Sie erreicht ihren Maximalwert in Probenposition H, deren geometrische Anordnung zum äußeren Magnetfeld schematisch in Abbildung 4.39 dargestellt ist.

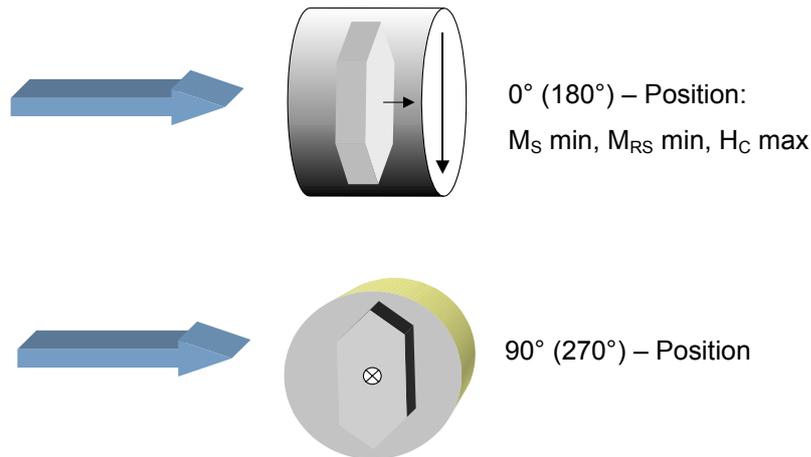


Abb. 4.39: Schematische Darstellung der räumlichen Beziehung zwischen äußerem Magnetfeld (blauer Pfeil) und Hämatitkristallen in Messposition H.

Aus Abbildung 4.39 wird ersichtlich, dass die Proben ihre maximalen Koerzitivkräfte bei einer Magnetisierung parallel zur Zylinderachse, die mit der generellen Ausrichtung der Hämatit-c-Achsen zusammenfällt, erreichen müssen. In dieser Richtung wird zur Magnetisierung bzw. Ummagnetisierung der größte Energieaufwand benötigt.

Aus der Bestimmung der Richtungsabhängigkeit von Hystereseparametern in den Faltenproben ergibt sich:

- Sättigungsmagnetisierung, Sättigungsremanenz und Koerzitivkraft sind sowohl parallel zur Zylinderbasisfläche als auch in der Ebene senkrecht zur Lineation richtungsabhängig.
- Die Anisotropie der Hystereseparameter ist in der Ebene senkrecht zur Lineationsrichtung stärker ausgeprägt.
- Die Richtung maximaler Sättigungsmagnetisierung, maximaler Sättigungsremanenz und minimaler Koerzitivkraft korrespondieren und sind parallel zur Lineationsrichtung orientiert.
- Das Hystereseverhalten der Probekörper zeigt eine direkte Abhängigkeit von der Lineations- und Foliationsrichtung der Hämatitkristalle.

Im Folgenden werden die Hystereseparameter der Faltenproben in ihrem natürlichen räumlichen Verband betrachtet, um die Veränderungen der untersuchten Parameter innerhalb der Faltenstruktur zu dokumentieren. Dazu werden die Hystereseparameter aller Proben gemeinsam in dreidimensionalen Diagrammen dargestellt, die sowohl die Richtungsabhängigkeit innerhalb der Probenzylinder als auch im Verlauf der Faltenstruktur wiedergeben. Abb. 4.40 zeigt die räumliche Variabilität der Sättigungsmagnetisierung.

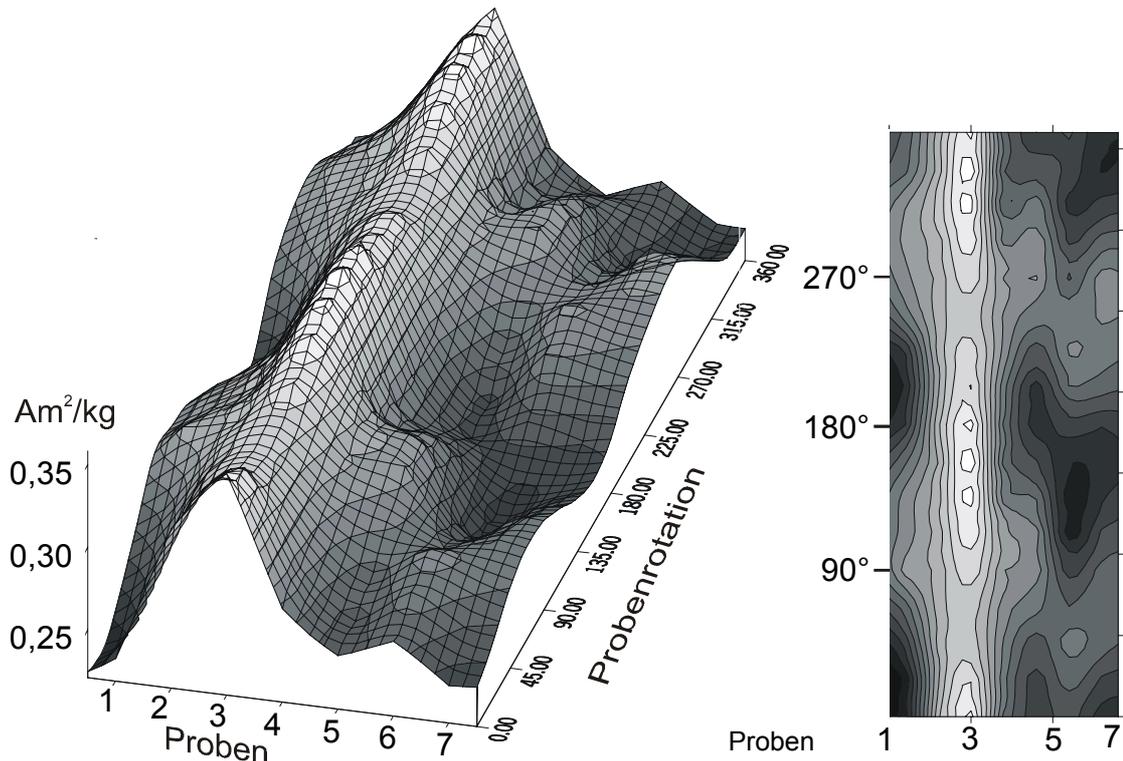


Abb. 4.40: Sättigungsmagnetisierung parallel zur Zylinderbasisfläche bzw. parallel zur Basalfläche der Hämatitkristalle (Position V), als X-, Y-, Z-Darstellung und als Isoliniplot.

Die Sättigungsmagnetisierung variiert zum einen innerhalb jeder Probe und zum anderen im Faltenverlauf. Sie ist im Muldenkern größer als an den Faltenflanken und zeichnet grob den morphologischen Verlauf der Struktur nach. Die Anisotropie innerhalb jeder Probe wird durch den sinusförmigen Verlauf entlang der 360°-Achse deutlich, die die Drehbewegung während des Messvorgangs darstellt. Probe B3 zeigt eine Abweichung vom üblichen Verlauf und weist bereits in der Ausgangsstellung (0°) der Probe den maximalen Sättigungswert auf. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Werte von Probe B3 generell sehr hoch sind und keine starke Anisotropie innerhalb der Basalfläche zeigen. Die Schwankungen sind daher nicht signifikant. Auffällig ist die Abnahme der Anisotropie innerhalb der Basalfläche der Hämatitkristalle zum Faltenkern hin. Diese Anisotropie ist ein Maß für den erfahrenen Stress eines Hämatitkorns. Demzufolge waren die Körner der Faltenflanken stärkerem Stress ausgesetzt als die Körner im Faltenkern.

Die höhere Sättigungsmagnetisierung im Muldenkern legt den Schluss nahe, dass hier größere Körner als an den Flanken vorliegen, die zwar ebenso Einbereichsteilchen (s. Abb. 4.32) sind, aber wegen ihrer Größe leichter bis zur Sättigung aufzumagnetisieren sind. Möglicherweise wird die höhere Sättigungsmagnetisierung aber auch durch die zunehmende Isotropie in der Basalebene hervorgerufen.

Abbildung 4.41 zeigt die Schwankung der Sättigungsmagnetisierung in Messposition H. Die Anisotropie innerhalb der Probe ist stärker ausgeprägt als in Position V. Diese prägnante Richtungsabhängigkeit wird bedingt durch wechselweise Messungen parallel zur kristallographischen c-Achse (bei ca. 0° bzw. 180°) sowie innerhalb der Basalebene der Hämatitkristalle (90° bzw. 270°). Anhand der vorliegenden Messungen in Position H werden die unterschiedlichen Magnetisierungseigenschaften innerhalb eines Hämatitkristalls besonders deutlich (Abb. 4.41).

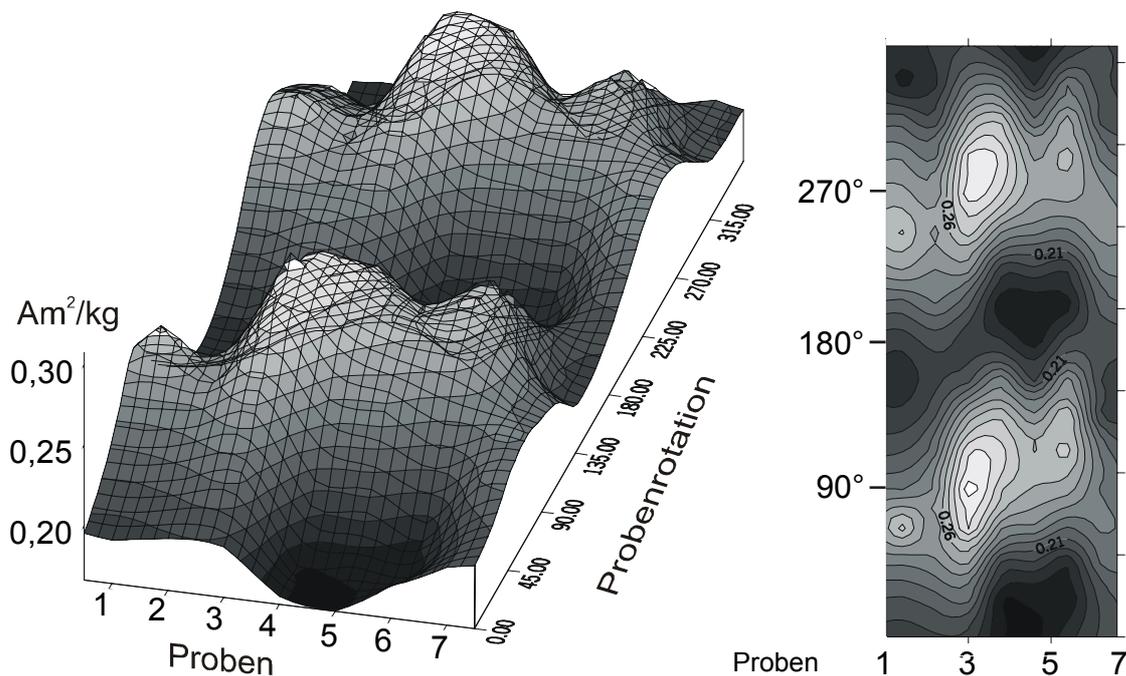


Abb. 4.41: Sättigungsmagnetisierung in Messposition H.

Eine Zunahme der Sättigungsmagnetisierung zum Zentrum der Struktur ist ebenso gegeben wie in Messposition V, in der entsprechend Abb. 4.38 die größte Sättigungsmagnetisierung erreicht wird. Minimale Sättigungsmagnetisierungen erreichen die Proben in Position H bei ca. 0° bzw. 180° (s. Abb. 4.41, vgl. Abb. 4.39).

Die Verhältnisse für die Sättigungsremanenz beider Probenpositionen sind in den Abbildungen 4.42 und 4.43 dargestellt. Die Sättigungsremanenz beschreibt mit niedrigeren Absolutwerten tendenziell den gleichen räumlichen Verlauf wie die Sättigungsmagnetisierung.

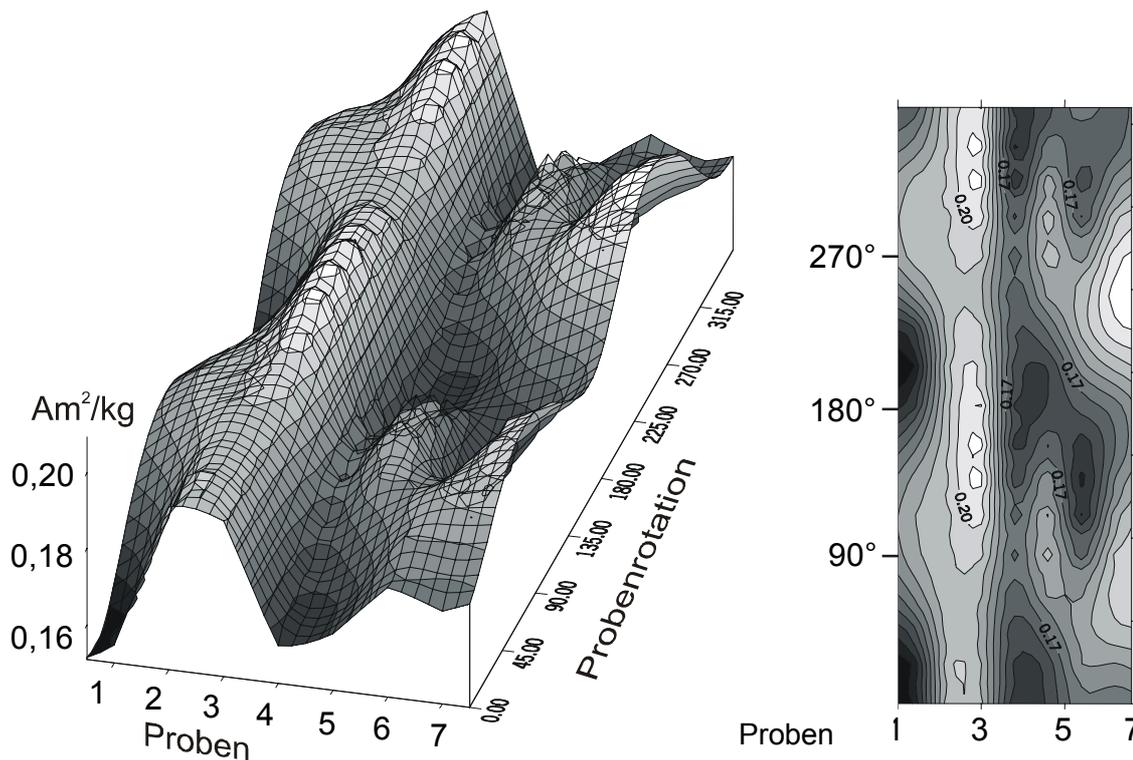


Abb. 4.42: Sättigungsremanenz innerhalb der Zylinderbasisfläche (Position V).

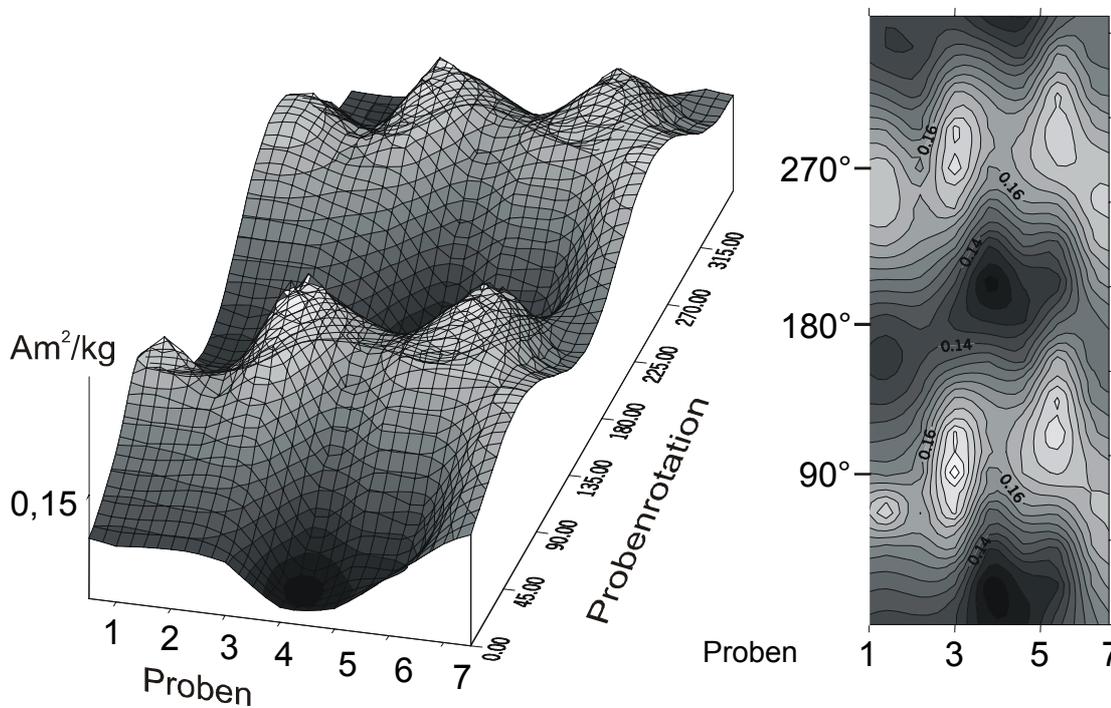


Abb. 4.43: Sättigungsremanenz in Messposition H.

Die Anisotropie der Koerzitivkraft ist in den Abbildungen 4.44 und 4.45 dargestellt. Die Koerzitivkraft nimmt zum Faltenkern hin ab und weist dadurch auf größere Körner im Faltenzentrum hin, die den Remanenzabbau im Gegenfeld erleichtern. Die maximalen Koerzitivkräfte werden in Position H bei 0° bzw. 180° erreicht, da in dieser Richtung die kristallographische c-Achse parallel zum äußeren Magnetfeld verläuft.

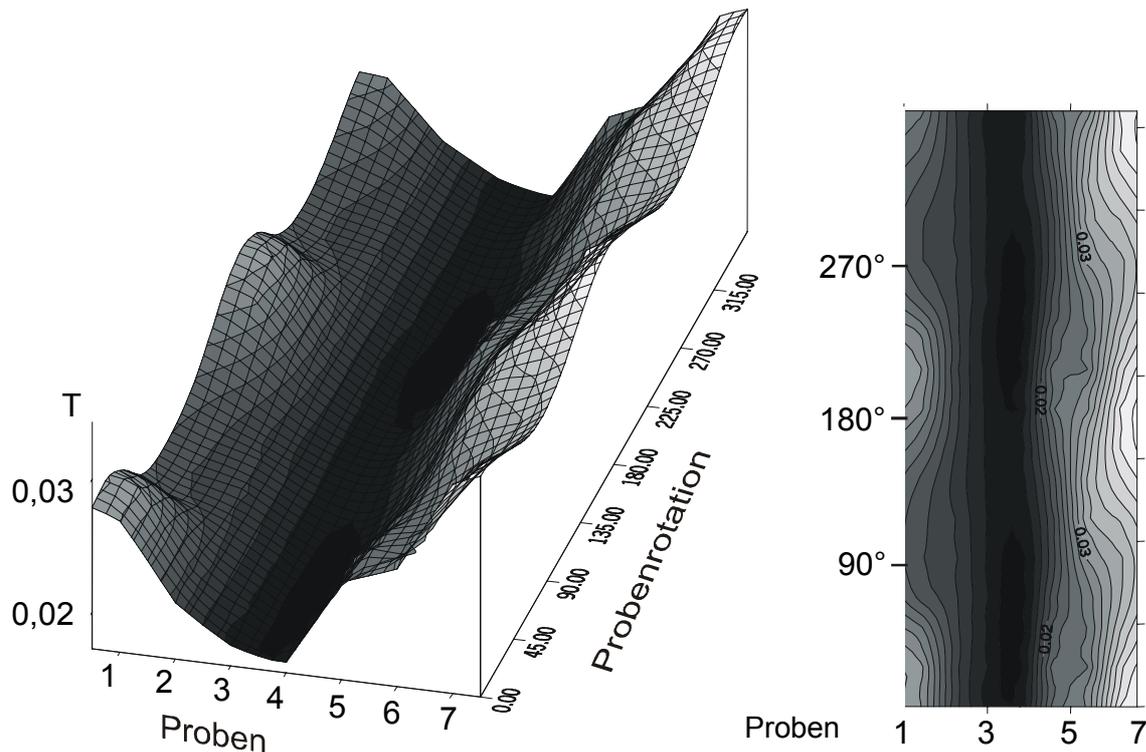


Abb. 4.44: Koerzitivkraft parallel zur Zylinderbasisfläche (Position V).

In Messposition H ist die Richtungsabhängigkeit stärker ausgeprägt als innerhalb der Basalebene (= Position V), weil in dieser Ebene sowohl die stärksten Koerzitivkräfte parallel zur kristallographischen c-Achse als auch Koerzitivkräfte innerhalb der Basalebene erfasst werden. An der Amplitudenabnahme von den Flanken zum Kern der Struktur entlang der 360° -Skala wird auch bei diesem Parameter die Abnahme der Anisotropie innerhalb der Basalebene zum Faltenkern hin deutlich.

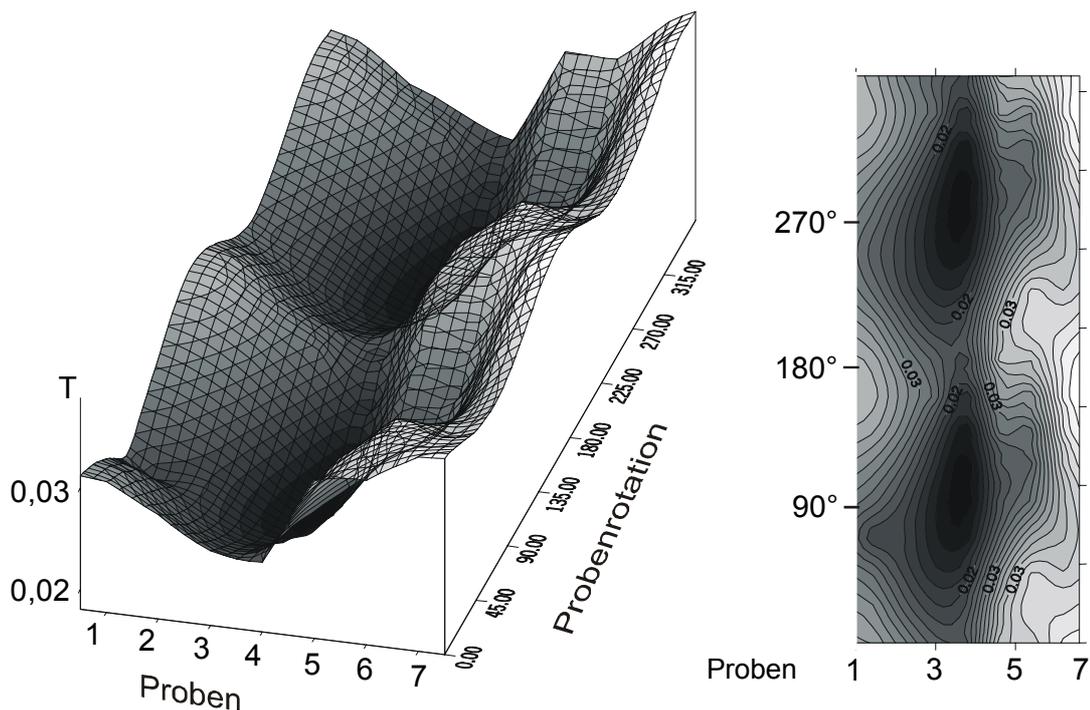


Abb. 4.45: Koerzitivkraft in Messposition H.

DAY et al. (1977) verwenden zur Korngrößencharakterisierung den Quotienten aus M_{RS} / M_S , der bei zunehmender Korngröße abnimmt (s. Abb. 4.32). Das Verhältnis aus den gemessenen Daten der Faltenproben belegt eindeutig den Trend von kleineren zu größeren Körnern von den Faltenflanken zum Kern (s. Abb. 4.46).

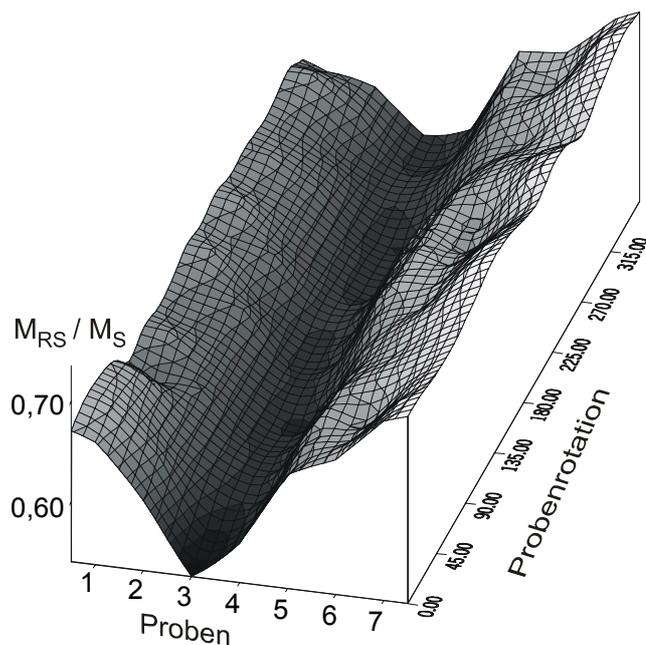


Abb. 4.46: Quotient aus Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung im Faltenverlauf (Position H).

4.3.2 Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS)

Zur Charakterisierung des magnetischen Gesteinsgefüges existiert eine Vielzahl von Parametern, die in unten stehendem Rechenblatt zusammengestellt sind (pers. Mitteilung QUADE 1998).

Tab. 4.7: Parameter zur Beschreibung von AMS-Ellipsoiden (pers. Mitteilung QUADE 1998).

AMS: explanatory columns, sheet 1			sample provenance	
			sample specification	
AMS data and parameters of SAMPLE,			orientation of the planar reference element	
OUTCROP / DEPOSIT / LOCATION.			orientation of k1 (kmax)	
(input: kmean and k1, k2, k3)			orientation of k2 (kint)	
* (units: 10 ⁻⁶ SI units/unit volume)			orientation of k3 (kmin)	
1	K1	apparent (measured) maximum susceptibility *	(measured)	1
2	K2	apparent (measured) intermediate susceptibility *	(measured)	2
3	K3	apparent (measured) minimum susceptibility *	(measured)	3
4	Kmean	(arithmetic) mean/bulk susceptibility *	(K1+K2+K3)/3	4
5	k1	rationalized maximum susceptibility	K1/(Kmean)	5
6	k2	rationalized intermediate susceptibility	K2/(Kmean)	6
7	k3	rationalized minimum susceptibility	K3/(Kmean)	7
8	kgmean	(geometric) mean normalized susceptibility	$\exp[1/3*(\log(k1)+\log(k2)+\log(k3))]$	8
9	M1	natural susceptibility deviator k1 (Rathore 1979)	$\ln(1+D1)$	9
10	M2	natural susceptibility deviator k2 (Rathore 1979)	$\ln(1+D2)$	10
11	M3	natural susceptibility deviator k3 (Rathore 1979)	$\ln(1+D3)$	11
12	D1	deformed vs. undeformed susceptibility axes (k1/k0; Rathore 1979)	$k1/k0-1$; k0 = kgmean	12
13	D2	deformed vs. undeformed susceptibility axes (k2/k0; Rathore 1979)	$k2/k0-1$; k0 = kgmean	13
14	D3	deformed vs. undeformed susceptibility axes (k3/k0; Rathore 1979)	$k3/k0-1$; k0 = kgmean	14
15		circular section 1 of the ellipsoid	azimuthal orientation	15
16		circular section 2 of the ellipsoid	azimuthal orientation	16
17	α_1	angle of circular sections with k1 (cf. Ramsay & Huber 1983)	$\pm 1/\cos [(1/k3^2-1/k2^2)/(1/k3^2-1/k1^2)]$	17
18	α_3	angle of circular sections with k3 (cf. Ramsay & Huber 1983)	$\pm 1/\sin [(1/k3^2-1/k2^2)/(1/k3^2-1/k1^2)]$	18
19	$[\gamma]$	octahedral plane of ellipsoid (cf. Nadai 1963)	$2/3*\sqrt{[(\ln L)^2+(\ln F)^2]}$	19
20		oblateness or eccentricity of the AMS ellipsoid (Rathore 1979)	$(k2)^2/(k1*k3)$	20
21		prolateness of the AMS ellipsoid	$(k1*k3)/(k2)^2$	21
22	L	intensity of linear structure (Balsley & Buddington 1960)	$k1/k2$	22
23	l	magnetic lineation (Khan 1962)	$(K1-K2)/(Kmean)$	23
24		magnetic lineation (Hrouda et al. 1971)	$2*k1/(k2+k3)$	24
25	l/f	prolateness or intensity of magnetic lineation (Khan 1962)	$(k1-k2)/(k2-k3)$	25
26	F	magnetic foliation (Stacey et al. 1960)	$k2/k3$	26
27	f	magnetic foliation (Khan 1962)	$(K2-K3)/Kmean$	27
28		magnetic foliation (Porath 1971)	$1-k3/k2$	28
29		intensity of planar structure (Balsley & Buddington 1960)	$(k1+k2)/2*k3$	29
30	m = f/l	oblateness or intensity of magnetic foliation (Khan 1962)	$(k2-k3)/(k1-k2)$	30
31	T	shape factor (Jelinék 1981) = shape parameter (Lode 1926)	$(2*lnk2-lnk1-lnk3)/(lnk1-lnk3)$	31
32	U	difference shape factor (Jelinék 1981)	$(2*k2-k1-k3)/(k1-k3)$	32
33	V	shape factor (Graham 1966)	$\sin^2(-1)\sqrt{[(k2-k3)/(k1-k3)]}$	33
34	k	shape parameter (cf. Flinn 1962)	$(L-1)/(F-1)$	34
35	d	intensity of distortion (cf. Ramsay & Huber 1983)	$\sqrt{[(F-1)^2+(L-1)^2]}$	35
36	K	shape parameter (cf. Ramsay 1967)	$[\ln(k1)-\ln(k2)]/[\ln(k2)-\ln(k3)]$	36
37	D	intensity of distortion (cf. Ramsay & Huber 1983)	$\sqrt{[\ln(k1)-\ln(k2)]^2+[\ln(k2)-\ln(k3)]^2}$	37
38	P	degree of anisotropy (Nagata 1961)	$k1/k3$	38
39		degree of anisotropy (Rees 1966)	$(k1-k3)/k2$	39
40	H	total anisotropy (Owens 1974)	$(K1-K3)/(Kmean) = k1-k3$	40
41	P'	corrected degree of anisotropy (Jelinék 1981)	$P^{\sqrt{1+T^2/3}}$	41
42	h	average excess of susceptibility in the magnetic foliation (Granar 1957)	$(k1+k2)/2-k3$	42
43	q	anisotropy (shape) quotient (Granar 1957)	$(k1-k2)/[(k1+k2)/2-k3]$	43
44	$[\epsilon]$	"AMS intensity factor" (cf. Nadai 1963)	$\sqrt{3}/2*\gamma$	44
45	rd	raw density	weight/volume of cube	45
46	IR	magnetic moment (nT)	weight/volume of cube	46

In dieser Arbeit werden zur vollständigen Beschreibung eines magnetischen Gesteinsgefüges die Parameter *mittlere Suszeptibilität* K_{mean} , *Richtung und Länge der Hauptsuszeptibilitätsachsen* k_{max} , k_{int} , k_{min} (bzw. k_1 , k_2 , k_3), *Formfaktor* T , *Anisotropiegrad* P' , *magnetische Lineation* L und *magnetische Foliation* F verwendet. Diese Parameter haben sich in der internationalen Literatur durchgesetzt (vgl. HROUDA ET AL. 1985, DE WALL ET AL. 2000, BESTMANN ET AL. 2000).

Die mittlere Suszeptibilität K_{mean} eines Gesteins setzt sich aus den Einzelsuszeptibilitäten der am Gesteinsaufbau beteiligten Minerale zusammen (s. Kapitel 4.1.2) und erlaubt daher eine Einordnung der untersuchten Probe in eine der beschriebenen magnetischen Stoffgruppen.

Die mittleren Suszeptibilitäten der Einzelproben sind in Abbildung 4.47 dargestellt. Die Suszeptibilitätswerte werden in zwei Gruppen eingeteilt. Die Suszeptibilitäten der Proben AL, MQ, LC, SH und RM liegen im Bereich von ca. 50.000 bis ca. $1.100.000 \cdot 10^{-6}$ SI, während die Suszeptibilitätswerte der übrigen Proben zwischen ca. 800 und ca. $11.000 \cdot 10^{-6}$ SI schwanken.

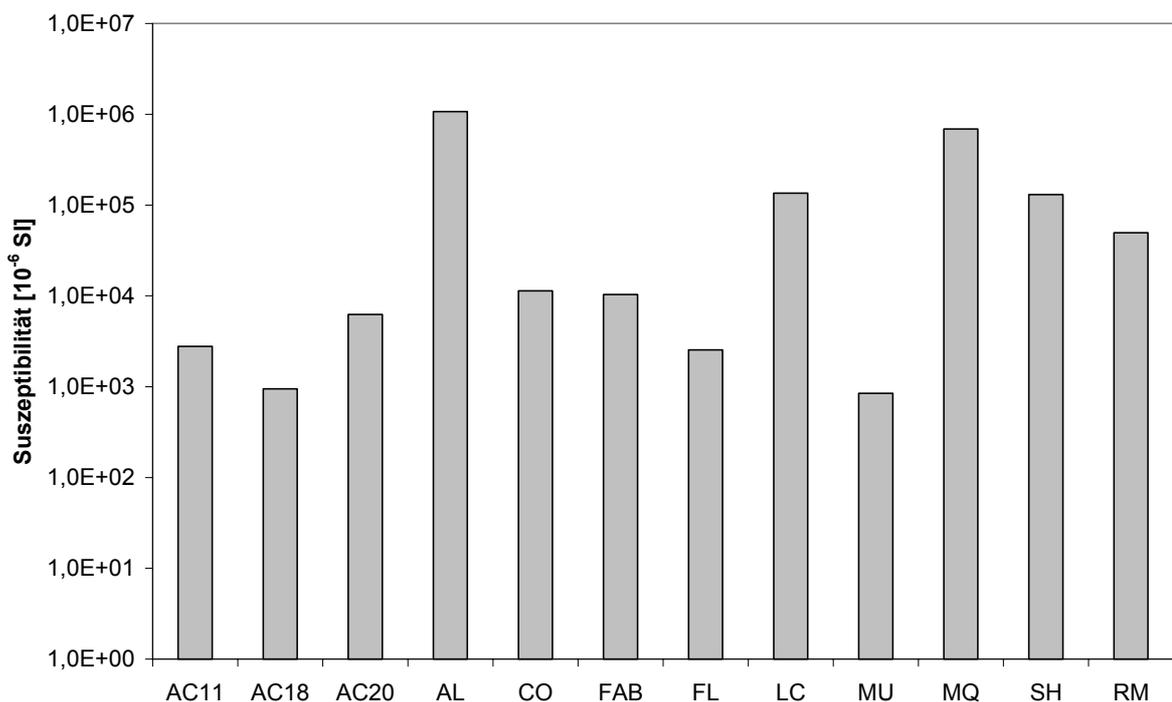


Abb. 4.47: Mittlere Suszeptibilitäten angegeben für ein Volumen von 10 cm^3 .

Die Literaturdaten der mittleren Suszeptibilitäten für natürliche Hämatite variieren stark. Einige Angaben sind in Tabelle 4.8 zusammengestellt.

Tab. 4.8: Literaturangaben für die Suszeptibilität von natürlichem Hämatit.

$10 - 750 * 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$	HUNT ET AL. 1995
$25 * 10^{-8} \text{ SI / kg}$	TARLING & HROUDA 1993: 31
$6 * 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$	THOMPSON & OLDFIELD 1986: 23
$2 - 50 * 10^{-3} \text{ SI}$	ROCHETTE ET AL. 1992: 213
$100 - 1000 * 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$	SOFFEL 1991: 25

Die magnetischen Suszeptibilitäten der kubischen Reihe Magnetit-Kenomagnetit-Maghemit-Martit liegen um Faktor 10 bis 15 höher als die Hämatitwerte, so dass sie sich trotz der großen Schwankungsbreite der Hämatitsuszeptibilitäten deutlich von ihnen absetzen. Die Suszeptibilitätswerte der zweiten Probengruppe liegen im Schwankungsbereich der Tabellenangaben für Hämatit ($600 * 10^{-6}$ bis ca. $50\,000 * 10^{-6}$ SI). Hämatit ist demzufolge Hauptsuszeptibilitätsträger der Proben AC11, AC18, AC20, CO, FAB, FL und MU. Quarz und Karbonate als Begleitminerale der Eisenminerale bleiben unberücksichtigt. Deren diamagnetische Suszeptibilitäten werden von ferromagnetischen (s.l.) Suszeptibilitäten vollständig überdeckt.

Die stärker suszeptiblen Eisenerze AL, MQ, LC, SH und RM besitzen neben Hämatit einen Anteil an Magnetiten bzw. deren partiell oxidierten Varianten.

Die Längen der Hauptachsen eines gemessenen AMS-Ellipsoids k_{\max} , k_{int} und k_{\min} bestimmen die Ellipsoidform und charakterisieren das magnetische Gefüge eines Gesteinskörpers. In einem Hämatiteinkristall liegen die Richtung der leichtesten und mittleren Magnetisierbarkeit innerhalb seiner magnetisch isotropen Basalebene (vgl. SIEMES ET AL. 2000). Die Richtung der geringsten Magnetisierbarkeit ist senkrecht zu dieser Ebene orientiert und entspricht der Raumrichtung der kristallographischen c-Achse. Die Verhältnisse der Suszeptibilitäten innerhalb eines Hämatitkristalls werden durch den Quotienten $P_c > 100$ mit $P_c = K_{\text{ab}}/K_c$ angegeben (HROUDA 1980). Dabei bezeichnet K_{ab} die nahezu isotrope Suszeptibilität innerhalb der Basalebene und K_c die Suszeptibilität parallel zur kristallographischen c-Achse. Abbildung 4.48 veranschaulicht die Ausrichtung der Hauptsuszeptibilitätsachsen innerhalb eines Hämatiteinkristalls.

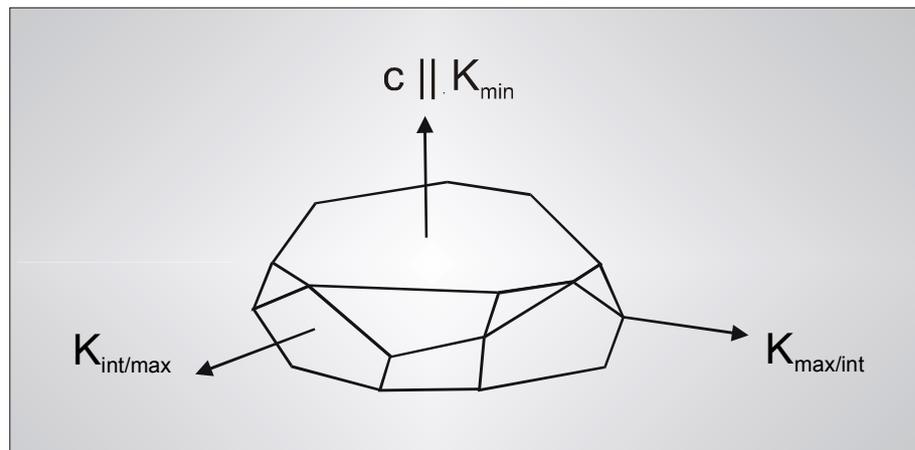


Abb. 4.48: Hauptsuszeptibilitätsachsen eines Hämatiteinkristalles.

Generell ist eine oblate Ellipsoidgestalt gegeben, wenn die Länge von K_{\max} etwa mit der Länge von K_{int} korrespondiert und K_{\min} wesentlich kleiner ist ($K_{\max} \sim K_{\text{int}} > K_{\min}$). Entspricht hingegen die Länge von K_{\min} ungefähr K_{int} und ist K_{\max} wesentlich größer, nimmt das Ellipsoid eine zigarrenförmige, prolate Gestalt an ($K_{\min} \sim K_{\text{int}} < K_{\max}$).

Das Suszeptibilitätsellipsoid eines Hämatiteinkristalls hat eine triaxial oblate Form. Die Suszeptibilitätsunterschiede innerhalb der Basalebene sind sehr gering, so dass bereits schwache interne oder externe Stressmomente eine Verschiebung der Hauptsuszeptibilitätsachsen bewirken (vgl. DE BOER 1999: 46).

Enthält ein Probekörper Hämatit als Hauptsuszeptibilitätsträger, kann anhand des gemessenen AMS-Gefüges auf die mittlere kristallographische Ausrichtung der Hämatitkristalle - insbesondere ihrer c-Achsen - im Probekörper geschlossen werden, weil magnetische und kristallographische Zelle einander entsprechen (DE BOER 1999: 45).

Die stark ferrimagnetischen Minerale Magnetit und Maghemit zeigen keine magnetische Kristallanisotropie, sondern eine magnetische Formanisotropie (s. Kapitel 4.1.2). Das Suszeptibilitätsellipsoid dieser Minerale liefert demnach keine Hinweise auf die kristallographische Ausrichtung der Körner, sondern lediglich auf die Orientierung ihrer größten und kleinsten Korndurchmesser. Aufgrund ihrer hohen Suszeptibilitäten überprägen Magnetite das magnetische Gefüge nicht ferrimagnetischer Minerale. Die Parameter der untersuchten Proben zur Charakterisierung der magnetischen Gefüge sind in nachfolgender Tabelle zusammengefasst.

Tab. 4.9: AMS-Parameter der Einzelproben.

	<i>AC11</i>	<i>AC18</i>	<i>AC20</i>	<i>AL</i>	<i>CO</i>	<i>FAB</i>	<i>FL</i>	<i>LC</i>	<i>MU</i>	<i>MQ</i>	<i>RM</i>	<i>SH</i>
K_{max}	337/07	179/44	215/10	142/09	091/43	002/03	345/02	359/01	159/12	162/01	009/04	075/01
K_{int}	070/19	068/20	115/47	050/10	193/12	092/06	255/03	269/00	065/46	072/22	277/26	165/01
K_{min}	228/69	320/39	314/42	273/76	294/44	246/83	105/86	171/89	284/70	255/68	106/63	300/88
K_{mean}	2783	948	6256	1075000	11380	10387	2547	135700	844	691000	49430	130400
k_1	1,0901	1,0252	1,0190	1,1019	1,3266	1,0694	1,3321	1,4548	1,0292	1,3089	1,1207	1,1600
k_2	1,0029	0,9953	0,9932	1,0729	1,1344	1,0271	1,1578	0,9554	1,0049	1,0612	0,9778	1,1365
k_3	0,9070	0,9795	0,9878	0,8252	0,5390	0,9035	0,5102	0,5897	0,9659	0,6299	0,9015	0,7035
L	1,0870	1,0300	1,0260	1,0270	1,1694	1,0413	1,1505	1,5227	1,0242	1,2334	1,1462	1,0207
F	1,1057	1,0161	1,0055	1,3002	2,1046	1,1367	2,2695	1,6202	1,0403	1,6847	1,0846	1,6155
T	0,0930	-0,2993	-0,6500	0,8155	0,6524	0,5204	0,7078	0,0686	0,2468	0,4263	-0,2540	0,9182
P'	1,2022	1,0473	1,0338	1,3766	2,6181	1,1925	2,8202	2,4688	1,0662	2,1238	1,2460	1,7613

Betrachtet man nicht nur einen Kristall, sondern das gesamte magnetische Gefüge und damit eine Vielzahl von Suszeptibilitätsachsen, werden die Begriffe oblat und prolat ebenfalls verwendet. Dabei versteht man unter prolat, dass sich die Achsen maximaler Suszeptibilität auf eine konkrete Raumrichtung konzentrieren, während die Achsen intermediärer und minimaler Suszeptibilitäten auf einer senkrecht zu K_{max} orientierten Ebene frei beweglich angeordnet sind. Ein oblates Ellipsoid liegt vor, wenn die Richtung der minimalen Magnetisierbarkeit fest ausgerichtet ist und die Achsen maximaler sowie intermediärer Suszeptibilitäten in einer Ebene senkrecht dazu frei beweglich sind.

Das P'-T-Diagramm (s. Abb. 4.48) bietet die Möglichkeit, gleichzeitig die Form des Ellipsoides (Formfaktor T) und den Anisotropiegrad (P') des magnetischen Gefüges darzustellen (TARLING & HROUDA 1993: 26). Oblate Ellipsoide haben positive T-Werte und nähern sich mit zunehmendem Oblatheitsgrad $T=1$ an, während prolate Ellipsoide durch negative T-Werte gekennzeichnet sind und sich mit ansteigendem Prolatheitsgrad $T=-1$ nähern. Dreiachsige, neutrale Ellipsoide plotten um $T=0$. Die Bezeichnung „neutral“ beschreibt in diesem Zusammenhang Ellipsoidformen, die in der Strukturgeologie einer „ebenen Verformung“ zugeordnet werden, d.h. die mittlere Achse behält ihre ursprüngliche Länge bei, während längste und kürzeste Achsen um den jeweils identischen Betrag verlängert bzw. verkürzt wurden. Die Einzelproben weisen mehrheitlich oblate AMS-

Ellipsoidformen auf. Lediglich die Proben AC18, AC20 und RM zeigen ein prolates AMS-Gefüge. Die prolates AMS-Ellipsoide der Proben AC18 und AC20 verfügen jedoch über niedrige Anisotropiegrade P' (1,05 und 1,03) und nähern sich daher der Kugelform (s. Abb. 4.48).

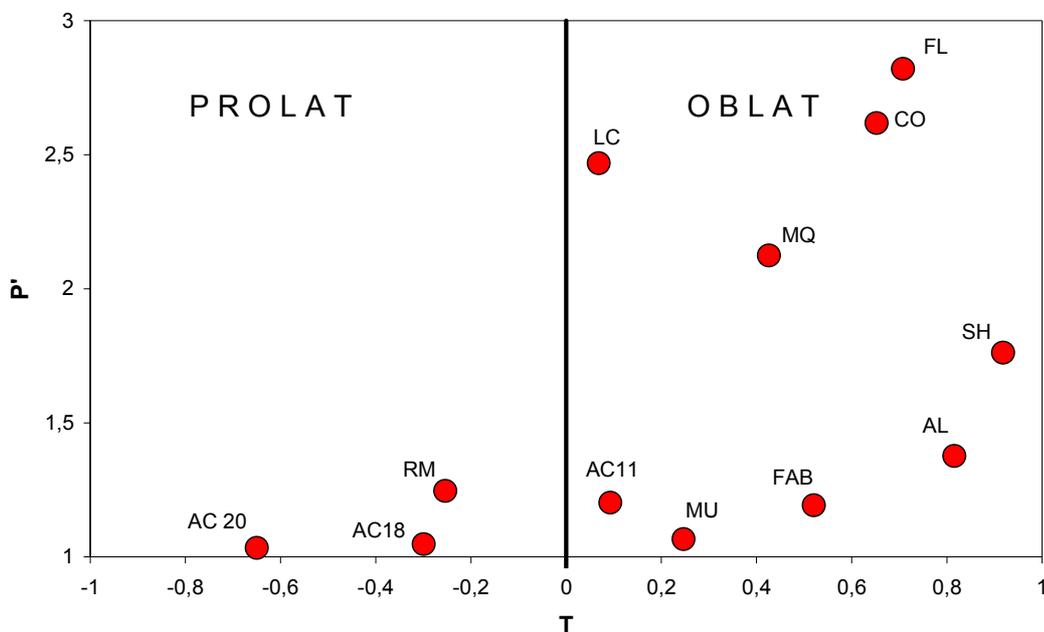


Abb. 4.48: Einteilung in prolates und oblates AMS-Ellipsoidformen (JELINEK 1981; HROUDA 1980).

Aufgrund der deutlichen Ausbildung einer Bänderung senkrecht zur Zylinderachse der Probekörper entsprechen oblates AMS-Ellipsoide den Erwartungen. Die kristallographischen c -Achsen der weitgehend foliationsparallel eingeregelter Hämatite stimmen bei den oblaten Ellipsoiden generell mit der Zylinderachse der Probekörper überein. Dieser Sachverhalt wird durch die Orientierung der Suszeptibilitätsachsen verdeutlicht, deren Bezugsfläche die Zylinderkopffläche ist. Die Einfallswinkel der K_{\min} -Achsen sind überwiegend sehr groß ($> 60^\circ$), während die K_{int} - und K_{\max} -Achsen flach abtauchend innerhalb der Zylinderbasisfläche angeordnet sind (s. Tabelle 4.9).

Eine weitere Möglichkeit zur Darstellung der Ellipsoidformen bietet das L-F-Diagramm (s. Abb. 4.49), in dem die magnetische Lineation gegen die magnetische Foliation aufgetragen wird.

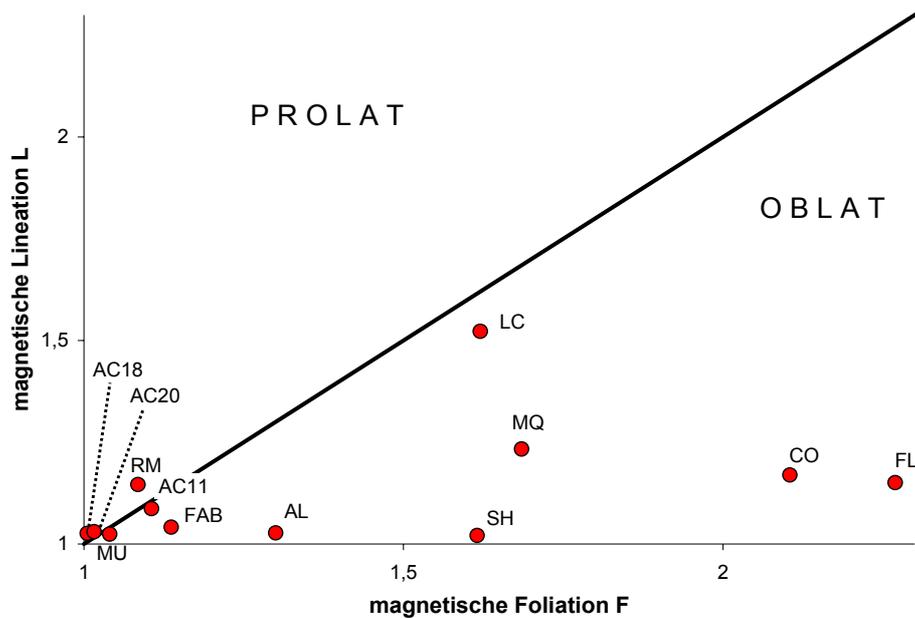


Abb. 4.49: Magnetische Lineation (BALSLEY & BUDDINGTON 1960) gegen magnetische Foliation (STACEY ET AL. 1960).

Nach dieser Berechnung liegen ebenfalls die drei Proben AC18, AC20 und RM im prolatischen Bereich. Zusätzlich werden für die AMS-Ellipsoide der Proben MU, AC11 und LC neutrale Formen angegeben.

Prolate und neutrale Formen der AMS-Ellipsoide von hämatitischen Eisenerzen können verschiedene Ursachen haben: zum einen besteht die Möglichkeit, dass die Hämatitkristalle nicht streng foliationsparallel ausgerichtet, sondern um ein lineares Element rotationssymmetrisch angeordnet sind, so dass aus vielen einzelnen oblaten Ellipsoiden im Mittel ein prolates Ellipsoid entsteht. Zum anderen können formanisotrope gelängte Magnetitkörner aufgrund ihrer hohen Suszeptibilität das Hämatitgefüge überprägen.

Die untersuchten Einzelproben wurden nicht orientiert entnommen. Daher wird die Orientierung ihrer Suszeptibilitätsachsen nicht im räumlichen Zusammenhang bzw. in Bezug zum tektonischen Inventar der beprobten Eisenerzgruben betrachtet.

Tabelle 4.10 fasst die Ergebnisse der Messungen der magnetischen Suszeptibilität und deren Anisotropie zusammen. Dabei wird besonders deutlich, dass Ellipsoide mit prolatischem Formfaktor einen geringen Anisotropiegrad besitzen (z.B. AC18, AC20) und sich einer Kugelgestalt annähern. Dementsprechend können auch Ellipsoide mit hohem Anisotropiegrad einen kleinen Formfaktor besitzen und eine fast neutrale Form aufweisen (z.B. LC).

Tab. 4.10: Mittlere Suszeptibilitäten und Ellipsoidformen der Einzelproben (vgl. Tab. 4.7).

Probe	Mittlere Suszeptibilität [10^{-6} SI]	Form des AMS- Ellipsoides	Anisotropiegrad P'
AC11	2 783	neutral bis schwach oblat	1,1 - 1,5
AC18	948	prolat	< 1,1
AC20	6 256	prolat	< 1,1
AL	1 075 000	oblat	1,1 - 1,5
CO	11 380	oblat	> 2,5
FAB	10 387	oblat	1,1 - 1,5
FL	2 547	oblat	> 2,5
LC	135 700	oblat bis neutral	2,0 – 2,5
MU	844	schwach oblat	< 1,1
MQ	691 000	oblat	2,0 – 2,5
RM	130 400	prolat	1,1 - 1,5
SH	49 430	oblat	1,5 – 2,0

Proben aus der Erzfalte der Grube Conceição

Die mittleren Volumen-Suszeptibilitäten der sieben Faltenproben schwanken zwischen $5430 \cdot 10^{-6}$ SI und $11.380 \cdot 10^{-6}$ SI und liegen damit eindeutig im Größenordnungsbereich von Hämatit-Suszeptibilitäten. Die Parameter zur Charakterisierung der magnetischen Gefüge sind in Tabelle 4.11 zusammengestellt.

Tab. 4.11: AMS-Parameter der beprobten Faltenstruktur.

	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7
K_{\max}	089/45	103/35	086/38	091/43	109/28	095/35	102/09
K_{int}	195/16	203/13	181/06	193/12	017/04	231/46	194/12
K_{\min}	299/41	310/52	278/51	294/44	280/62	347/23	335/75
K_{mean}	7260	8329	9985	11380	5349	7376	5430
$k_1=(K_{\max}/K_{\text{mean}})$	1,2977	1,2960	1,3164	1,3266	1,3263	1,3212	1,2256
$k_2=(K_{\text{int}}/K_{\text{mean}})$	1,0195	1,0058	1,1015	1,1344	1,0350	1,0481	0,9935
$k_3=(K_{\min}/K_{\text{mean}})$	0,6827	0,6982	0,5821	0,5390	0,6387	0,6308	0,7809
$L=(k_1/k_2)$	1,2729	1,2885	1,1951	1,1694	1,2814	1,2606	1,2336
$F=(k_2/k_3)$	1,4933	1,4406	1,8923	2,1046	1,6205	1,6615	1,2722
T	0,2487	0,1803	0,5632	0,6524	0,3212	0,3736	0,0684
P°	1,9134	1,8624	2,3586	2,6181	2,1026	2,1304	1,5700

Die mittleren Suszeptibilitäten nehmen von den Flanken zum Kern der Struktur deutlich zu.

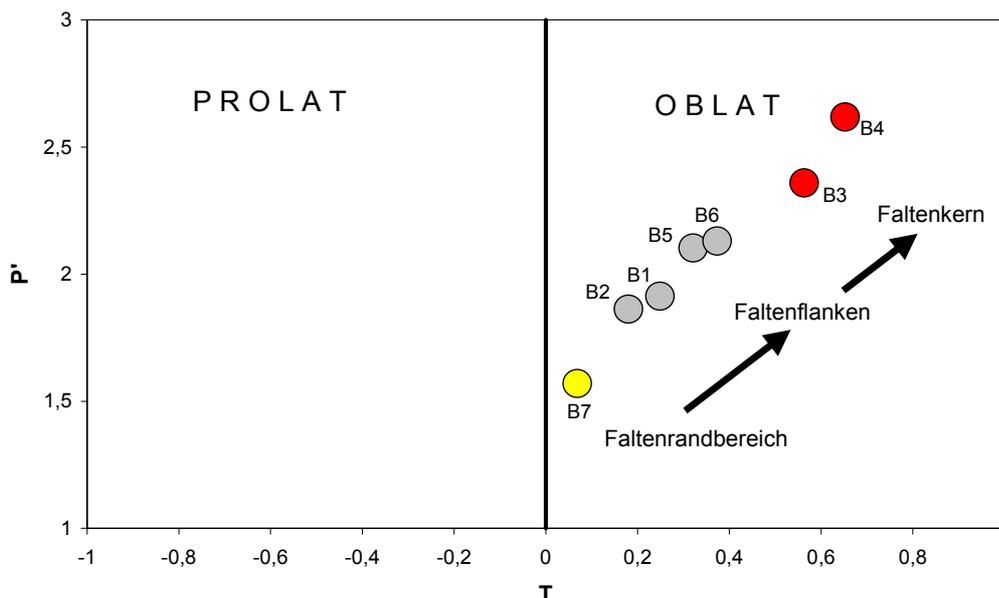


Abb. 4.50: P'-T-Diagramm der beprobten Faltenstruktur.

Aus Abbildung 4.50 geht hervor, dass alle Proben der Faltenstruktur ein oblates AMS-Gefüge haben. Von den Faltenflanken zum Kern der Struktur nehmen Oblatheitsgrad (T) und Anisotropiegrad (P') kontinuierlich zu. Mit diesen Beobachtungen korrespondieren die Werte der magnetischen Foliation und der magnetischen Lineation (s. Abb. 4.51). Die Intensität der magnetischen Foliation nimmt zum Faltenkern hin zu, während die Intensität der magnetischen Lineation etwa konstant bleibt.

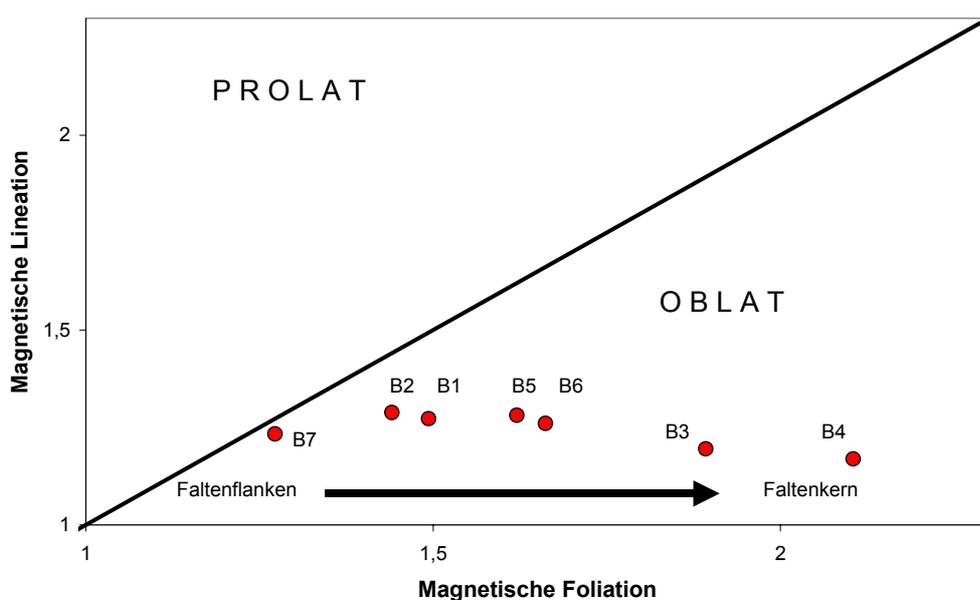


Abb. 4.51: Magnetische Lineation (BALSLEY & BUDDINGTON 1960) gegen magnetische Foliation (STACEY ET AL. 1960)

Der einzig relevante Suszeptibilitätsträger der Faltenproben ist Hämatit. Es ist sowohl ausgeschlossen, dass die Probekörper inverse magnetische Gefüge aufweisen (verursacht beispielsweise durch eisenhaltige Karbonate, Turmaline, Cordierite (vgl. ROCHETTE ET AL. 1992)) als auch dass eine die Suszeptibilität durch weitere Minerale verursacht wird. Folglich hat das AMS-Gefüge einen direkten Bezug zum Gesteinsgefüge, so dass magnetische Foliation und magnetische Lineationsrichtung mit dem tektonischen Inventar korreliert werden können. Zur Definition dieser Begriffe siehe Abbildung 4.52.

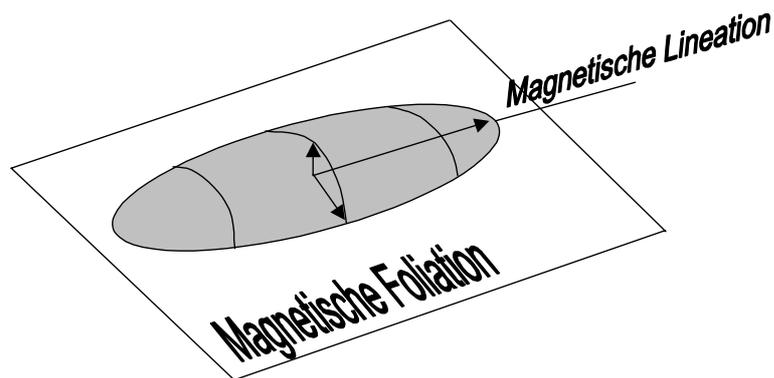


Abb. 4.52: Definition der magnetischen Foliation (Ebene aufgespannt von K_{\max} und K_{int}) und der magnetischen Lineation (Richtung von K_{\max}). K_{\min} entspricht dem Polpunkt der magnetischen Foliationsfläche.

Bei allen Proben ist die Achse geringster Suszeptibilität (K_{\min}), die dem Pol der magnetischen Foliation entspricht, senkrecht zur magnetischen und tektonischen Foliationsfläche orientiert, während die Richtung maximaler Suszeptibilität (K_{\max}), die Richtung der magnetischen Lineation, parallel zur Streckungslineation ausgerichtet ist. Abbildung 4.53 verdeutlicht die Zusammenhänge.

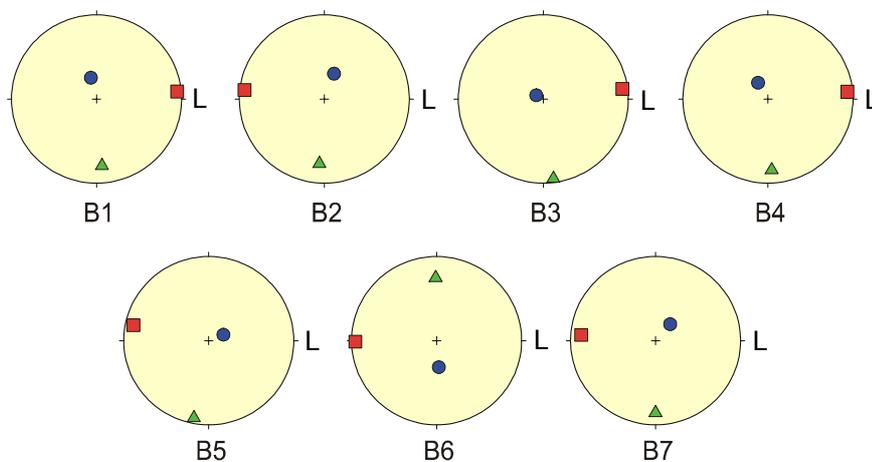


Abb. 4.53: Räumliche Beziehung der Hauptsuszeptibilitätsachsen (Quadrat = Achse maximaler Suszeptibilität, Kreis = Achse minimaler Suszeptibilität) zum tektonischen Inventar (Foliationsfläche entspricht Außenkreis, L = Lineation); flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Schmidtsches Netz

Die AMS-Gefüge der beprobten Faltenstruktur zeichnen demnach das primäre AMS-Gefüge der Hämatitkristalle nach. Ein einzelnes Hämatitkorn hat bereits ein oblates AMS-Gefüge. Die Körner sind innerhalb der Probenkörper parallel orientiert, so dass ihre kristallographischen c-Achsen, und damit die Richtungen minimaler magnetischer Suszeptibilität, senkrecht zur Foliationsebene angeordnet sind. Der zum Faltenkern zunehmende Oblatheitsgrad der AMS-Gefüge ist auf eine zunehmende magnetische Suszeptibilitätsisotropie innerhalb der Basalebene der Hämatitkristalle von den Flanken zum Faltenzentrum zurückzuführen.

Ein Vergleich von makroskopischen Gefügeelementen wie Foliation, Streckungslineare und konstruierter Faltenachse (Kap. 3.4.1, Abb. 3.9) mit dem AMS-Gefüge zeigt folgende Zusammenhänge: Die Richtungen maximaler magnetischer Suszeptibilität bilden eine deutlich abgegrenzte Punktwolke und korrespondieren mit der Raumlage der Streckungslineare bzw. der Faltenachse. Die Richtung intermediärer und minimaler Suszeptibilitäten sind auf einem Großkreis angeordnet, der gut mit der Raumlage des Großkreises korrespondiert, auf dem die Polpunkte der Foliationsflächen (=AC-Großkreis) angeordnet sind (s. Abb. 4.54).

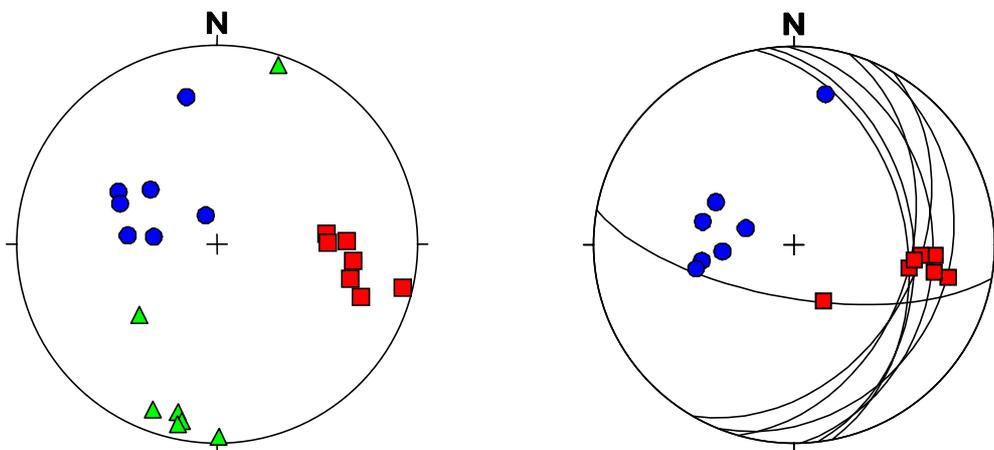


Abb. 4.54: links: AMS-Ellipsoidachsen der sieben Faltenproben: Quadrate = Achsen maximaler Suszeptibilitäten, Dreiecke = Achsen intermediärer Suszeptibilitäten, Kreise = Achsen minimaler Suszeptibilitäten; rechts: tektonisches Inventar der Faltenstruktur (vgl. Abb. 3.9), Foliationsfläche als Großkreise und Polpunkte (Kreise), Lineare als Vierecke.

Die magnetischen Gefüge der Einzelproben sind oblat. Im räumlichen Zusammenhang, also im Verlauf der Faltenstruktur betrachtet, sind die K_{\max} -Achsen aller Proben parallel zur Faltenachse arretiert, während die Richtungen minimaler und intermediärer Suszeptibilitäten auf einem senkrecht zur Faltenachse verlaufenden Großkreis -und damit parallel zum AC-Kreis der Faltenstruktur- angeordnet sind. Das Suszeptibilitätsgefüge der Gesamtstruktur ist

daher prolat. Die Parallelität von Faltenachse und Streckungslinearen weist darauf hin, dass in Faltenachsenrichtung die größte Dehnung stattgefunden hat. Damit stimmen die Raumrichtungen von K_{\max} und X , der Dehnungsachse des finiten Verformungsellipsoids, überein, während K_{\min} mit der Richtung größter Verkürzung (= Z) zusammen fällt, die senkrecht zur Foliationsebene ausgerichtet ist. Das magnetische Gefüge der untersuchten Faltenstruktur bildet also das finite Deformationsgefüge ab.

Das vorliegende AMS-Gefüge wird nach BORRADAILE & HENRY (1997: 65) als Übergangsgefüge (transitional fabric) bezeichnet, da K_{\max} bereits parallel zur Faltenachse orientiert ist und damit den tektonischen Einfluß wiedergibt, während K_{\min} senkrecht zur Foliation ausgerichtet ist und ein Relikt des prädeformativen Gefüges darstellt.

4.3.3 Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität

Die Untersuchung des temperaturabhängigen Suszeptibilitätsverhaltens ermöglicht die Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen im Probenmaterial. Aus dem Verlauf der Aufheizkurve kann die Curie- bzw. Néeltemperatur einer Mineralphase als Diagnostikum abgelesen werden. Die rückläufige Kurve bestätigt durch Deckungsgleichheit mit der Aufheizkurve eine magnetische Phasenumwandlung; im Falle einer Irreversibilität zeigt sie eine Phasenneubildung durch oxidative Prozesse an.

Proben der Erzfalte aus der Grube Conceição

Die Proben der Faltenstruktur aus der Grube Conceição zeigen generell gleiche temperaturabhängige Suszeptibilitätsverläufe. Exemplarisch sind Aufheiz- und Abkühlkurve der Probe B1 abgebildet (s. Abb. 4.55). Die temperaturabhängigen Suszeptibilitätswerte der Faltenproben B2 bis B7 sind dem Anhang zu entnehmen.

Die Ausgangsuszeptibilität der Proben B1 bis B7 liegt bei Raumtemperatur für ein Volumen von ca. $0,25 \text{ cm}^3$ bei $111 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$. Während der Aufheizphase steigt die Suszeptibilität langsam aber kontinuierlich, ab ca. 300°C deutlich an. Bei ca. 570°C kommt es zu einem ausgeprägten Peak mit Suszeptibilitäten deutlich über $2000 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$ und zu einem direkt daran anschließenden steilen Abfall der Suszeptibilität auf ein Niveau leicht oberhalb des Ausgangsniveaus (ca. $160 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$). Bei fortschreitender Temperaturerhöhung bleibt die Suszeptibilität annähernd konstant. Erst bei ca. 680°C tritt ein erneuter, deutlicher Suszeptibilitätsabfall ein, der bis zum Erreichen der Maximaltemperatur anhält. Die rückläufige Kurve ist bis etwa 630°C deckungsgleich, liegt aber immer geringfügig oberhalb der Aufheizkurve. Bei 630°C kommt es zu einem steilen Anstieg der Suszeptibilitäten bis

etwa $16.000 \cdot 10^{-6}$ SI. Im weiteren Abkühlungsprozess verringert sich die Suszeptibilität kontinuierlich bis auf ca. $7.500 \cdot 10^{-6}$ SI.

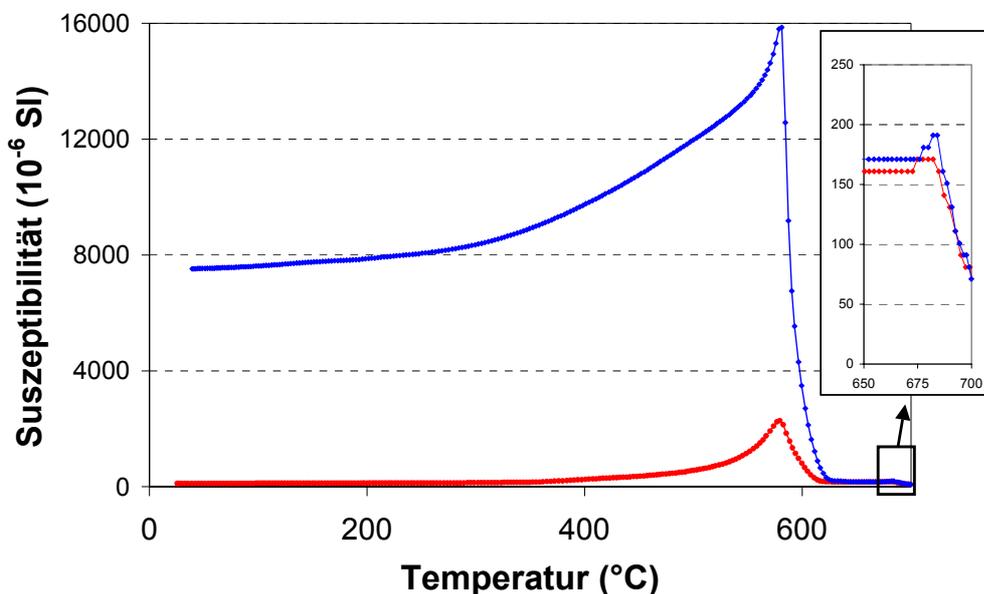


Abb. 4.55: Temperaturabhängiger Suszeptibilitätsverlauf von Probe B1 (Aufheizkurve rot).

Die Volumensuszeptibilität des Ausgangsmaterials liegt eindeutig in der Größenordnung von Hämatitsuszeptibilitäten. Während des Aufheizvorganges wird ein Teil des Hämatits sukzessive in Magnetit umgewandelt. Dieser Prozess wird durch den kontinuierlichen Kurvenanstieg und die anschließende Suszeptibilitätsabnahme bei 570°C belegt (Curie-Temperatur von Magnetit). Der weitere Suszeptibilitätsabfall bei 680°C (Curie-Temperatur von Hämatit) zeigt, dass nicht der gesamte Anteil an Hämatit zuvor in Magnetit umgewandelt wurde. Der Kurvenverlauf der Abkühlungskurve belegt die erneute Bildung von Hämatit bei abnehmenden Temperaturen und eine erhebliche Zunahme an Magnetit, hervorgerufen durch eine höhere Ordnung des Kristallgitters infolge der Temperaturbehandlung.

Die Untersuchung der temperaturabhängigen Suszeptibilität zeigt, dass die beprobte Faltenstruktur der Grube Conceição aus reinem Hämatiterz besteht.

Einzelproben

Die Einzelproben aus verschiedenen Lagerstätten zeigen ein breites Spektrum hinsichtlich ihres temperaturabhängigen Suszeptibilitätsverhaltens. Die Messergebnisse wurden vier Gruppen zugeordnet, die durch ähnliche Kurvenverläufe und somit tendenziell gleiches temperaturabhängiges Suszeptibilitätsverhalten charakterisiert sind.

Gruppe I (Abb. 4.56, 4.57, 4.58)

Die Anfangsuszeptibilitäten der Proben FL, MU und LC sind mit 70 bis $90 \cdot 10^{-6}$ SI sehr niedrig. Während der Aufheizphase bleibt die Suszeptibilität bis etwa 650°C nahezu konstant und nimmt lediglich im Temperaturintervall zwischen 250°C und 570°C leicht zu. Oberhalb von 650°C steigt die Suszeptibilität bei allen Proben sprunghaft an und fällt bei 680°C steil ab. Die rückläufige Kurve ist für alle Proben bis ca. 680°C reversibel und verläuft anschließend nur geringfügig oberhalb der Aufheizkurve. Zwischen 650°C und 550°C schneiden sich Aufheiz- und Abkühlungskurve, so dass die Abkühlungskurve unterhalb der Aufheizkurve verläuft und unter geringer Suszeptibilitätsabnahme Raumtemperatur erreicht.

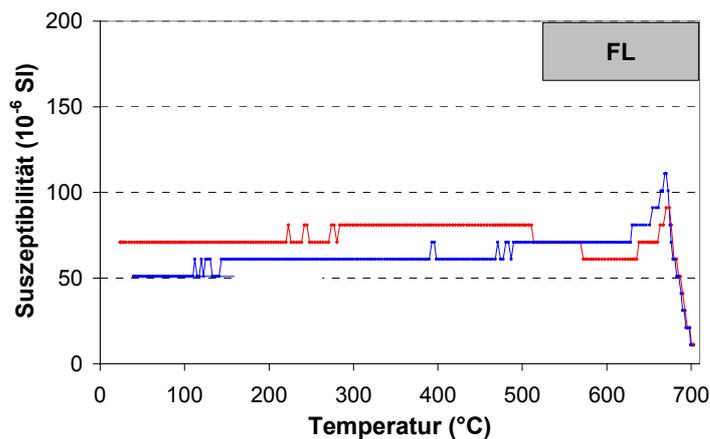


Abb. 4.56: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe FL (Aufheizkurve rot).

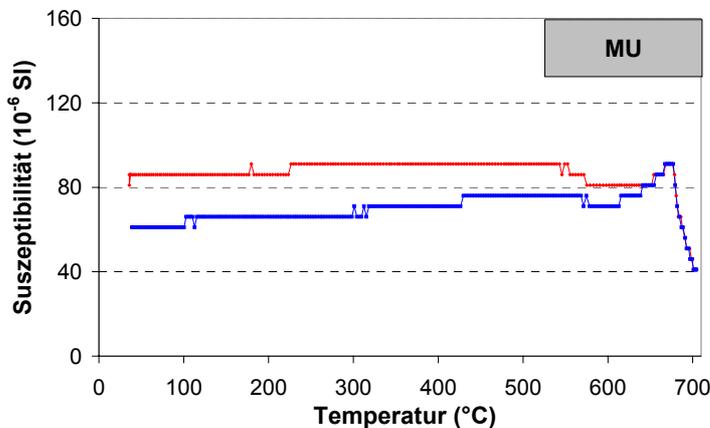


Abb. 4.57: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe MU (Aufheizkurve rot).

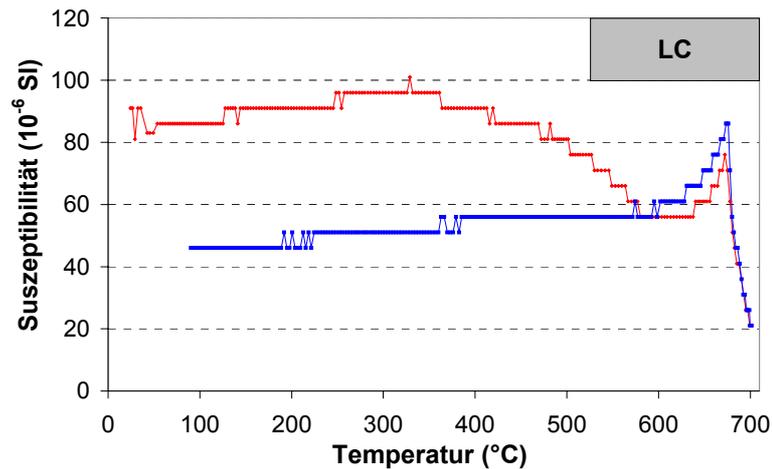


Abb. 4.58: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe LC (Aufheizkurve rot).

Die niedrigen Anfangssuszeptibilitäten werden von Hämatit verursacht, der als magnetisch wirksame Hauptmineralphase in allen drei Proben vorliegt. Die thermomagnetischen Kurven der Proben FL und MU sind nahezu reversibel. Der leichte Suszeptibilitätsanstieg im Temperaturbereich zwischen ca. 250°C und ca. 500°C ist nicht zur Phasencharakterisierung verwendbar, da die Suszeptibilitätsschwankungen unterhalb der Messgenauigkeit des Gerätes liegen. Bei Probe LC liegen die Suszeptibilitäten zwar insgesamt nicht höher, jedoch tritt ein deutlicher Abfall der Suszeptibilität im Bereich von 350° bis 570°C auf, der auf Spuren von Magnetit zurückgeführt werden kann.

Die Proben FL und MU sind reine Hämatiterze. Probe LC wird als Hämatiterz mit Spuren von Magnetit angesprochen.

Gruppe II (Abb. 4.59, 4.60, 4.61, 4.62)

Die in dieser Gruppe zusammengefassten Proben AL, MQ und SH zeigen während der Temperaturbehandlung folgende Gemeinsamkeiten: ihre Raumtemperatursuszeptibilitäten von $10^3 \cdot 10^{-6}$ SI bis $10^4 \cdot 10^{-6}$ SI sind die höchsten aller untersuchten Proben, im Temperaturintervall von ca. 100°C bis ca. 320°C wird ein deutlicher Suszeptibilitätsanstieg verzeichnet, oberhalb von ca. 320°C folgt ein steiler Abfall, der bei Probe AL am schwächsten ausgeprägt ist. Oberhalb dieses Peaks verhalten sich die Proben von Gruppe II unterschiedlich: Die Suszeptibilität der Probe AL steigt kontinuierlich an, so dass der 320°C-Peak lediglich ein Zwischenmaximum darstellt. Im Gegensatz dazu fällt die Suszeptibilität von Probe MQ deutlich ab und auch die Suszeptibilität von Probe SH erreicht ein etwas niedrigeres Niveau als jenes der Anfangssuszeptibilität bei Raumtemperatur. Allen Proben gemeinsam ist ein steiler Suszeptibilitätsabfall bei ca. 570°C. Im Temperaturintervall von ca. 620°C bis 700°C verlaufen die Kurven aller Proben während der Aufheiz- und Abkühlphase mit geringen Suszeptibilitätswerten parallel zur Temperaturachse. Die Reversibilität der

Kurven endet zwischen 620°C und 570°C. Unterhalb dieser Temperatur verlaufen die Abkühlungskurven in allen Fällen auf einem wesentlich niedrigeren Niveau als die Aufheizkurven. Bis zum Temperaturniveau der Raumtemperatur sinkt ihre Suszeptibilität leicht ab.

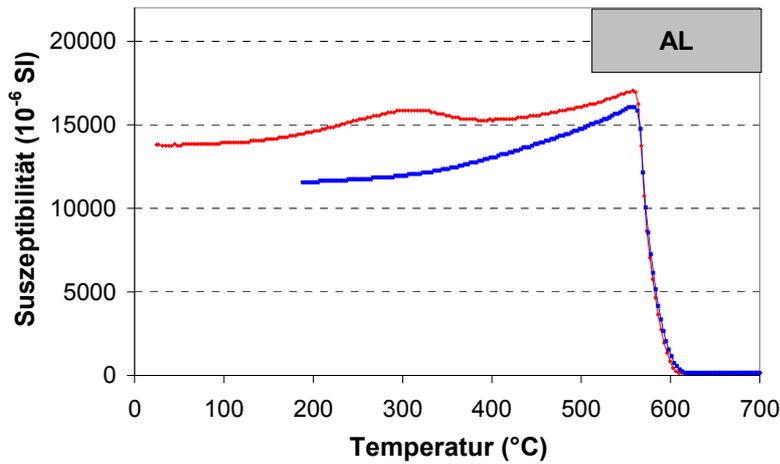


Abb. 4.59: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe AL (Aufheizkurve rot).

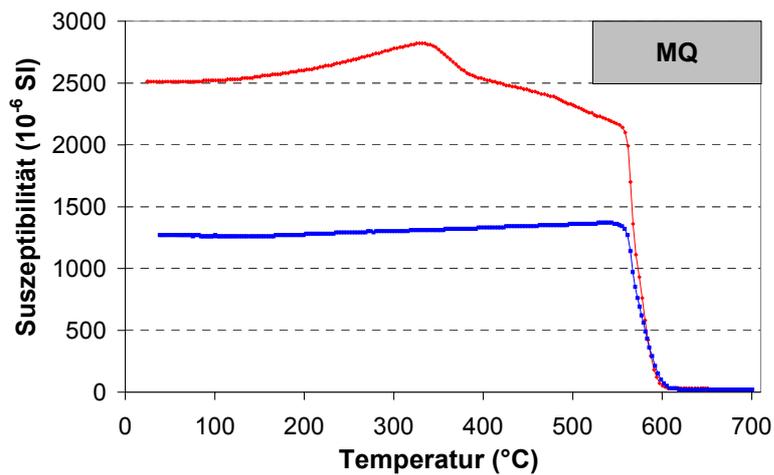


Abb. 4.60: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe MQ (Aufheizkurve rot).

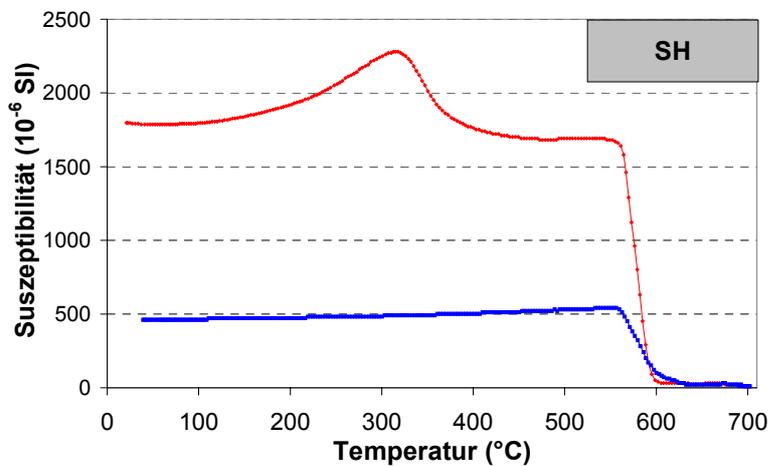


Abb. 4.61: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe SH (Aufheizkurve rot).

Der generelle Kurvenverlauf der Proben AL, MQ und SH ist durch Magnetit geprägt. Die unterschiedlichen Anfangssuszeptibilitäten sind durch verschieden hohe Volumenanteile an Magnetit in den drei Proben bedingt. Der Suszeptibilitätsanstieg ab ca. 100°C wird durch Maghemit verursacht, der sich durch Dehydratation aus Lepidokrokit (γ -FeOOH) bildet (DE BOER 1999: 160). Maghemitsuszeptibilitäten liegen in der Größenordnung von Magnetitsuszeptibilitäten und treten daher trotz der hohen Magnetitsuszeptibilitäten im Kurvenverlauf zu Tage. Maghemit geht bei Temperaturen über 250°C irreversibel in Hämatit über (ÖZDEMIR 1990). Die resultierende Suszeptibilitätsabnahme wird bei den Proben SH und MQ mit geringeren Magnetitgehalten und entsprechend niedrigeren Suszeptibilitäten deutlich. Bei höheren Magnetitgehalten ist der Effekt im Kurvenverlauf nicht sichtbar (Probe AL). Der irreversible Verlauf aller Kurven im Temperaturbereich von ca. 300°C bestätigt eine Phasenumwandlung bzw. Mineralneubildung während der Aufheizphase. Der Übergang einer Mineralphase in den paramagnetischen Zustand hätte eine Reversibilität der Kurve zur Folge. Zur Bestätigung dieser Phasenumwandlung erfolgt exemplarisch eine erneute Temperaturbehandlung des Probenmaterials SH (s. Abb. 4.62), in der erwartungsgemäß kein 320°C-Peak mehr auftritt. Diese Beobachtungen stimmen mit denen von SUCHI (1999: 50) überein.

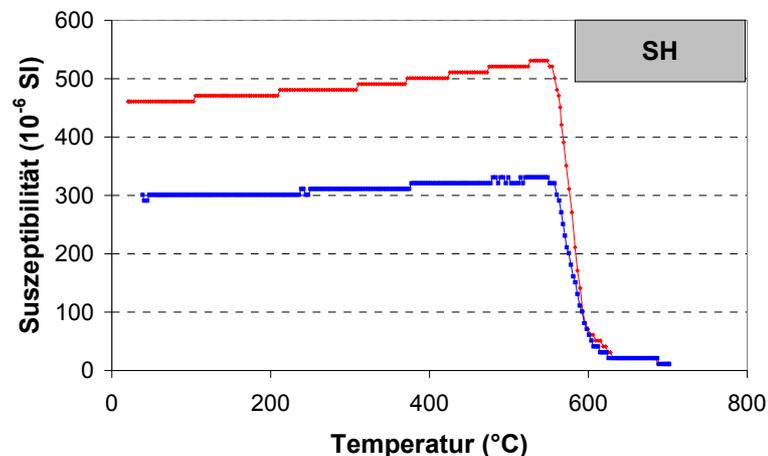


Abb. 4.62: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe SH, zweite Temperaturbehandlung (Aufheizkurve rot).

Bei ca. 575°C verliert Magnetit seine ferrimagnetischen Eigenschaften. Diese Tatsache wird bei allen drei Proben durch den steilen Suszeptibilitätsabfall bestätigt. Der durch die bisher kristallographisch nicht näher beschreibbare Inversion entstandene Hämatit geht bei etwa 680°C in den paramagnetischen Zustand über. Aufgrund der geringen Suszeptibilität von Hämatit und der geringen Empfindlichkeit des gewählten Meßbereichs macht sich dieses Phänomen nicht im Kurvenverlauf bemerkbar. Lediglich bei Probe SH mit der schwächsten Gesamtsuszeptibilität in dieser Gruppe treten im Temperaturbereich von 680°C bis 700°C

leichte Schwankungen auf, die auf einen Hämatitgehalt hinweisen könnten. Eine partielle Oxidation des Magnetits zu Hämatit schwächt deutlich die Suszeptibilität der rückläufigen Kurve. Das Ausgangsniveau der Aufheizkurve wird nicht erreicht.

Die hohen Suszeptibilitäten und der thermomagnetische Kurvenverlauf von Probe AL sind charakteristisch für Magnetit. Die Proben SH und MQ zeigen bei wesentlich geringeren Suszeptibilitäten den gleichen Kurvenverlauf. Neben Magnetit ist ein erheblicher Volumenanteil an Hämatit, dessen thermomagnetisches Verhalten vom stark suszeptiblen Magnetit überprägt wird, für die Proben SH und MQ anzunehmen.

Gruppe III (Abb. 4.63, 4.64)

Die Anfangsuszeptibilitäten der Proben FAB und RM liegen in der Größenordnung von $10^2 \cdot 10^{-6}$ SI. Die Aufheizkurven sind durch drei deutliche Peaks gekennzeichnet. Eine erste leichte Erhöhung der Suszeptibilität tritt zwischen 250°C und 300°C auf. Oberhalb von 300°C verringert sich die Suszeptibilität bis auf Werte unterhalb des Ausgangsniveaus. Bei etwa 570°C fällt die Suszeptibilität beider Proben stark bis auf $40\text{-}50 \cdot 10^{-6}$ SI ab. Der dritte deutliche Peak liegt bei 680°C. Dort kommt es zu einem kurzfristigen steilen Anstieg (Hopkinson-Peak) und einem anschließenden abrupten Abfall der Suszeptibilität. Die rückläufige Kurve ist für Probe RM bis 610°C deckungsgleich mit der Aufheizkurve, während sie für FAB unmittelbar unterhalb 700°C höhere Suszeptibilitäten als die Aufheizkurve zeigt. Auffällig ist der Peak der Abkühlungskurve von RM bei ca. 570°C, der die Aufheizkurve deutlich überragt. Bei ca. 510°C schneiden sich beide Kurven und das Niveau der Abkühlungskurve sinkt auf etwa $330 \cdot 10^{-6}$ SI. Bis etwa 200°C bleiben die Suszeptibilitätswerte konstant und nehmen während weiterer Temperaturverringering nur noch geringfügig zu.

Die Abkühlungskurve von Probe FAB zeigt den gleichen Trend. Jedoch ist der Peak bei 570°C nicht so deutlich ausgebildet und liegt unterhalb der Aufheizungskurve.

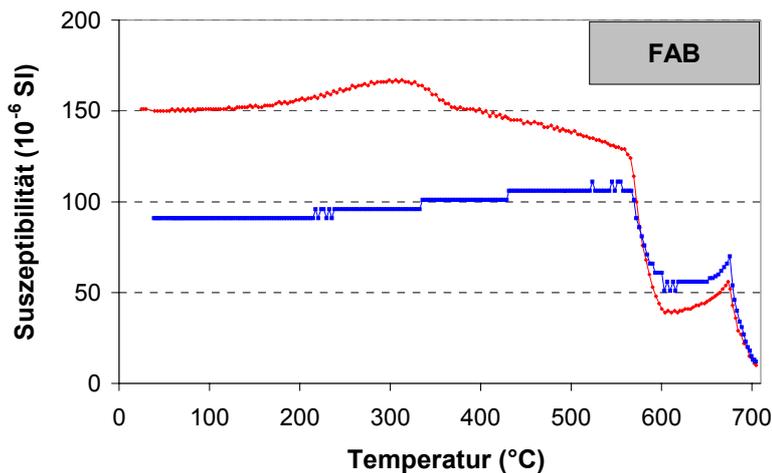


Abb. 4.63: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe FAB (Aufheizkurve rot).

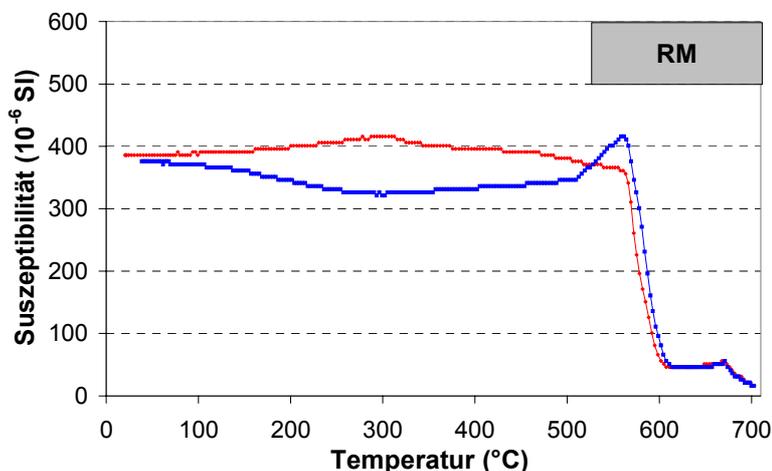


Abb. 4.64: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe RM (Aufheizkurve rot).

Beide Proben enthalten die Minerale Hämatit und Magnetit. Magnetit kommt in geringen Mengen vor, entsprechend sind die Suszeptibilitäten insgesamt sehr niedrig und das Suszeptibilitätsverhalten des Hämatits wird durch Magnetit nicht überlagert. Bei Probe FAB ist die Zunahme des Hämatitanteils besonders deutlich in der Abkühlungskurve durch die höheren Suszeptibilitäten im Bereich zwischen ca. 680°C bis 580°C erkennbar. Durch die Oxidation nimmt die Höhe des Hämatitpeaks zu, während die des Magnetitpeaks abnimmt. Infolge des reduzierten Magnetitanteils können die Ausgangsuszeptibilitätswerte nicht mehr erreicht werden. Der in der Abkühlkurve von Probe RM auftretende Hopkinsonpeak und die bis dahin oberhalb der Aufheizkurve verlaufende Abkühlungskurve weisen darauf hin, dass eine zunehmende Perfektionierung der Kristallgitter durch Abbau von Gitterdefekten infolge der Temperaturbehandlung stattfindet.

Durch die temperaturabhängigen Suszeptibilitätsverläufe werden Hämatit und Magnetit im Probenmaterial nachgewiesen.

Gruppe IV (Abb. 4.65, 4.66, 4.67)

Charakteristisch für das temperaturabhängige Suszeptibilitätsverhalten der Proben AC11, AC18 und AC20 ist, dass ihre Abkühlungskurven deutlich über den Aufheizkurven liegen.

Kennzeichnend für die Aufheizphase von Probe AC11 sind die Suszeptibilitätsabnahmen bei ca. 570°C und ca. 680°C. Bis etwa 570°C verläuft die Abkühlkurve reversibel. Unterhalb 570°C nimmt die Suszeptibilität deutlich zu, ein weiterer Suszeptibilitätsanstieg erfolgt knapp unterhalb 300°C. Die Endsuszeptibilität liegt etwa $200 \cdot 10^{-6}$ SI über der Ausgangsuszeptibilität.

Die Suszeptibilität von Probe AC18 zeigt ein ähnliches Temperaturverhalten auf niedrigerem Suszeptibilitätsniveau. Der 570°C-Peak ist in der Aufheizkurve nicht ausgeprägt. Ein zweiter Aufheizvorgang des Probenmaterials zeigt die Reversibilität der vorangegangenen Abkühlung. Die zweite Abkühlungskurve ist bis etwa 600° deckungsgleich mit der Aufheizkurve und verläuft anschließend unterhalb und weitgehend parallel zur Aufheizkurve.

Der thermomagnetische Kurvenverlauf von Probe AC20 unterscheidet sich hinsichtlich der Intensität deutlich von AC11 und AC18. Ein Suszeptibilitätsabfall bei 680°C ist nicht ausgebildet. Die Suszeptibilitäten nehmen während der Abkühlung um Faktor 1000 zu.

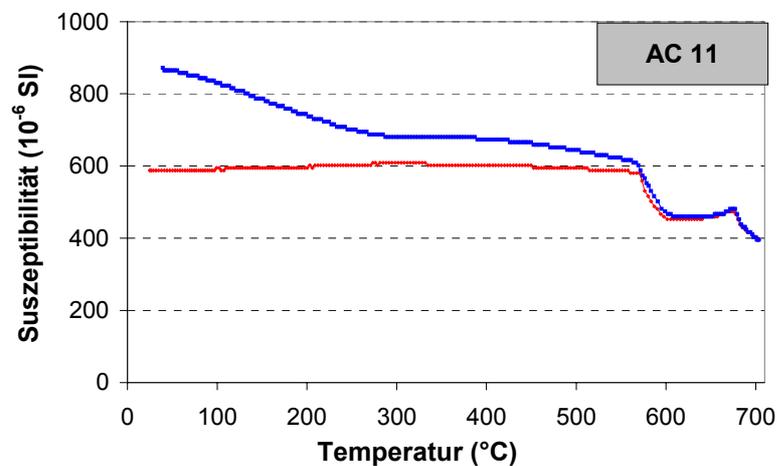


Abb. 4.65: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe AC11 (Aufheizkurve rot).

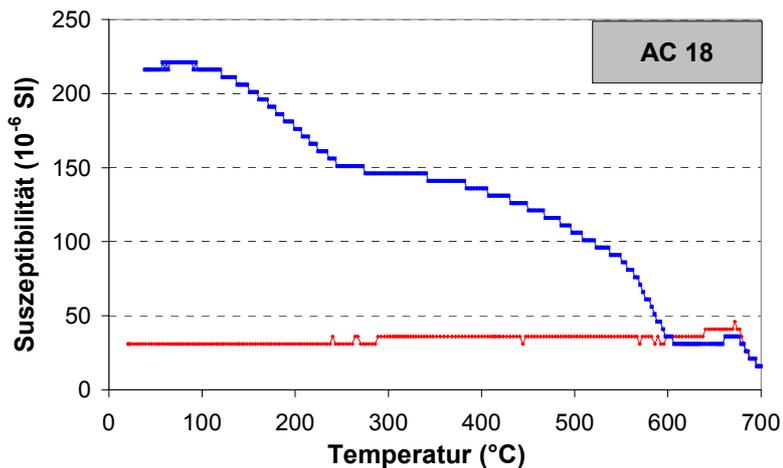


Abb. 4.66: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe AC18 (Aufheizkurve rot).

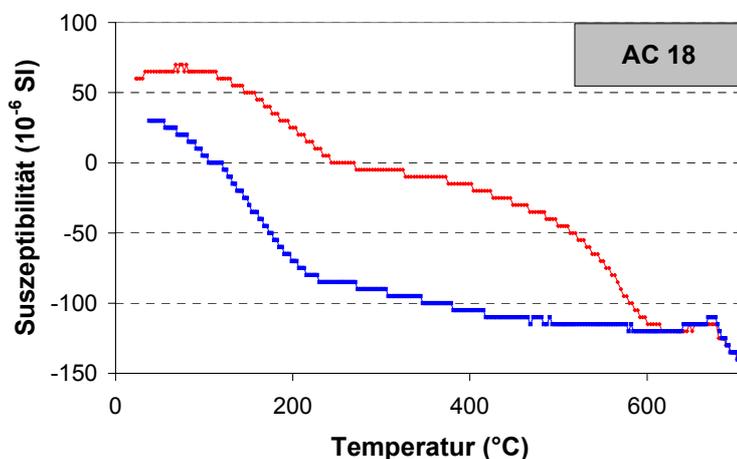


Abb. 4.67: Zweite Temperaturbehandlung von Probe AC18 (Aufheizkurve rot).

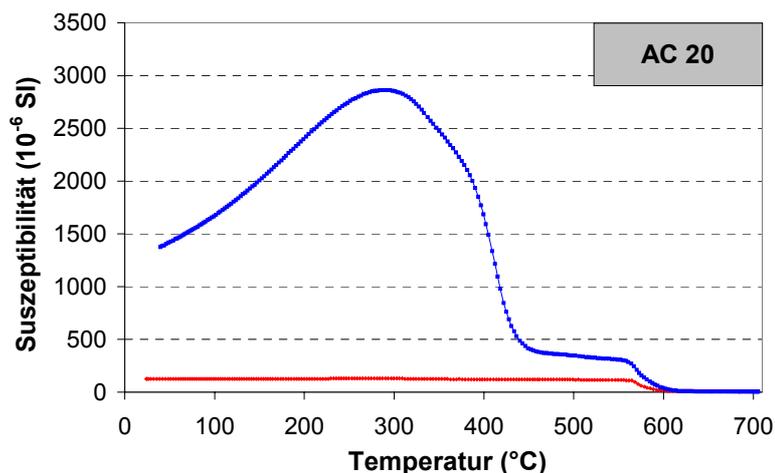


Abb. 4.68: Temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität von Probe AC20 (Aufheizkurve rot).

Die ferromagnetische Hauptmineralphase der Proben in Gruppe IV ist Hämatit. Bei AC18 kann kein weiteres magnetisch wirksames Mineral identifiziert werden, während in Probe AC11 und AC20 Spuren von Magnetit vorhanden sein müssen, die den charakteristischen

Suszeptibilitätsabfall bei 570°C auslösen. Die Suszeptibilitätszunahme in der Abkühlungskurve unterhalb 570°C ist auf einen Zugewinn an stark suszeptiblen Mineralen (Sulfide, Oxide) zurückzuführen. Demzufolge muss ein Zugewinn an Magnetit vorliegen. Dies wird belegt durch das exemplarisch zum zweiten Mal aufgeheizte Probenmaterial von Probe AC18, in dessen Aufheizkurve ein Suszeptibilitätsabfall bei ca. 570°C (Curie-Temperatur von Magnetit) auftritt. Aufgrund der niedrigen Suszeptibilitäten ist sicher, dass das Probenmaterial von Probe AC20 zu Beginn der Temperaturbehandlung zum überwiegenden Teil aus Hämatit besteht, obwohl bei 680°C kein Suszeptibilitätsabfall zu verzeichnen ist.

Tabelle 4.12 gibt die Ergebnisse der qualitativen thermomagnetischen Untersuchungen der Eisenmineralphasen in Übersichtsdarstellung wieder.

Tab. 4.12: Ergebnisse der thermomagnetischen Phasenbestimmung.

Probe	Ferromagnetische Ausgangsmineralphasen	Neubildung während Aufheizvorgang	Zuordnung
AC11	Hämatit und Magnetit	-	Gruppe IV, Hämatiterz mit Spuren von Magnetit
AC18	Hämatit	-	Gruppe IV, reines Hämatiterz
AC20	Hämatit und Magnetit	-	Gruppe IV, Hämatiterz mit Spuren von Magnetit
AL	Magnetit	Maghemit	Gruppe II, Magnetiterz
CO	Hämatit	Magnetit	reines Hämatiterz
FAB	Hämatit und Magnetit	Maghemit	Gruppe III, Hämatiterz mit geringen Magnetitgehalten
FL	Hämatit	-	Gruppe I, reines Hämatiterz
LC	Hämatit (und Spuren von Magnetit)	(wenig Maghemit)	Gruppe I, reines Hämatiterz
MU	Hämatit	-	Gruppe I, reines Hämatiterz
MQ	Hämatit und Magnetit	Maghemit	Gruppe II, Magnetit- / Hämatiterz
RM	Hämatit und Magnetit	(wenig Maghemit)	Gruppe III, Hämatiterz mit geringen Magnetitgehalten
SH	Hämatit und Magnetit	Maghemit	Gruppe II, Magnetit- / Hämatiterz

5 Texturuntersuchungen

5.1 Grundlagen

Physikalische Eigenschaften wie Elastizität, elektrische Leitfähigkeit oder Magnetisierbarkeit zeigen in Einkristallen überwiegend richtungsabhängiges Verhalten. In einem polykristallinen Material hängt die Anisotropie dieser physikalischen Parameter von der geometrischen Anordnung der einzelnen Kristallite ab. Sind sie statistisch im Material verteilt, also ohne Vorzugsorientierung angeordnet, verhält sich der Körper nach außen isotrop. Sind die Kristalle innerhalb des polykristallinen Materials jedoch gleich orientiert, entspricht die Anisotropie des Polykristalls der eines Einkristalls. Eine nicht statistische Verteilung der Kristallite eines Körpers wird als Textur bezeichnet (vgl. Kap. 2.2). Die Kenntnis der vollständigen Textur eines polykristallinen Körpers vermittelt also eine Vorstellung von dem Zusammenhang zwischen der Vorzugsorientierung der Mineralphasen und den physikalisch-chemischen Eigenschaften des Gesamtkörpers. Eine quantitative Beschreibung der Textur erfolgt durch die dreidimensionale Orientierungsverteilungsfunktion (ODF) (u.a. BUNGE 1965). Die ODF eines polykristallinen Materials beschreibt den Volumenanteil von Kristalliten gleicher Orientierung innerhalb eines bestimmten Volumenelementes im Orientierungsraum (Gl. 5.1).

$$f(g) = \frac{\delta V(g)}{V \delta g}; \quad (\text{Gl. 5.1})$$

$V = \text{Gesamtvolumen}, g = \text{Orientierung}$

In der Texturanalytik werden Orientierungen durch Eulerwinkel ($\varphi_1, \phi, \varphi_2$) beschrieben, die drei aufeinander folgende Teildrehungen angeben. Eine erste Drehbewegung wird mit φ_1 um die Z-Achse, die zweite mit ϕ um die neu entstandene X'-Achse und die dritte mit φ_2 um die Z'-Achse ausgeführt (Abb. 5.1).

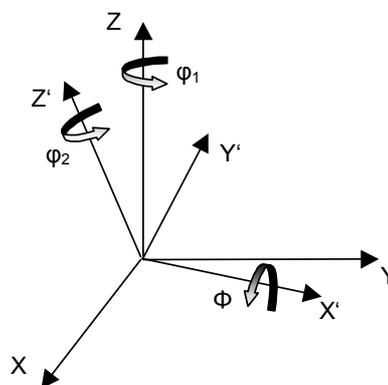


Abb. 5.1: Definition der Eulerwinkel (verändert nach FISCHER 1998: 7).

Als Bezugssystem dient das Probenkoordinatensystem K_P , das durch eine Transformation in das Kristallkoordinatensystem K_K überführt wird (Abb. 5.2). Bei Werkstoffen wird das Probenkoordinatensystem nach Möglichkeit entsprechend der Herstellungsgeometrie festgelegt, so dass z.B. für einen Walzprozess die Walz-, Quer- und Normalenrichtung als Koordinatenachsen gewählt werden (vgl. FISCHER 1998: 5). Bei geologischen Proben, bei denen solche kinematischen Richtungen erst durch die strukturell-texturelle Analyse ermittelt werden sollen, werden als Referenzelemente hilfsweise makroskopische Verformungsmarken wie die Foliationsfläche als Ebene der Hauptgleitung und darauf eine Lineation entweder als Richtung der Hauptscherung oder als Runzelung senkrecht dazu benutzt.

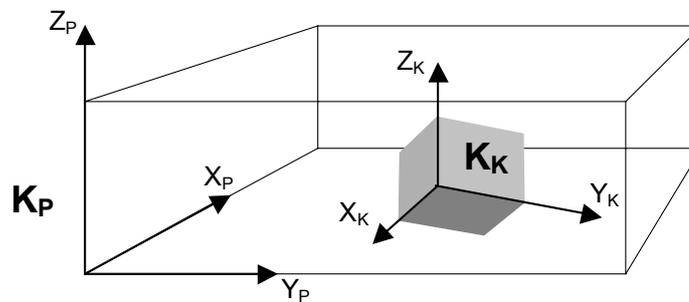


Abb. 5.2: Proben- (K_P) und Kristallkoordinatensystem (K_K) (verändert nach HELMING 1995: 8).

5.1.1 Polfiguren

In der Geologie und Kristallographie werden Flächen als Projektionen ihrer Flächennormalen dargestellt. Die Flächennormalen sind Richtungen mit einem gemeinsamen Schnittpunkt im Zentrum einer imaginären Lagenkugel. Ihr Schnittpunkt mit der Lagenkugeloberfläche wird mittels unterschiedlicher Projektionsverfahren auf eine Ebene parallel zur Äquatorebene projiziert. In der Kristallographie wird vorwiegend die winkeltreue (stereographische) Projektion verwendet, während sich in der Geologie die flächentreue Projektion in Form des *Schmidtschen Netzes* durchgesetzt hat (vgl. QUADE 1984).

Kristallographische Richtungen werden in einem kartesischen Koordinatensystem als Vektorsummen angegeben:

$$r = ua + vb + wc \text{ bzw. } [uvw]$$

$$\text{mit } a, b, c = \text{Basisvektoren der Einheitszelle} \quad (\text{Gl. 5.2})$$

Netzebenen werden in der Form

$$\frac{hx}{a} + \frac{ky}{b} + \frac{lz}{c} = 1 \text{ bzw. } (hkl) \quad (\text{Gl. 5.3})$$

mit $x, y, z =$ Koordinaten eines beliebigen Punktes auf der Netzebene;

mit $h, k, l =$ reziproke Achsenabschnitte auf den Basisvektoren der Einheitszelle

dargestellt und als *Millersche Indizes* (vgl. KLEBER 1985: 29) bezeichnet.

Erste Texturinformationen liefern Polfiguren (Poldichtevertellungen), in denen die Richtungsverteilung bestimmter Netzebenennormalen von Kristalliten des Probekörpers in stereographischer oder flächentreuer Projektion als Isoliniendarstellung wiedergegeben wird (Abb. 5.3). Dabei werden die Intensitäten der Dichteverteilung als Vielfaches einer regellosen Verteilung angegeben (m.r.d.: multiple random distribution).

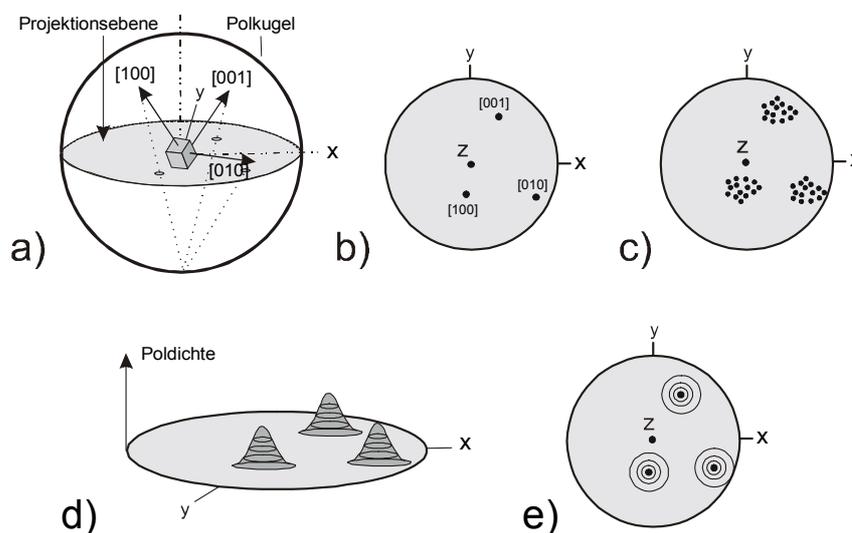


Abb. 5.3: Entstehung einer Polfigur: a) Durchstoßpunkte der $\{100\}$ -Flächenpole eines Kristalliten durch die Polkugel, b) stereographische Projektion dieser Pole, c) stereographische Projektion von Polen vieler Kristallite, d) dreidimensionale Darstellung der Poldichte, e) Poldichteverteilung in Höhenliniendarstellung (verändert nach HATHERLEY & HUTCHINSON 1990).

Makroskopische geologische Bezugselemente wie Foliationsfläche und Streckungslineare, aus denen die räumlichen Beziehung zwischen der Geometrie der Polpunkteverteilung und den Verformungsindikatoren abgeleitet werden können, werden in dieser Arbeit gemeinsamen mit den Polfiguren abgebildet. Dabei wurden sowohl Foliationsfläche als auch Streckungslinear jeder Faltenprobe in die Horizontale rotiert, so dass die Abbildungsebene der Foliationsfläche entspricht (s. Abb. 5.4).

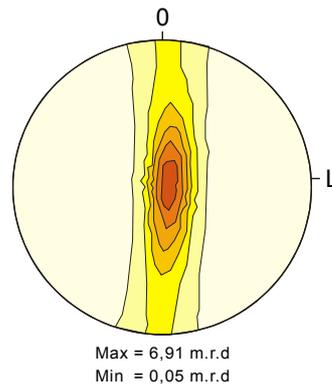


Abb. 5.4: Polfigur der (00.3)-Flächenpole von Hämatitkristallen; flächentreue Darstellung im Schmidtschen Netz; Foliationsfläche entspricht Außenkreis, L = Streckungslineare (Probe B1).

5.1.2 Symmetrieelemente und Gleitsysteme

Hämatit

Bei Raumtemperatur reagiert Hämatit ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, trigonal, Punktgruppe $\bar{3}/m$, Abb. 5.5) auf Beanspruchung mit Zwillingsbildung sowohl auf der Basisfläche als auch nach $\{01\bar{1}2\}$ (Rhomboiderfläche). Ab 200°C wird das Gleitsystem auf den Prismenflächen $\{11\bar{2}0\}$ in Richtung $\langle 1\bar{1}00 \rangle$ aktiviert und oberhalb 600°C setzt Basalgleitung in Richtung $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ ein (SIEMES & HENNIG-MICHAELI 1985: 356).

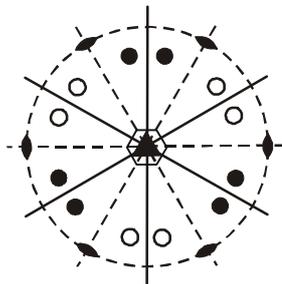


Abb. 5.5: Stereographische Projektion der Symmetrieelemente von Hämatit (Punktgruppe $\bar{3}/m$).

Die chemischen Reaktionen während des Reduktionsprozesses von rhomboedrischem Hämatit zu kubischem Magnetit laufen texturkontrolliert ab. BECKER et al. 1977 beobachteten bei etwa 800° eine Parallelität der Hämatit-Basisfläche mit der (111)-Fläche von Magnetit sowie eine Parallelstellung von Magnetit $[110]$ und Hämatit $[10\bar{1}0]$. Bei 650°C tritt dagegen eine Übereinstimmung der Magnetit-(112)-Fläche mit der Basalfläche des Hämatits sowie eine Korrespondenz von Magnetit $[110]$ mit Hämatit $[10\bar{1}0]$ auf.

Magnetit oxidiert entweder unter Beibehaltung des kubischen Kristallgitters durch Abgabe von Fe-Ionen zu Kenomagnetit und weiter zu Maghemit oder durch Sauerstoffaufnahme zu rhomboedrischem Martit. Die „Inversion“ vom kubischen zu rhomboedrischem Kristallgitter ist kristallographisch bislang nicht genau beschreibbar. Abbildung 5.6 stellt schematisch die natürliche Umwandlung von Magnetit zu Hämatit dar.

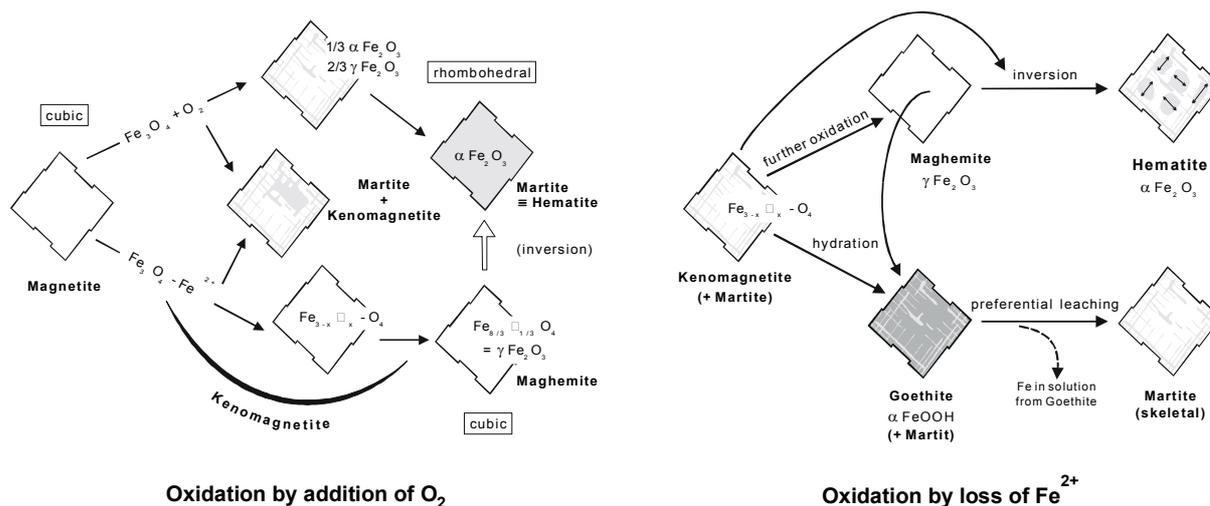


Abb. 5.6: Schematische Darstellung der Umwandlung von Magnetit zu Hämatit (nach MORRIS 1985).

Quarz

Der trigonale Niedrigquarz oder α -Quarz (SiO_2) gehört zu der Punktgruppe 32 (Abb. 5.7) und wandelt sich bei hohen Temperaturen (573°C , Normaldruck) in hexagonalen Hoch- oder β -Quarz um (Punktgruppe 622). Beide Quarzmodifikationen sind enantiomorph und besitzen kein Symmetriezentrum. Als Folge des Friedelschen Gesetzes ist jedoch die rückgestreute Strahlintensität identisch für entgegengesetzte Kristallrichtungen, so dass in den Beugungsmustern ein Symmetriezentrum vorhanden ist und Quarz die Punktgruppe $\bar{3}/m$ erhält (vgl. Abb. 5.5) (WENK 1998: 249).

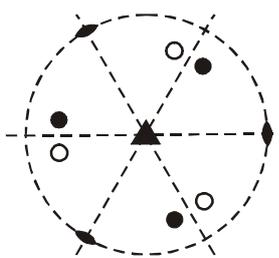


Abb. 5.7: Stereographische Projektion der Symmetrieelemente von Quarz (Punktgruppe 32).

Das System $(0001) \langle 11\bar{2}0 \rangle$ ist als Hauptgleitsystem von Quarz bei niedrigen Temperaturen aktiv, d.h. Gleitung findet überwiegend auf der Basisfläche in Richtung einer a-Achse statt. Mit steigenden Temperaturen setzen Gleitprozesse hauptsächlich auf den Prismen-Flächen $\{10\bar{1}0\}$ in Richtung der c- oder einer a-Achse sowie auf den Rhomboeder-Flächen $\{10\bar{1}1\}$ in Richtung $\langle 11\bar{2}3 \rangle$ oder parallel zur a-Achse ein (TWISS & MOORES 1992: 417). Für nahezu alle Gleitsysteme ist die a-Achse Hauptgleitrichtung und daher vorzugsweise parallel zu dieser orientiert.

Im FLINN-Diagramm (FLINN 1965, Abb. 5.8) sind a- und c-Achsenverteilungen von Quarz dargestellt. Die orthorhombische Symmetrie der Achsenbilder in Bezug auf die Hauptverformungsachsen dokumentiert einen koaxialen Verformungsprozess. Auf den Diagrammachsen wird der Quotient aus größter zu mittlerer (s_1/s_2) und aus mittlerer zu kleinster (s_2/s_3) Dehnung angegeben. Dadurch können dreidimensionale Verformungszustände veranschaulicht werden. S_1 entspricht der Richtung größter Dehnung (Streckungslinear), s_3 der Richtung größter Verkürzung. Demzufolge lassen sich prolate, oblate und neutrale Verformungszustände unterscheiden. Die vier großen Achsenbilder geben natürliche c-Achsenverteilungen wieder, während es sich bei den kleinen Achsenbildern um theoretisch kalkulierte Quarz a- und c-Achsenverteilungen unter verschiedenen koaxialen Verformungszuständen handelt.

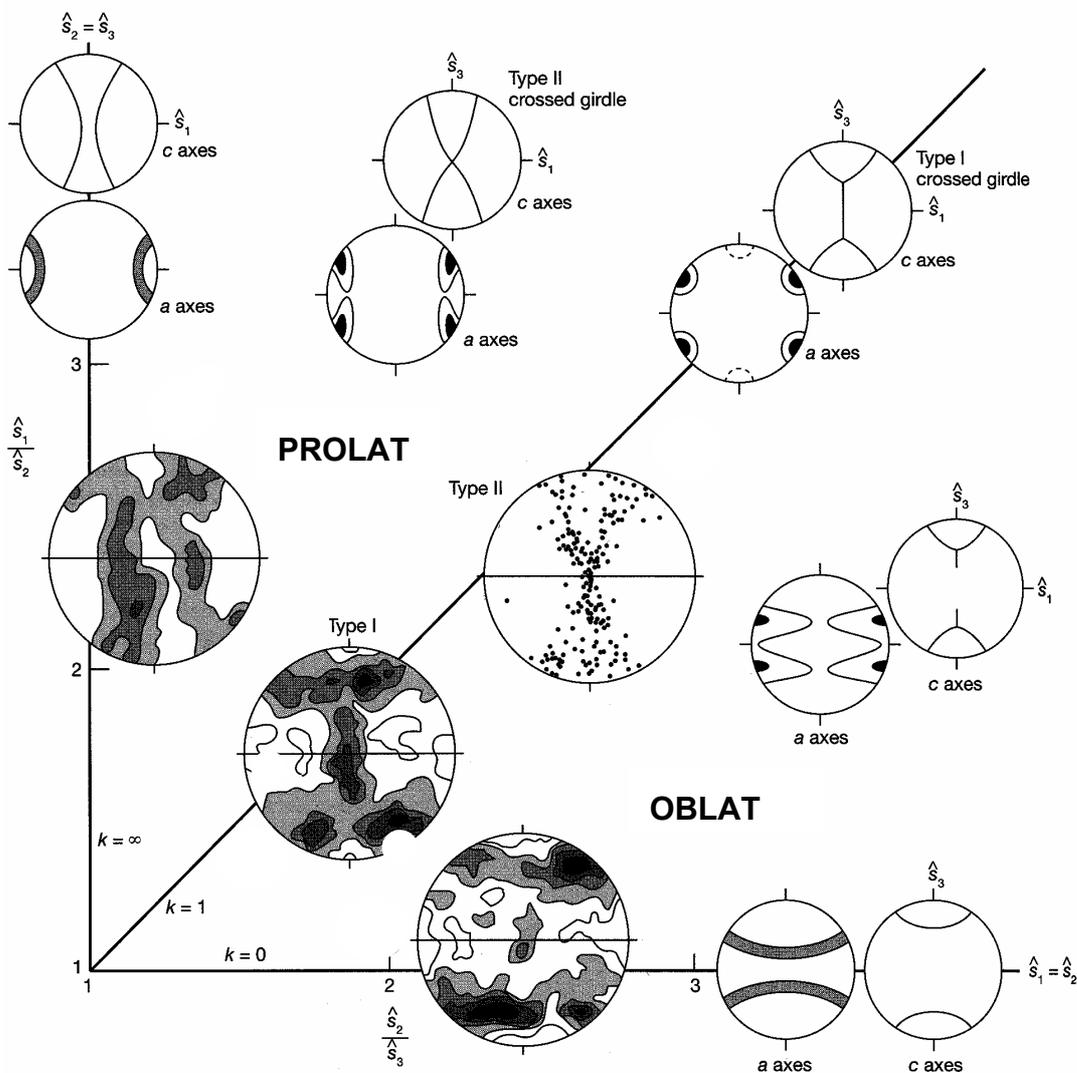


Abb. 5.8: Idealierte Quarz-a- und -c-Achsenbilder im Flinn-Diagramm (verändert nach TWISS & MOORES 1992: 418).

5.1.3 Polfigurmessung

Die Orientierungsmessungen von Netzebenen werden in der Regel mit Beugungsexperimenten durchgeführt, denen die *Braggsche Gleichung* zugrunde liegt:

$$2d \cdot \sin \theta = n \cdot \lambda ; \quad (\text{Gl. 5.4})$$

d = Netzebenenabstand; θ = Reflexionswinkel; λ = Wellenlänge

Für Polfigurmessungen werden routinemäßig Röntgen-, Elektronen- und Neutronenstrahlung eingesetzt. Grundsätzlich unterscheidet man zwei Arten der Polfigurbestimmung. Erfolgt die Messung über ein Probenvolumen, so gibt die Polfigur eine über dieses Volumen gemittelte Richtungsverteilung einer konkreten Netzebenenschar an. Die tatsächliche Raumlage der gemessenen Körner bleibt dabei unberücksichtigt. Im Gegensatz dazu wird bei der Einzelkornmessung die Orientierung jedes einzelnen Korns bestimmt, so dass räumliche Beziehungen zwischen benachbarten Körnern aufgezeigt werden können (vgl. WENK 1998: 126).

Die Bestimmung der Richtungsverteilung einer Netzebenenschar erfolgt entweder in reflexions- oder transmissionsgeometrischer Versuchsanordnung eines Vierkreisdiffraktometers (s. Abb. 5.9). Die Transmission bleibt jedoch für Röntgenstrahlung wegen allgemein hoher Absorptionseffekte auf Folien und Drähte mit einer Dicke kleiner als 100 μm beschränkt. Ausnahmen bilden entweder extrem schwach absorbierende Materialien oder die Verwendung von Wolfram-Strahlung (BROKMEIER 1983).

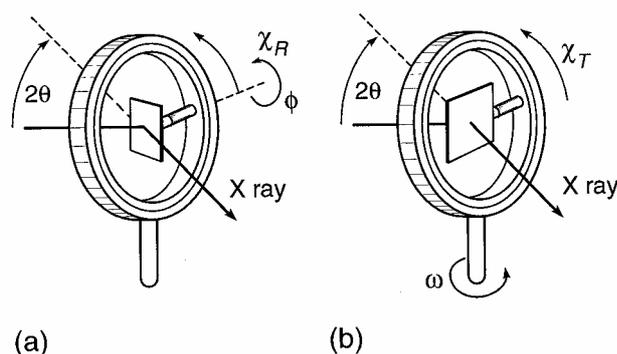


Abb. 5.9: Vierkreisdiffraktometer in a) reflexionsgeometrischer und b) transmissionsgeometrischer Anordnung (verändert nach WENK 1998: 128).

Einer Polfigurmessung geht die Aufnahme eines Diffraktogrammes voraus, aus dem Informationen über geeignete Netzebenenreflexe, deren Intensitäten und Beugungswinkel sowie Kenntnisse über die Höhe des Untergrundes gewonnen werden. Diffraktogramme

werden nach Möglichkeit an pulverisierten Proben aufgenommen, um texturbedingte Reflexausfälle zu vermeiden.

Die gewünschte Netzebenenschar, deren Poldichtevertelung im Probenmaterial ermittelt werden soll, wird im Texturdiffraktometer mit Eulerwiege (s. Abb. 5.10) durch Einstellen des netzebenenspezifischen Beugungswinkels 2θ in die Position gebracht, in der die Bragg'sche Gleichung (Gl. 5.4) erfüllt ist. Durch Drehungen um φ und χ kann die im Zentrum der Eulerwiege arretierte Probe beliebig im Raum gedreht werden, wodurch die imaginäre Lagenkugel in allen Raumrichtungen abefahren wird. Der Winkel zwischen dem Beugungsvektor und der Ebene des χ -Kreises ist als Proben- bzw. Drehwinkel ω definiert und wird im zweiten Kreis des Texturgoniometers eingestellt. Das Gerät bleibt während des Messvorganges in Reflexionsstellung für die jeweilige Netzebene und erfasst die Intensitäten des reflektierten Strahls in Abhängigkeit der Winkel φ und χ (s. Abb. 5.10).

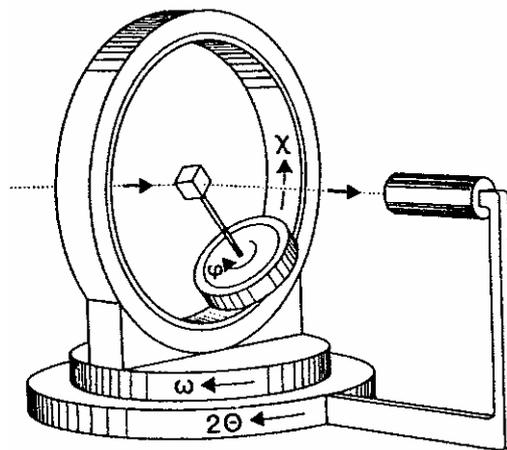


Abb. 5.10: Eulerwiege (SCHULZE 1997: 19).

Für geologische Fragestellungen ist die Darstellung weniger Polfiguren einer Mineralphase häufig ausreichend. Weitergehende Auswertungsmöglichkeiten bieten u.a. die Komponentenmethode (HELMING 1995, s. Kap.5.2.3), an der der Benutzer im Zuge der Auswertung von Messdaten interaktiv beteiligt ist, sowie die Berechnung der ODF. Der mathematische Formalismus zur Berechnung einer dreidimensionalen Orientierungsverteilungsfunktion aus mehreren zweidimensionalen Polfiguren unterschiedlicher $\{hkl\}$ einer Mineralphase wird als Polfigurinversion bezeichnet (BUNGE 1982). Auswertemethodik und Messtechnik wurden fortlaufend verbessert und weiterentwickelt, so dass inzwischen auch ODF-Bestimmungen niedrig symmetrischer Minerale und mehrphasiger Materialien vorgenommen werden können (BUNGE 1969 und 1982; SCHAE BEN 1988; MATTHIES ET AL. 1987, SCHAE BEN ET AL. 1990; BROKMEIER 1995, HELMING 1995).

5.2 Messverfahren und Datenverarbeitung

5.2.1 Polfigurmessungen mit Neutronen

Bei geologischem Probenmaterial hat die Polfigurmessung mittels Neutronenbeugung erhebliche Vorteile gegenüber der Röntgenbeugung. Für die meisten geologischen Materialien ist die Eindringtiefe von Neutronen um den Faktor 10^2 bis 10^4 höher als von Röntgenstrahlen. Dadurch werden die erfassten Volumina vergrößert, so dass Globaltexturen ermittelt werden können. Selbst bei grob- oder ungleichkörnigem Material sind auf diese Weise Polfigurmessungen mit sehr guten Kornstatistiken möglich (WENK et al. 1984).

Die Wellenlänge eines Neutronenstrahles beträgt etwa $1,0 \text{ \AA}$ bis $2,5 \text{ \AA}$ und liegt damit in der Größenordnung von Kristallgitterabständen. Neutronen treten mit den Atomkernen des durchstrahlten Materials in Wechselwirkung und werden an ihnen gemäß der Braggschen Gleichung gestreut (s. Gl. 5.4). Dieser Streuvorgang ist zwar mit der Streuung von Röntgenstrahlen an Hüllenelektronen vergleichbar, jedoch nimmt die Streuamplitude der Neutronenstrahlung mit zunehmendem Beugungswinkel nicht ab. Außerdem wird bei der Neutronenbeugung infolge der Wechselwirkung der Neutronen mit den Hüllenelektronen eine magnetische Streuung hervorgerufen, die bei magnetischen Elementen die Messung magnetischer Polfiguren ermöglicht (BROKMEIER 1995: 11). Aufgrund der geringen Absorption des Neutronenstrahls wird dieser im Gegensatz zur Röntgenstrahlung beim Durchgang durch Materie in der Regel kaum geschwächt. Die hohe Transmissivität von Neutronen ermöglicht die Anwendung der Volumenmethode zur Texturbestimmung. Dabei kann der Querschnitt des Neutronenstrahls dahingehend vergrößert werden, dass die gesamte Probe während der Messung vom Strahl erfasst und die Bestimmung vollständiger Polfiguren möglich wird (TOBISCH & BUNGE 1972).

Neutronen werden der Texturanalytik einerseits durch Kernspaltung in Forschungsreaktoren und andererseits durch Protonenbeschuss von schweren Atomkernen in Spallationsquellen zur Verfügung gestellt (vgl. BROKMEIER 1995: 5).

Messplatz Geesthacht

Am GKSS-Forschungszentrum in Geesthacht steht ein Forschungsreaktor (FRG = Forschungsreaktor Geesthacht) mit einer Leistung von 5 MW und einem Neutronenfluss zwischen $5,8 \cdot 10^4$ und $2,4 \cdot 10^5 \text{ ncm}^{-2}\text{s}^{-1}$ zur Verfügung. Der Texturmessplatz TEX-2 wird gemeinsam von der Technischen Universität Clausthal, Institut für Werkstoffkunde und -technik, und dem GKSS-Forschungszentrum Geesthacht betrieben und vom Verbund für

nukleare Festkörperforschung des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) gefördert.

Polfigurmessungen werden an einem Vierkreisdiffraktometer mit Eulerwiege des Typs Huber 512 durchgeführt (s. Abb. 5.11). Standardprobenformate sind Zylinder, Würfel und Kugeln mit Volumina zwischen 1 und 3 cm³. Der Neutronennachweis erfolgt über einen ³He - Detektor, dessen Abstand zur Probe zwischen 0,86 und 1,60 m variiert werden kann (BROKMEIER 1995: 70).



Abb. 5.11: Eulerwiege am Messplatz TEX-2 im GKSS-Forschungszentrum Geesthacht.

Die Polfiguren des vorliegenden Probenmaterials wurden mit einer Wellenlänge von 0,134 nm aufgenommen. Dazu werden 679 Messpunkte pro Polfigur in quasi-equidistanter Anordnung angefahren. Die gemessenen Daten werden auf ein 5° * 5°-Raster interpoliert und in einer flächentreuen Projektion dargestellt.

Am TEX-2 wurden (00.3) -, (10.4) - und (11.0) - Hämatit-Polfiguren sowie (100) -, (10.1) - und (20.1) - Quarzpolfiguren der beprobten Faltenstruktur aus der Eisenerzgrube Conceição gemessen (Proben B1 bis B7).

Messplatz Jülich

Am Forschungszentrum Jülich steht ein Forschungsreaktor (FRJ-2) mit einer Leistung von 23 MW und einem Neutronenfluß von $2 \cdot 10^{14} \text{ ncm}^{-2}\text{s}^{-1}$ zur Verfügung. Der Texturmessplatz wird vom Institut für Mineralogie der Universität Bonn und dem Institut für Festkörperforschung des Forschungszentrums Jülich betreut und vom Verbund für nukleare Festkörperforschung des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) gefördert.

Das Vierkreisdiffraktometer als Teil des Zwillingsdiffraktometers SV7 wird überwiegend zur Texturuntersuchung an geologischen Materialien und in der angewandten Materialforschung

eingesetzt. Zum SV7 gehören ein Pulver- und ein Vierkreisdiffraktometer. Beide Messplätze verwenden denselben Primärstrahl, der von Monochromatorkristallen in zwei Strahlhälften zerlegt wird. Die Datensammlung erfolgt über ortsauflösende Lineardetektoren mit ${}^6\text{Li}(\text{Ce})$ -Glas. Der Abstand zwischen Probe und Detektor kann zwischen 1,0 m und 1,5 m variiert werden.

Für jeden der 480 Messpunkte in quasi-equidistanter Anordnung wurden Beugungsspektren mit einer Wellenlänge von 0,233 nm aufgenommen, aus denen anschließend die Polfiguren extrahiert wurden. Die gemessenen Daten werden auf ein $5^\circ * 5^\circ$ -Raster interpoliert und in einer flächentreuen Projektion dargestellt.

Am Vierkreisdiffraktometer in Jülich wurden die Einzelproben untersucht. In dieser Arbeit werden die Daten der (00.3) -, (10.4) - und (11.0) - Hämatit-Polfiguren verwendet.

5.2.2 Aufbereitung der Rohdaten

Die Intensitäten für jede Position der Probenorientierung werden in einer Messdatendatei aufgezeichnet. In dieser sind die jeweiligen Positionen der vier Diffraktometerkreise sowie deren Reflexintensität enthalten (Abb. 5.12).

CREATOR: TEX EINZEL <i>Titel</i>						
[...] Kopfzeilen mit Messzeit- und Startpositionangabe						
Messzeit	:	30000 Monitor Counts.				
Time - Out nach	:	999 Sekunden				
Startposition	:	2-THETA : 17.6		OMEGA : 8.8		
CHI	:	90				
PHI	:	0				
Programmablauf						
lfd. Nr.	SCHRITTE	2-THETA	OMEGA	CHI	PHI	[...]
1	2	0.000	0.000	0.000	120.000	
2	1	0.000	0.000	-5.400	60.000	
3	5	0.000	0.000	0.000	-60.000	
[...]						
Polfigurmessung, Positionen des Diffraktometers (1-679), Detektorangaben						
ZEILE	2-THETA	OMEGA	CHI	PHI	COUNTER 1	[...]
1	17.5960	8.8021	89.9998	-0.0019	110	
2	7.5960	8.8021	89.9998	119.9980	107	
3	17.5960	8.8021	89.9998	239.9980	122	
[...]						
Untergrundmessung (Position 680-695)						
680	15.0030	7.5022	89.9998	176.2176	76	[...]
681	15.0030	7.5022	84.6001	176.2176	69	
[...]						

Abb. 5.12: Beispiel einer Messdatendatei, stark vereinfacht und kommentiert (graue Zeilen); Beispieldatei vom Texturmessplatz am FRG-1 in Geesthacht mit Kommentarzeilen.

Aus der Datei sind die einzelnen Verfahrensschritte der Diffraktometerkreise zu entnehmen, die das Messprogramm vorgibt. Anschließend folgt die Dokumentation des Programmablaufes. In der abgebildeten Datei wurden für die Polfigurmessung 679 Einzelpunkte angefahren. Die anschließende Untergrundmessung erfolgte an 16 Positionen.

Die Rohdaten der im GKSS-Forschungszentrum Geesthacht gemessenen Polfiguren wurden mit dem Computerprogramm STARPLOT (SIEMES 1995, persönliche Mitteilung) bearbeitet. Dabei wird zunächst eine Untergrundkorrektur in Form einer Reduktion der Polfigurmessdaten um den mittleren Untergrundwert vorgenommen. Optional erfolgt eine Glättung der Daten (TRAAS ET AL. 1994) und schließlich eine Visualisierung wahlweise in flächentreuer oder winkeltreuer Projektion in oberer oder unterer Halbkugel. Rotationsbewegungen können mit STARPLOT ebenfalls durchgeführt werden. Unter Verwendung dieser Rotationsoperationen wurden Foliationsfläche und Lineationsrichtung, die für die Polfiguren das makroskopische Referenzsystem bzw. das Probenkoordinatensystem definieren, in die Horizontale rotiert (s. Abb. 5.13).

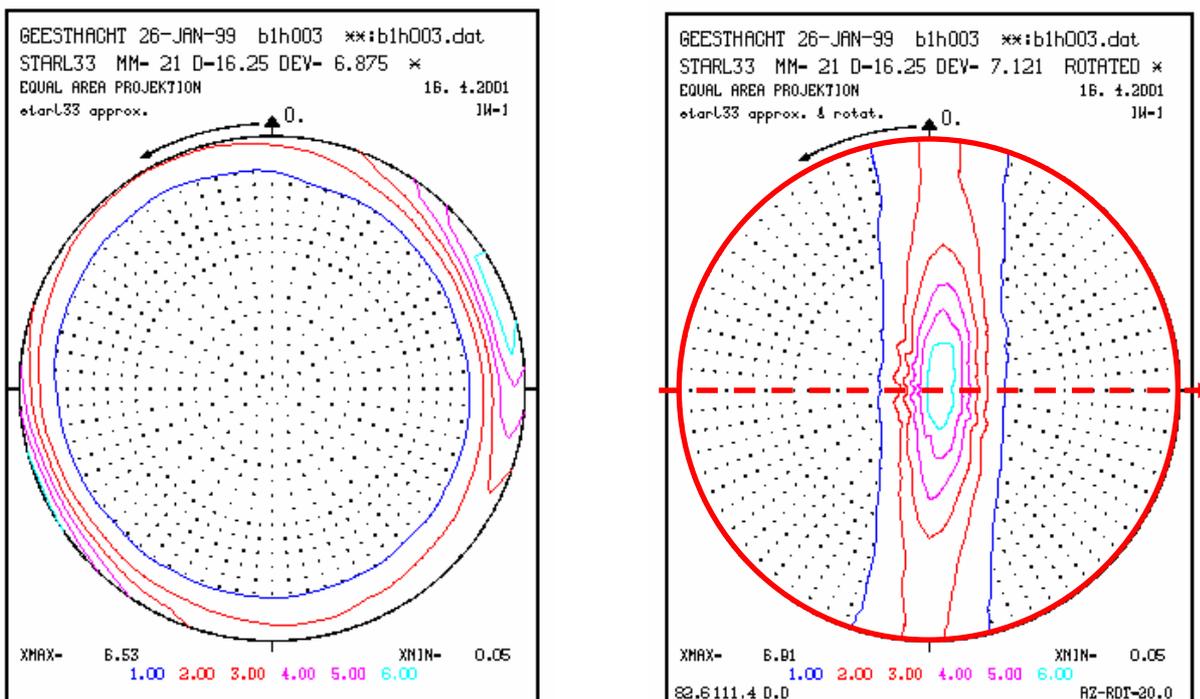


Abb. 5.13: Darstellung der geglätteten Messdaten (links) und der anschließend rotierten Daten (rechts): Foliationsfläche entspricht Außenkreis, Lineationsrichtung verläuft Ost-West (Pfeil); flächentreue Darstellung, untere Halbkugel (Probe B1, (00.3)-Polfigur von Hämatit); graphische Ausgabedatei von STARPLOT (SIEMES 1995, pers. Mitteilung).

5.3 Auswertung

5.3.1 Einzelproben

Die Orientierungsverteilungen der kristallographischen Flächen (00.3), (10.4) und (11.0) von Hämatiten wurden in den Proben AC11, AC18³, CO, FAB, FL, LC und RM mit Neutronentexturdiffraktometern in Jülich und Geesthacht bestimmt. Trotz eines geringen Volumenanteils an Hämatit konnten zusätzlich die (00.3)-Polfiguren der Proben MU, MQ und SH gemessen werden. In den Proben AC20 und AL dagegen ist der Hämatitanteil zu gering für auswertbare Polfigurmessungen.

Aus vorangegangenen Untersuchungen (vgl. QUADE 1988, SIEMES ET AL. 2000) sind die typischen Konfigurationen der (00.3)-, (10.4)- und (11.0)-Hämatitpolfiguren in Eisenerzen bekannt: Ist die Foliationsfläche des untersuchten Erzes durch die Basisfläche der Hämatitkristalle definiert, bilden die (00.3)-Pole von Hämatit mit zunehmendem Einregelungsgrad der Kristalle ein immer enger begrenztes, im Idealfall kreis- bzw. punktförmiges Maximum parallel zur Normalenrichtung der Foliationsfläche aus. Die (10.4)-Polfiguren zeigen eine Kleinkreisordnung um die Richtung der Foliationsnormalen mit zwei langgestreckten Maxima. Zusätzlich ist häufig die Tendenz einer zweiten Kleinkreisregelung um die Lineationsrichtung ausgebildet. Die dadurch entstehenden, charakteristischen Formen der länglichen (10.4)-Maxima werden nach QUADE (1988) als „banana-shaped“ bzw. „butterfly-shaped“ bezeichnet. Die (11.0)-Flächenpole sind foliationsparallel angeordnet. Ihre Maxima zeigen die Lineationsrichtung an und sind in Abhängigkeit vom Einregelungsgrad der Hämatite unterschiedlich stark gelängt.

Die Orientierungsverteilungen der (00.3)-, (10.4)- und (11.0)-Hämatitflächenpole der untersuchten Einzelproben zeigen folgende Charakteristika: Die Pole der (00.3)-Hämatit-Basalflächen sind bei allen Proben etwa senkrecht zur Foliationsfläche ausgerichtet. Sie bilden rundliche bis elliptische Maxima oder gürtelförmige Anordnungen mit variierenden Regelungsgraden zwischen 1,39 m.r.d. (Probe MU) und 13,00 m.r.d. (Probe FAB). Generell liegen langgestreckte bzw. gürtelförmige (00.3)-Maxima bei Polfiguren mit geringeren Regelungsgraden vor (z.B. Proben AC18, RM), während die stärker geregelten Polfiguren enger begrenzte und rundlichere Maxima ausbilden (z.B. Proben FAB, FL). Erwartungsgemäß ist die Bänderung der untersuchten Erzproben durch die Basalflächen unterschiedlich stark eingeregelter Hämatite definiert. Auch anhand der Konfiguration der

³ Die Polfiguren wurden nicht an derselben Probe gemessen, an der auch die Suszeptibilitätsmessungen durchgeführt wurden, sondern an einer benachbarten Probe (vgl. Hinweis unter Kapitel 3.4).

(10.4)-Flächenpole ist deren Regelungsschärfe abschätzbar. Polfiguren mit hohen Regelungsgraden ordnen sich als Kleinkreis mit zwei deutlich ausgeprägten Maxima um die Normale der Foliationsfläche an (z.B. Proben FAB, FL). Im Gegensatz dazu zeigen schwächer geregelte (10.4)-Flächenpole häufig zusätzlich die oben beschriebene Tendenz zur Kleinkreisordnung um die Lineationsrichtung (z.B. Probe RM).

Die Verschiebung des (00.3)-Maximums aus dem Zentrum der Polfigur heraus ist darauf zurückzuführen, dass Foliationsnormale und Zylinderachse präparationsbedingt nicht exakt übereinstimmen.

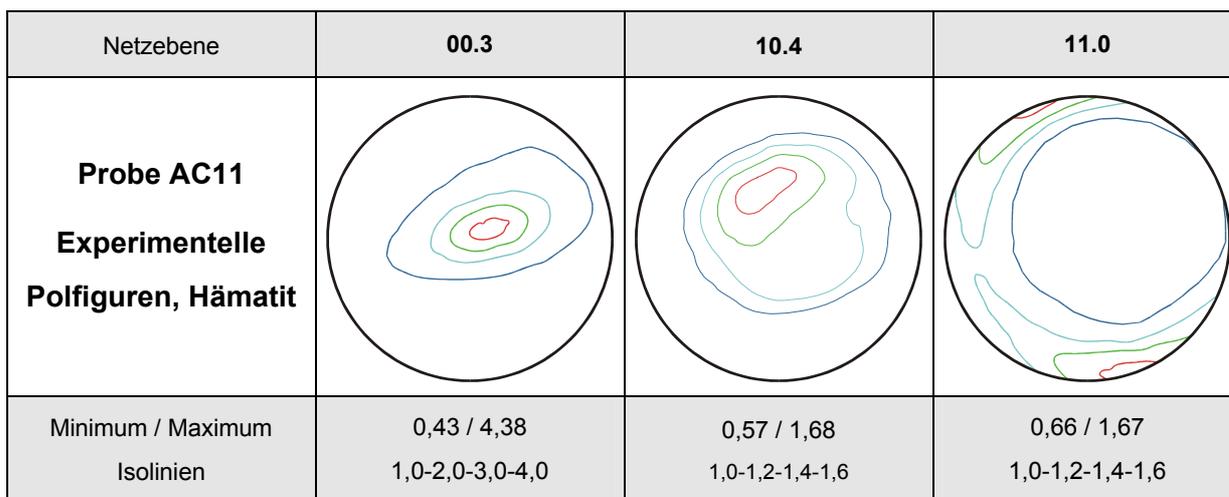


Abb. 5.15: Probe AC11, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.

Die Hämatite der Probe AC11 zeigen bei mittleren Regelungsgraden bekannte Konfigurationen für die (00.3)- und (11.0)-Polfiguren. Das fehlende zweite, langgestreckte (10.4)-Maximum ist auf einen Messfehler zurückzuführen (pers. Mitteil. SIEMES 2002). Die Lineationsrichtung ist durch die (11.0)-Maxima eindeutig definiert.

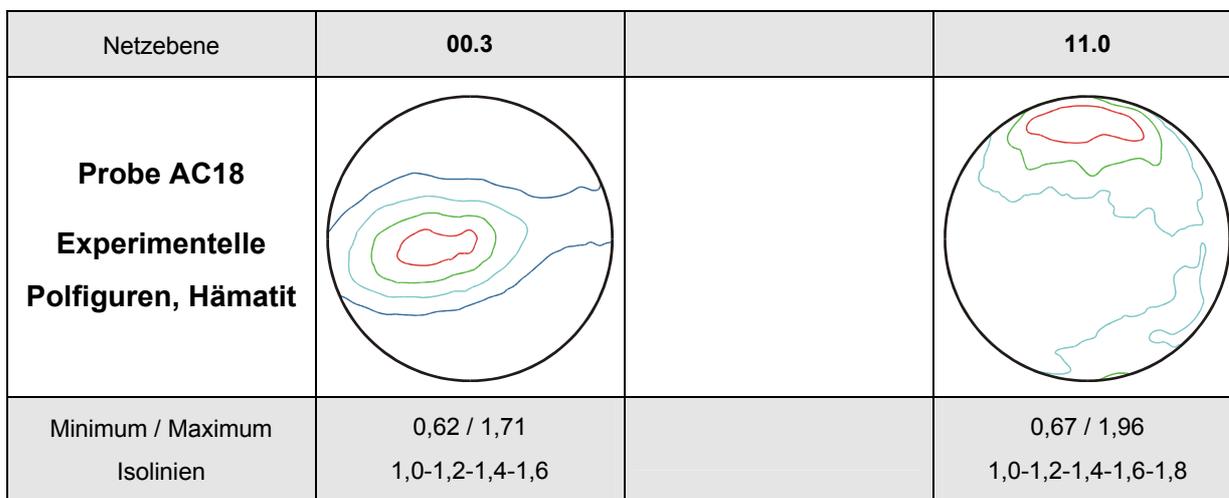


Abb. 5.16: Probe AC18, Hämatitpolfiguren flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.

Probe AC18 enthält nur geringe Mengen an Hämatit, so dass die Messung der (10.4)-Polfigur nicht möglich war. Die (00.3)-Pole sind gürtelförmig angeordnet und zeigen damit eine insgesamt schwächere Einregelung der Hämatite als in Probe AC11 an.

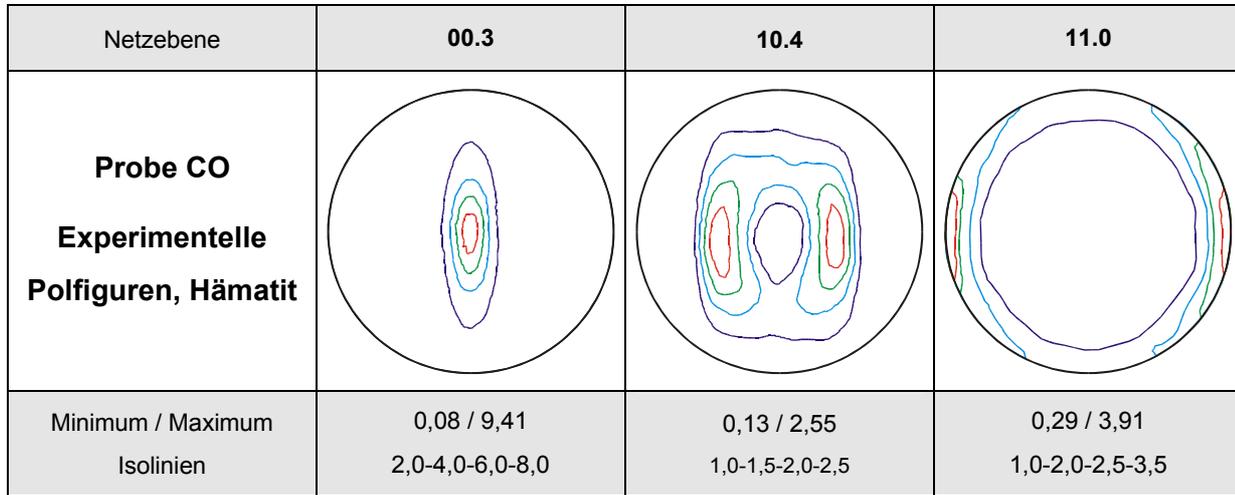


Abb. 5.17: Probe CO, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.

Die Polfiguren der Probe CO zeigen die bekannten Anordnungen der untersuchten kristallographischen Flächen in idealer Weise. Die Regelungsgrade sind hoch, daher ist das (00.3)-Maximum schmal ausgebildet. Die (10.4)-Polfigur zeigt keine Tendenz zu einer zweiten Kleinkreisregelung um die Lineationsrichtung und weist damit auf hohe Regelungsgrade hin. Die Lineationsrichtung ist deutlich durch die Maxima der (11.0)-Polfiguren definiert.

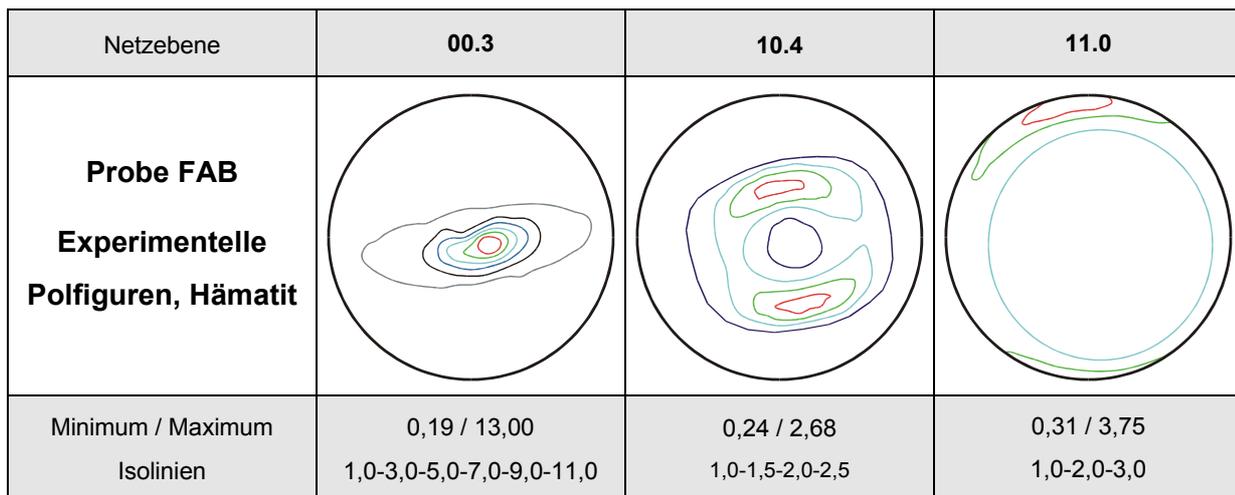


Abb. 5.18: Probe FAB, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.

Auch die Polfiguren der Hämatite in Probe FAB entsprechen den typischen Anordnungen für hohe Regelungsgrade. Der Regelungstyp entspricht dem der Hämatite in Probe CO (s. Abb. 5.17).

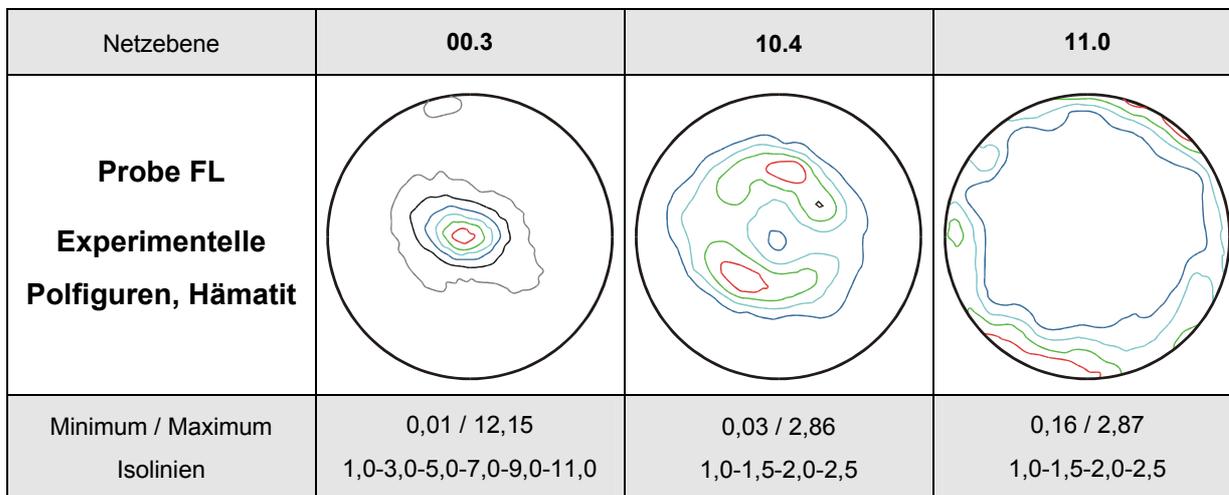


Abb. 5.19: Probe FL, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.

Die Hämatitpolfiguren der Probe FL zeigen die oben beschriebenen charakteristischen Polfiguren und sind kennzeichnend für hohe Regelungsgrade. Das (00.3)-Maximum ist nahezu rundlich ausgebildet und die (10.4)-Polfigur zeigt die „banana-shaped“-Anordnung in idealer Weise. Die (10.4)- und (11.0)-Polfiguren haben im Vergleich zur (00.3)-Polfigur auffallend niedrige Regelungsgrade und deuten auf eine schwache Lineationsausbildung hin.

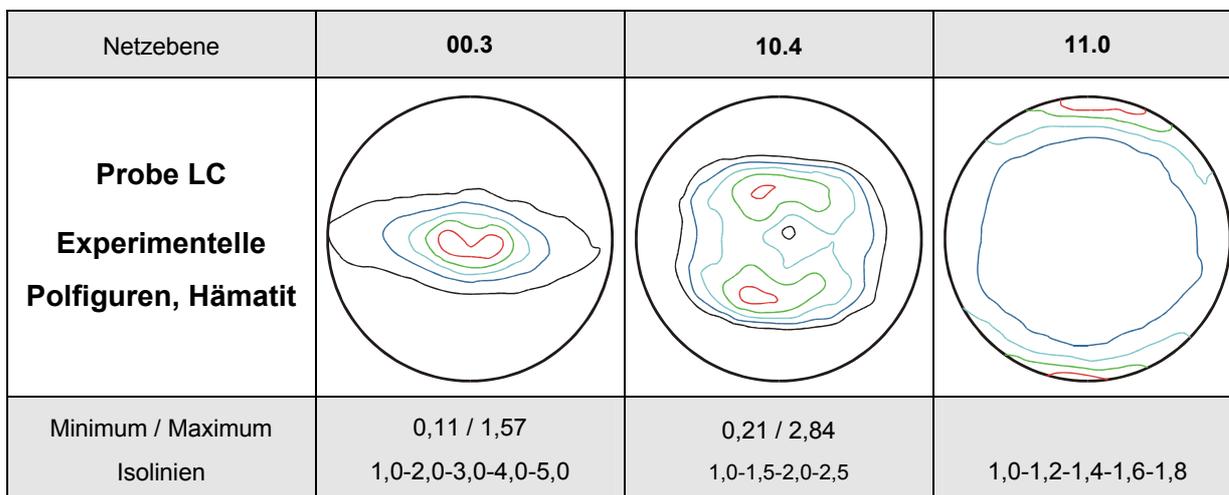


Abb. 5.20: Probe LC, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.

Probe LC zeigt ebenfalls die bekannten Polfigurbilder. Der wesentlich niedrigere Regelungsgrad deutet sich durch die Längung des (00.3)-Maximums und die offene Kleinkreisconfiguration der (10.4)-Pole mit einer angedeuteten zweiten Kleinkreisregelung um die Lineationsrichtung an.

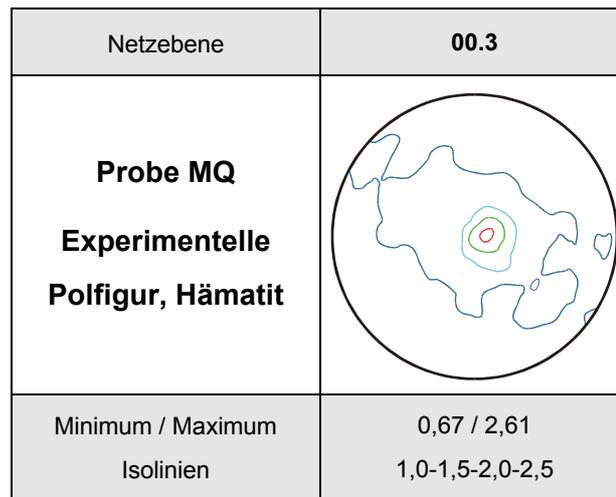


Abb. 5.21: Probe MQ, Hämatitpolfigur, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.

Bei Probe MQ konnte aufgrund des geringen Hämatitgehaltes lediglich die Polfigur der Hämatit-Basisflächen gemessen werden. Durch die Längung des Maximums wird die Raumlage der Lineation angedeutet.

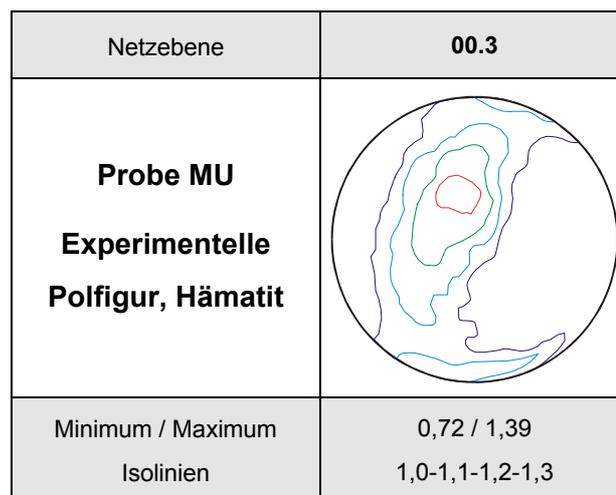


Abb. 5.22: Probe MU, Hämatitpolfigur, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.

Die gürtelförmige und breite Ausbildung des (00.3)-Maximums der Probe MU weist auf die geringen Regelungsgrade hin. Wegen zu geringer Hämatitgehalte war die Bestimmung der Orientierungsverteilung weiterer kristallographischer Flächen nicht möglich.

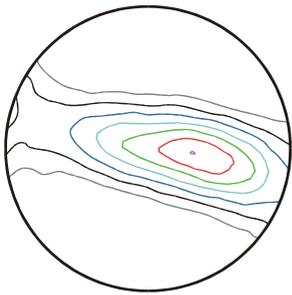
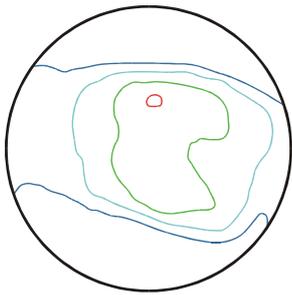
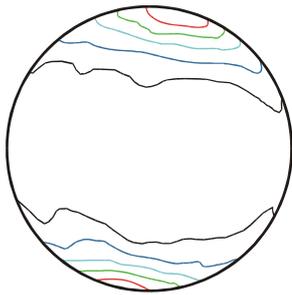
Netzebene	00.3	10.4	11.0
Probe RM Experimentelle Polfiguren, Hämatit			
Minimum / Maximum Isolinien	0,39 / 2,21 1,0-1,2-1,4-1,6-1,8-2,0-2,2	0,53 / 1,31 1,0-1,1-1,2-1,3	0,67 / 1,96 1,0-1,2-1,4-1,6-1,8

Abb. 5.23: Probe RM, Hämatitpolfiguren, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.

Die Polfiguren der Probe RM weisen deutlich auf einen relativ schwachen Regelungsgrad hin. Die (00.3)-Polfigur zeigt die dafür charakteristische Gürtelanordnung. Bei der (10.4)-Polfigur ist die Kleinkreisordnung um die Lineationsrichtung stärker entwickelt als jene um die Foliationsnormale, so dass die typischen, langgestreckten Maxima nur angedeutet sind.

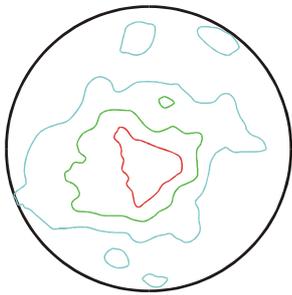
Netzebene	00.3
Probe SH Experimentelle Polfigur, Hämatit	
Minimum / Maximum Isolinien	0,54 / 1,55 1,0-1,2-1,4

Abb. 5.24: Probe SH, Hämatitpolfigur, flächentreue Projektion, untere Halbkugel, Foliationsfläche horizontal.

Der Hämatitgehalt von Probe SH ist so gering, dass nur die (00.3)-Polfigur gemessen werden konnte. Die Pole dieser Flächen sind in einem breiten, unscharf begrenzten Maximum angeordnet und ermöglichen keine Bestimmung der Lineationsrichtung.

Ein Vergleich der Orientierungsverteilungen der Hämatite aller untersuchten Proben zeigt ein breites Spektrum hinsichtlich Regelungsgrad und Regelungstyp in Abhängigkeit vom Verformungsgrad. Die gemessenen kristallographischen Vorzugsorientierungen werden mit den magnetischen Vorzugsorientierungen in Kapitel 6.2 in Verbindung gebracht.

5.3.2 Proben der Erzfalte aus der Grube Conceição

Abbildung 5.25 zeigt eine Übersichtsdarstellung der im Faltenverlauf gemessenen Hämatitpolfiguren und gibt diese im räumlichen Bezug zur schematisch dargestellten Falte wieder. Bezogen auf die makroskopischen Referenzelemente bleibt der Regelungstyp im Faltenverlauf unverändert.

Die (00.3)-Pole zeigen ein langgestrecktes, elliptisches Maximum im Zentrum der Polfigur und damit parallel zur Normalenrichtung der Foliation. Bei allen Proben ist dieses Maximum als Großkreis ausgebildet. Er ist an den Faltenflanken deutlich ausgeprägt, während im Faltenkern das Maximum an Regelungsschärfe gewinnt und weniger gestreckt ausgebildet ist.

Die (10.4)-Flächenpole weisen eine Kleinkreisordnung um den Mittelpunkt des Schmidtschen Netzes auf, die im Faltenzentrum mit dem höchstem Regelungsgrad vorliegt (Probe B4). An den Faltenflanken (Proben B1, B2, B7) sind die Kleinkreise geöffnet und deuten eine weitere, untergeordnete Kleinkreisregelung um die Lineationsrichtung an. Der Regelungstyp verändert sich dementsprechend von „banana-shaped“ im Kern der Struktur zu „butterfly-shaped“ an den Faltenflanken.

Die (11.0)-Polpunkte ordnen sich parallel zur Foliationsfläche in einem - an den Faltenflanken unvollständigen – Großkreis mit Rotationsachse im Zentrum an. Sie zeigen ein deutliches Maximum parallel zur Lineationsrichtung mit leicht schwankenden Regelungsgraden ohne die eindeutige Tendenz einer stärkeren Regelung im Kern der Faltenstruktur.

Die Veränderungen hinsichtlich der Regelungsschärfe der (00.3)-Polfiguren sind eindeutig abhängig von der räumlichen Position der Probe innerhalb des gefalteten Gesteinsverbandes. Die kristallographischen (00.3)-Flächen der Hämatitkristalle des untersuchten Quarzitabirits sind am stärksten im Zentrum der Struktur eingeregelt (Probe B3 und B4) und am schwächsten an den Faltenflanken (Probe B7).

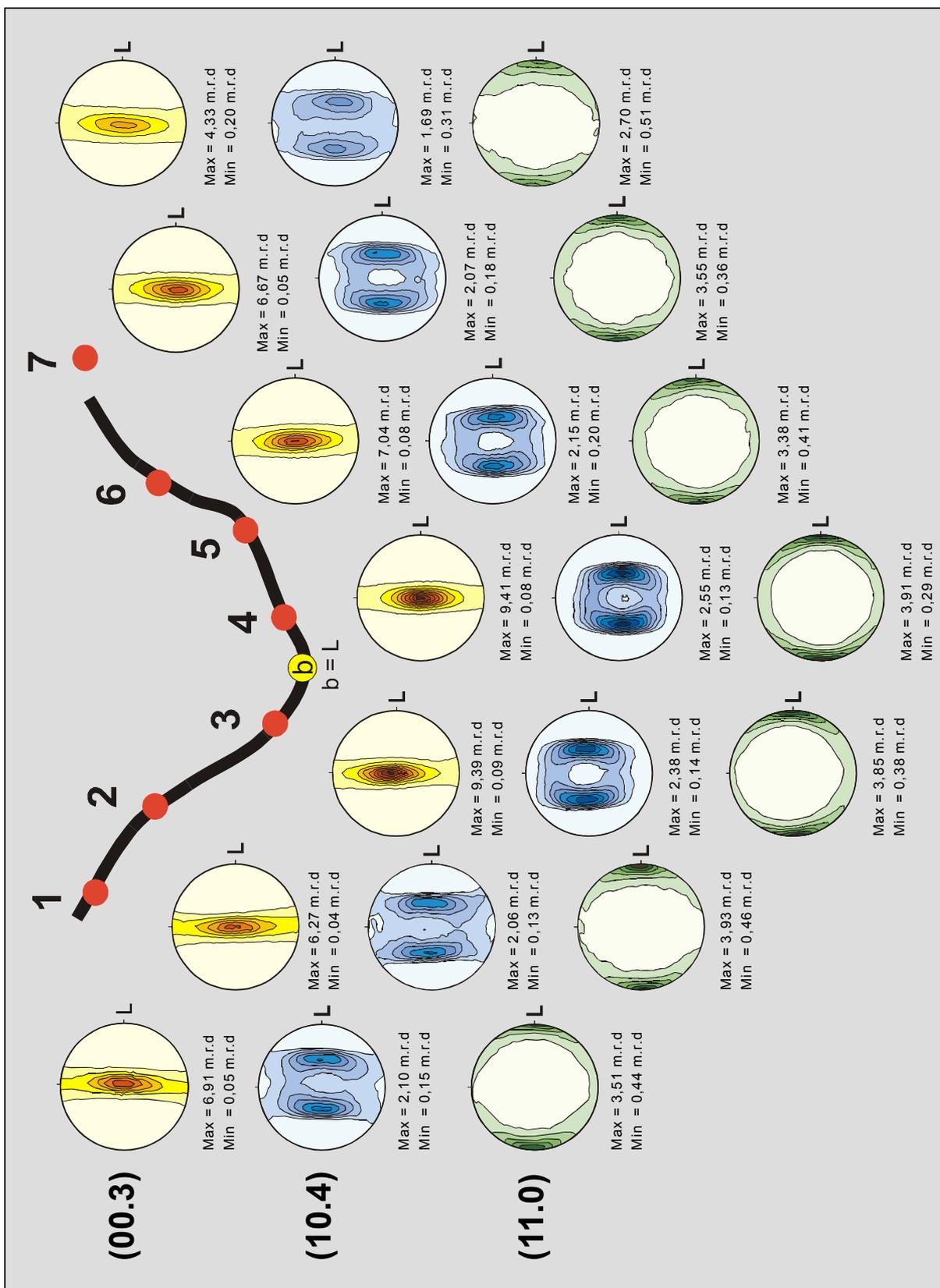


Abb. 5.25: Polfiguren von Hämatit im Faltenverlauf - schwarzer Strich symbolisiert gefaltete Schichtfläche. Makroskopische Referenzelemente sind gemeinsam mit den Polfiguren dargestellt: Foliationsfläche und Streckungslinear L liegen horizontal, flächentreue Projektion, untere Halbkugel. Die Faltenachse (b) ist senkrecht zur Papierebene orientiert.

Abbildung 5.26 zeigt die Regelungsgrade der gemessenen Polfiguren für die sieben Faltenproben. Diese Darstellung verdeutlicht die oben beschriebene, herausragende Bedeutung der variierenden Regelungsschärfe der (00.3)-Polfiguren.

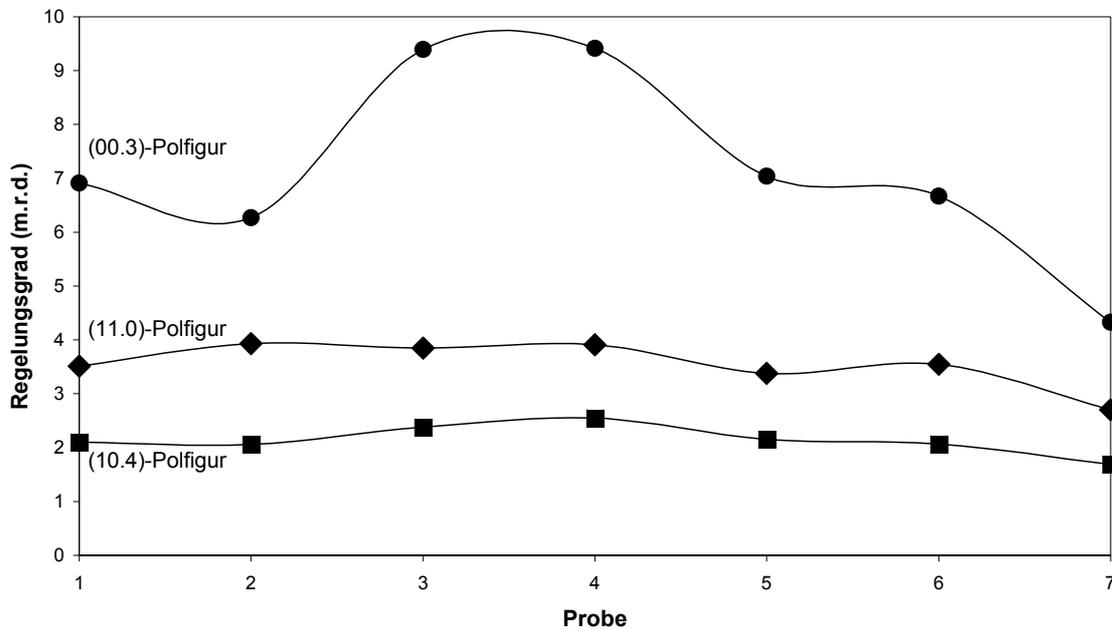


Abb. 5.26: Regelungsgrade der Hämatitpolfiguren im Faltenverlauf.

Abbildung 5.27 zeigt in einer zusammenfassenden Darstellung die gemessenen Quarzpolfiguren. Die makroskopischen Bezugselemente wurden analog zu Abb. 5.25 in die Horizontale (Papierebene) rotiert.

Der Regelungstyp der einzelnen Polfiguren bleibt im Faltenverlauf grundsätzlich erhalten. Die (11.0)-Polfiguren, aus denen die Orientungsverteilung der $-a$ -Achsen hervorgeht, zeigen mit Ausnahme von Probe B7 unvollständige Kleinkreisregelungen um die Lineationsrichtung. Die Öffnungswinkel der Kleinkreise liegen bei etwa 20° und 80° .

Die Polfiguren der Rhomboederflächen (10.1) zeigen drei deutliche Maxima, von denen eines in allen Fällen mit der Lineationsrichtung korrespondiert.

Die Pole der (20.1)-Flächen bilden unvollständige Kleinkreise um die Lineationsrichtung mit Öffnungswinkeln um ca. 70° . Diese Konfiguration ist am Faltenrand bei den Proben B6 und B7 undeutlich ausgeprägt.

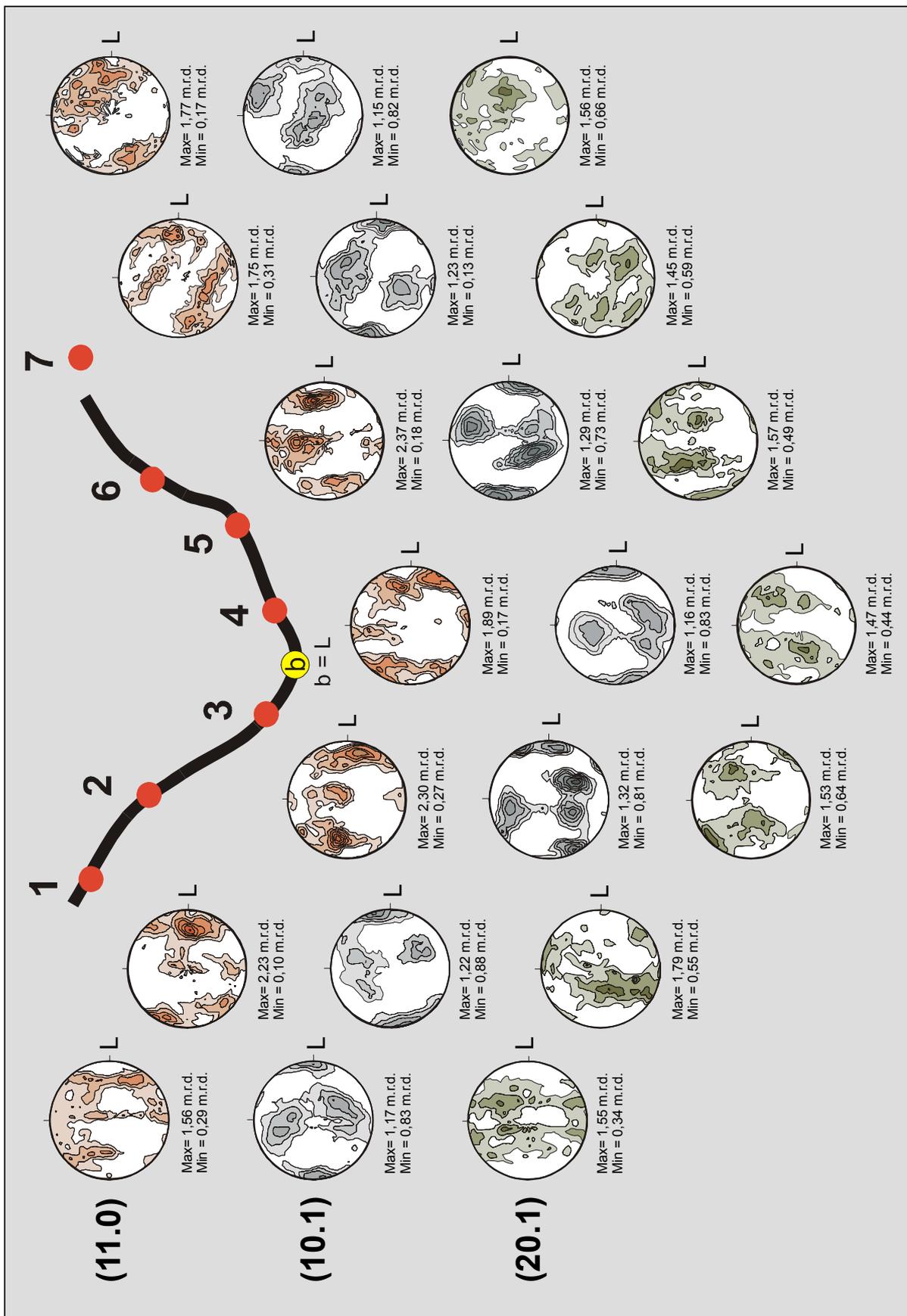


Abb. 5.27: Quarzpolfiguren im Faltenverlauf - schwarzer Strich symbolisiert gefaltete Schichtfläche. Makroskopische Referenzelemente sind gemeinsam mit den Polfiguren dargestellt: Foliationsfläche und Streckungslinear L liegen horizontal, flächentreue Projektion, untere Halbkugel. Die Faltenachse (b) ist senkrecht zur Papierebene orientiert.

Die allgemein sehr schwachen Regelungsgrade der Quarzpolfiguren zeigen im Gegensatz zu den Hämatitpolfiguren keinen eindeutigen Trend in Bezug zu ihrer räumlichen Position innerhalb der Faltenstruktur (s. Abb. 5.28). Signifikante Regelungsunterschiede zwischen Faltenrand und -kern treten nicht auf.

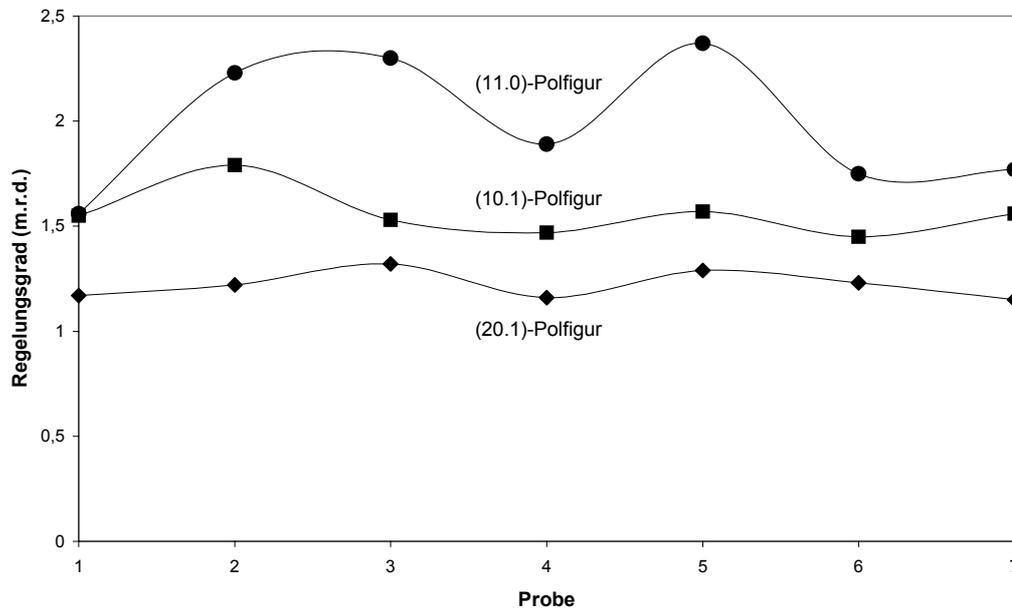


Abb. 5.28: Regelungsgrade der Quarzpolfiguren im Faltenverlauf.

Der Vergleich der gemessenen Hämatit- und Quarzpolfiguren ermöglicht Aussagen über die Geometrie derjenigen Verformungsprozesse, die die Regelung der Hämatit- und Quarzkristalle beeinflusst haben. So zeigen die Hämatitpolfiguren (00.3), (10.4) und (11.0) der Faltenstruktur eine orthorhombische Symmetrie. Daraus ergeben sich Hinweise auf einen orthorhombischen Verformungsprozess, durch den die Einregelung der Hämatitkristalle verursacht wurde. In den Polfiguren sind keine Einflüsse einer einfachen Scherung zu erkennen. Die Intensitäten der (00.3)-Hämatitpolfiguren zeigen eine eindeutige Abhängigkeit von der Verformungsintensität, während die Intensitäten der Quarzpolfiguren keinen derartigen Zusammenhang erkennen lassen, aber zwei deutliche Charakteristika in ihren Konfiguration zeigen. Zum einen ist die Normalenrichtung einer Quarz-Rhomboederfläche bei allen untersuchten Proben parallel zur Richtung des Streckungslinears orientiert. Zum anderen bilden die Quarz-a-Achsen vorwiegend Kleinkreisaneordnungen um die Lineationsrichtung aus. Diese Kleinkreisregelungen um das Streckungslinear entstehen entsprechend Abb. 5.8 unter koaxialen, prolaten Verformungszuständen, die einer einfachen Dehnung entsprechen.

5.3.3 Texturkomponenten im Faltenverlauf

Die Orientierungsverteilungen von Hämatitkristallen in den Proben B1 bis B7 wurden mittels Texturkomponenten unter Verwendung der Software MULTEX (HELMING 1995) beschrieben. Die Hämatittexturen der Faltenstruktur lassen sich mit zwei senkrecht zueinander orientierten Faserachsen beschreiben. Eine Faserachse ist definiert durch die Lage ihrer Rotationsachse, deren Halbwertsbreite sowie durch ihre Intensität. Dabei versteht man unter Intensität den Volumenanteil derjenigen Kristallite, deren Raumlage durch die Faserachse erklärt werden kann.

Die Faserachse größter Intensität ist - bezogen auf das Probenkoordinatensystem - parallel zur Richtung des Streckungslinears orientiert. Bezogen auf das Kristallkoordinatensystem liegt sie parallel zu den Flächenpolen der (11.0)-Flächen. Die Rotationsachse der zweiten Faserachse liegt parallel zum Polpunkt der Foliationsfläche und entspricht im Kristallkoordinatensystem den Richtungen der (00.3)-Flächenpole.

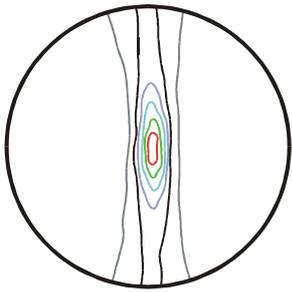
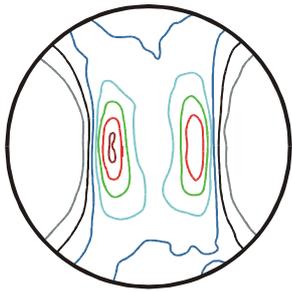
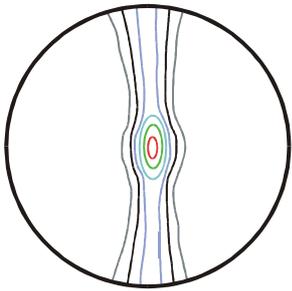
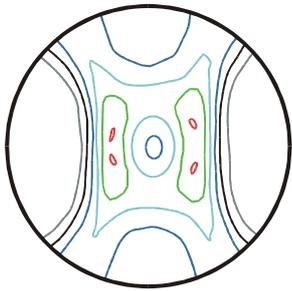
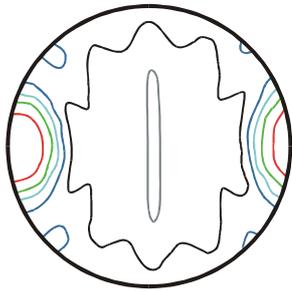
Netzebene	00.3	10.4	11.0
Probe B1 Experimentelle Polfiguren			
Minimum / Maximum Isolinien	0,05 / 6,80 1,0-2,0-3,0-4,0-5,0-6,0	0,15 / 2,05 0,5-0,75-1,0-1,25-1,5-1,75-2,0	0,41 / 3,68 0,5-1,0-1,5-2,0-2,5-3,0
Probe B1 Rückgerechnete Polfiguren (MULTEX)			
Minimum / Maximum Isolinien	0,17 / 6,49 1,0-2,0-3,0-4,0-5,0-6,0	0,18 / 1,76 0,5-0,75-1,0-1,25-1,5-1,75-2,0	0,44 / 3,19 0,5-1,0-1,5-2,0-2,5-3,0

Abb. 5.29: Experimentelle und rückgerechnete Polfiguren der Probe B1.

Abbildung 5.29 zeigt exemplarisch für Probe B1 experimentelle und rückgerechnete Polfiguren. Die gemessenen und berechneten Netzebenenverteilungen stimmen sehr gut

überein. Durch Annahme der $\langle 00.1 \rangle$ - und $\langle 11.0 \rangle$ -Faserachsen sind die gemessenen Verteilungen sehr gut berechenbar.

Die $\langle 11.0 \rangle$ -Faserachse ist mit einer Intensität von durchschnittlich ca. 70 % die dominierende Komponente der untersuchten Hämatittexturen (s. Abb. 5.30). Ihre Intensität schwankt unsystematisch entlang der Faltenstruktur. Im äußeren Randbereich der Faltenstruktur (Probe B7) nimmt die Intensität der Faserachse um ca. 15 % deutlich ab.

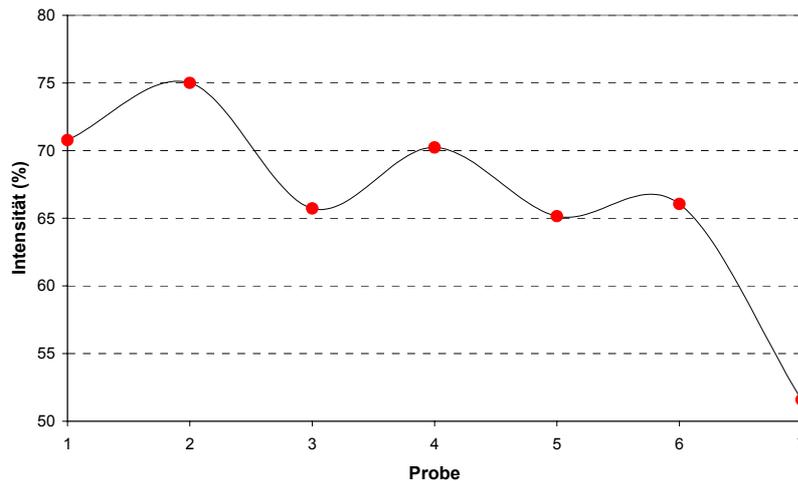


Abb. 5.30: Intensität der $\langle 11.0 \rangle$ -Faserachse im Faltenverlauf.

Die $\langle 00.1 \rangle$ -Faserachse beschreibt die Orientierung eines Volumenanteils von 3,6 % bis 10,5 % aller Hämatitkristalle. Die Intensität dieser Faserachse ist zwar wesentlich geringer als die der $\langle 11.0 \rangle$ -Faserachse, aber ihre Intensitätsschwankungen im Verlauf der Faltenstruktur sind sehr gut mit den unterschiedlich starken Verformungseinflüssen innerhalb der Falte korreliert. So erreicht die $\langle 00.1 \rangle$ -Faserachse ihre größten Intensitäten in den Proben B3 und B4 im Zentrum der Falte, während die schwächsten Intensitäten und folglich der schwächste Regelungsgrad aus dem Randbereich der Faltenstruktur stammt (s. Abb. 5.31).

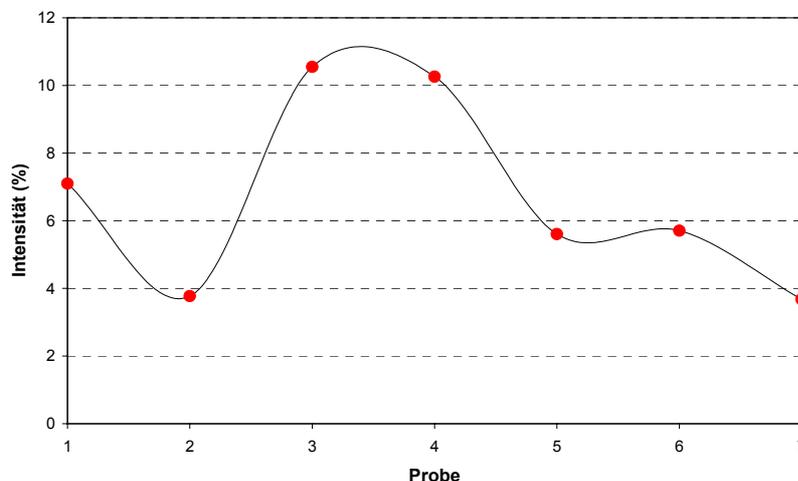


Abb. 5.31: Intensitätsverlauf der $\langle 00.1 \rangle$ -Faserachse im Faltenverlauf.

Die Hämatittexturen der untersuchten Faltenstruktur können durch zwei senkrecht zueinander orientierte Faserachsen berechnet werden, von denen eine parallel zur kristallographischen Richtung der (11.0)-Flächenpole bzw. zur Lineationsrichtung, die andere parallel zur kristallographischen (00.1)-Richtung bzw. senkrecht zur Foliationsfläche ausgerichtet ist. Dabei kann die Raumlage eines Volumenanteils von 70 % aller Kristallite durch die (11.0)-Faser erklärt werden. Die unterschiedliche Verformungsintensität innerhalb der Falte wird jedoch ausgedrückt durch die Intensität der <00.1>-Faserachse. Für die Bestimmung der wechselnden Verformungsintensität innerhalb der Faltenstruktur ist die <00.1>-Faserachse trotz ihrer insgesamt geringeren Intensität demnach am aussagekräftigsten. Dieser Zusammenhang wird bestätigt durch die gute Korrelation der Intensitäten von <00.1>-Faser und Regelungsgrad der (00.3)-Polfiguren mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,88$ (s. Abb. 5.32).

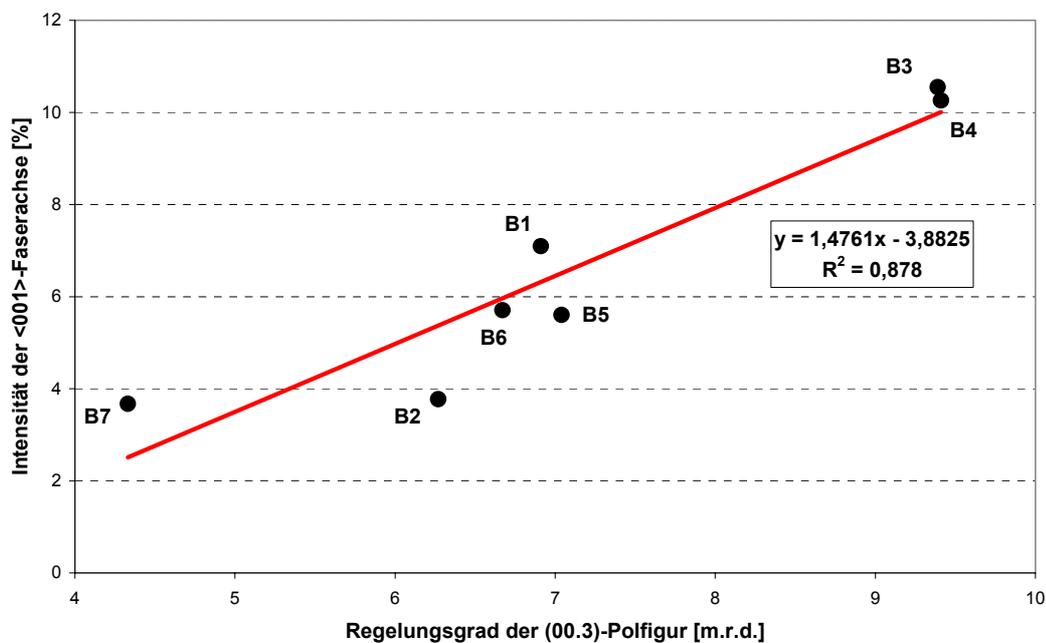


Abb. 5.32: Korrelation von Regelungsgrad der Hämatit (00.3)-Polfigur und der Intensität der <00.1>-Faserachse.

Alternative Modellvorstellungen zur Beschreibung von Hämatittexturen führen SIEMES & HENNIG-MICHAELI (1985) an. Sie nehmen hierzu eine <00.1>-Faserachse und anstatt der zweiten Faserachse einen Rotations-Freiheitsgrad der a-Achsen um die c-Achse des Hämatits an.

6 Synthese

6.1 Bestimmung ferromagnetischer Mineralphasen im Methodenvergleich

Die magnetisch wirksamen Phasen im Probenmaterial wurden im Methodenvergleich durch die Sättigungsmagnetisierung, die mittlere magnetische Suszeptibilität sowie durch das temperaturabhängige Suszeptibilitätsverhalten bestimmt. Die Tabellen 6.1 bis 6.3 fassen die Ergebnisse zusammen.

Tab. 6.1: Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen (Sättigungsmagnetisierung).

Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen mittels Sättigungsmagnetisierung M_s			
nur Hämatit	Hämatit und partiell oxidierte Maghemite	partiell oxidiert Maghemite	Magnetit
AC11, AC18, CO, FAB, FL, MU	AC20, RM	LC, MQ, SH	AL

Tab. 6.2: Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen (mittlere magnetische Suszeptibilität).

Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen mittels mittlerer magnetischer Suszeptibilität k_{mean}			
nur Hämatit	Hämatit und partiell oxidierte Maghemite	partiell oxidiert Maghemite	Magnetit
AC11, AC18, AC20, CO, FAB, FL, MU	AL, LC, MQ, RM, SH		

Tab. 6.3: Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen (temperaturabhängige magnetische Suszeptibilität).

Identifizierung ferromagnetischer Mineralphasen mittels temperaturabhängiger magnetischer Suszeptibilität			
nur Hämatit	Hämatit und Magnetite	Hämatit, Magnetit u. Lepidokrokit	Magnetit
AC18, CO, FL, MU	AC11, AC20	FAB, LC, MQ, RM, SH	AL

Die magnetische Suszeptibilität eines Minerals bei Raumtemperatur ist zum einen erheblichen Schwankungen unterworfen, die beispielsweise auf unterschiedliche Domänenzustände zurückzuführen sind, und stellt zum anderen eine Summengröße dar, zu der alle Minerale volumenanteilig beitragen. Durch die Messung der Sättigungsmagnetisierung kann zwar festgestellt werden, welche magnetische Mineralphase als Hauptkomponente im Gestein vorliegt, doch lassen sich keine weiteren Minerale identifizieren, da die Sättigungsmagnetisierung als gemittelte Größe über das gesamte Probenvolumen erfasst wird.

Der Methodenvergleich zeigt, dass die Messung der temperaturabhängigen Suszeptibilität am besten zur Phasenbestimmung magnetischer Minerale geeignet ist. Die Veränderung magnetischer Zustände bei definierten Temperaturen erlaubt die eindeutige Identifizierung von Mineralphasen, die sich separat durch ihre deutlich unterschiedlichen Curie- bzw. Néeltemperaturen erfassen lassen.

6.2 Magnetische und textuelle Eigenschaften

Aus der Bestimmung magnetischer Mineralphasen (Kapitel 6.1) geht hervor, dass nur in den Proben AC18, CO, FL und MU Hämatit als einzige ferromagnetische Mineralphase vorliegt. Aufgrund seiner charakteristischen magnetischen Einkristalleigenschaften mit ausgeprägter Kristallanisotropie (vgl. Kap.4.3.2) eignet sich Hämatit in besonderem Maße zur Untersuchung des Zusammenhang von magnetischen und textuellen Eigenschaften. Nach HROUDA (1980) ist das Verhältnis der magnetischen Suszeptibilität innerhalb der Basalebene eines Hämatit-Einkristalls zur Suszeptibilität parallel zur c-Achse größer als 100. Daher wird die Suszeptibilitätsanisotropie ausschließlich durch die c-Achsenverteilung der Hämatite bestimmt (SIEMES ET AL. 2000: 1747). Dieser Zusammenhang wird durch die Korrelation von Anisotropiegrad P' und Regelungsgrad der (00.3)-Polfiguren eindeutig bestätigt (s. Abb. 6.1).

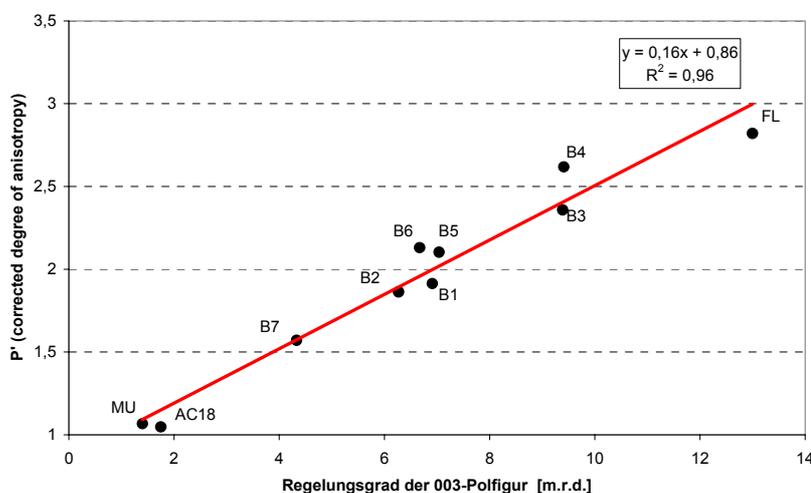


Abb. 6.1: Korrelation von Regelungsgrad und korrigiertem Anisotropiegrad P' . Hämatit ist einzige ferromagnetische Mineralphase. Die Hämatitkörner sind magnetische Einbereichsteilchen.

Der korrigierte Anisotropiegrad P' basiert auf logarithmischen Suszeptibilitätswerten, die aufgrund der lognormalen Verteilung der magnetischen Suszeptibilität besonders aussagekräftig sind. Außerdem werden nicht nur größte und kleinste Suszeptibilitätswerte berücksichtigt, sondern auch die mittleren und intermediären Suszeptibilitäten (TARLING & HROUDA 1993: 21). Die deutliche lineare Abhängigkeit des korrigierten Anisotropiegrades von der Regelungsschärfe der (00.3)-Polfigur wird belegt durch das Bestimmtheitsmaß der Korrelationsgeraden von $R^2 = 0,96$.

Mit der Zunahme des Anisotropiegrades bzw. mit zunehmender Regelungsschärfe ist der generelle Trend von einer gürtelförmigen Großkreisanordnung der (00.3)-Flächenpole über ein elliptisches Maximum bis hin zu einem kreisförmigen Maximum im Pol der Foliationsfläche verbunden (s. Abb. 6.2).

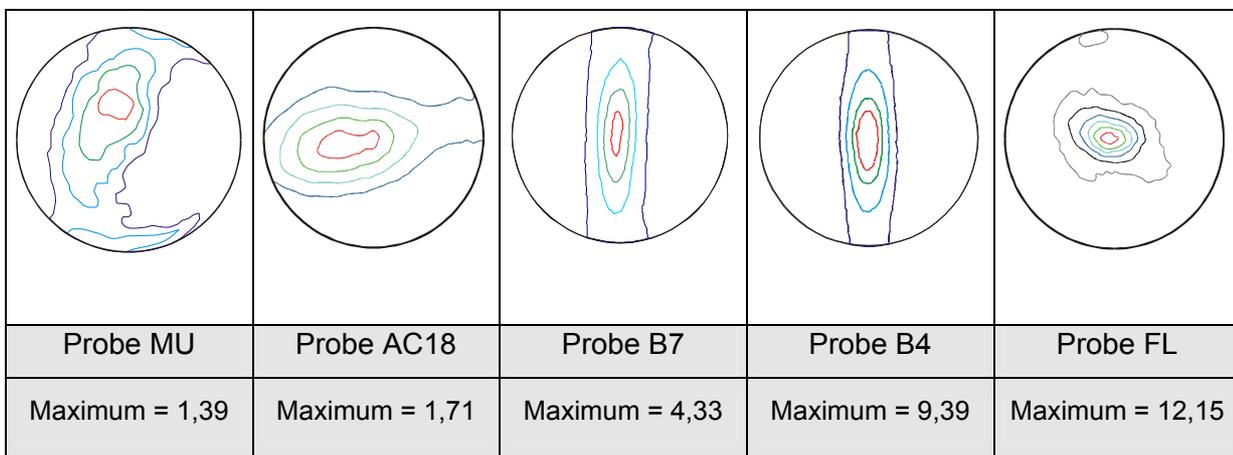


Abb. 6.2: Veränderung der Konfiguration des (00.3)-Maximums mit zunehmender Regelungsschärfe (Angaben in m.r.d.).

Der Anisotropiegrad der magnetischen Suszeptibilität, d.h. die Abweichung von einer richtungsunabhängigen Verteilung, nimmt mit zunehmender Regelungsschärfe der (00.3)-Polfiguren zu. Je stärker die Hämatitkristalle eingeregelt sind und sich damit einer Einkristallkonfiguration annähern, umso stärker ist die Richtungsabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität ausgebildet.

6.3 Faltung als texturmodifizierender Prozess

Bei der in der Grube Conceição beprobten Falte handelt es sich um eine Biegegleitfalte quarzitabiritischer Eisenerze. Anhand dieses strukturgeologischen Beispiels wurden sowohl physikalische Kenngrößen (magnetische Suszeptibilität, Hystereseparameter) als auch kristallographische Vorzugsorientierungen untersucht. Aus den in Kapitel 4.3 und 5.3 vorgestellten Resultaten können zusammenfassend folgende Ergebnisse zum kristallinen Verformungsverhalten abgeleitet werden:

- Die Foliation ist die Ebene plattiger Absonderung und wird definiert durch die planare Anordnung von spekulartischem Hämatit.
- Das Hystereseverhalten der sieben Proben zeigt, dass die einzige ferromagnetische Mineralphase in der Eisenerzfalte Single-Domain-Hämatit ist.
- Die mittlere magnetische Suszeptibilität nimmt von den Faltenflanken zum Kern der Struktur um mehr als 100 % zu und deutet damit auf kleinere bzw. stärker beanspruchte Hämatitkörner in den Faltschenkeln als im Faltenkern hin.
- Die Anisotropie des Hystereseverhaltens (Sättigungsmagnetisierung, Sättigungsremanenz und Koerzitivkraft) innerhalb der Foliationsfläche nimmt von den Faltschenkeln zum Kern der Struktur ab und belegt damit eine größere Parallelität der Hämatit-Basisflächen im Kern.
- Der Anisotropiegrad der magnetischen Suszeptibilität hingegen nimmt von den Faltschenkeln zum Zentrum der Struktur zu. Dadurch wird die stärkere Einregelung der Hämatitkörner im Faltenkern beschrieben und die damit verbundene Zunahme der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität insgesamt, die eine zunehmende Isotropie innerhalb der Basalebene der Hämatite mit sich bringt. Der Oblatheitsgrad des Suszeptibilitäts-Ellipsoids ist folglich im Faltenkern am größten. Die räumliche Beziehung der magnetischen Suszeptibilitätsparameter und makroskopischer Gefügeelemente veranschaulicht Abbildung 6.3.

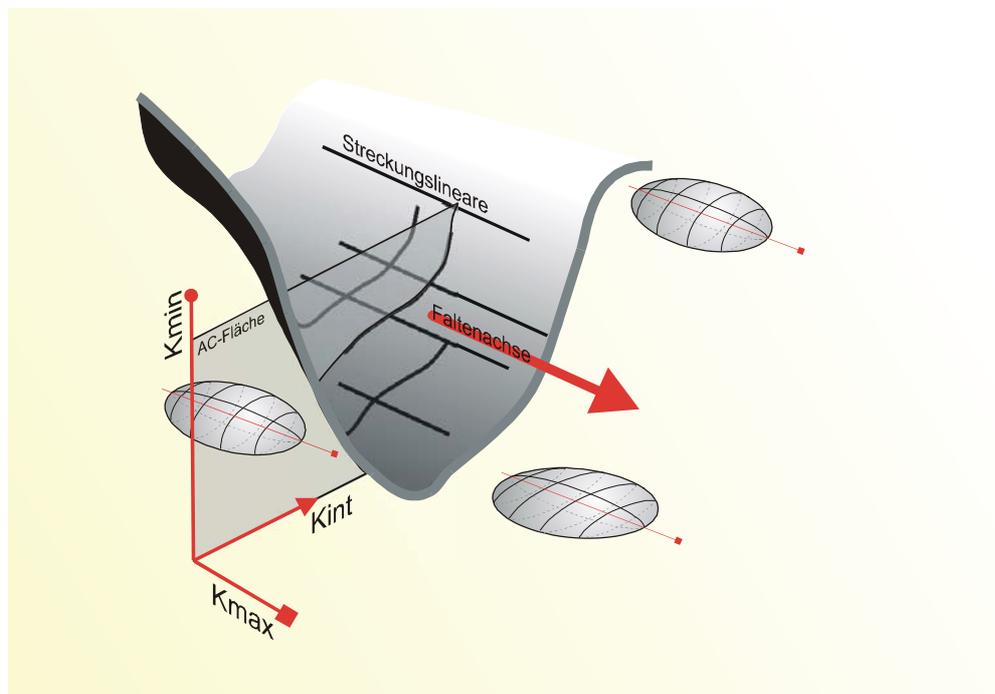


Abb. 6.3: Räumliche Beziehung makroskopischer Verformungsmarker und magnetischer Eigenschaften. Suszeptibilitätsachsen stellen nur die Orientierungen, nicht deren relative Größe dar.

Die Zeichnung zeigt schematisch die Beziehung der AMS-Achsen zu linearen und planaren makroskopischen Verformungselementen. Die Richtungen von Streckungslinearen und Faltenachse verlaufen parallel und entsprechen der Richtung maximaler magnetischer Suszeptibilität. Die Fläche senkrecht zur Faltenachse (AC-Fläche) entspricht der Ebene, die von den Richtungen minimaler und intermediärer Suszeptibilität aufgespannt wird. Daraus lässt sich die direkte Abhängigkeit zwischen dem AMS-Gefüge und dem makroskopischen Verformungsgefüge erkennen.

Die kristallographischen Vorzugsorientierungen von Hämatit und Quarz lassen sich mit den magnetischen und makroskopischen Vorzugsrichtungen in Übereinstimmung bringen. So liegt das Maximum der (11.0)-Pole von Hämatit und einer der Quarz-Rhomboederflächenpole parallel zu Lineationsrichtung und Faltenachse. Das Maximum der (00.3)-Flächenpole liegt parallel zur Foliationsnormalen und bestätigt damit die Ausbildung der Foliationsfläche durch parallel eingeregelter Hämatit- bzw. Spekularit-Basalflächen.

Bei einer klassischen Biegegleitfalte (s. Abb. 6.4), wie man sie im flachen tektonischen Stockwerk erwarten könnte, würde zwischen dem Streckungslinear und der Faltenachse ein Winkel von 90° auftreten, da man von einer $a \perp b$ – Geometrie der Falte auszugehen hätte. Im vorliegenden Falle jedoch verlaufen Faltenachse und Lineationen der untersuchten Struktur parallel, was eine abweichende Erklärung von Streckungs- und Einengungsrichtung und Rotationssinn erforderlich macht.

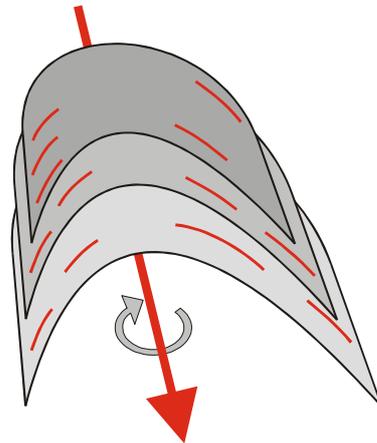


Abb. 6.4: Modell einer asymmetrischen Biegegleitfalte, roter Pfeil entspricht Faltenachse.

Die Lineation ist nicht nur auf den Foliationsflächen entwickelt, sondern ist als Richtung einer Vorzugsorientierung im gesamten Gestein erkennbar. Diese Minerallineation kann nicht erst nach Ausbildung der Falte angelegt worden sein, da solch ein rotatives Verformungsereignis, das nur in Verbindung mit intensiver Scherung vorstellbar ist, die heute noch messbaren

Unterschiede magnetischer und kristallographischer Vorzugsorientierung zwischen Faltenflanken und Faltenkern überprägt hätte.

Aus den Ergebnissen der eigenen Untersuchungen lässt sich für die Anlage und Entwicklung der Faltenstruktur der Grube Conceição folgendes Modell zeichnen:

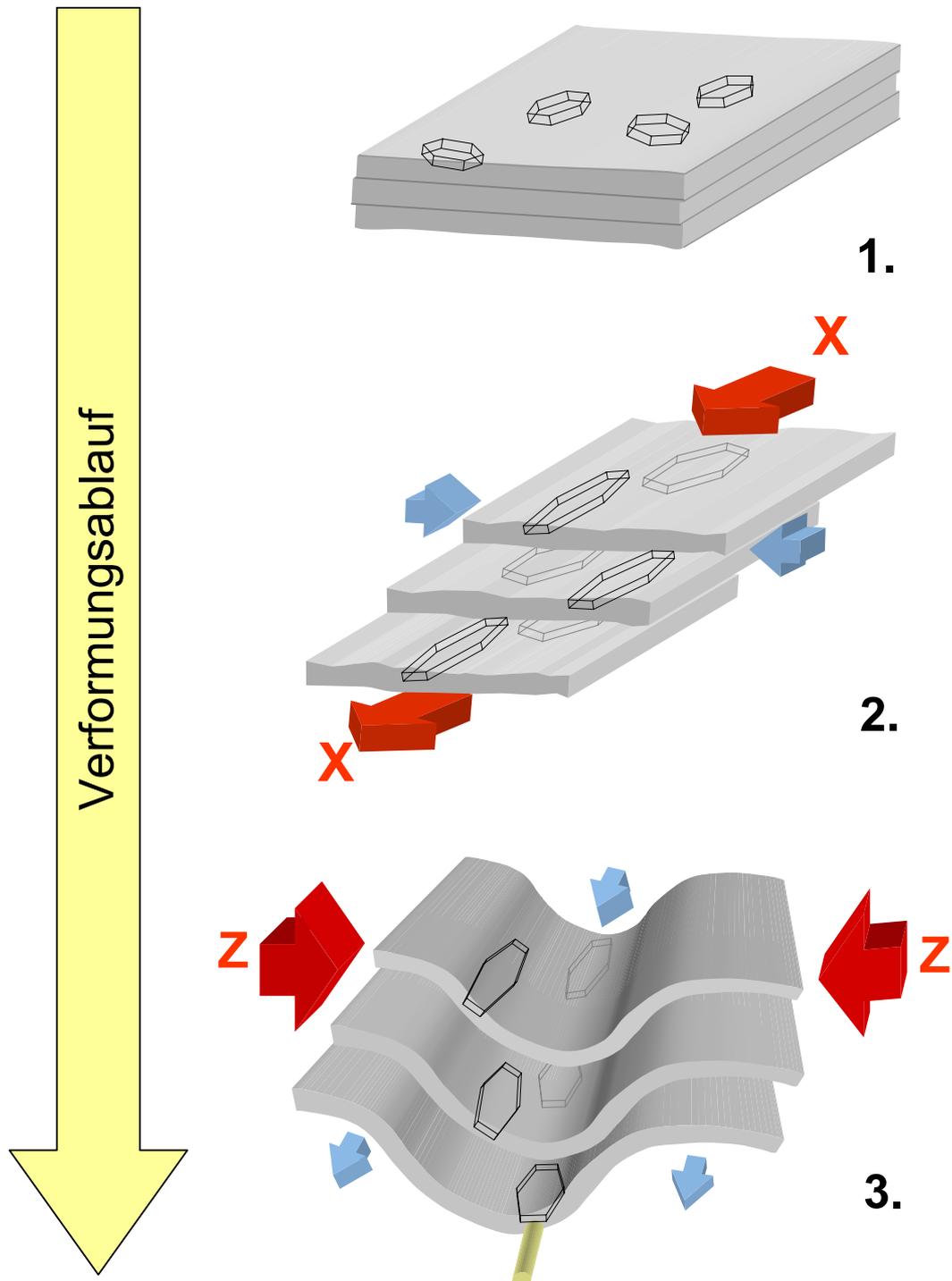


Abb. 6.5: Modell für Entstehung und Texturbildung der beprobten Eisenerzfalte. Die Hauptachsen des Verformungsellipsoids sind durch Pfeile dargestellt. X= Richtung der größten Dehnung; Z = Richtung der größten Verkürzung.

1. Sedimentation:

Magnetit und Quarz werden in relativ ruhigem Milieu abgelagert. Es entsteht eine feine, primäre Bänderung magnetitreicher und magnetitarmer Lagen mit Mächtigkeiten von einigen Millimetern. Generell wird Magnetit als primäre Eisenmineralphase angesehen (vgl. ROSIÈRE 1981).

2. Entwicklung der Hämatittexturen, Teil I:

Das Gestein wird einem intensiven Verformungsereignis ausgesetzt, dessen Achsen größter Einengung etwa Ost – West verlaufen. Unter dieser hochgradigen Beanspruchung erreichen die Temperaturen im östlichen Eisernen Viereck ca. 600°C (HERZ 1978), so dass die Umwandlung von Magnetit zu Hämatit beschleunigt und vollständig abläuft. Die Hämatite reagieren mit Spekularitbildung auf die fortschreitende Verformung, regeln sich mit ihren Basalflächen in die Scherebene (X-Y-Ebene) ein und erhöhen so die Duktilität der Eisenerzformationen. Im diesem Zustand höchster Plastizität richten sich die Spekularite mit ihrer morphologischen Längsachse parallel zur Richtung größter Dehnung (X) aus und entwickeln dadurch die Lineationsrichtung. Während die Längung in X-Richtung das wesentliche Merkmal dieser Beanspruchungsphase ist, kommt es lokal zu Ausweichbewegungen des hochplastischen itabiritischen Protores in Z-Richtung. Dabei können nach einem Modell von COWARD (1984: 221) anfangs etwa senkrecht zur X-Richtung angelegte intrafoliale Etuifalten entstehen, die mit fortschreitender Verformung in Richtung größter Dehnung rotiert werden, so dass schließlich deren Faltenachsen und Lineationsrichtung parallel zur Haupttransportrichtung (X) vorliegen. Nach COWARD (1984: 221) entwickeln sich derartige „sheath folds“ bevorzugt in Scherzonen, bei denen ein untergeordnetes Scherkräftepaar eine Scherfläche senkrecht zur Hauptscherfläche aber mit gleicher Scherrichtung wie diese entwickelt.

In Modellphase zwei entstehen die wesentlichen Merkmale der Hämatittexturen. Durch die plattige und basisflächenparallele Anordnung der Hämatitkristalle ist bereits das bekannte (00.3)-Maximum parallel zur Normalenrichtung der Foliationsfläche entwickelt. Durch den Rotationsfreiheitsgrad der Hämatitbasalflächen um die Normalenrichtungen der Prismaflächen entstehen in diesem Stadium die Maxima der (11.0)- und (10.0)-Polfiguren (vgl. ROSIÈRE et al. 2001). Diese Maxima sind parallel zur Haupttransportrichtung (X) bzw. Lineationsrichtung orientiert. Mit der Spekularitisierung geht eine Gefügeveränderung von granoblastisch nach nemato- oder lepidoblastisch einher (ROSIÈRE et al. 2001: 1433ff). Dabei kann die ursprüngliche sedimentäre Bänderung vollständig überprägt werden.

3. Entwicklung der Hämatittexturen, Teil II:

Im weiteren Verlauf der Verformungsgeschichte nehmen Temperatur, Fluidgehalt und damit die Plastizität des Gesteins - vermutlich infolge des Aufstiegs des Gesteinskomplexes - ab. Die einengende Verformungskomponente in Z-Richtung (etwa NE-SW) nimmt an Intensität zu und ermöglicht die Bildung von Falten, deren Achsen subparallel zu der in Modellschritt zwei angelegten Lineations- und Haupttransportrichtung (X) ausgerichtet sind. Diese Falten können als „einwickelnde“ Falten bezeichnet werden, weil sie die unter Schritt zwei entstandenen Etwifalten umschließen, zunehmend in die Transportrichtung einrotieren und überprägen.

Entsprechend der Modellvorstellung ist der Texturtyp der Hämatite bereits vor der morphologischen Ausbildung der Falte vorhanden. Durch den jüngsten Verformungsvorgang (Schritt 3) wurde der Texturtypus dementsprechend nicht mehr modifiziert, sondern es kam lediglich zu einer Veränderung der Regelungsschärfe der Hämatite. Die geringeren Regelungsgrade der (00.3)-Polfiguren von Hämatit an den Faltenschenkeln resultieren aus der scherenden Gleitbewegung, die bei Biegegleitfalten verstärkt an den Faltenschenkeln auftritt (TWISS & MOORES 1992: 246) und bei der untersuchten Struktur zu Basis-a-Gleitung von Hämatit führte. Im Faltenkern hingegen erfahren die Hämatite eine verstärkte Regelung durch fortschreitende Plättung.

Die morphologische Ausbildung der Faltenstruktur erfolgt also im Zustand verminderter Duktilität. Hinweise darauf liefern die AMS-Untersuchungen, deren Ergebnis die Übereinstimmung von magnetischem und makroskopischem Verformungsgefüge zeigt. Die rotative Komponente der einengenden Verformungskomponente (Z), auf die der Gesteinsverband mit foliationsparalleler Gleitung senkrecht zur Faltenachse reagiert, erfolgte vermutlich auch entlang der quarzreichen Lagen. Da die -a-Achsen der Quarze häufig in einer Ebene etwa senkrecht zur Faltenachse angeordnet sind (vgl. Abb. 5.27), liegt die Vermutung nahe, dass Quarz während der Entstehung der Biegegleitfalte in Schritt drei mit Basis-Gleitung in Richtung einer der a-Achsen reagierte.

Diese kristallographischen Vorzugsorientierungen finden ihre Entsprechung in allen magnetischen Untersuchungen. Sättigungsmagnetisierung, Sättigungsremanenz und mittlere magnetische Suszeptibilität haben im Faltenkern die höchsten Werte, während die Koerzitivkräfte im Faltenzentrum am geringsten sind. Damit liefern sie einen entscheidenden Hinweis auf weniger beanspruchte Körner im Faltenzentrum. Die verringerte Anisotropie der Hystereseparameter im Kern belegt ebenfalls eine verstärkte mechanische Beanspruchung an den Flanken.

Die magnetischen und kristallographischen Vorzugsorientierungen der untersuchten Faltenstruktur stehen in direkter Beziehung zueinander und zu den makroskopischen Verformungselementen. Diese Zusammenhänge erlauben die Ableitung der diskutierten Modellvorstellung zur Texturentwicklung einschließlich der Rekonstruktion der relativen zeitlichen Abfolge texturbildender und texturmodifizierender Verformungsereignisse im Prozess der Faltenentstehung.

Die beschriebenen Deformationsphasen können mit den regionalen Ereignissen im Eisernen Viereck korreliert werden. Nach ROSIERE et al. (2001: 1433) erfolgte die Entwicklung der Hämatittexturen während des Pan-Africano / Brasiliano – Ereignisses (ca. 0,8 bis 0,6 Ga) und entspricht damit Teil 1 (vgl. Abb. 6.5) der Hämatittexturentwicklung im oben beschriebenen Modell. Durch den anschließenden einengenden Prozess veränderte sich im räumlichen Verlauf der Falte die Regelungsschärfe der Hämatite, während der Texturtyp erhalten blieb. Es kam nicht zur Ausbildung einer zweiten Streckungslineation, die senkrecht zur Faltenachse verlaufen müsste. Daraus ergibt sich ein weiterer Hinweis auf eine Faltung im Zustand verminderter Duktilität. Die Faltung des Gesteinsverbandes (Modellschritt 3) erfolgte demnach überwiegend durch Basal-a-Gleitung der Hämatite in den Faltenflanken und entlang der quarzreicheren Lagen.

Literaturverzeichnis

- ALKMIM, F.F., QUADE, H. & EVANGELISTA, M.T.R. et al. (1988): Sobre a história da deformação dos metasedimentos do Supergrupo Minas e Grupo Itacolúmi no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.- unveröff. Manuskript, 44 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- ANGENHEISTER, G. & SOFFEL, H. CH. (1972): Gesteinsmagnetismus und Paläomagnetismus.- 110 S.; Berlin (Gebr. Bornträger).
- BAARS, F.J. & ROSIÈRE, C.A. (1997): Geological map of the Quadrilátero Ferrífero. In: BAARS, F.J. (Ed.): The São Francisco Craton. In: DE WIT, M.J., ASHWAL, L.A. (Eds.): Greenstone belts.- Oxford Monographs on Geological and Geophysics Series, 529 – 557; Oxford (Oxford University Press).
- BAKER, D.W. & WENK, H.-R. (1972): Preferred orientation in a low symmetry quartz mylonite.- J. Geol. 80, 81 – 105; University of Chicago Press; Chicago.
- BALSLEY, J.R. & BUDDINGTON, A.F. (1960): Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses.- Am. Journal of Science, 258A, 6 – 20.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. (1987): Glossary of Geology; 788 Seiten; Virginia.
- BAYLEY, R.W. & JAMES, H.L. (1973): Precambrian Iron-Formation of the United States.- Economic Geology, Vol. 68, S. 934-959; New Haven.
- BECKER, P., HEIZMANN, J.J. & BARO, R. (1977): Relations topotaxiques entre des cristaux naturels d'hématite et la magnétite qui en est issue par réduction à basse température.- J. Appl. Crystallogr., 10, S. 77-78; Oxford.
- BESTMANN, M., KUNZE, K. & MATTHEWS, A. (2000): Evolution of a calcite marble shear zone complex on Thassos Island, Greece: microstructural and textural fabrics and their kinematic significance.- Journal of Structural Geology 22, 1789 – 1807; Amsterdam.
- BORRADAILE, G.J. & HENRY, B. (1997): Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy.- Earth Science Reviews, 42, 49 – 93; Amsterdam (Elsevier).
- BOTTKE, H. (1981): Lagerstättenkunde des Eisens.- Essen (Verlag Glückauf GmbH).
- BROCKHOUSE, B.N. (1953): The initial magnetization of nickel under tension.- Can. J. Phys., 31, 339 – 355; Ottawa, Kanada.
- BROKMEIER, H.-G. (1983): Texturuntersuchungen an natürlichen und experimentell verfestigten Halit-Gesteinen mit Neutronen- und Wolfram $K\alpha$ -Strahlung.- 160 S.; Diss., Technische Universität Clausthal.
- BROKMEIER, H.-G. (1995): Texturanalyse mittels winkeldispersiver neutronographischer Kernstreuung.- GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH, 154 Seiten; Geesthacht.
- BUNGE, H.-J. (1965): Zur Darstellung allgemeiner Texturen.- Z. Metallkunde, 56, 872 – 874; (Carl Hanser Verlag).
- BUNGE, H.-J. (1969): Mathematische Methoden der Texturanalyse.- Berlin (Akademie Verlag).
- BUNGE, H.-J. (1982): General outline and series expansion methods.- in: BUNGE, H.-J. & ESLING, C. (Eds.): Quantitative Texture Analysis; 1 – 72; DGM Informationsgesellschaft; Oberursel.
- CHEMALE JR., F., QUADE, H. & CARBONARI, F.S. (1987): Economic and Structural Geology of the Itabira Iron District, Minas Gerais, Brazil.- Zbl. Geol. Paläont. Teil 1: 743 – 752; Stuttgart.

- CHEMALE JR., F., ROSIÈRE, C.A., ENDO, I. (1994): The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.- *Precambrian Research* 65, 25 – 54; Amsterdam (Elsevier).
- CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., MÜLLER, G., QUADE, H., REIMER, V. & ROESER, H. (1980): Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento SE do Quadrilátero Ferrífero, MG: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, vol. 52, p. 785-791; SciELO Academia Brasileira de Ciências.
- COWARD, M.P. (1984): Major shear zones in the Precambrian crust; examples from NW Scotland and southern Africa and their significance.- in: KRÖNER, A. & GREILING, R. (eds.) (1984): *Precambrian Tectonics Illustrated*; Stuttgart.
- CPRM (1999): <http://www.cprm.gov.br>
- DAY, R., FULLER, M.D. & SCHMIDT, V.A. (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites. Grain size and compositional dependence.- *Phys. Earth Planet Interior*, 13: 260 – 267; Amsterdam (Elsevier).
- DE BOER, C.B. (1999): *Rock-Magnetic Studies on Hematite, Maghemite and Combustion-Metamorphic Rocks.- Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen, Universiteit Utrecht, No. 177; 256 S.; Utrecht.*
- DIMROTH, E. (1972): The Labrador geosyncline revisited.- *American Journal of Science*, vol 272, S. 487-506.
- DNPM (1998): <http://www.dnpm.gov.br>
- DOUGLAS, R.J.W. (1976): *Geology and economic minerals of Canada.- Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1, Part A.- 364 Seiten.- Canadian Government Publishing Centre; Ottawa. Kanada.*
- DUNLOP, D. & ÖZDEMİR, Ö. (1997): *Rock Magnetism – Fundamentals and frontiers.- 573 S., Cambridge (Cambridge University Press).*
- DZYALOSHINSKY, I. (1958): A thermodynamic theory of „weak“ ferromagnetism of antiferromagnetics.- *J. Phys. Chem. Solids*, 4, 241-255; Amsterdam (Elsevier).
- EISBACHER, G. (1988): *Nordamerika.- 176 S.; Stuttgart (Enke).*
- FINCH, G.I. & WILMAN, H. (1937): Electron diffraction and surface structure.- *Ergebnisse exakter Naturwissenschaften*, 16, 353 – 436.
- FISCHER, A.H. (1998): *Ortsaufgelöste Polfigurmessung, Texturkartographie und Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse.- Dissertation 205 S.; Clausthal (Papierflieger).*
- FLEUTY, M.J. (1964): The description of folds.- *Proc. Geol. Ass.*, 75 (4), S. 461 – 492; London.
- FLINN, D. (1965): On the symmetry principle and the deformation ellipsoid.- *Geol. Mag.*, 102, S. 36-45.
- FORSCHUNGSZENTRUM JÜLICH: *Neutronenstreuxperimente am FRJ-2 in Jülich; herausgegeben vom Vorstand des Forschungszentrums Jülich.- 91 Seiten; Forschungszentrum Jülich.*
- GDMB (Hrsg.) (1999): *Lagestättenkundliches Wörterbuch der deutschen Sprache.- 688 Seiten; Clausthal.*
- GOODWIN, A.M. (1965): Mineralized volcanic complexes in the Porkupine-Kirkland Lake-Noranda region.- *Economic Geology*, 60, 955-971; New Haven.
- GROSS, G.A. (1965): *Geology of iron deposits in Canada, I. General geology and evaluation of iron deposits.- Geol. Survey. Can., Econ. Geol. Rep.*, 22: 181; Ottawa.
- GROSS, G.A. (1983): Tectonic systems and the deposition of iron-formation.- *Precambrian Research*, 20, 171-187; Amsterdam (Elsevier).

- GRUBENMANN, U. & NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose. Eine Darstellung der Erscheinungen der Gesteinsmetamorphose und ihrer Produkte.- 539 Seiten; Berlin (Gebr. Bornträger).
- HASUI, Y. & QUADE, H. (in Vorbereitung): Geology of Brazil.
- HATHERLEY, M. & HUTCHINSON, W.B. (1990): An introduction to textures in metals.- The Institute of Metals, Monograph 5.
- HÄUSLER, M.-U. (1998): Stratigraphie und Struktur der westlichen Serra do Curral, Eisernes Viereck, Minas Gerais, Brasilien.- Clausthaler Geowiss. Diss., Heft 55; 169 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- HELMING, K. (1995): Texturapproximation durch Modellkomponenten.- 121 S., Habilitationsschrift; Göttingen (Cuvillier).
- HERZ, N. (1970): Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.- U.S. Geological Survey Professional Paper 641 B, 58p.
- HERZ, N. (1978): Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.- United States Geological Survey Professional Paper, 641-C.
- HROUDA, F. (1980): Magnetocrystalline anisotropy of rocks and massive ores: a mathematical model study and its fabric implications.- Journal of Structural Geology, 2, 459 – 462; Amsterdam (Elsevier).
- HROUDA, F., SIEMES, H., HERRES, N. & HENNIG-MICHAELI, C. (1985): The relationship between the magnetic anisotropy and the c-axis fabric in a massive hematite ore.- Journal of Geophysics, 56, 174-182; Amsterdam (Elsevier).
- HUNT, C.P., MOSKOWITZ, B.M. & BANERJEE, S.K. (1995): Magnetic properties of rocks and minerals.- in: Ahrens, T.J. (ed.): Rock Physics and Phase Relations – A Handbook of Physical Constants, AGU Reference Shelf 3, 189-204.
- HUPKA, (1913) Physik. Zeitschrift, XIV, S. 623; Berlin.
- JAMES, H.L. (1954): Sedimentary facies of iron-formation.- Economic Geology, 49: 235-293; New Haven.
- JELINEK, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks.- Tectonophysics, 79, 63 – 7; Amsterdam.
- JUCKENACK, V. (1990): Beitrag der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) für Struktur- und Gefügeuntersuchungen von Metamorphiten: Einzelbeispiele und regionale Anwendung im Spessart-Kristallin.- 177 S.-, Dissertation Universität Göttingen.
- KLEBER, W. (1985): Einführung in die Kristallographie. 384 S.; Berlin.
- KLEIN, C. & LADEIRA, E.A. (2000): Geochemistry and Petrology of some proterozoic banded iron-formations of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.- Economic Geology, Vol. 95, p. 405-428; New Haven.
- KNIPPING, P. (1913): Durchgang von Röntgenstrahlen durch Metalle.- in: Physik. Zeitschrift, XIV, 996 – 998; Berlin.
- KOCKS (1998): The representation of orientations and textures.- in: KOCKS, U.F., THOMÉ, C.N., WENK, H.-R., (Eds.) (1998): Texture and Anisotropy - Preferred orientations in polycrystals and their effect on materials properties.- 676 Seiten; Cambridge (Cambridge University Press).
- KOCKS, U.F., THOMÉ, C.N., WENK, H.-R., (Eds.) (1998): Texture and Anisotropy - Preferred orientations in polycrystals and their effect on materials properties.- 676 Seiten; Cambridge (Cambridge University Press).
- KORN, D. (1933): Zur Lagebestimmung opaker Erze und Metalle im Mikroskop.- N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beilagen-Band. Abt. A 67, S 428 – 461.

- MACHADO, N., NOCE, C.M., LADEIRA, E.A. & BELO DE OLIVEIRA, O. et al. (1992): U-Pb geochronology of archean magmatism and proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1221 – 1227; Boulder, Colorado.
- MATTHIES, S., VINEL, G.W. & HELMING, K. (1987): Standard distributions in texture analysis – maps for the case of cubic-orthorhombic symmetries, Vol. 1; Berlin (Akademie-Verlag).
- MECKING, H. (1998): Introduction: Motivation.- in: KOCKS, U.F., TOMÉ, C.N. & WENK, H.-R. (1998): *Texture and Anisotropy; preferred orientations in polycrystals and their effect on material properties.* 676 S., Cambridge (Cambridge University Press).
- MERRIL, R. (1983): *The Earth Magnetic Field.*- 396 Seiten; London.
- MORRIS, R.C. (1985): Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic processes – a conceptual model.- In: WOLF, K.H. (ed.): *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*; 13: 73-228; Amsterdam (Elsevier).
- NAGATA, T. (1961): *Rock Magnetism.*- 350 p., Maruzen Company Ltd; Tokyo.
- ORLICKÝ, O. (1990): Detection of magnetic carriers in rocks: results of susceptibility changes in powdered rock samples induced by temperature.- *Phys. Earth Planet. Int.*, 63, S. 66-70; Amsterdam (Elsevier).
- OTTOW, M. (1966): Ursachen der Zerstörung von Hämatitpelletes aus sehr reinem Magnetitkonzentrat während der Reduktion und Versuche zur Qualitätsverbesserung.- Dissertation; TU Berlin.
- ÖZDEMİR, Ö. (1990): High temperature hysteresis and thermoremanence of single-domain-magnetite.- *Phys. Earth. Planet. Int.*, 65, S. 125 – 136; Amsterdam (Elsevier).
- PARK, R.G. (1983): *Foundations of Structural Geology.*- 153 S., London.
- QUADE, H. (1984): Die Lagenkugelprojektion in der Tektonik.- 196 S., Clausthaler Tektonische Hefte 20; Clausthal-Zellerfeld (Pilger).
- QUADE, H. (1988): Natural and simulated (10.4) pole figures of polycrystalline hematite.- *Texure and Microstructure*, 8+9, 719-739; New York.
- QUADE, H. & TAUGS, R. (1988): Textural anisotropy of banded hematite ores and its influence on reduction behavior.- in: BUNGE, H.-J. (Ed.): *Directional properties of materials*, S. 213 – 222, DGM Informationsgesellschaft Verlag; Oberursel.
- QUADE, H., ROSIÈRE, C.A., SIEMES, H., BROKMEIER, H.-G. (2000): Fabrics and textures of Precambrian iron ores from Brazilian deposits.- *Zeitschrift für Angewandte Geologie, Sonderheft 1*, 155 - 162; Hannover.
- RENGER, F.E., NOCE, C.M., ROMANO, A.W. & MACHADO, N. (1994): Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil.- *Geonomos*, 2(1): 1-11; Belo Horizonte.
- ROCHETTE, P., JACKSON, M. & AUBOURG, C. (1992): Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility.- *Reviews of Geophysics*, 30, 3, 209 – 226; American Geophysical Union.
- ROE, R.-J. (1965): Description of crystalline orientation in polycrystalline materials III, general solution to pole figure inversion. *Journal of Applied Phys.* 36, 2024 – 2031; American Institute of Physics.
- ROSIÈRE, C.A. (1981): Strukturelle und textuelle Untersuchungen der Eisenerzlagerstätte „Pico de Itabira“ bei Itabirito / Minas Gerais, Brasilien.- *Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen 9*, Clausthal-Zellerfeld.

- ROSIÈRE, C.A., SIEMES, H., QUADE, H., BROKMEIER, H.-G. & JANSEN, E.M. (2001): Microstructures, textures and deformation mechanism in hematite.- *Journal of Structural Geology*, 23, 1429 – 1440; Amsterdam (Elsevier).
- SANDER, B. (1934): Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine, Anwendungen, Ergebnisse, Kritik.- *Fortschritte der Mineralogie und Petrographie* 18, 111-170.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, 1. Teil, 215 Seiten; Wien (Springer).
- SCHACHNER-KORN, D. (1948): Ein metamorphes Erzgefüge.- *Heidelb. Beiträge Miner. Petrogr.* 1, 402 – 426.
- SCHAEBEN, H. (1988): Entropy optimization in texture goniometry.- *Phys. Stat. Sol.*, 148, 63 – 72; American Institut of Physics.
- SCHAEBEN, H., SIEMES, H. & AUERBACH, S. (1990): Entropy optimization in texture goniometry. II. Practical applications.- *Phys. Stat. Sol.*, B158, 407 – 425; American Institut of Physics.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen.- 405 Seiten; Stuttgart (Enke).
- SCHULZE, A. (1997): Hochaufgelöste Texturanalyse mit Synchrotronstrahlung.- 131 Seiten, Dissertation Technische Universität Clausthal.
- SCHWARZER, R.A. (1989): Die Bestimmung der lokalen Textur mit dem Elektronenbeugungsmikroskop.- Habilitationsschrift, 131 S., Technische Universität Clausthal.
- SIEMES, H. & SPANGENBERG, H.J. (1980): Shear fabrics of naturally deformed galena.- *J. Struct. Geol.* 2; Seite 235 - 241; Amsterdam (Elsevier).
- SIEMES, H. & HENNIG-MICHAELI, CH. (1985): Ore Minerals.- in: WENK, H.-R. (Hrsg.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis.- S. 335 – 360; Orlando (Acad. Press).
- SIEMES, H., SCHAEBEN, H., ROSIÈRE, C.A. & QUADE, H. (2000): Crystallographic and magnetic preferred orientation of hematite in banded iron ores.- *Journal of Structural Geology*, 22, 1747 – 1759; Amsterdam (Elsevier).
- SOFFEL, H.Ch. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus.- 276 S., 219 Abbildungen, Springer, ISBN 3-540-53890-9 Heidelberg (Springer).
- STACEY, F. D., JOPLIN, G. & LINDSAY, J. (1960): Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from SE Australia.- *Geophysica Pura Appl.*, 47, 30 – 40.
- STACEY, F.D. & BANERJEE, S. K. (1974): The physical principles of rock magnetism.- 195 S.; Amsterdam (Elsevier).
- STRANGWAY, D.W. (1970): History of the Earth's Magnetic Field.- 168 Seiten; New York.
- SUCHI, E. (1999): Temperaturabhängige Suszeptibilität von Eisenerzen des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien.- unveröffentlichte Diplomarbeit, TU Clausthal, 118 S.
- SVOBODA, J. (1987): Magnetic Methods for the Treatment of Minerals.- 692 Seiten; Amsterdam (Elsevier).
- TARLING, D. H. (1971): Principles and Applications of Palaeomagnetism.- 164 Seiten; London (Chapman and Hall).
- TARLING, D.H. & HROUDA, F. (1993): The magnetic anisotropy of rocks.- 217 S., London (Chapman and Hall).

- TAYLOR, G.I. (1938): Analysis of plastic strain in a cubic crystal.- in: Contributions to the mechanics of solids, 218 – 224; New York (MacMillan).
- TEIXEIRA, W. (1985): A evolução geotectônica da porção meridional do Craton São Francisco, com base em interpretações geocronológicas: unpublished Ph.D. thesis, Instituto de Geociencias, Universidade de São Paulo, 205p.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): Environmental Magnetism.- 227 S.; London.
- TOBISCH, J. & BUNGE, H.-J. (1972): The spherical sample method in neutron diffraction texture determination.- *Texture*, 1, 125 – 127; Taylor and Francis.
- TRAAS, C., SIEMES, H. & SCHAE BEN, H. (1994): Smoothing pole figures using tensor products of trigonometric and polynominal splines.- BUNGE, H.J. (ed.): Proceedings of the International Conference of Textures of Materials ICOTOM 10, Materials Science Forum 157 – 162, S. 453-458; Clausthal (Trans Tech Publ.).
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M. (1992): Structural Geology.- 532 S.; Freeman and Company.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY (1999): <http://www.usgs.gov>; <http://minerals.usgs.gov>;
http://minerals/pubs/commodity/iron_ore
- VIGLIN, A.S. (1960): A quantitative measure of the texture of a polycrystalline material – texture function.- *Fiz. Tverd. Tela* 2, 2463 – 2476.
- WALL DE, H., BESTMANN, M. & ULLEMEYER, K. (2000): Anisotropy of diamagnetic susceptibility in Thassos marble: A comparison between measured and modeled data.- *Journal of Structural Geology*, 22, 1761-1771; Amsterdam (Elsevier).
- WASSERMANN, G. & GREWEN, J. (1962): *Texturen metallischer Werkstoffe*.- 808 S; Berlin (Springer).
- WENK, H.-R. [Ed.] (1998): Preferred orientation in deformed metals and rocks; an introduction to modern texture analysis.- 610 S.; Orlando (Acad. Press).
- WENK, H.-R., KERN, H., SCHÄFER, W. & WILL, G. (1984): Comparison of X-ray and neutron diffraction in texture analysis of carbonate rocks.- *Journal of Structural Geology*, 6, 687 – 692; Amsterdam (Elsevier).
- YOUNG, G.M. (1976): Iron formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada.- *Precambrian Research*, 3: 137-158; Amsterdam (Elsevier).

Danksagung

Meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. Horst Quade, bin ich für die Anregung zu dieser Arbeit und den damit verbundenen Geländeaufenthalten in Brasilien zu großem Dank verpflichtet. Für seine ständige Diskussionsbereitschaft - selbst an den Wochenenden -, seine fürsorgliche Betreuung und der abschließenden Durchsicht des Manuskriptes gilt ihm mein aufrichtiger und herzlicher Dank.

Herr Prof. Dr.-Ing. Heinrich Siemes übernahm freundlicherweise das Korreferat dieser Arbeit und war mir jeder Zeit eine unentbehrliche Unterstützung. Ich möchte mich bei ihm für die vielen Ideen und Anregungen zu dieser Arbeit, seine ständige Hilfsbereitschaft und die Durchsicht des Manuskriptes besonders herzlich bedanken.

Herrn Prof. Dr. Andreas Weller und Herrn Prof. Dr. Heinz-Günter Brokmeier danke ich für die Anfertigung weiterer Gutachten über diese Arbeit.

Besonders danke ich Herrn Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière (SZ) für seine freundschaftliche Betreuung und fürsorgliche Unterstützung in Brasilien.

Herr Luis Vanucci verhalf mir zu einem unkomplizierten Zugang zur Grube Conceição und war mir bei den Geländearbeiten im Eisenerz eine große Hilfe.

Herr Dr. Eduard Petrovský ermöglichte mir magnetische Untersuchungen im Labor von Prof. Dr. Pierre Rochette. Für seine unermüdliche Betreuung während meines Messaufenthaltes in Aix-en-Provence möchte ich mich bei ihm bedanken.

Mein herzlicher Dank gilt Herrn Prof. Dr. Kurt Helming für seine zugleich spannende und geduldige Einweisung in die Bedienung seiner Software.

Den Herren Prof. Dr. Heinz-Günter Brokmeier und Ekkehard Janssen danke ich für die Messung von Polfiguren.

Herrn Dr. Thomas Reinert gilt mein Dank als ständig hilfsbereiter und geduldiger Kollege bei physikalischen und computertechnischen Fragen.

Herrn Dr. Hans-Joachim Franzke danke ich für die Durchsicht des Manuskriptes zur Regionalen Geologie.

Bei Herrn Andreas Schulz und Herrn Martin Josuweit möchte ich mich bedanken für ihre freundliche Hilfsbereitschaft bei der Aufnahme von Diffraktogrammen, der Benutzung von Laborgeräten und der Probenpräparation.

Ganz herzlich möchte ich mich bei meinen brasilianischen Gastgebern Yedda und Itamar Baptista Ramos bedanken, die mich ausgesprochen herzlich und großzügig in ihre Familie aufgenommen haben und mir dadurch unvergessliche Brasilienaufenthalte ermöglichten.

Bei allen Mitarbeitern und Studenten des Instituts für Geologie und Paläontologie, den Gästen im „Chez Fred“, Frau Joß und ihren Teestunden und bei meinen neuen Kollegen im GKSS-Forschungszentrum möchte ich mich für viele nette Gespräche, willkommene und notwendige Ablenkungen sowie die freundliche Arbeitsatmosphäre bedanken.

Eine unschätzbare Unterstützung erhielt ich von meinen Eltern, meiner Großmutter und meinem Freund Carsten, die mich in jeder Phase dieser Arbeit mit viel Begeisterung, Zuspruch und auch Nachsicht begleiteten und mir durch ihre stete Verfügbarkeit immer eine tatkräftige Hilfe waren.

Für die finanzielle Unterstützung dieser Dissertation danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem Deutschen Akademischen Austauschdienst (DAAD).