

**AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE**

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 109

Petro- und paläomagnetische Untersuchungen an jungquartären Sedimenten der Ostsee

von
Klaus Rother

(am 16. Dezember 1988 bei der
Akademie der Wissenschaften der DDR
verteidigte Dissertation B)

Herausgeber: Der Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde
Potsdam

Als Manuskript gedruckt
Potsdam 1989

III-12-12 Ag 521 684 89



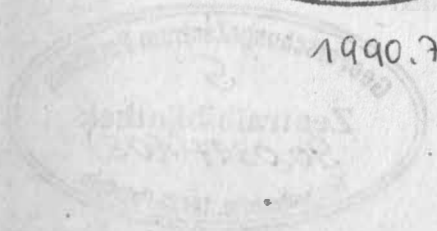
VERBODEN TOEGANG TOT DEZELVE
RECHTEN TOEGANG TOT DEZELVE

...

...

...

...



Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	1
2.	Die Ostsee	5
2.1.	Die geologische Stellung des Untersuchungsgebietes und seine präpleistozäne Entwicklung	5
2.2.	Die geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes seit dem Spätpleistozän und Probleme der stratigraphischen Zuordnung der Sedimente	6
2.3.	Gegenwärtiger Wissensstand zu paläomagnetischen Untersuchungen im Jungquartär des Ostsee- und Nordseeraumes sowie angrenzender und regional entfernter Gebiete in Europa	12
2.4.	Probenentnahmepunkte im Untersuchungsgebiet	16
3.	Magnetostratigraphie	17
3.1.	Probenentnahme	17
3.2.	Probenaufbereitung	21
3.3.	Messung der paläomagnetischen Parameter	25
3.3.1.	Messung der NRM mit dem Spinnermagnetometer	25
3.3.2.	Abmagnetisierung der Proben mit der Wechselfeldanlage	26
3.4.	Darstellung, Auswahl, Verarbeitung und Bewertung der Meßdaten	27
3.4.1.	Die Abmagnetisierungskurve	27
3.4.2.	Das D/I - Stereogramm	29
3.4.3.	Das ZIJDERVELD - Stereogramm	29
3.4.4.	Die D- und I- Variationskurven	31
3.4.5.	Die Variationskurven der Intensität	35
3.5.	Die Auswertung der Daten der einzelnen Stechrohrkerne	36
3.5.1.	Der Kern MB ZIPE II/83	37
3.5.2.	Der Kern MB ZIPE I/83	40
3.5.3.	Der Kern MB 298	42
3.5.4.	Der Kern MB 249	45
3.5.5.	Der Kern AB 11	47
3.5.6.	Der Kern AB 1056	56
3.5.7.	Der Kern AB 1057	59
3.5.8.	Der Kern AB 1061 B	63
3.5.9.	Der Kern GoB 5011	66
3.5.10.	Der Kern GdB 4978	69
3.5.11.	Der Kern GdB 200	78

3.6.	Die Korrelation der Variationskurven	83
3.6.1.	Die Deklinationskurven	84
3.6.2.	Die Inklinationskurven	87
3.6.3.	Die Intensitätskurven	90
3.7.	Stratigraphische Zuordnung der Korrelationspunkte in den Profilen und Master-Kurven für das Untersuchungsgebiet	92
3.8.	Akkumulationsraten im Untersuchungsgebiet	98
4.	Die Mineralogie der Remanenzträger	104
4.1.	Magnetische Minerale	104
4.1.1.	Titanomagnetite	104
4.1.2.	Titanomaghemite	104
4.1.3.	Ilmenohämatite	105
4.1.4.	Pseudobrookit	105
4.1.5.	Pyrrhotine	106
4.1.6.	Goethit und Eisen	107
4.2.	Anreicherung der magnetischen Minerale	108
4.3.	Identifikation der Remanenzträger	108
4.3.1.	Messungen mit der Thermomagnetwaage	108
4.3.2.	Erzmikroskopische Untersuchungen	118
4.3.3.	Rasterelektronenmikroskopie (REM) und energiedispersives Röntgen (EDR)	124
4.3.4.	Qualitative Röntgenphasenanalyse	130
4.4.	Aussagen zur Herkunft der magnetischen Minerale und ihr Anteil an der natürlichen remanenten Magnetisierung	132
5.	Petromagnetik	137
5.1.	Die magnetische Suszeptibilität	137
5.1.1.	Messung und Darstellung	138
5.1.2.	Korrelation und Interpretation der Variationskurven	139
5.2.	Die Anisotropie der Suszeptibilität	156
5.2.1.	Messung und Darstellung	158
5.2.2.	Diskussion der Meßwerte	158
5.3.	Die Charakterisierung der NRM in den Ostseesedimenten	164

6.	Das Erdmagnetfeld	167
6.1.	Entstehung und Schwankungen des Erdmagnetfeldes	167
6.2.	Die Variationsaufzeichnungen in den Ostseesedimenten	171
6.2.1.	Die Deklination und die Inklination	171
6.2.1.1.	Die Variationskurven	171
6.2.1.2.	Die BAUER - Diagramme	172
6.2.1.3.	Die VGP - Diagramme	177
6.2.1.4.	Die Spektralanalyse	177
6.2.2.	Die Intensität des geomagnetischen Paläofeldes	184
6.2.2.1.	Der KÖNIGSBERGER - Faktor (Q)	184
6.2.2.2.	Intensität und Klima	184
6.3.	Geomagnetische Ereignisse	189
7.	Gegenwärtiger Stand und Probleme der Forschungsmethodik sowie Ausblick auf zukünftige Arbeiten	194
8.	Zusammenfassung	196
9.	Literaturverzeichnis	200

Zusammenfassung

Elf Stechrohrkerne aus der Mecklenburger Bucht, dem Arkonabecken, dem Gdanker Becken und dem Gotlandbecken (südliche Ostsee) werden paläo- und petromagnetisch untersucht. Die ermittelten Inklinations-Variationskurven sind für die letzten 12 500 Jahre sowohl miteinander als auch mit den Referenzkurven Großbritanniens und Schwedens korrelierbar. Sie werden als Vorschlag für eine Magnetostratigraphie im Jungquartär der Ostsee in das bestehende Korrelationsschema einbezogen. Hauptmagnetisierungsträger in den untersuchten Sedimenten ist Titanomagnetit. Die NRM ist ihrem Charakter nach eine DRM.

Резюме

Исследуются 11 осадочных колонок Мекленбургской бухты, Арконской впадины, Гданской впадины и Готландской впадины (южная часть Балтийского моря) палеомагнитным и петромагнитным методам. Полученные кривые изменения магнитного наклона за последние 12 500 лет скоррелированы между собой как и с соответствующими кривыми для Великобритании и Швеции. Эти результаты внесены как предложение для магнитостратиграфии верхней части четвертичной системы южной части Балтийского моря в существующую корреляционную схему. Основным носителем намагниченности является титаномagnetит. По своему характеру естественная остаточная намагниченность исследуемых осадков является осадочной остаточной намагниченностью.

Summary

Eleven cores extracted by vibrocoring from Mecklenburg Bay, Arkona Basin, Gdansk Basin and Gotland Basin (southern Baltic Sea) are investigated palaeo- and petromagnetically. The determined inclination variation records can be correlated both with each other and with the reference curves from Great Britain and Sweden for the last 12 500 years. As a proposal for the magnetostratigraphy of the Younger Quaternary in the Baltic Sea they are included in the present correlation scheme. The main carrier of the NRM in the investigated sediments is titanomagnetite. The magnetization has the character of a DRM.

Vorwort

Die auf der Grundlage wissenschaftskooperativer Beziehungen zwischen dem Zentralinstitut für Physik der Erde Potsdam und dem Institut für Meereskunde Warnemünde durchgeführten Forschungsarbeiten wurden nur durch die Teilnahme an vier Schiffsexpeditionen ermöglicht. Für die dafür notwendigen Entscheidungen und die stetige Förderung der Arbeit sei den Direktoren der genannten Institute, Herrn Prof. Dr. habil H. KAUTZLEBEN und Herrn Prof. Dr. sc. K. VOIGT, gedankt.

Die Unterstützung, die mir während der Schiffsexpeditionen und im Zuge der Diskussion und Interpretation der Ergebnisse durch Herrn Prof. Dr. sc. D. LANGE zuteil wurde, möchte ich an dieser Stelle dankend hervorheben.

Ich danke meiner Ehefrau Dr. G. ROTHER für die Erarbeitung der für die Berechnungen und graphischen Darstellungen notwendigen Software und die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Herrn Prof. Dr. sc. P. BANKWITZ danke ich für die Unterstützung bei der Koordinierung der wissenschaftlich - technischen Arbeiten im Bereich während der Phase der Zusammenstellung der Ergebnisse.

Wertvolle Anregungen habe ich wissenschaftlichen Gesprächen mit meinen Kollegen Dr. ANDREHS, Dr. DAMM, Dr. REHDE und Dr. WIEGANK zu verdanken.

Die sehr aufwendigen technischen Arbeiten wurden von den Kolleginnen LANGNER, MÜLLER, PAECH und STÖCKER sowie von den Kollegen BERGER, HENDRICH, HILBERT, LUCKERT und von meinem Sohn Frank mit viel Sorgfalt verrichtet. Ihnen allen sowie den Besatzungen der Forschungsschiffe „Alexander von Humboldt“ und „Professor Albrecht Penck“ bin ich zu Dank verpflichtet.

1. Einleitung

Die in den vergangenen zweieinhalb Jahrzehnten durch gesteins- und paläomagnetische Untersuchungen erzielten Ergebnisse haben dieser im Grenzbereich zwischen Geologie, Mineralogie, Geophysik und Physik angesiedelten Forschungsrichtung innerhalb der Geowissenschaften Anerkennung gebracht. Sie wurden vor allem auf den Gebieten der relativen Altersbestimmung von Gesteinen bzw. von gesteinsbildenden und gesteinsverändernden Prozessen, des Nachweises postgenetischer Bewegungen von Gesteinsverbänden oder größerer Teile der Erdkruste und des Verhaltens des geomagnetischen Feldes in der Vergangenheit erreicht.

Obwohl die prinzipiellen Erkenntnisse wie

- Feldparallelität einer thermoremanenten Magnetisierung (MELLONI 1853),
- langzeitige Richtungsstabilität einer thermoremanenten Magnetisierung (FOLGERHAITER 1899),
- Existenz einer Antiparallelität von Magnetisierungsrichtungen vulkanischer Gesteine (DAVID 1904 ; BRUNHES 1906),
- Nachweisbarkeit von Säkularvariationen des Erdmagnetfeldes in historischen vulkanischen Ergüssen (CHEVALLIER 1925) und
- Deutung weltweit nachgewiesener Antiparallelität von Magnetisierungsrichtungen als Umkehr des Erdmagnetfeldes (MERCATON 1926)

bis 1930 bereits gewonnen waren, bedurfte es eines gerätetechnischen Aufschwunges, um in den 50er und 60er Jahren im internationalen Maßstab eine einheitliche Linie zu finden und diese durch Meßergebnisse sowohl qualitativ als auch quantitativ neuer Größenordnungen umsetzen und in geowissenschaftliche Komplexinterpretationen einbinden zu können.

Voraussetzung für die weltweite Entfaltung und Anwendung der Methodik waren die grundlegenden Arbeiten zur Physik des Gesteinsmagnetismus (NAGATA 1953), zur Anwendung des Paläo- und Gesteinsmagnetismus auf geologische und geophysikalische Problemstellungen (IRVING 1964; CHRAMOV 1967) sowie zu den Methoden und Geräteentwicklungen im Paläomagnetismus (COLLINSON u.a. 1967).

Die basischen Magmatite waren zunächst Untersuchungsmedium fast aller Anwender, da sie sich gegenüber den anderen Gesteinen

als Träger überaus intensiver und zum großen Teil stabiler Magnetisierungen herausstellten. Jedoch waren die Grenzen einer nur auf Daten magmatischer Gesteine beruhenden paläomagnetischen Zeitskala bald erkannt. Die Verdichtung von Zeitmarken konnte logischerweise nur über die systematische Bearbeitung von geschlossenen Sedimentprofilen erreicht werden. Diesbezüglich wurde mittels Untersuchungen pleistozäner Warventone in Nordamerika (Mc NISH u. JOHNSON 1938; JOHNSON u.a. 1948) und Europa (GRIFFITHS 1955) Pionierarbeit geleistet. Im Zuge umfangreicher Sedimentuntersuchungen stellte sich heraus, daß ein großer Teil der Ablagerungsgesteine auf den Kontinenten aufgrund von Verwitterungs- und Metamorphoseprozessen, postdiagenetischen tektonischen Verstellungen oder Faltungen sowie ungünstigen, das Sedimentationsmilieu betreffenden Bildungsbedingungen nur mit Vorbehalt oder gar nicht für paläomagnetische Untersuchungen verwendet werden konnte. So mußten zwangsläufig der limnische und der marine Bereich erschlossen werden, was die Entwicklung einer neuen aber extrem kostenaufwendigen Probenentnahmetechnik erforderte. 1948 gelangte der erste marine Kern aus südpolarem ozeanischen Bereich in ein paläomagnetisches Labor und ergab hinsichtlich der Materialeignung einen positiven Befund (JOHNSON u.a. 1948). 1963 konnte KEEN an einem Kern aus dem Nordatlantik zeigen, daß die im Sediment gemessenen Inklinationen mit der für diese geographische Breite errechneten Inklination des Dipols im Mittel koinzidieren. 1964 gelang HARRISON u. FUNNEL im Zentralpazifik sowie 1965 LINKOVA im Arktik der Nachweis von Inversionen. Die erfolgreiche Korrelation mehrerer Kerne des antarktischen Ozeans wurde 1966 von OPDYKE u.a. erreicht. 1972 gelang ihm der magnetostratigraphische Vergleich von Profilen des Arktiks, des Pazifiks, des Indiks und des Atlantiks auf der Basis des Nachweises der Pliozän/Pleistozän-Grenze, wobei alle einbezogenen Kerne durch verschiedene Fossilvergesellschaftungen und lithologische Zusammensetzung charakterisiert waren. Die als Folge systematischer und umfangreicher Untersuchungen von marinen Sedimentprofilen erarbeitete geomagnetische Zeitskala (HEIRTZLER u.a. 1968) wurde im Verlaufe der Zeit wesentlich verfeinert und mit einer einheitlichen Nomenklatur versehen

(IUGS International Subcommittee on Stratigraphic Classification and IUGS/IAGA Subcommittee on a Magnetic Polarity Time Scale 1979 ; LA BRECCQUE u.a. 1983; TAUXE u.a. 1983).

Der magnetofeinstratigraphischen Einstufung der marinen Sedimente des Quartärs und einer damit im Zusammenhang stehenden Aufzeichnung des geomagnetischen Feldverhaltens in der Größenordnung von Säkularvariationen bis auf 10^2 Jahre herunter stehen die sehr geringen Sedimentationsraten in den ozeanischen Bereichen entgegen. Eine entsprechende zeitliche Auflösung war nur in den limnischen Bereichen zu erwarten. Seinen Entwicklungsarbeiten zur Probenentnahmetechnik (1958; 1969) ließ MACKERETH 1971 die erste erfolgreiche Bearbeitung eines limnischen Holozänprofils (Lake Windermere, England) folgen, die den Ausgangspunkt für umfangreiche quartärpaläomagnetische Arbeiten im europäischen Raum (siehe Punkt 2.3) darstellt.

In Nordamerika standen vor allen Dingen die Großen Seen im Mittelpunkt der Forschungen (CREER u.a. 1976a; CREER u.a. 1976b; MOTHERSILL 1979; 1981; CREER u. TUCHOLKA 1982; MOTHERSILL 1984).

Die wesentlichen Arbeiten in Asien wurden in Japan von HORIE (1972-1979), in Australien 1980 von BARTON u. POLACH und 1981 von BARTON u. McELHINNY sowie in Südamerika (Argentinien) 1983 von CREER u.a. publiziert.

Parallel zu den Arbeiten im marinen und limnischen Bereich wurden auch Höhlensedimente (CREER u. KOPPER 1976c) sowie Stalagmiten (LATHAM u.a. 1979; LØVLIE u. SANDNES 1987) in die Untersuchungen einbezogen.

Zur Stützung der aufgestellten Korrelationsschemata wurden radiometrisch datierte Tephraschichten (VEROSUB 1981; YAMAZAKI u.a. 1983) sowie in großem Umfange archäomagnetische Daten (AITKEN 1970; 1974; KOVACHEVA 1980) verwendet.

Neben dem zeitlichen Aspekt der paläomagnetischen Daten spielten Aussagen zur Paläo- und rezenten Umwelt eine zunehmende Rolle (SCOULLOS u.a. 1979; THOMPSON u.a. 1980).

Angesichts der erfolgreichen Anwendung der paläo- und petromagnetischen Forschungsmethodik in den meisten der zugänglichen Gebiete der Erde ist es bemerkenswert, daß es für das Untersuchungsgebiet ungeachtet der Tatsache, daß alle Anliegerstaaten

der Ostsee paläomagnetische Laboratorien betreiben, noch keinen Ansatz für den Aufbau eines magnetostratigraphischen Korrelationsschemas als Beitrag zum Verständnis der geologischen Entwicklung im Jungquartär dieses Sedimentationsraumes gibt. Der Autor sieht deshalb seine Aufgabe darin, diesen Nachholebedarf vorerst soweit zu decken, daß die Zweckmäßigkeit der Anwendung der Methode wissenschaftlich fundiert wird und die erzielten Ergebnisse zur Stützung oder Revision bestehender Vorstellungen den im Ostseeraum arbeitenden Geologen zur Verfügung gestellt werden. Als problematisch dabei gilt die komplizierte geologische Entwicklungsgeschichte dieses Gebietes, das heißt der ständige Wechsel von eustatisch und/oder isostatisch ausgelösten Trans- und Regressionen mit unterschiedlicher Intensität und zu unterschiedlichen Zeitpunkten in den verschiedenen Teilbereichen. Die daraus ableitbare, teilweise sich sehr unterscheidende lithofazielle Ausbildung gleichaltriger Sedimente hat eine in allen Belangen einheitliche Auffassung für ein zeitlich abgestimmtes Korrelationsschema trotz umfangreicher lithostratigraphischer, bio-, morpo-, klima- und chronostratigraphischer Arbeiten noch nicht aufkommen lassen.

Der Einsatz des Paläo- und Gesteinsmagnetismus ist hier mit der Zielstellung verbunden, Beiträge zu erbringen, die auf die stratigraphische Zuordnung der sedimentären Folgen, die Korrelation der Profile innerhalb eines Sedimentationsbeckens und zwischen verschiedenen Sedimentationsbecken, die Bestimmung der Akkumulationsraten, die Identifizierung und mineralogische Beschreibung der Remanenzträger und die Ermittlung ihrer Herkunft, die lithostratigraphische Verwendbarkeit der magnetischen Suszeptibilität sowie die Bestimmung ihrer Anisotropie als Verifikationsmethode ungestörter magnetischer Gefüge, die Charakterisierung der natürlichen remanenten Magnetisierung in den Sedimenten und auf das Verhalten des geomagnetischen Feldes im Jungquartär gerichtet sind, wobei der Vergleich mit dem internationalen Wissensstand als Grundlage dient.

Die Forschungsproblematik ist international in die sozialistische Forschungsk Kooperation zwischen der UdSSR, der VR Polen und der DDR innerhalb des RGW-Abkommens „ Weltozean “, Themenkreis

4 sowie in die Kooperation mit der „ Subcommission on Shorelines of Northwestern Europe " in der „ International Union for Quaternary Research " INQUA eingebunden.

2. Die Ostsee

2.1. Die geologische Stellung des Untersuchungsgebietes und seine präpleistozäne Entwicklung

Regionaltektonisch befindet sich die Ostsee zum überwiegenden Teil auf dem Gebiet der präriphäisch konsolidierten Osteuropäischen Plattform. In deren nördlichem Bereich, dem Baltischen Schild, tritt das Grundgebirge, im Seegebiet im wesentlichen von einer jungquartären geringmächtigen Sedimenthülle bedeckt, zutage. Begrenzt wird diese Einheit nach Süden hin von der Russischen Platte, auf der das abtauchende kristalline Grundgebirge von nicht sehr mächtigen ungefalteten Sedimenten des Kambriums bis Känozoikums bedeckt ist. Diese Grenze entspricht auch der zwischen der nördlichen und mittleren Ostsee, so wie sie von LUDWIG 1967 zum Zwecke der regionalen Gliederung des Ostseeraumes vorgeschlagen wurde. Die südliche Ostsee wird im Norden durch den Südwestrand der Osteuropäischen Plattform begrenzt und liegt in deren Übergangsbereich zum mittel- bzw. westeuropäischen baikalisch-varistischen Tektogen (KRAUSS u. MÖBUS 1981). In ihrem Untergrund werden vom paläo- und mesozoischen Deckgebirge (nach Süden zunehmend) im Bereich der Mecklenburger Bucht Mächtigkeiten bis zu 1 Okm erreicht.

Die tektonischen Verhältnisse sind durch zwei Bruchsysteme charakterisiert, die N - S- und E - W- sowie NW - SE- und NE - SW-orientiert sowohl kaledonisch als auch alpidisch angelegt wurden. Dieses komplizierte Erscheinungsbild läßt vermuten, daß an der Gesamtformgestaltung der Ostsee unterschiedlich orientierte tektonische Elemente beteiligt sind.

Obwohl hinsichtlich der Gestaltung des morphologischen Reliefs des Meeresbodens den glazialen und glaziofluviatilen Erosions- und Akkumulationsprozessen der größte Anteil zugestanden wird (KÖNIGSSON 1979) und ein im Mio- und Pliozän existierendes Entwässerungssystem heute noch erkennbare Formen prägte

(GUDELIS 1970), ist doch anzunehmen, daß die regionaltektonischen Formen des Untersuchungsgebietes durch die Richtungen und Aktivitäten der Störungen im kristallinen Grundgebirge und Deckgebirge bestimmt und somit auch die Bewegungsbahnen für die Eismassen über weite Strecken vorgezeichnet wurden.

Neotektonische Lineamente sind in der Ostsee nachgewiesen worden. Neotektonische Bewegungen, die im Sedimentpaket zu Gefügestörungen und im Rahmen paläomagnetischer Untersuchungen demzufolge zu Fehlinterpretationen führen könnten, sind postglazial nur vereinzelt aufgetreten (FLODEN 1984).

2.2. Die geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes seit dem Spätpleistozän und Probleme der stratigraphischen Zuordnung der Sedimente

Entsprechend dem im Punkt 1 begründeten Ziel der Arbeit, durch den Einsatz der paläomagnetischen Methode neue stratigraphische Korrelationsmöglichkeiten von Sedimentprofilen im Jungquartär der Ostsee zu eröffnen, ist es unabdingbar, dem angestrebten Korrelationsschema die bislang existierenden Kenntnisse über die geologische Entwicklung zugrunde zu legen. Dies gilt um so mehr, weil in den zur Diskussion stehenden kleineren Sedimentationsbecken gleichzeitig unterschiedliche Bedingungen herrschten. Besonders soll auf die südliche Ostsee eingegangen werden, da über 90% des bearbeiteten Bohrkernmaterials aus diesem Raume stammen.

Die Basis des Profils in der Mecklenburger Bucht wird durch die Sedimente der letzten Kaltzeit, dem Weichsel-Glazial gebildet, dessen Dauer von LIEDTKE (1975) mit 75 000 - 10 000 B.P. angegeben wurde. Da der Geschiebemergel als Folge seiner Entstehung eine nur in seltenen Fällen feldparallele natürliche remanente Magnetisierung (NRM) besitzt und die Ablagerungen der Interglaziale und Interstadiale nach GRIPP (1981) von den nachfolgenden Eisströmen exarativ aufgearbeitet bzw. als Schollen und Linsen über größere Entfernungen verfrachtet wurden, ist mit dem letzten Eisvorstoß (Fehmarn-Vorstoß) in der ältesten Dryaszeit (SEIFERT 1954) dem hier zu bearbeitenden Zeitraum nach unten eine natürliche Grenze gesetzt. Erst mit dem end-

gültigen Zurückweichen der Eismassen im Bölling-Interstadial begannen sich in lokalen Reliefsenken Schmelzwassersedimente abzusetzen. Dieser Zeitpunkt entspricht dem ältesten Punkt des Profils, dem Stadium des Baltischen Eissees. Nach Ansicht einiger Autoren (DOLUCHANOV 1979; GUDELIS 1979; RUDOWSKI 1979; KESSEL u. RAUKAS 1979) verlief dieses Stadium in zwei Phasen. Der Phase lokaler Eisstauseen (etwa bis 12 000 oder 11 000 B.P.) folgte die des eigentlichen Baltischen Eissees.

Der weitere Rückzug des Eises nach Norden hatte die Öffnung eines Ausganges über die Niederungen Zentralschwedens bei Billingen, damit eine Verbindung zum Ozean und einen plötzlichen Wasserspiegelabfall von 26 - 29 m zur Folge (KOLP 1965). Dieses Ereignis wurde von NILSSON (1968) auf der Basis der Warvenchronologie mit 8213 Jahren B.C. datiert und repräsentiert den Beginn eines neuen, des Yoldia- Meer-Stadiums. Es war durch den Anstieg der Salinität und durch das Einwandern mariner Faunenelemente gekennzeichnet. Dem marinen Einfluß wurde durch die schneller als der eustatische Meeresspiegelanstieg verlaufende und als Folge des Abschmelzens der schweren Eisdecke eintretende Landhebung im Norden wieder ein Ende gesetzt. Vorherrschende Brackwasserverhältnisse veränderten die Faunenzusammensetzung, wonach der obere Teil des Yoldia-Stadiums als Echeneis-Phase bezeichnet wird. Die Ausgliederung dieses Zeitraumes als einer selbständigen Phase ist in gleichem Maße von vielen Autoren (u.a. ALHONEN 1971; ERONEN 1974) abgelehnt worden. Die Verbindung des Yoldia-Meeress zum Ozean wurde völlig unterbrochen, die Abflußmöglichkeiten über die schwedischen Niederungen (Svea-Fluß, Vänern See) fielen durch die fortschreitende Landhebung weg, so daß der nun ausgesüßte Ancyclus-See weit nach Süden transgredierte und nach Erreichen eines Höchststandes über die Darßer Schwelle überlief. „ Dabei wurde eine 10 bis 20 m tiefe Abflußrinne in die Falster-Rügen-Sandplatte und die Darßer Schwelle eingeschnitten und das glaziäre Durchbruchstal der Kadettrinne freigespült " (KOLP 1986).

Durch einen relativ schnellen Meeresspiegelanstieg (von 6m/1 000 Jahre nach TAPPER (1940) bzw. 7,7m/1 000 Jahre nach WILLKOMM u. ERLLENKEUSER (1969;1971) wurden etwa vor 8 000 Jahren B.P. die Belte und der Öresund überflutet und die Verbindung

der Ostsee zum Meer wiederhergestellt. Die damit einsetzende Mastogloia-Phase kennzeichnet den Übergang vom borealen-limnischen See zum marin-brackischen Littorina-Meer, das in relativ kurzer Zeit die heutigen Küsten erreicht hatte. Die sich daran anschließenden Stadien des Limnea- und Mya-Meeres waren an Änderungen des Salzgehaltes, also an faunistische Wechsel, aber nicht an wesentlich neue geographische Konfigurationen der Ostsee gebunden.

Die sich für den Aufbau eines komplexen Korrelationschemas abzeichnenden Probleme sind in einem vielfältigen Ursachen - Wirkungskomplex im Rahmen der Entstehungsgeschichte der Ostsee begründet.

Ein Charakteristikum des Untersuchungsgebietes sind vertikale Krustenbewegungen, die teils durch glazialisostatische Effekte (LUDWIG 1981), teils durch tektonische Bewegungen noch ungeklärter Ursache (MÖRNER 1977a), teils durch Geoidundulationen (MÖRNER 1976a) verursacht werden. Durch parallel dazu verlaufende eustatische Meeresspiegelschwankungen sind die Zuordnung des auslösenden Anteils der oben aufgeführten Kräfte auf die Transgressions-, Regressions- und Stagnationsphasen, die sich in den fossilen Uferterrassen dokumentieren (KOLP 1975a), und ihre genaue zeitliche Bestimmung extrem erschwert. Auch die Messungen rezenter Erdkrustenbewegungen vermögen den holozänen Bewegungsablauf bezüglich Richtung und Intensität nicht endgültig aufzuklären. So ermittelte MONTAG 1970 anhand von Wasserpegelaufzeichnungen ein Absinken der Küste der südlichen Ostsee um $-0.6\text{mm}/\text{Jahr}$. FANKWITZ (1971) konnte anhand geologischer Interpretation geodätischer Daten mit einem Wert von etwa $-1.0\text{mm}/\text{Jahr}$ diesen Trend bestätigen. Allerdings ergaben Dreifachnivelllements an der DDR - Küste (ELLENBERG 1974) keine reproduzierbaren Daten. In diesem Falle wären die berechneten Hebungsraten Geoidundulationen zuzuschreiben. Neueste Interpretationen der 100jährigen Meßreihen der Pegelstationen der südwestlichen Ostsee (STRIGGOW u. TILL 1987) erbrachten den Nachweis signifikant verschiedener relativer Landhebungen diesseits und jenseits der Tornquist-Peiseyre-Zone und somit den Ansatz zur Fayonnieierung des Untersuchungsgebietes in „starre Platten“.

Zeitliche Differenzen im Einsatz von Ereignissen und unterschiedliche Sedimentationsbedingungen in den einzelnen Teilbereichen stellen ein weiteres Problem für stratigraphische Arbeiten dar.

Da der Eisrückzug nicht in einer einheitlichen Front erfolgte, die Ablagerung der Sedimente des Spätglazials aber an den Schmelzvorgang gebunden waren, kann man davon ausgehen, daß ihr Alter teilweise erheblich voneinander abweicht (IGNATIUS u.a. 1981). Wenn die gleichen Autoren feststellen, daß die postglazialen Sedimente als lithostratigraphische Groseinheiten gleichaltrig sind, dann sagt dies noch nichts über die faziellen Unterschiede der Ablagerungen aus, die für das Präboreal und Boreal zwischen Mecklenburger Bucht, Arkonabecken, Gotlandbecken und Gdansker Becken erheblich sind.

In diesem Zeitraum wurden in der Mecklenburger Bucht (Abb. 1a) geringmächtige limnische Serien in kleinen und flachen Seen sedimentiert, die erst am Ende dieser Periode etwas mächtiger wurden. Es sind dies olivfarbene Schluffe, durchwurzelte Feinsande, Torfe und Torfgyttjen (LANGE 1984). Infolge großflächiger Verlandung dieses Raumes und späterer Erosion treten in verstärktem Maße Schichtlücken auf (WINN u.a. 1983). Gegenüber dem Arkonabecken und noch weiter östlich gelegenen Gebieten sind bis einschließlich Boreal in der Mecklenburger Bucht nur die zeitlichen Äquivalente der eigentlichen Ostseesedimente zu erwarten.

Aus dem in Abb. 2 dargestellten Normalprofil des Arkonabeckens (NEUMANN 1981) geht gegenüber der Mecklenburger Bucht deutlich ein lithofazieller Unterschied hervor, da dieses Becken sowohl Teil des Baltischen Eissees als auch des Ancylus-Sees und nur während der Yoldia-Zeit trocken gefallen war. Letzteres wird durch die Tatsache gestützt, daß die diesem Zeitraum zugeschriebenen Schluffe und Feinsande nach SCHWARZENHOLZ (1965) keine Diatomeen enthalten und von KOLP (1975b) deshalb als festländische Ablagerungen beschrieben wurden.

Die Sedimente des Gotland- und Gdansker Beckens wurden im Präboreal als echte Yoldia-Meer-Ablagerungen gebildet und unterscheiden sich lithologisch von den oben beschriebenen.

Der mit Beginn der Littorina-Transgression im gesamten Ost-

seeraum sedimentierte Schlick unterscheidet sich regional teilweise sehr stark, so daß eine einheitliche Lithostratigraphie der Ablagerungen auch für das Atlantikum nicht existiert.

Ein weiteres Problem ergibt sich aus den Grenzen des Leistungsvermögens der unterschiedlichen Datierungsmethoden selbst.

Von den biostratigraphischen Methoden sind sowohl die Pollenanalyse als auch die Bearbeitung der Diatomeen im Ostseeraum erfolgreich eingesetzt worden. Erstere (NILSSON 1935; LUBLINER-MIANOWSKA 1965; HENNINGSMOEN u. HJØEG 1985; KABAILENE 1986) widerspiegelt klimabedingte Unterschiede im Ablauf der Vegetationsentwicklung, die ihrerseits stratigraphische Bedeutung besitzen können. Scharfe Grenzziehungen sind nur in seltenen Fällen möglich. Im allgemeinen erfordern eindeutige Alterseinstufungen größere zeitlich Abschnitte (SCHULZ 1965). Die Aussagen der palynologischen Methode sind darüber hinaus durch Bioturbation, drehende Windrichtungen und Sedimentationsgeschwindigkeitsänderungen beeinträchtigt.

Die Stratigraphie mittels Diatomeenbestimmung (SCHWARZENHOLZ 1965; AIHONEN 1971; LANGE u. WULFF 1980) basiert auf der Empfindlichkeit der Diatomeenflora gegenüber Salinitätsänderungen, die während der Entwicklungsgeschichte der Ostsee zweifellos teilweise in drastischer Form auftraten. Andererseits ist der Methode in Zeiten gleichbleibender Salinität das für eine Feinstratigraphie notwendige hohe Auflösungsvermögen versagt.

Morpho- und Klimastratigraphie haben ein zu geringes Auflösungsvermögen und können nur im Spezialfalle zur komplexen Interpretation herangezogen werden.

Die Tephrochronologie besitzt für jedes Korrelationsschema mit ihren zeitlich sehr genau bestimmbaren Ascheschichten eine große Bedeutung. Die wahrscheinlich auf eine isländische Eruption zurückzuführende „Vedde Ash Bed“ wurde von MANGERUD u.a. (1984) in Westnorwegen nachgewiesen, mit Bohrprofilen aus der Norwegischen See und dem Nordatlantik korreliert und mittels ^{14}C -Datierungen mit 10 600 Jahren B.P. in die Jüngere Dryas eingestuft. Bislang konnte im südlichen und westlichen Ostseeraum diese in Norwegen noch 23 cm mächtige Schicht nicht nachgewiesen werden (LANGE 1987, mündliche Mitteilung).

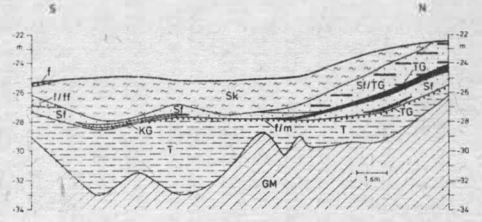


Abb. 1 a Normalprofil der Mecklenburger Fucht (nach LANGE 1984)

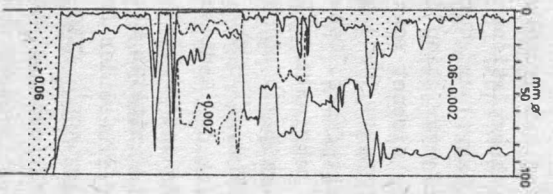
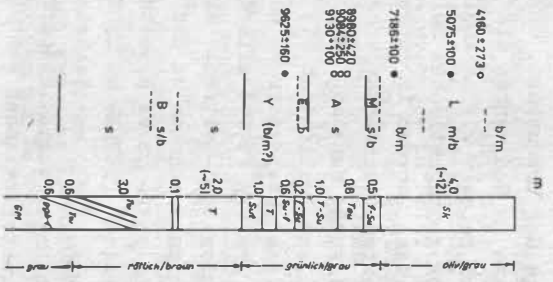
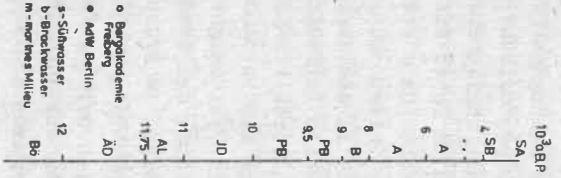


Abb. 2 Normalprofil des Arkonbeckens nach NEUMANN 1981

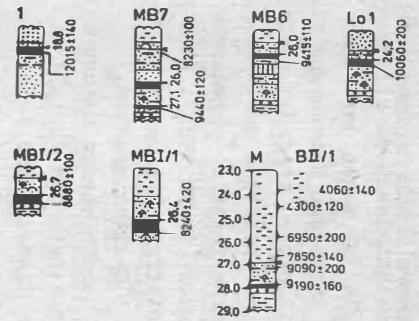


Abb. 1 b ¹⁴C-Daten aus Profilen der Mecklenburger Fucht (nach LANGE 1984)

Ein Korrelationsschema allein auf der Basis von Radiokohlenstoffdaten ist wegen der kaum auszuschließenden Kontamination durch die Beimengung altersfremden Kohlenstoffs nicht realisierbar. Außerdem werden die Daten durch Durchwurzelung und Bioturbation sowie eingewehte karbonatische oder eingeschwemmte fossile organische Substanzen (z.B. Graphit) stark verändert (GEYH 1983). OLSSON (1979) weist darauf hin, daß Kohlenstoffgehalte unter 5% um viele Jahrtausende zu hohe scheinbare ^{14}C -Alter ergeben.

Aus dem beschriebenen Sachverhalt ist abzuleiten, daß keine der genannten Methoden überall und allein erfolgreich einsetzbar ist. In diesem Sinne ist der Einsatz der Paläomagnetik zu verstehen, die den Vorzug hat, Zeitmarken zu setzen, die mit denen der oben genannten Verfahren in keinem oder nur sehr entferntem kausalen Zusammenhang stehen.

2.3. Gegenwärtiger Wissensstand zu paläomagnetischen Untersuchungen im Jungquartär des Ostsee- und Nordseeraumes sowie angrenzender und regional entfernter Gebiete Europas

Auf der Grundlage der Erkenntnis, daß in Anhängigkeit von der Akkumulationsrate in Sedimenten die kurzperiodische (10^2 - 10^4 Jahre) und durch relativ kleine Amplitude charakterisierte Säkularvariation des geomagnetischen Feldes in hoher Auflösung aufgezeichnet sein kann, wurden im europäischen Raum seit 1971 (MACKERETH 1971) systematisch entsprechende Untersuchungen durchgeführt. Dabei wurde zunächst versucht, in den Variationen der Deklination (D) und Inklination (I) jeweils Periodizitäten zu ermitteln und diese miteinander zu korrelieren (CREER 1974; CREER u.a. 1976b). STUIVER (1978) allerdings kam in einem Vergleich der Radiokohlenstoff-Zeitskala mit der paläomagnetischen sowie anderen Datierungsmethoden zu dem Schluß, daß eben diese Periodizitäten nicht aufrecht zu erhalten sind. Im Ergebnis weiterführender Arbeiten (TURNER u. THOMPSON 1981; BARTON u. POLACH 1980; KING u.a. 1983) verdichtete sich der Zweifel an der Existenz gleichlanger Variationsperioden zur Annahme korrelierbarer charakteristischer Verteilungsmuster von D und I

sowie relativer Paläointensitäts-Fluktuationen. Desweiteren wurde in diesen Arbeiten darauf hingewiesen, daß die Reproduzierbarkeit der ermittelten Säkularvariationskurven über regionale Entfernungen von 1000 - 3000 km möglich ist.

Der im folgenden dargestellte und bewertete Wissensstand zu magnetostratigraphischen Arbeiten im Untersuchungsgebiet oder vergleichbaren Räume in Europa wird als Ausgangsbasis für die eigenen Arbeiten betrachtet.

Bislang sind drei Publikationen zur Paläomagnetik im Ostseeraum erschienen. 1975 und 1976 wurden mit dem FS „ Meteor “ insgesamt 10 Gravitationsrohrkerne aus dem Bornholm-, dem Arkona-, dem Gdansker und dem Gotlandbecken entnommen und bearbeitet (ABRAHAMSEN 1980; ABRAHAMSEN u. READMAN 1987). Lediglich für zwei Kerne ergab sich die Möglichkeit, innerhalb des Zeitintervalls Präboreal / Boreal eine charakteristische Phase (6 Extremwerte) der Deklinations-Variationskurve zu korrelieren, ohne dieselben den paläomagnetischen Zeitmarken aus dem regionalen Umfeld zuzuordnen. Die Inklinationaufzeichnungen ergaben keinen korrelierbaren Verlauf und wurden nur in einem Falle mit ähnlichen archäomagnetischen Daten aus dem südeuropäischen Raum verglichen.

Die Bearbeitung von je zwei Kernen aus dem Gdansker- und dem nördlichen Gotlandbecken (SLOBODJANIK u.a. 1983) erbrachte keine korrelierbare paläomagnetische Aufzeichnung, da die beschriebenen spätpleistozänen Warventone im Detail stratigraphisch nicht eingeordnet werden konnten. Der Verlauf der Aufzeichnungen in D und I war jeweils innerhalb der beiden Gebiete ähnlich.

1985 wurde von SCHOENHARTING ein Kern von 10.75 m Länge aus dem Skagerrak bearbeitet, der über das gesamte Profil Korrelationen mit Werten aus der Literatur zuließ. Unter Berücksichtigung der dem eigenen Untersuchungsgebiet vergleichbaren Akkumulationsraten ist zu erwarten, daß durch die nur alle 8 - 10 cm erfolgte Probenentnahme in der Variationskurve Details nicht enthalten sind, die für eine Feinkorrelation den Ausschlag geben.

In allen drei Arbeiten war eine lithostratigraphische Zuordnung der Profilabschnitte zum Korrelationsschema der Ostsee

nur lückenhaft oder gar nicht möglich, so daß zwar die Zweckmäßigkeit des Einsatzes der Methode nachgewiesen aber kein Vorschlag für eine paläomagnetische Standardkurve gemacht wurde.

Der Ostsee vergleichbare Sedimentationsbecken stellen die Nordsee und das Schwarze Meer dar.

Magnetostratigraphische Untersuchungen wurden von LØVLIE und HOLTEDAHL 1980 und von AUSTIN 1985 in der Nordsee sowie von v.MONTFRANS 1971 im Nordseebecken (England, Niederlande, Belgien und BRD) durchgeführt. In diesen Gebieten erwiesen sich die Sedimente des Spätpleistozäns und Holozäns wegen sehr niedriger Sedimentationsraten als zeitlich nicht auflösbar.

Den gleichen Befund ergab die Bearbeitung zweier Kerne aus dem Schwarzen Meer durch GIOVANOLI 1979. Ein weiterer 11 m -Kern aus dem gleichen Gebiet erfaßte die Sedimente von 25000 - 7000 Jahren B.P. und gestattete CREER 1974 die Ermittlung einer Inklinationskurve, die in ihrem Variationsverhalten mit anderen korrelierbar ist.

Die auf dem Territorium der Ostseeanliegerstaaten durchgeführten quartärpaläomagnetischen Arbeiten sind aus unterschiedlichen Gründen nicht alle und nicht in gleichem Maße zur Ergänzung und zur Stützung eines Korrelationschemas im Ostseeraum heranzuziehen.

Vom Territorium der DDR liegen noch keine Ergebnisse über die Bearbeitung limnischer Sedimente vor, und die Datierungsmöglichkeiten terrestrischer Sedimente (WIEGANK 1981; WIEGANK 1987) sind in Abhängigkeit von der Methodik an das letzte magnetische Ereignis, das B l a k e -Ereignis (etwa 110000 a B.P.) gebunden, liegen also zeitlich in wesentlich älteren Bereichen.

In der VR Polen wurden insgesamt 17 Kerne aus vier Seen untersucht (CREER u.a. 1979; TUCHOLKA 1980). Es wurden ihrem Verlauf nach korrelierbare D- und I-Variationskurven ermittelt. Da weder eine chrono- noch lithostratigraphische Zuordnung der Profile erreicht wurde, können diese Ergebnisse vorerst in der Ostseestratigraphie keine Berücksichtigung finden.

Zwei Kerne aus dem Vuokonjarvi-See in Finnland (STOBER u. THOMPSON 1977) erbrachten D- und I-Variationskurven, die zum

Vergleich heranzuziehen sind.

Die in Schweden durchgeführten Arbeiten sind für die Interpretation und Einstufung der Daten der Ostseeprofile von grundlegender Bedeutung. Dies trifft für Diskussionen im Zusammenhang mit dem G o t h e n b u r g - Ereignis (MÖRNER u.a. 1971; MÖRNER 1974; MÖRNER u. LANSER 1974; MÖRNER 1977b) in gleichem Maße zu wie für die zeitliche Zuordnung der D- und I-Variationen im Holozän (ABRAHAMSEN 1982) und im Spätpleistozän (SANDGREN 1986; BJÖRCK u. SANDGREN 1986).

Höhlensedimente in Norwegen lieferten Zeitmarken um 30000 Jahre B.P. (LØVLIE u. SANDNES 1987), also außerhalb des Ostseeprofiles, während in holozänen Sedimenten (LØVLIE u. LARSEN 1981) lediglich die D-Variationen zum Vergleich herangezogen werden können.

Die Profile vom Territorium Dänemarks (ABRAHAMSEN u. KNUDSEN 1979; ABRAHAMSEN u. READMAN 1980) überdecken ältere Zeiträume (ab 14000 Jahre B.P.).

Vom Gebiet der BRD existiert nur eine Inklinations-Variationskurve eines Kernes aus dem Meerfelder Maar (HAVERKAMP 1984), die für den Zeitraum 19000 - 7500 Jahre B.P. mit den Ergebnissen aus französischen Binnenseen korrelierbar ist.

Von den aus regional entfernten Gebieten Europas stammenden Arbeiten werden im folgenden nur diejenigen diskutiert, die aufgrund ihrer Ergebnisse sowohl in magnetostratigraphischer als auch in methodischer Hinsicht unbedingt bei der Interpretation der Daten des Untersuchungsgebietes Berücksichtigung finden müssen.

Die Ergebnisse vom Territorium der Britischen Inseln sind für Europa nicht nur deshalb interessant, weil die quartärpaläomagnetischen Forschungen im limnischen Bereich (MACKERETH 1971) von dort ihren Ausgang nahmen, sondern weil die relativ große Anzahl der in die Untersuchungen einbezogenen Seen, ihre regional optimale Verteilung (Schottland, England, Wales, Irland), das in großer Breite eingesetzte Methodenspektrum, die für holozän-paläomagnetische Verhältnisse (Säkulарvariation) neu entwickelte Datenaufbereitung und -darstellung sowie der ständig einbezogene Vergleich zur internationalen Literatur auch anderer Kontinente die besten Maßstäbe

setzte (CREER u.a. 1972; THOMPSON 1975; CREER u.a. 1976; THOMPSON 1977; DICKSON u.a. 1978; TURNER u. THOMPSON 1979). Hervorzuheben sind die Arbeiten von TURNER u. THOMPSON 1981 und 1982, in denen die Ergebnisse mehrerer Seen von Schottland, England und Wales zusammengefaßt und gewissermaßen als Referenzkurven für D und I zur Verfügung gestellt werden. Die neue und entscheidende Aussage besteht im aperiodischen aber charakteristischen Verlauf der Variationskurven innerhalb der letzten 12000 Jahre. Auf diese Resultate werden auch die Daten der vorliegenden Arbeit bezogen.

Diesen Arbeiten folgten noch zwei aus Nordirland (THOMPSON u. EDWARDS 1982; Hirons u. THOMPSON 1986), die ebenfalls zur Korrelation herangezogen werden.

Die aus den Sedimenten des Lac de Bouchet in Frankreich gewonnenen Daten bieten vor allen Dingen für die älteren Bereiche der Ostseeprofile (Boreal - Bölling) gute Korrelationsmöglichkeiten (THOUVENY u.a. 1985; SMITH u. CREER 1986; CREER u.a. 1986).

In der Schweiz sind im Rahmen der Bearbeitung der quartären Sedimente mehrerer großer Seen Arbeiten publiziert worden, die speziell für die Korrelation des oberen Profilmeters bzw. der letzten 1000 Jahre (CREER u.a. 1975), für die Korrelation des gesamten Profils bis 15000 Jahre B.P. (CREER u.a. 1980) sowie für die Forschungsmethodik (THOMPSON u. KELTS 1974; GIOVANOLI 1979 und 1984) von Bedeutung sind.

Im südosteuropäischen Raum sind in Jugoslawien, Bulgarien und Griechenland einige Untersuchungen durchgeführt worden, die zu Vergleichszwecken Beachtung finden sollten. Sie betreffen griechische Sedimente (CREER u.a. 1981) und in zusammengefaßter Form archäomagnetische Daten (KOVACHEVA u. VELJOVICH 1977 und KOVACHEVA 1980).

2.4. Probenentnahmepunkte im Untersuchungsgebiet

Die Stationsbezeichnungen der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Stechrohrkerne sowie die geographischen Koordinaten, die regionale Zuordnung und die Wassertiefe an der jeweiligen Kernentnahmestelle innerhalb der Ostsee sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

Stations-Nr.	φ	λ	Lokalität	W.-Tiefe
MB ZIPE II/83	54°11,2'N	11°32,0'E	südl. Mecklbg. Bucht	22.2 m
MB ZIPE I/83	54°19,2'N	11°36,6'E	zentr.Mecklbg. Bucht	24.8 m
MB 298	54°19,0'N	11°37,5'E	zentr.Mecklbg. Bucht	24.6 m
MB 249	54°16,6'N	11°38,1'E	zentr.Mecklbg. Bucht	25.2 m
AB 11	54°53,0'N	13°05,0'E	Westrand Arkonabecken	43.8 m
AB 1056	54°52,4'N	13°06,0'E	Westrand Arkonabecken	43.2 m
AB 1057	54°59,2'N	13°22,4'E	westliches Arkonabecken	46.0 m
AB 1061 B	54°59,6'N	13°43,0'E	zentrales Arkonabecken	46.2 m
GoB 5011	55°57,6'N	18°35,6'E	südliches Gotlandbecken	110.0 m
GdB 4978	55°21,2'N	19°32,2'E	nördl. Gdansk. Becken	102.0 m
GdB 200	55°02,0'N	19°33,0'E	Ostrand Gdansk. Becken	89.0 m

Tabelle 1 : Topographie der Kernentnahmestellen

Die Lage der Kernentnahmestellen ist aus Abb. 3 zu ersehen.

3. Magnetostratigraphie

3.1. Probenentnahme

Das Untersuchungsmaterial wurde im Rahmen der RGW-Expeditionen 1982 und 1985 mit dem Forschungsschiff „Alexander von Humboldt“ des Instituts für Meereskunde der AdW der DDR, 1986 mit dem Forschungsschiff „Akademik Kurtschatow“ des Schirschow-Instituts für Ozeanologie der AdW der UdSSR und einer Ostseeexpedition mit dem Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“ des Instituts für Meereskunde der AdW der DDR 1983 gewonnen.

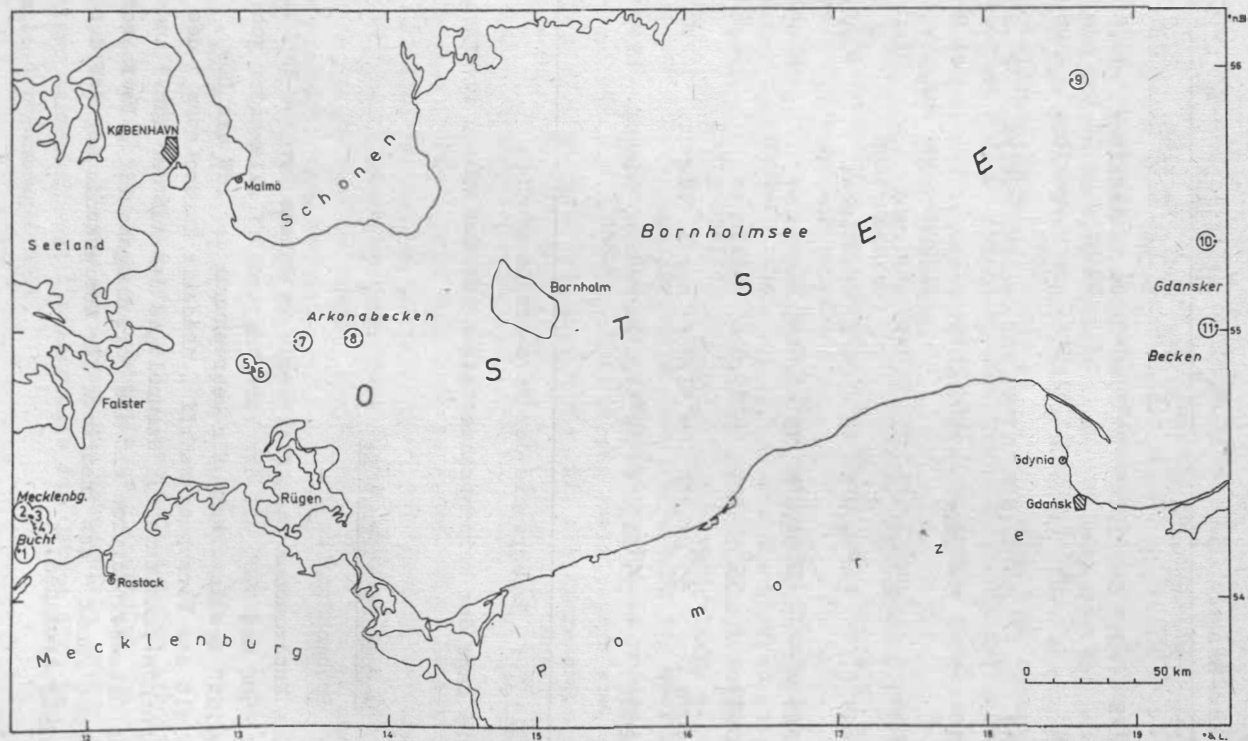


Abb. 3 Lage der Kernentnahmepunkte in der Ostsee

Die Ortsbestimmung der Kernentnahmepunkte erfolgte nach dem Decca-Navigationsverfahren mit den Schiffsempfängern Mark 12 und 21. Der mittlere Fehler dieses Systems ist regional sehr unterschiedlich und liegt (bei ungestörten atmosphärischen Bedingungen) in der westlichen und mittleren Ostsee zwischen 10 und 150 m. Damit wird die Bearbeitung und Interpretation paläomagnetischer Daten nicht negativ beeinflusst.

Zur Auswahl der Kernentnahmestelle im lokalen Bereich wurde ein hydroakustisches Verfahren zur Ermittlung von Mächtigkeiten der oberflächennahen Sedimentschichten und zur Charakterisierung des Meeresgrundes eingesetzt. Verwendet wurde das transportable Zweikanal-Echolot ATLAS - DESO 10 mit den Frequenzen 210 KHz (zum Abtasten der Oberfläche) und 30 KHz (zur Durchschallung der Sedimentdecke bis zu 14 m).

Für die Gewinnung der 11 Stechrohrkerne kamen vier unterschiedliche Geräte zum Einsatz:

a) kleines Vibrationsstechrohr (IfM Warnemünde)

(Kerne MB ZIPE II/83; MB ZIPE I/83; MB 298; MB249)

Mit diesem Gerät können Kerne bis 4,5 m Länge und einem Durchmesser von 60 mm gewonnen werden. Es ist dem Prinzip nach ein Kolbenlot, das in einem Gestell mit Fuß auf dem Meeresgrund aufsetzt und durch einen Vibrator in das Sediment eingerüttelt wird. An Bord wird der Kern auf hydraulischem Wege aus dem Rohr gepumpt.

b) großes Vibrationsstechrohr VKG-9 (IfM Warnemünde)

(Kerne AB 11; AB 1056; AB 1061 B; GoB 5011; GdB 200)

Dieses Gerät, das ebenfalls durch einen am oberen Ende angebrachten Vibrator in das Sediment gerüttelt wird, nimmt Kerne mit einem Durchmesser von 10 cm und bis zu einer Länge von 10 m auf. In dieses Kernrohr wird ein Plasteschlauch eingelegt, in dem der Kern per Hand in einem Stück aus dem Rohr gezogen wird.

c) großes Vibrationsstechrohr VKG 3/6 (IfM Warnemünde)

(Kern AB 1057)

Das Gerät arbeitet auch mit Vibrator und Gestell und kann

bei einem Durchmesser von 80 mm bis zu 6 m lange Kerne aufnehmen, wobei durch die Erhöhung der Auflast sehr zähe Sedimentschichten wie Geschiebemergel und Bänderton in kurzer Zeit durchteuft werden können. Der Kern wird ebenfalls in einem Plasteschlauch als ganzes Stück aus dem Rohr gezogen, Dieser Vorgang kann durch das Auftragen eines Schmiermittels auf die Rohrrinnenwand sehr erleichtert werden.

d) Gravitationsstechrohr (Schirschow-Institut Moskau)
(Kern GdB 4978)

Das Gravitationsstechrohr, mit dem Kerne bis zu 8 m Länge und einem Durchmesser von 100 mm gewonnen werden können, drückt sich nach relativ schnellem Fieren durch sein sehr großes Eigengewicht (Bleiplatten am oberen Ende) von selbst in das Sediment ein. Wie bei den Geräten des IfM wird dann an Bord der Kern in einem Plasteschlauch aus dem Rohr gezogen.

In Abhängigkeit von der Technologie des jeweiligen Kerngerätes können unterschiedliche Störeffekte auftreten, die speziell bei der Gewinnung paläo- und gesteinsmagnetischer Daten dieselben verfälschen oder deren Interpretation ausschließen können. Die Notwendigkeit der entsprechend kritischen Überprüfung des verwendeten Bohrkernmaterials wird allein durch ein Beispiel deutlich unterstrichen, bei dem von 175 aus dem Genfer See gewonnenen 1-Meter-Kernen lediglich 39 für die Untersuchungen verwendbar waren (CREER u.a. 1975).

Generell ist zu bemerken, daß Kolbenlotgeräte in flachen Gewässern gut einsetzbar sind und durch das sie umgebende Gestell ein saigeres Durchdringen des Sediments in der Regel ermöglichen. Dies ist Grundvoraussetzung für die Bestimmung der Inklination. Andererseits wird durch die stückweise Gewinnung des Kernes und die dabei mögliche Verdrehung der einzelnen Segmente gegeneinander die Deklination in ihren Originalwerten verfälscht und ist nicht immer korrigierbar.

Gravitationskerngeräte sind auch in großen Tiefen gut einzusetzen und fördern Kerne in einem Stück. Sie garantieren aber nicht das senkrechte Einsetzen und können dann zu verfälschten Inklinations- und Deklinationswerten beitragen (LUND u. BANERJEE

CREER u. TUCHOLKA (1983) vertreten die Ansicht, daß aufgrund der Kernentnahmetechnik die Qualität der Deklinationsaufzeichnungen weit unter der der Inklination liegt und die Komponenten deshalb getrennt bewertet werden sollten.

Die von verschiedenen Autoren sowohl bei Kolbenlotgeräten als auch bei Gravitationsstechrohren festgestellte Kürzung des Kernes, die durch die Verschleppung an der Rohrwand und damit durch den Verlust der obersten Sektion erzeugt wird (HVORSLEV u.a. 1946; KULLENBERG 1955; CHMELIK u.a. 1968), konnte durch das Einlegen eines Plasteschlauches in die verwendeten Rohre (b,c,d) drastisch vermindert, aber nicht verhindert werden.

Die von BOUMA u.a. 1968 sowie von McCOY u.a. 1971 beschriebenen vertikalen Störungen, die durch das Einsacken des Sedimentes beim Herausziehen eines unvollständig eingedrungenen Rohres entstehen, konnten durch die Auswahl ungestörter Kerne vermieden werden.

Andere Indikationen für geräteinduzierte Gefügestörungen sind nach STOW u. AKSU (1978) das „ Sandfließen “ (starke Deformation dünner Sandschichten in unvollständig gefüllten Rohren) und die „ Schichtkrümmung “ in feinen Sedimenten als Folge der Änderung der Geschwindigkeit beim Eindringen oder Herausziehen des Gerätes.

Im Detail werden diese Faktoren bei der Auswertung der Daten der einzelnen Stechröhrkerne im Abschnitt 3.5 berücksichtigt und beschrieben.

3.2. Probenaufbereitung

Eine der Grundvoraussetzungen zur Ermittlung der Richtungen des paläomagnetischen Feldes ist die unverfälschte Orientierung des Stechröhrkernes in sich und die genaue Kenntnis der Kopf/Krone-Richtung. Sie wurde erreicht, indem auf den hydraulisch ausgepreßten Kern des kleinen Stechröhres vor dem Zerschneiden in 1-Meter-Stücke ein Faden aufgelegt bzw. der Plasteschlauch bei den großen Vibrations- und Gravitationskerngeräten während des Herausziehens mit einem durchgängigen Markierungsstrich gekennzeichnet wurde. Um eine Verformung zu verhindern,

wurden die Kernstücke bis zur weiteren Verarbeitung in Blechrinnen gelegt und bei längerer Lagerung (bis zu drei Monaten) in Folie verpackt in einer Kühlzelle vor dem Austrocknen bewahrt. Temperaturen unter 0° C wurden wegen der Gefahr einer Gefügezerstörung durch Frosteinwirkung vermieden.

Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß eine azimutale Orientierung der Kerne nicht erreicht werden konnte.

Der Kern wurde zur Probenherstellung, die in den meisten Fällen bereits an Bord der Schiffe erfolgte, entlang der aufgetragenen Markierungslinie halbiert und sofort detailliert lithologisch beschrieben. Es wurde besonderer Wert gelegt auf

- a) die Ausgliederung lithostratigraphischer Horizonte zur Stützung des paläomagnetischen Korrelationsschemas,
- b) die Ermittlung lithologischer Wechsel und Grenzen in Beziehung zum petromagnetischen Verhalten des Sediments und
- c) auf die Erkennung makroskopisch sichtbarer Gefügestörfaktoren.

Sowohl bei der Kernentnahme als auch bei der lithologischen Aufnahme sollte der Paläomagnetiker selbst beteiligt sein.

Die zu den Punkten a) und b) zusammengetragenen Faktoren werden im Abschnitt 3.5 diskutiert. Die unter c) fallenden Kennzeichen treten im bearbeiteten Material nicht oder nur in zu vernachlässigendem Umfange auf und werden deshalb im folgenden nur kurz behandelt.

Die Bioturbation kann in Abhängigkeit von Akkumulationsrate (LØVLIE 1976) und Eindringtiefe (DYMOND 1969) die Bildung einer richtungsstabilen natürlichen remanenten Magnetisierung zwar nicht verhindern, wohl aber einen Zeitverschub bis zu mehreren hundert Jahren verursachen (WATKINS 1968). Wenn sie sich, wie GLASS 1969 behauptet, auf die oberen 60 cm des Ozeanbodens erstreckt, würde dies für die Ostsee etwa eine Zeitverzögerung um 1000 Jahre bedeuten. In diesem Falle wäre Magnetostratigraphie nicht sinnvoll. Die makroskopische Bemusterung der Kerne machte jedoch nur wenige Lebensspuren (Fossilien und Grabgänge) sichtbar. Darüber hinaus erwiesen sich die in allen Kernen auffindbaren scharfen lithologischen Grenzen innerhalb der Sedimentfolge sowie ungestörte feine Laminen, wie sie in diesem

Zusammenhang allgemein von VEROSUB u.a. 1986 und von ABRAHAMSEN 1980 für die Ostseesedimente beschrieben wurden, als wichtige Indizien für nur untergeordnet wirksame Bioturbation. Dieser Befund wird durch faunistisch-ökologische Untersuchungen in der Mecklenburger Bucht unterstützt (SCHULZ 1966), die eine nur dünne Besiedlung ermittelten. Mithin sind die von einer individuenreichen Fauna ausgehenden Prozesse wie direkte Sedi- mentbildung, Sedimentumbildung oder Sedimentbindung bzw. -verfestigung im Untersuchungsgebiet gegenüber der NRM der Sedi- mente nicht signifikant wirksam. Ebenso konnten keine Ver- setzungen an lithologischen Grenzen oder Laminen nachgewiesen werden, die auf neotektonische Bewegungen oder Setzungser- scheinungen hinweisen und letztendlich Richtungsänderungen der NRM ausgelöst hätten.

Zur Probenherstellung wurde, wie in Abb. 4 dargestellt, nach folgendem Prinzip verfahren :

die gestrichelte Linie an der linken Kante des Halbkernes repräsentiert die Referenzlinie des Kernes, die der während des Ausbringens aufgebrauchten Markierung (Bindfaden oder Farb- linie) entspricht. Die x-y-Ebene definiert die Schnittfläche der Kernsektion, die zur Schichtung parallel verläuft. Die po- sitive Richtung der z-Achse zeigt parallel zur Kernachse nach unten. Mit einem eisenfreien Vierkantrohr wird die würfel- förmige Meßprobe ausgestochen, mit einem Messingmesser auf das Maß 2 x 2 x 2 cm zurechtgeschnitten und auf der x-y-Ebene mit einem der x-Achse parallelen Pfeil sowie der Probennummer versehen. So wird das für den gesamten Kern gültige Standard- Koordinatensystem auf alle Meßproben übertragen und die not- wendige Orientierung garantiert. Diese Form der Probenentnahme läßt eine Genauigkeit von $\pm 2^\circ$ zu.

Um die Möglichkeit optimaler zeitlicher Auflösung auszu- schöpfen, wurden die Proben ohne Zwischenräume entnommen. Auf die Notwendigkeit dieses Vorgehens bei Untersuchungen zur Sä- kularvariation wurde bereits 1981 von KEAN u. KLEBOLD hinge- wiesen.

Da die Proben während des Meßvorganges einer Rotation von 89,2 Umdrehungen pro Sekunde ausgesetzt sind und sich aufgrund

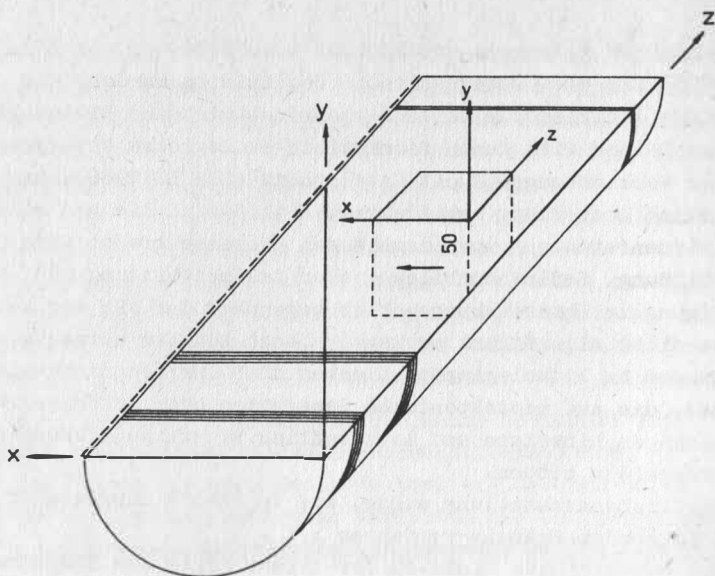


Abb.4 Orientierung der Meßkörper im Sedimentkern

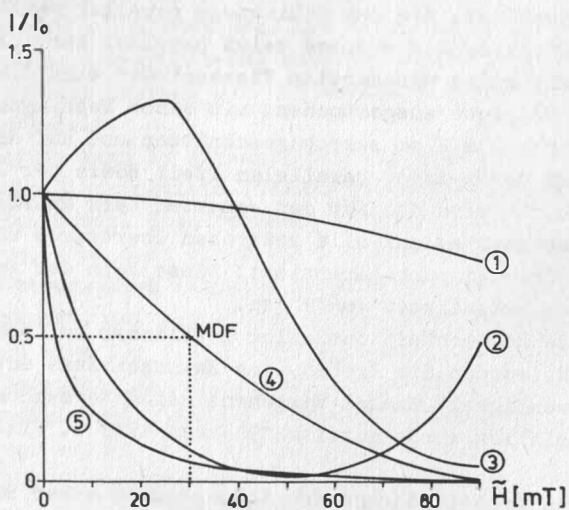


Abb.5 Abmagnetisierungskurven (Wechselfeldmethode) mit charakteristischen Merkmalen

ihres weichplastischen Zustandes verformen würden, wurden sie mittels eines von NOLTIMIER 1967 für Lockersedimente eingeführten Imprägnationsverfahrens verfestigt. Die von WIEGANK 1975 erstmals in der DDR für die Verfestigung paläomagnetischer Proben verwendeten Lösungen von Methylsäureestern in Methylenchlorid erwiesen sich als geeignet.

Das Ostseematerial konnte im allgemeinen problemlos verfestigt werden. Lediglich in den oberen 30 - 40 cm des Profils war wegen des hohen Wassergehaltes im Sediment eine drastische Schrumpfung der Würfel auch nach der Verfestigung nicht zu verhindern. Ebenso erwies es sich als notwendig, sandige Partien sofort zu verfestigen und tonige Sedimente vor der Verfestigung etwas antrocknen zu lassen.

3.3. Messung der paläomagnetischen Parameter

3.3.1 Messung der NRM mit dem Spinnermagnetometer

Für die Messung von Richtung und Intensität der NRM stand mit dem Rotationsmagnetometer JR - 4 („ Geofyzika " Brno) ein Gerät zur Verfügung, das mit einer Empfindlichkeit von 5 pT das internationale Niveau mitbestimmt. Es ist die Weiterentwicklung des hochempfindlichen Spinnermagnetometers JR - 1, das von JELINEK 1966 konstruiert und beschrieben wurde.

Meßvorgang und Auswertung wurden von ROTHER 1971 bereits ausführlich dargestellt, so daß an dieser Stelle auf eine Wiederholung verzichtet werden soll. Auf methodische Weiterentwicklungen bzw. speziell erarbeitete Software wird in den entsprechenden Kapiteln eingegangen.

Den Magnetisierungsvektor kennzeichnet man durch seinen Betrag J und seine Richtung, die durch die Deklination D und Inklination I beschrieben wird.

Die Deklination ist der Winkel zwischen der x -Achse und der Projektion der Magnetisierungsrichtung auf die x - y -Ebene, wobei letztere im Kern der Schichtoberfläche entspricht.

Die Inklination ist der Winkel zwischen der Richtung der Magnetisierung J und der x - y -Ebene, nach unten (im Kern zum Liegenden hin) positiv gemessen.

Die Intensität der NRM ist eine durch viele Faktoren beeinflusste Größe (COLLINSON 1983), dazu gehören der Charakter, die Menge, die Korngröße, die Intensität und Stabilität der Magnetisierung der remanenz-tragenden Minerale im Gestein. Ferner kann in den Sedimenten der Grad der Ausrichtung der magnetischen Körner zur Intensität der Ablagerungsmagnetisierung (DRM) beitragen. Außerdem geht die Feldstärke des jeweils während der Gesteins- und Magnetisierungsbildung herrschenden Erdmagnetfeldes in die Intensität der NRM ein.

Die Zuordnung des Anteils der Komponenten zur Gesamtintensität ist oft nur mit sehr komplizierten Verfahren, in vielen Fällen aber nicht möglich.

3.3.2. Abmagnetisierung der Proben mit der Wechselfeldanlage

Begründet durch die prinzipielle Annahme, daß eine primär entstandene Thermo- (TRM), Chemo- (CRM) oder Ablagerungsremanenz eine sekundäre viskose remanente Magnetisierung (VRM) hinsichtlich ihrer Intensität und Stabilität signifikant übertrifft, wurden Verfahren entwickelt, die in die internationale Literatur unter der Bezeichnung „magnetic cleaning“ eingegangen sind. In Abhängigkeit von der spezifischen Stabilität charakteristischer Magnetisierungen haben sich im wesentlichen zwei Methoden (thermische und Wechselfeldentmagnetisierung) im paläomagnetischen Routinebetrieb bewährt. Diese müssen dort, wo sich stabile Magnetisierungen (TRM, CRM) als sekundäre herausstellen, modifiziert (ZIJDERVELD 1967) oder kombiniert (ROTHER u.a. 1987) angewendet werden.

In Kenntnis der für paläomagnetische Forschungen unverhältnismäßig kurzen Zeitspanne der Existenz der Magnetisierung(en) im Sedimentmaterial der Ostsee und aufgrund des zulässigen Ausschließens thermischer ($> 50^{\circ}\text{C}$) und chemischer Prozesse, die zur Neubildung von Eisenoxiden oder ihrer Umagnetisierung führen, wurde in der vorliegenden Arbeit die Abmagnetisierung mit der Wechselfeldanlage durchgeführt.

In einer Spule werden mit Hilfe eines Wechselstromes (50 Hz) magnetische Feldstärken bis zu 100 mT erzeugt. Die Gesteinswürfel werden diesen stufenweise erhöhten Feldern

ausgesetzt und ihre Magnetisierungsrichtung und -intensität jeweils nach jeder Stufe gemessen. Um während des Abmagnetisierungsvorganges keine neuen Remanenzen entstehen zu lassen, wird der die rotierende Probe unmittelbar umgebende Raum mittels Helmholtz - Spulen gegenüber dem Erdmagnetfeld abgeschirmt. Das Wesen der Wechselfeldentmagnetisierung besteht darin, daß durch den ständigen Richtungswechsel des Feldes und die kontinuierliche Abnahme der Feldamplitude eine Drehung der magnetischen Momente erreicht wird, die eine Unordnung letzterer zur Folge hat. Der Verlauf der Abmagnetisierungskurve (siehe 3.4.1) ist ein Maß für die Stabilität der Magnetisierung. Die Wechselfeldanlage wurde am Zentralinstitut für Physik der Erde in Potsdam, der rotierende Probenhalter am Institut für Angewandte Geophysik in Brno gebaut.

3.4. Darstellung, Auswahl, Verarbeitung und Bewertung der Meßdaten

3.4.1. Die Abmagnetisierungskurve

In der Abmagnetisierungskurve wird die Abhängigkeit der Intensität der NRM von einem angelegten Wechselfeld dargestellt (Abb. 5). Ferner wird aus dem Diagramm das mittlere entmagnetisierende Feld (MDF) bestimmt, das als der Wert definiert ist, bei dem die Intensität der Magnetisierung nur noch 50 % ihres Ausgangswertes beträgt. Für den Fall einer Einkomponenten-Entmagnetisierung ist es ein Maß für die durchschnittliche Stabilität der Remanenzträger. Bei Anwesenheit sekundärer Magnetisierungen wird das MDF in Richtung der stärkeren verschoben (GOLLINSON 1983) und kann zur Identifizierung der einzelnen Komponenten nicht herangezogen werden.

Allgemeine Aussagen zum Koerzitivverhalten der magnetischen Teilchen trifft GIOVANOLI 1979 :

- H_C (Koerzitivfeldstärke) von Einbereichsteilchen (SD) $> H_C$ von Mehrbereichsteilchen für eine bestimmte Mineralart
- H_C von Hämatit - SD $> H_C$ von Magnetit - SD
- H_C von nadligem Magnetit (SD) $> H_C$ von isometrischem Magnetit (SD)

Vergleichbare Kurvenverläufe gestatten im allgemeinen die Annahme analoger Zusammensetzung magnetischer Kornfraktionen im lokalen und regionalen Maßstab. Signifikante Differenzen kennzeichnen Milieuunterschiede oder geben Hinweise auf die verschiedenen magnetischen Eigenschaften der Remanenzträger.

Die Ursachen für die relative Wirkungslosigkeit eines Wechselfeldes, wie sie Kurve 1 (Abb. 5) beschreibt, liegen in einer TRM oder CRM begründet, die entweder von Hämatit (BIQUAND u. PREVOT 1971) oder Magnetit in Form von Einbereichsteilchen ($< 0.05 \mu\text{m}$) getragen wird (STACEY u. BANERJEE 1974). Für Titanomagnetit führendes Material wurde eine Korrelation zwischen dem MDF und der reziproken Korngröße beobachtet (ADE-HALL u.a. 1973).

Der Anstieg der Kurve 2 nach einer anfänglichen Abmagnetisierung der NRM hängt mit dem Aufbau einer anhysteresen Magnetisierung (ARM) (NAGATA 1961) oder einer Rotationsmagnetisierung (RRM) (WILSON u. LOMAX 1972) zusammen. Die Ursachen hierfür sind entweder im apparativen Bereich, d.h. in der nur unvollständigen Kompensation des Erdmagnetfeldes bzw. einer zu langsam oder nur um eine oder zwei Achsen realisierten Rotation der Meßprobe oder in der physikalischen Nichteignung des magnetischen Minerals zu suchen.

Der in Kurve 3 dargestellte Verlauf deutet auf das Vorhandensein mindestens zweier magnetischer Komponenten hin, während in Kurve 4 die stetige Abnahme der Remanenz für ein Einkomponentensystem spricht (WEINREICH 1985).

Die Gründe für die in Kurve 5 auftretende Instabilität sind entweder das Fehlen genügend magnetischen Materials oder das Über- bzw. Unterschreiten kritischer Korngrößen; letzteres im Sinne superparamagnetischen Verhaltens nach CHEVALLIER 1951.

In Kenntnis der aufgeführten Fakten wurden für zwei Kerne (AB 11 und GdB 4978) Pilotprogramme gefahren, d.h., über das gesamte Profil wurde jeder Würfel stufenweise über die Stationen 5, 10, 20, 40 und 80 mT im Wechselfeld entmagnetisiert. Im Ergebnis wurde die Feldstärke festgelegt, die für alle Kerne zur Anwendung kommen sollte. Mit einem Wechselfeld von 20 mT

waren die magnetische Reinigung und der minimale Richtungswechsel (siehe 3.4.2) garantiert. Damit liegt der Wert im üblichen Bereich zwischen 10 und 25 mT.

3.4.2. Das D/I - Stereogramm

Grundanliegen der Abmagnetisierung von Gesteinsproben ist die Bestimmung der Richtung der zum Entstehungszeitpunkt oder im Zusammenhang mit postgenetischen Ereignissen (thermischer oder mineralogisch-chemischer Art) entstandenen Magnetisierung. Diese wird in Vektordiagrammen für die Stufen der Abmagnetisierung (Abb. 6) dargestellt. Wie die Abmagnetisierungskurven enthalten auch sie unterschiedliche Informationen über Charakteristika des untersuchten Materials, deren Kenntnis für die Auswahl und die Interpretation der Daten von grundsätzlicher Bedeutung ist. D wird im Uhrzeigersinn von $0 - 360^{\circ}$ und I von außen nach innen von $0 - 90^{\circ}$ aufgetragen.

Fall 1 repräsentiert eine extreme Richtungsstabilität, die nur dann mit einer Vorzugsrichtung gleichzusetzen ist, wenn wie in Kurve 4 (Abb. 5) die Intensität stetig abnimmt. Anderenfalls (Kurve 1) muß die Probe thermisch entmagnetisiert werden. Im Gegensatz dazu zeigt Fall 2 hohe Instabilität. Derartige Proben werden eliminiert. Die am Ende des Abmagnetisierungsprozesses zusammenliegenden Punkte des Falles 3 bilden einen „ stabilen Endpunkt " und sind mit einer repräsentativen Magnetisierungsrichtung gleichbedeutend. Aus dem Verlauf des Vektors im Fall 4, dessen Punkte alle auf einem Großkreis liegen, ist auf die Abmagnetisierung nur einer magnetischen Komponente zu schließen.

3.4.3. Das ZIJDERVELD - Stereogramm

Die Kenntnis der verschiedenen Magnetisierungen und ihrer Richtungen in einer Probe ist Grundvoraussetzung für die Interpretation der Daten. Sie ist aus den in den Abbn. 5 u. 6 dargestellten Diagrammen nur in manchen Fällen eindeutig zu gewinnen. Auf WILSON (1961) zurückgehend wurde von ZIJDERVELD 1967 eine Darstellungsvariante entwickelt (Abb. 7), bei der die Endpunkte des Magnetisierungsvektors auf zwei orthogonal

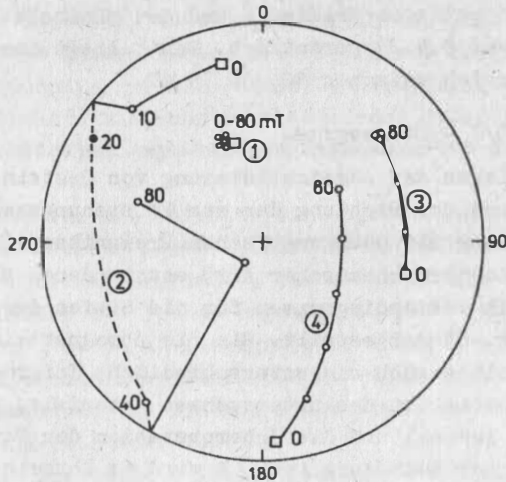


Abb. 6 D/I -Stereogramm mit charakteristischen Merkmalen, (0-80 mT)

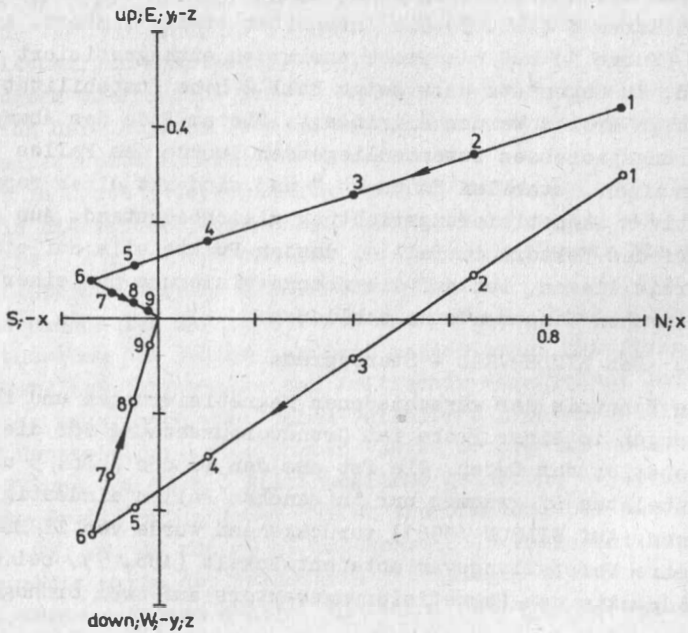


Abb. 7 ZIJDERVELD-Diagramm

zueinanderstehende Ebenen projiziert und in einem Diagramm aufgetragen werden (horizontal = ● = x-y-Ebene und vertikal = ○ = x-z- bzw. y-z-Ebene). Dabei können x, -x und y, -y auch als N, S, E und W beschrieben werden. Durch die Einteilung der Achsen in die gemessenen Intensitätseinheiten wird eine Kombination Richtungsänderung / Intensitätsänderung erzielt, die die Existenz unterschiedlicher Magnetisierungen sichtbar macht. Der Verlauf des Vektors bei der Abmagnetisierung nur einer Komponente muß im Diagramm eine Gerade beschreiben. Ein Wendepunkt zwischen zwei Geraden bedeutet die Eliminierung einer Komponente.

3.4.4. Die D- und I- Variationskurven

Die Ermittlung der Deklinations- und Inklinationskurven sowie deren Interpretation bilden den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit. Die Verfahrensweise zur magnetostratigraphischen Bearbeitung der Ostseesedimente ist im Flußdiagramm (Abb. 8) dargestellt und wurde in Anlehnung an die Erfahrungen über ähnliche Komplexuntersuchungen (C REER u.a. 1983 a; C REER u.a. 1983 b) modifiziert. Die kritische Auswahl von Material und Daten erfolgte auf der Grundlage nachstehend aufgeführter, aus der internationalen Literatur zusammengetragener und in eigenem Ermessen erweiterter Kriterien.

Die separate Darstellung der Komponenten D und I ist einerseits wegen der bereits erwähnten unterschiedlichen Qualität als Folge des Kerngewinnungsprozesses (C REER u.a. 1983 b), andererseits aufgrund des Fehlens der azimutalen Orientierung des Kernes und wegen des unterschiedlichen Verlaufs der Variationskurven von D und I empfehlenswert. In die Interpretation sollten mindestens zwei unabhängige und synchrone paläomagnetische Aufzeichnungen aus jedem Bereich des Untersuchungsgebietes gelangen. Sie müssen als Funktion der Tiefe oder der Zeit darstellbar sein. Lithostratigraphische und radiometrische Datierungen sind für die altersmäßige Einstufung und für die Ableitung von Akkumulationsraten unerlässlich. Diese Methoden garantieren zwar nicht die Verwendbarkeit der Aufzeichnungen, sie lassen aber für den Fall ihrer Nichtübereinstimmung auf

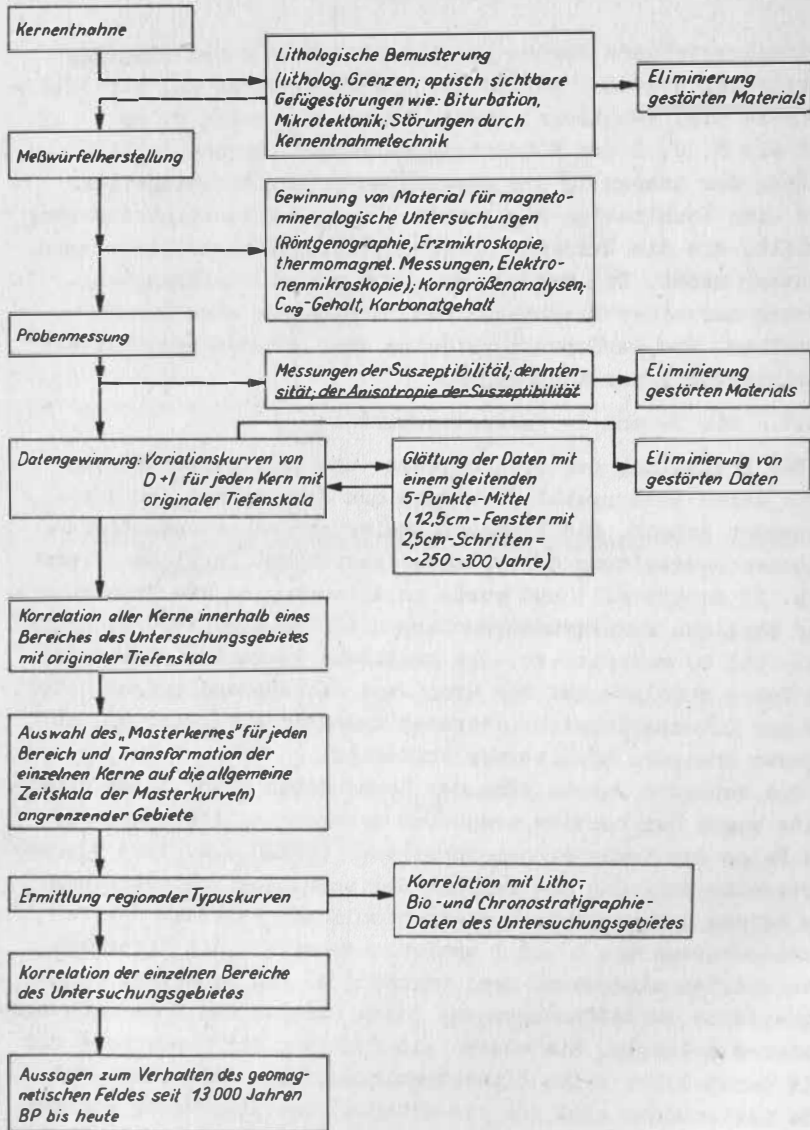


Abb. 8 Flußdiagramm für die Verfahrensweise magnetostratigraphischer Arbeiten in der Ostsee

Ursachen außerhalb des Einflusses des geomagnetischen Feldes schließen (BANERJEE u.a. 1979).

Die Beschränkung auf lithologische Gegebenheiten, die reale paläomagnetische Werte erwarten lassen, die Durchführung von Stabilitätstests im Labor und die vorbehaltlose Aussonderung von Daten, die nachweisbar durch Ablagerungsstörungen („bedding error“), postsedimentäre Bewegungen bzw. Verwitterungsprozesse verfälscht wurden, gelten als Voraussetzung im Quartärpaläomagnetismus (THOMPSON 1977).

Die von v. MONTFRANS 1971 angewendeten Kriterien zur Auswahl der Daten wurden teilweise übernommen und für das vorliegende Material ergänzt. Dies betrifft die Aussonderung aller Daten mit einem Winkel $> 60^\circ$ zwischen der NRM einer Probe vor und nach der partiellen Abmagnetisierung; mit einem Winkel $> 40^\circ$ zwischen den NRM-Richtungen zweier Proben derselben Tiefe nach der partiellen Abmagnetisierung und mit einem Verhältnis der Intensitäten der Magnetisierung

$$\frac{M_{20 \text{ mT}}}{M_{\text{NRM}}} < 0.25.$$

Darüber hinaus wurden alle Meßdaten ausgesondert, die sich in D um mehr als 60° und in I um mehr als 30° von der vorangehenden und/oder darauffolgenden Probe unterschieden. Um die Aufzeichnungen nicht lückenhaft werden zu lassen, wurde das Mittel zwischen dem vorangehenden und darauffolgenden Wert an Stelle des „Ausreißers“ aufgenommen. Bis auf wenige Ausnahmen (siehe 3.5) blieben diese Korrekturen unterhalb 5 %.

Der von KING 1955 diskutierte „Inklinationsfehler“, der durch die Ablagerung langgestreckter und in der Längsachse magnetisierter Mineralkörner entsteht und eine Verflachung der Inklinationswerte bis zu 20 % zur Folge haben kann, ist an Korngrößen gebunden, die über denen der untersuchten Sedimente liegen. Dies gilt auch für den „bedding error“, der durch das Rollen der Partikel in die Unebenheiten des Meeresbodens entstehen kann (REES 1964), und für die Einregelung in Bodenströmungen, von denen Teilchen 30 - 50 μm betroffen werden (GRANAR 1958). Das Auftreten des Inklinationsfehlers, welches in der Natur bislang sehr selten nachgewiesen werden konnte (TARLING 1983), wurde für Tiesesedimente allgemein (LØVLIE

u.a. 1972) und für die Ostsee speziell (ABRAHAMSEN 1980) für unwahrscheinlich gehalten. Der Vergleich vieler Inklinationskurven ergab, daß die oft beobachtete Abnahme der Werte nach unten die Aufzeichnung der geomagnetischen Verhältnisse widerspiegelt und nicht als Folge der Kompaktion zu betrachten ist (CREER 1974). Schließlich besteht die Möglichkeit der Verfälschung der I- Daten dadurch, daß bei zeitweiliger Austrocknung der Sedimente Gefügeänderungen erzeugt werden (BARTON u.a. 1980 a).

Die Deklination kann durch die Verdrehung des Kernes während des Stechvorganges bzw. Ausbringens aus dem Rohr stark verfälscht werden. Außerdem ist es möglich, daß der Kern in kleinere Stücke zerbricht, die gegeneinander verdreht werden und nach einem von LUND u.a. 1985 vorgeschlagenen Verfahren numerisch wieder angepaßt werden können.

Trotz Beachtung der aufgeführten Kriterien ist jeder Meßwert noch mit einer Reihe von Faktoren belastet (Inhomogenität des Materials, Fehler bei der Probengewinnung, Meßfehler usw.), die eine Streuung bewirken können, die das Erkennen eines Trends oder von Anomalien erschwert. Deshalb erwies es sich als erforderlich, die D- und I- Variationsaufzeichnungen zu glätten. Die Wahl der Methode wird vom Maß der angestrebten zeitlichen Auflösung bestimmt. Diese liegt angesichts eines Untersuchungszeitraumes von etwa 13000 Jahren mit 10^2 Jahren im Bereich der vom Nichtdipolfeld ausgelösten hoch- bis mittelfrequenten Säkularvariationen des geomagnetischen Frequenzspektrums nach BARTON (1983) (Abb. 74). Die Realität dieser Forderung wurde durch die Resultate von CREER u.a. (1975) aus den Sedimenten des Genfer Sees unterstrichen.

Die bis Anfang der 80er Jahre weltweit und zahlreich nachgewiesenen periodischen Oszillationen von D und I zwischen 1400 und 4000 Jahren, die regional nicht in jedem Falle korrelierbar waren, sind inzwischen in ihrer Existenz vielfach angezweifelt worden (TURNER u. THOMPSON 1981, 1982; CREER u.a. 1983 a) und haben ihren Wert als Korrelationsmarken weitestgehend verloren. Die von VEROSUB 1986 als 2. Generation paläo-

magnetischer Arbeiten bezeichneten Publikationen, zu denen außer den oben zitierten noch die von BANERJEE u.a. (1979), BARTON u.a. (1981) und TUCHOLKA (1980) zählen, gehen von einem nichtperiodischen aber charakteristischen Verlauf der Aufzeichnungen aus und sind bestrebt, unter Erhaltung der original gemessenen Richtungen während der gesamten Bearbeitung (CREER u.a. 1983 b) diese Charakteristika als Korrelationsmarken deutlich zu machen. Dies gelang in der Regel durch die Anwendung eines gleitenden 3- bis 5-Punkte-Mittels. Letzteres wurde auch in der vorliegenden Arbeit eingesetzt und bedeutet unter Annahme einer durchschnittlichen Akkumulationsrate von 0,4 mm/Jahr ein Fenster von etwa 300 Jahren.

3.4.5. Die Variationskurven der Intensität

Die Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung repräsentiert die Summe aller einem Gestein seit seiner Genese aufgeprägten Magnetisierungen und stellt aufgrund der großen Anzahl direkt oder indirekt auf deren Entstehung einwirkenden Faktoren den komplexesten Parameter im Gesteins- und Paläomagnetismus dar. Ihn beeinflussen die Intensität des jeweils wirksamen geomagnetischen Feldes, die qualitative und quantitative magneto-mineralogische Zusammensetzung, die Kornform und die Größe der Remanenzträger sowie deren Verteilung im Gestein. Der Erfolg, anhand der gemessenen Intensität rückwirkend Aussagen auf die genannten Faktoren zu machen, hängt im wesentlichen von den Möglichkeiten ab, ihren Wirkungsgrad zu ermitteln.

Bestimmungen der Intensität des Paläomagnetfeldes erfordern einen hohen apparativen und sehr komplizierten methodischen Aufwand und sind speziell bei der Bearbeitung von jungen Sedimenten und marinen Ablagerungen in vielen Fällen nicht gelungen (HARRISON 1966; CREER u.a. 1976 a; TURNER u. THOMPSON 1979). Positive Resultate sind nur im Falle eines lithologisch homogenen und durch möglichst nur eine Mineralfraktion gekennzeichneten Profils zu erwarten. Die Möglichkeiten, über die Bestimmung des KÖNIGSBERGER-Faktors Q zu Aussagen zu kommen, werden im Abschnitt 6.3.5. diskutiert.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen wird die Intensität der NRM in erster Linie herangezogen, um

- a) im Vergleich mit den gemessenen Suszeptibilitätswerten (Abschnitt 5.1) den Mineralbestand einzuschätzen,
- b) darauf aufbauend (wie ABRAHAMSEN 1980) lithologische Grenzen deutlich zu machen und eventuell zu korrelieren und
- c) im Vergleich mit anderen paläomagnetischen und petromagnetischen Parametern optisch nicht sichtbare Schichtlücken zu ermitteln (Abschnitt 3.5).

3.5. Die Auswertung der Daten der einzelnen Stechrohrkerne

Die für die Magnetostratigraphie ausschlaggebenden Daten der einzelnen Stechrohrkerne werden im folgenden in Tabellenform dargestellt.

Die Tiefenangaben in Spalte 1 beziehen sich auf den Meeresspiegel.

Die lithologische Beschreibung (Spalte 2) dokumentiert die Aufnahme des Sedimentprofils, wie sie makroskopisch durchgeführt wurde. Sie wird im Text ihrer Bedeutung für die Korrelation der Intensität und Suszeptibilität wegen untersetzt. Die verwendeten Abkürzungen entsprechen der von KOLP 1966 publizierten Nomenklatur (Tabelle 3).

Die in Spalte 3 eingetragenen Chronozonen nach MANGERUD (1974) entsprechen einer anhand der lithologischen Aufnahme getroffenen Einstufung der Sedimentfolge.

In Spalte 4 ist der Logarithmus der NRM dargestellt.

Die Inklinationen, die durch die Kopf-Krone-Orientierung richtig geeicht werden, sind in Spalte 5 aufgetragen. Sie werden auf der Basis eines gleitenden 5-Punkte-Mittels geglättet.

Letzteres gilt auch für die Deklination (Spalte 6), die allerdings wegen nicht erfolgter azimuthaler Orientierung Relativwerte aufweist.

Die in den Spalten 4 - 6 dargestellten Werte entsprechen der Abmagnetisierungsstufe von 20 mT.

Die kleinen griechischen Buchstaben an der Inklinations-

kurve und die kleinen lateinischen Buchstaben an der Deklinationkurve werden in ihrer zeitlichen Einstufung denen der britischen Referenzkurven (TURNER u. THOMPSON 1981, 1982) gleichgesetzt.

Zur Bearbeitung der Daten und graphischen Darstellung der Ergebnisse wurde ein Personalcomputer (PC 1715) eingesetzt. Die nötige Software wurde von G. ROTHER 1987 erarbeitet.

3.5.1. Der Kern MB ZIPE II/83 (Abb. 9)

Der mit dem kleinen Vibrationsstechrohr in der südlichen Mecklenburger Bucht gezogene Kern ist der im Untersuchungsgebiet am weitesten westlich gelegene. Über die Gesamtlänge von 411 cm wurden 152 Proben entnommen.

Lithologische Aufnahme (ROTHER)

- 22.20 m bis - 22.35 m Schlick, dunkelgrauoliv; Gasblasen
- 22.88 m Schlick, grauoliv, feingeschichtet; schwarze Flecken, Gasblasen, bei - 22.62 m Cyprina-Scherbe
- 24.25 m Schlick, hellgrauoliv, plastisch; Gasblasen und Schlufflinsen, bei - 23.49 m Pflanzendorn, darunter Molluskenreste
- 24.77 m Schlick, grauoliv, trocken; Mollusken- und Pflanzenreste
- 25.07 m Schlick, grauoliv, sehr trocken (leicht brechend); Molluskenreste
- 25.42 m Schlick, grauoliv, CaCO₂-haltig (zwischen 25.20 und 25.26 m starker Kalkgehalt); Mollusken- und Pflanzenreste
- 25.48 m Übergangszone zu grauem Feinsand
- 25.53 m Feinsand, hell- und dunkelgrau gebändert; humose Einlagerungen
- 25.57 m Feinsand, grau, stark CaCO₃ - haltig; Molluskenreste
- 25.72 m Feinsand, hellgrau, stark humos, stark CaCO₃ - haltig
- 25.79 m Torf mit grauem Feinsand, schwach CaCO₃ -haltig; Molluskenreste
- 25.95 m Feinsand, dunkelgraubraun, stark CaCO₃ -haltig; humose Anteile
- 26.00 m Kalkgyttja mit etwas Feinsand

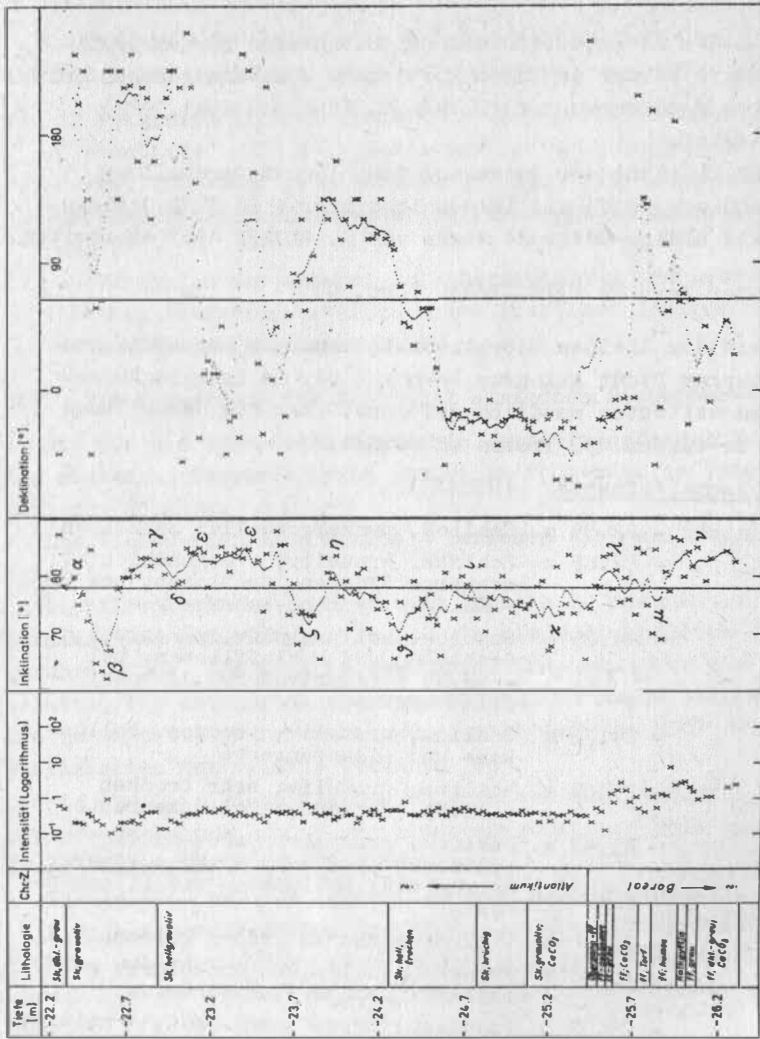


Abb. 9 MB ZIPEII/83

- 26.06 m Feinsand , hellgrau, stark CaCO_3 -haltig
- 26.31 m Feinsand, dunkelgrau, stark CaCO_3 -haltig; humose Anteile, Molluskenreste
(durch erschwerte Probenentnahme drei kleine Lücken).

Das Einsetzen des Schlicks wird mit dem Beginn des Atlantikums gleichgesetzt, wobei die untersten, schwach kalkhaltigen 20 cm Sediment dem Mastogloia - Meer zugeordnet werden können (LANGE 1984). Die unterhalb dieser Grenze durchteuften Sedimente repräsentieren das Boreal, ohne daß lithologisch die Grenze zum Präboreal festlegbar ist.

Die Intensität schwankt zwischen 0.1 und 7.25 nT , wobei die niedrigen Werte im oberen Meter des Schlicks und die höchsten im Feinsand zu finden sind. Im Trend nimmt die Intensität vom Hangenden zum Liegenden zu. Die Wechsel vom grauolivnen zum hellgrauolivnen Schlick sowie vom Schlick zum Feinsand sind als deutliche Intensitätssprünge aufgezeichnet.

Die Inklinationenwerte liegen im Mittel um weniger als 5° voneinander entfernt, sodaß die Interpolationskurve die Tendenz der Variation deutlich nachzeichnet. Demzufolge heben sich Maxima und Minima gut ab. Die Werte schwanken zwischen 62° und 86° und liegen mit ihrem Mittelwert von 77° gegenüber dem für das Untersuchungsgebiet zu erwartenden Wert des Internationalen Geomagnetischen Referenzfeldes (IGRF) von 1980 (NEVANLINNA u.a. 1983) um 7° zu hoch. Hierzu kann die Auslenkung des Kernrohrs aus dem Lot um einige Grad beigetragen haben. Eine Korrektur von „ Ausreißern " machte sich nur in drei Fällen als Folge von Gefügestörungen (Gasblasen, Molluskenreste) notwendig. Die Konsistenz der Probenwürfel (geringer Schrumpfungsgrad) gestattet es, die Daten der obersten Schichten ebenfalls zur Interpretation heranzuziehen.

Der Verlauf der Deklinationenwerte deutet darauf hin, daß der Kern während des hydraulischen Auspressens tordierte. Lediglich der als sehr trocken gekennzeichnete Schlick im unteren Bereich des Atlantikums wurde von dieser Verdrillung nicht erfaßt. Aufgrund dieses Befundes wurde von einer Korrek-

tur abseits liegender Werte abgesehen und die Deklinationskurve zur stratigraphischen Korrelation nicht herangezogen.

3.5.2. Der Kern MB ZIPE I/83 (Abb. 10)

Dieser Kern wurde mit dem kleinen Vibrationsstechrohr in der zentralen Mecklenburger Bucht gezogen. Bei einer Gesamtlänge von 397 cm war er bis 384 cm beprobbar. Die 150 Meßproben zeigen eine gute Konsistenz, sind auch im oberen Abschnitt kaum geschrumpft und liefern gut interpretierbare Werte. Die aus dunkelgrauem Feinsand bestehenden 14 cm des Liegenden des Kerns zerfielen vor der Probengewinnung.

Lithologische Aufnahme (ROTHER)

- 24.80 bis - 25.15 m Schlick, dunkelgrauoliv; im unteren Teil helle Flecken, Fischreste
- 28.11 m Schlick, grauoliv; Flecken mit wechselndem tonigen bzw. schluffigen Gehalt; Molluskenreste
- 28.22 m Torfgyttja, braun mit oliven Flecken; CaCO₃ haltig
- 28.26 m Gyttja, hellgraubraun mit oliven Flecken
- 28.29 m Feinsand, hell; viel organogene Substanz
- 28.34 m Gyttja, hellgraubraun; stark CaCO₃ -haltig
- 28.64 m Schluff, dunkelgraubraun; im oberen Teil helle Feinsandlinsen; im unteren Teil glimmerhaltig
- 28.77 m Feinsand, wechselnd hell- und dunkelgrau; stark CaCO₃ -haltig
(durch schnelles Trocknen zerfallen).

Der Übergang vom Schlick zur Torfgyttja repräsentiert die Boreal/Atlantikum-Grenze. Die untere Begrenzung des Boreals ist lithologisch hier nicht nachweisbar.

Die Intensitätswerte schwanken zwischen 0,2 und 2,8 nT. Die niedrigsten Werte können dem dunkelgrauoliv Schlick im Hangenden des Profils und die höchsten gleichermaßen der Gyttja und dem Feinsand im Liegenden zugeschrieben werden. Die in der lithologischen Säule der Abb. 10 dargestellten Grenzen werden nahezu alle durch gut sichtbare Intensitätssprünge

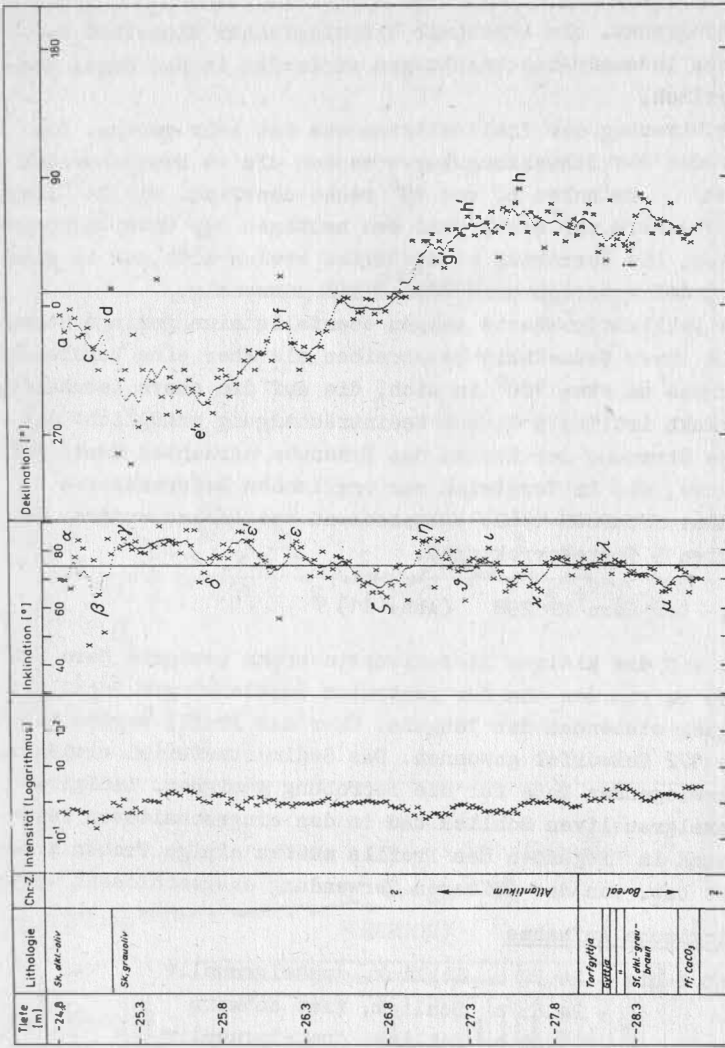


Abb.10 MB ZIPEI/83

nachgezeichnet. Die innerhalb lithologischer Einheiten vorhandenen Intensitätsschwankungen verlaufen in der Regel kontinuierlich.

Die Streuung der Inklinationenwerte ist sehr gering. Die Amplituden der Schwankungskurve machen die zu bezeichnenden Extrema zwischen 60° und 85° recht deutlich. Mit 74° liegt der Mittelwert nur wenig über dem heutigen des Untersuchungsgebietes. Die Korrektur eines Wertes erwies sich nur in einem Falle (deformierter Meßwürfel) als notwendig.

Die Deklinationswerte zeigen ebenfalls eine geringe Streuung. In ihrer Gesamtheit beschreiben sie aber eine Verdrehung des Kernes um etwa 180° in sich, die auf die obere Kernhälfte beschränkt ist. Trotz dieser Beeinträchtigung ermöglicht die geringe Streuung der Proben das Erkennen markanter Peaks auf der Kurve, die im Vergleich zur englischen Referenzkurve (TURNERu. THOMPSON 1982) entsprechend bezeichnet wurden. Es erfolgten 5 Wertekorrekturen.

3.5.3. Der Kern MB 298 (Abb. 11)

Der mit dem kleinen Vibrationsstechrohr gezogene Kern ist mit 436 cm von den aus der zentralen Mecklenburger Bucht zur Verfügung stehenden der längste. Über das Profil wurden insgesamt 172 Meßwürfel gewonnen. Das Sedimentmaterial erwies sich im überwiegenden Maße für die Beprobung geeignet. Lediglich im dunkelgrauoliv Schlick und in den eingeschalteten Feinsandlagen im Liegenden des Profils mußten einige Proben korrigiert bzw. von der weiteren Verwendung ausgeschlossen werden.

Lithologische Aufnahme (ROTHER)

- | | | |
|---------------|-----------|---|
| - 24.60 m bis | - 24.77 m | Schlick, dunkelgrauoliv |
| | - 24.85 m | Schlick, fast schwarz |
| | - 25.04 m | Schlick, dunkelgrauoliv |
| | - 26.82 m | Schlick, grauoliv, weichplastisch, feingeschichtet; linsenförmige Schluffeinlagerungen; Gasblasen; Molluskenreste |
| | - 27.40 m | Schluff, dunkelgrau mit schwarzen Flecken; anfangs mit Gasblasen |

- 27.55 m Schluff, dunkelgrau, homogen
- 27.74 m Schluff, grau, glimmerhaltig
- 27.76 m Feinsand
- 27.97 m Feinsand, gebändert
- 28.08 m Ton, hellgrau; in den oberen Lagen mit Gesteinsbrocken bis zu cm-Größe; im unteren Teil Feinsandlagen
- 28.19 m Ton, hellgrau; dunkle Flecken
- 28.35 m Ton, hellgrau; Feinsandlagen, von oben nach unten anzahlmäßig abnehmend
- 28.42 m Ton, hellgrau, homogen
- 28.50 m Ton, hellgrau; sehr viele Feinsandlagen
- 28.54 m Ton, hellgrau; Feinsandgehalt dispers
- 28.61 m Ton, hellgrau; Pflanzenreste
- 28.66 m Ton, hellgrau; Feinsandgehalt dispers
- 28.80 m Ton, grau-rosa; dunkle Flecken
- 28.95 m Geschiebemergel

Die Schlick/Schluff - Grenze kann als Übergang vom Atlantikum zum Boreal betrachtet werden. Die Grenze zwischen Präboreal und Boreal ist lithologisch nicht auszuhalten, während die untere Grenze des Präboreals durch die Feinsandlage unter dem Schluff angezeigt werden dürfte. Die Ton/Feinsand - Wechsellagerungen sind im oberen Teil sicherlich der Jüngerer Dryas zuzuordnen, ohne daß ihre untere Grenze exakt festgelegt werden kann. Der „ rosa " - Ton wird dem Stadium der lokalen Eisrandstauseen zugeschrieben. Der Geschiebemergel repräsentiert die Ablagerungen der Ältesten Dryas oder noch älterer Zeiträume.

Die Intensitätswerte schwanken von 0.02 nT im Schlick bis zu 170 nT im Geschiebemergel. Sie nehmen , vergleichbar mit allen anderen Profilen, zum Liegenden hin zu. Die Grenzen vom Schlick zum Schluff, vom Schluff zur Ton/Feinsand-Wechsellagerung, von dieser zum rosa Ton und von letzterem zum Geschiebemergel sind als deutliche Intensitätssprünge auszuhalten.

Aufgrund der geringen Streubreite der Inklinationenwerte ist es keine Schwierigkeit, in der Variationskurve die Oszillationsmaxima zu kennzeichnen. Dies gilt ohne Einschränkung bis

zum Punkt μ . Darunter folgt eine durch nichtbeprobbares Material bedingte Lücke, in der möglicherweise die Marke ν liegt. Die in der Jüngerer Dryas und den danach folgenden Chronozonen liegenden Peaks sind nicht in allen Fällen eindeutig zu erkennen. Die in ihrem lithologischen Charakter rasch wechselnde Sedimentfolge dieses Abschnitts deutet auf Sedimentationspausen bzw. auf unterschiedliche Akkumulationsraten hin, die ihrerseits einer ungestörten Variationsaufzeichnung entgegenstehen. Die Inklination bewegt sich im wesentlichen zwischen 50° und maximal 85° und entspricht mit ihrem Mittelwert von 71° nahezu dem des gegenwärtigen Dipols im Untersuchungsgebiet. Nur in drei Fällen mußten wegen Gefügestörungen Werte korrigiert werden.

In den oberen 2 m sind als Folge einer Verdrehung des Kerns die Deklinationswerte wiederum nicht zu stratigraphisch-korrelativen Zwecken heranzuziehen. Lediglich 1.5 m im mittleren Bereich des Profils zeigen den normalen Verlauf und lassen zwei Peaks erkennen.

3.5.4. Der Kern MB 249 (Abb. 12)

Der Kern wurde mit dem kleinen Vibrationsstechrohr in der zentralen Mecklenburger Bucht gezogen. Über die Gesamtlänge von 415 cm wurden 167 Würfel gewonnen. Der überwiegende Teil des Materials ist für die Probenherstellung gut geeignet. Die Würfel der oberen 30 cm unterlagen wegen des hohen Wassergehaltes des Schlicks in diesem Bereich auch nach der Härtung einer so großen Schrumpfung, daß die Werte nicht verwendbar sind.

Lithologische Aufnahme (ROTHER)

- 25.20 m bis - 27.87 m Schlick, grauoliv; geringer Feinsandgehalt; in den unteren 10 cm dunkle Flecken; Molluskenreste
- 27.97 m Übergangszone zu bräunlich-grünlichem Schluff
- 28.07 m Wechsellagerung zwischen bräunlichem und grünlichem Schluff
- 28.34 m Schluff, bräunlich; im Liegenden glimmerhaltig

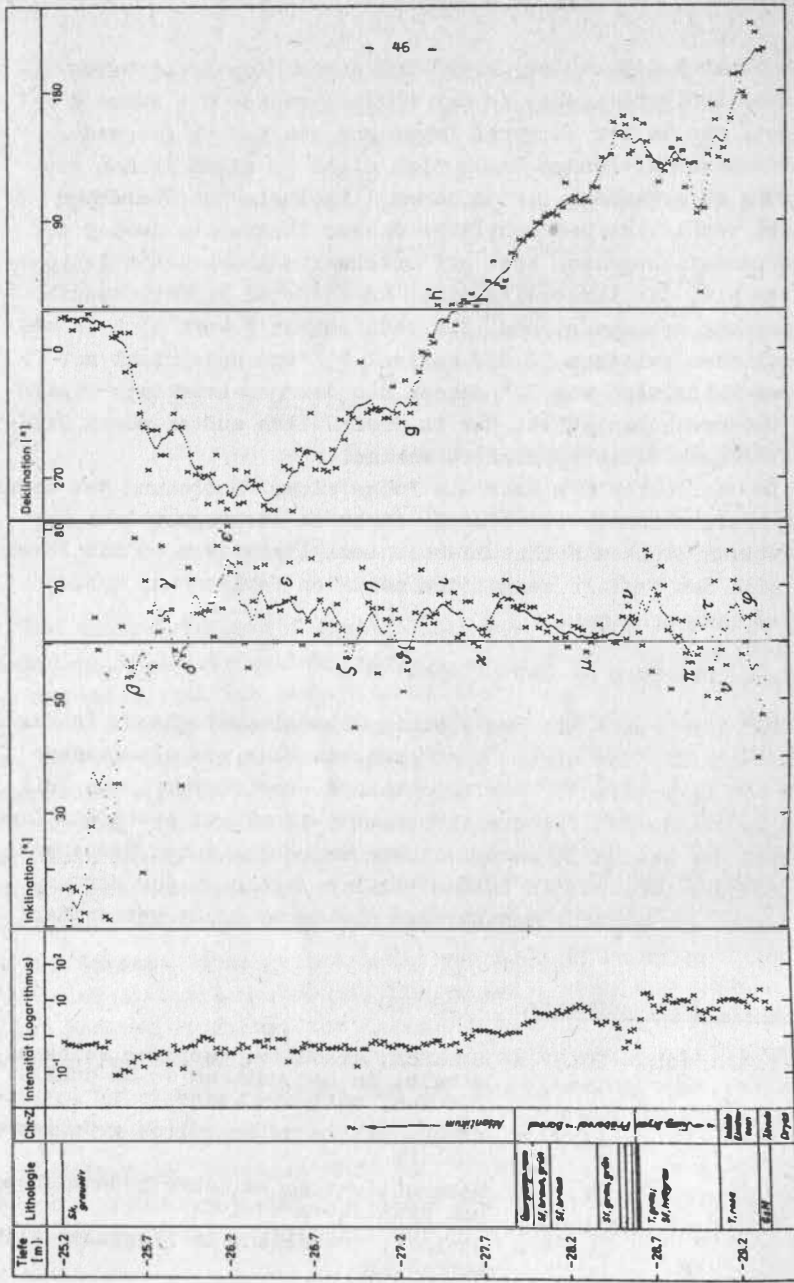


Abb.12 MB 249

- 28.46 m Schluff, grünlich-grau, glimmerhaltig; dunkle Flecken
- 28.50 m Schluff, grünlich-grau; gelbliche sandige Lagen
- 28.54 m Schluff, grünlich-grau; dunkle sandige Lagen
- 28.57 m Schluff, grau, glimmerhaltig; Feinsandlinsen
- 28.59 m Feinsand, hellgrau
- 29.05 m Wechsellagerung von grauem Ton mit hellgrauem Schluff
- 29.28 m Ton, zart-rosa, bräunlich, grau
- 29.35 m Geschiebemergel

Folgende lithologisch sichtbare Grenzen sind stratigraphischen Grenzen gleichzusetzen:

die Schlick/Schluff-Grenze entspricht dem Atlantikum/Boreal-Übergang; die 2 cm hellgrauer Feinsand bilden die Grenzschicht zwischen dem Präboreal und der Jüngeren Dryas; der zart-rosa Ton entspricht dem Stadium lokaler Eisrandstauseen und der Geschiebemergel stammt aus der Weichseleiszeit. Die Grenzen innerhalb der spätweichseleiszeitlichen Folge und zwischen dem Präboreal und Boreal sind lithologisch nicht zu bestimmen.

Die Inklinationenwerte sind wegen der bereits erwähnten Eliminierung des oberen Kernmaterials erst ab Zentimeter 30 zu verwenden. Danach liegt ihre Schwankungsbreite zwischen 55 und 80°. Sie zeichnen eine Variationskurve mit deutlichen Extrema. Diese entsprechen bis zum Punkt V dem normalen Verlauf. Darunter läßt, vermutlich durch Sedimentationslücken und Akkumulationsschwankungen, die Auflösung merklich nach. Der Mittelwert von 60° liegt wegen der in das Rechenprogramm mit einbezogenen Daten der oberen 30 cm um 10° zu niedrig. Insgesamt wurden drei Werte korrigiert.

Trotz geringer Streuung sind die Deklinationswerte einer Kernverdrehung wegen nicht zu verwenden.

3.5.5. Der Kern AB 11 (Abb. 13)

Dieser Kern wurde als erster des beschriebenen Untersuchungsprogramms am Westrand des Arkonabeckens mit Hilfe des großen

Vibrationsstechrohrs(VKG - 9) am 24. Juni 1982 gezogen. Er diente in vieler Hinsicht als Pilotmeßobjekt, weswegen aus jedem Tiefenniveau zwei Meßwürfel (auf einer Länge von 535 cm insgesamt zweimal .206) gewonnen wurden. Das Material eignete sich bis auf die obersten 10 cm Schlick sehr gut zur Probenherstellung.

Lithologische Aufnahme (BLAŽČIŠIN)

- 43.80 m bis - 43.95 m Schlick, schwarzgrau
- 46.20 m Schlick, olivfarben, feingeschichtet; Gasblasen; dunkle Flecken
- 46.29 m Schlick, dunkelgrau; helle Flecken
- 46.34 m Schlick, graubraun; Toneinschlüsse; organischer Detritus
- 46.44 m Gyttja, graubraun; an der Basis sandig, viel Glimmer
- 46.50 m Gyttja, graubraun
- 46.68 m Ton, blaugrau, schluffig; einzelne Schluffschichten
- 46.78 m Feinschluff, graubraun, humos
- 46.90 m Torfgyttja, braun
- 47.15 m Torf - Gyttja - Wechsellagerung
- 47.48 m Gyttja, graubraun; dunkle Flecken
- 47.51 m Schluff, grob
- 47.64 m Ton, blaugrau, schluffig, gebändert
- 47.78 m Ton, blaugrau ; Schluffanteile dispers
- 47.84 m Ton, dunkelgrau; Hydrotroilit-Flecken
- 47.91 m Ton - Schluff - Bänder; Hydrotroilit
- 48.20 m Ton - Schluff - Bänder
- 48.77 m Schluff, grau, homogen
- 49.15 m Ton, braun, gebändert

Der Schlick des Atlantikums wird im Liegenden durch die Gyttja des Boreals begrenzt. Die Grenze zum Präboreal ist hypothetisch. Die Jüngere Dryas wird durch Schluff, der sehr schnell in Ton übergeht, eingeleitet. Ihre Begrenzung nach unten ist lithologisch nicht faßbar. Der rosa Ton repräsentiert das Stadium der lokalen Eisrandstauseen.

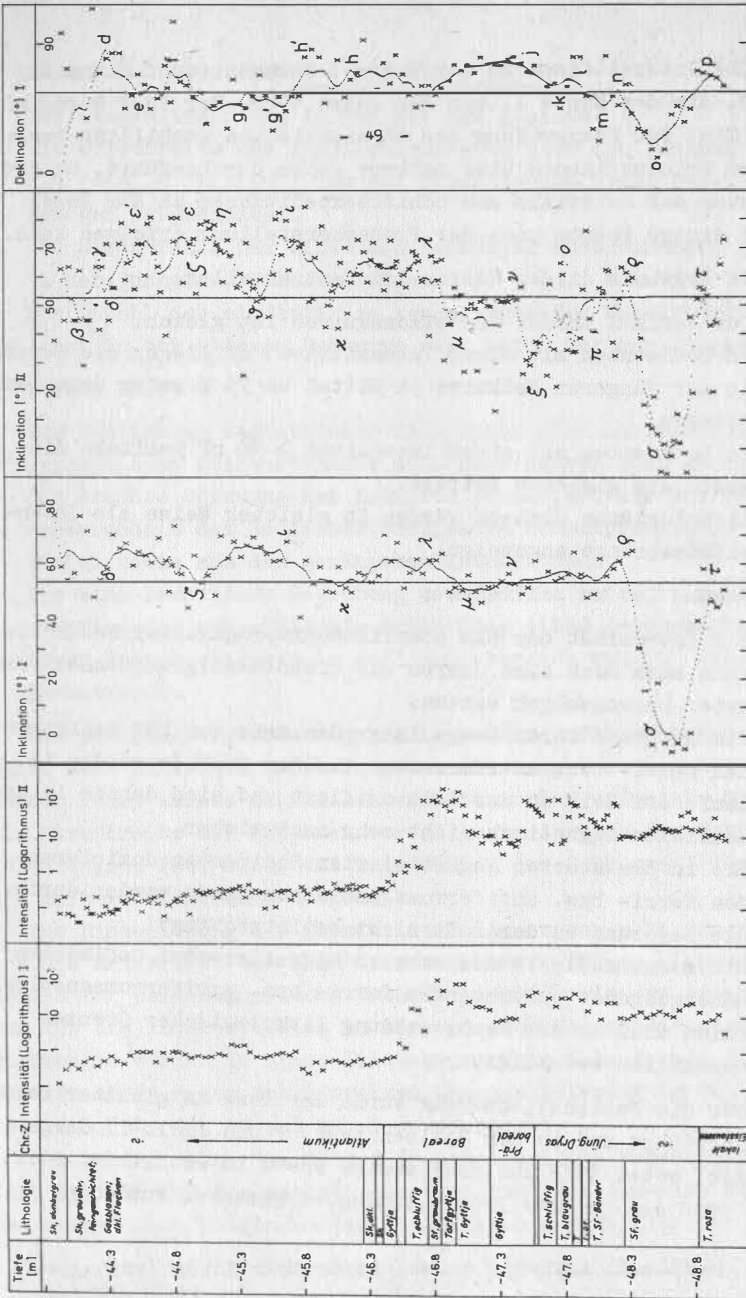


Abb.13 AB 11

Die Intensitätswerte der Kurve I stammen von den Messungen 1982, die der Kurve II aus dem Jahre 1986. Der Test wurde mit dem Ziel der Überprüfung der physikalischen Stabilität gehärteter Weichsedimente über mehrere Jahre durchgeführt, da die Messung des Materials aus Schiffsexpeditionen in der Regel erst einige Monate nach der Probenherstellung erfolgen kann.

Im Ergebnis dieses Testes ist festzustellen:

- Der Verlauf beider Variationskurven ist gleich.
- In Sedimenten mit einer Intensität < 1 nT liegen die Beträge in der jüngeren Meßkurve im Mittel um 75 % unter denen der älteren.
- In Sedimenten mit einer Intensität > 10 nT besitzen die Werte die gleichen Beträge.
- Lithologische Grenzen werden in gleicher Weise als Intensitätssprünge angezeigt.

Daraus ist zu schließen :

- Die Intensität der NRM oberflächenimprägnierter Sedimente kann auch noch nach Jahren als lithostratigraphischer Parameter herangezogen werden.
- Die aufgrund ihrer Menge in großem Maße zur NRM beitragenden ferri- bzw. antiferromagnetischen Sulfide werden im Laufe der Zeit an der Luft oxidiert und sind danach in den Schlickern magnetisch nicht mehr nachweisbar.
- Die in den stärker magnetisierten Sedimenten dominierenden ferri- bzw. antiferromagnetischen Oxide werden durch die Lagerung an der Luft nicht beeinträchtigt.
- Die mengenmäßig in den schwach magnetisierten Sedimenten untergeordnet auftretenden ferri- bzw. antiferromagnetischen Oxide sind an der Nachzeichnung lithologischer Grenzen wesentlich beteiligt.

Für die Inklinationswerte wurde der Test in gleicher Weise durchgeführt und in den Spalten Inkl. I und Inkl. II dargestellt, wobei 1982 nur jede zweite Probe im Profil (1..3..5..) und 1986 das gesamte Profil lückenlos gemessen wurden.

Im Ergebnis des Testes ist festzustellen :

- Der Generaltrend der Kurven ist der gleiche.
- Die Streubreite der Inklinationenwerte über das gesamte Profil (von -5° bis 80°) ist auf verschiedene Tiefenbereiche bezogen vergleichbar.
- Die Streubreite der einzelnen Meßwürfel untereinander ist in der jüngeren Meßkurve größer.
- Die Anzahl der eindeutig zu kennzeichnenden Umkehrpunkte liegt in der älteren Meßkurve weit unter der der jüngeren.

Daraus folgt :

- Zur Bestimmung magnetischer Richtungen sind oberflächenimprägnierte Weichsedimente auch nach Jahren noch geeignet.
- Die erhöhte Streuung der Meßwerte resultiert aus dem vom Wassergehalt des Sediments bestimmten Schrumpfungsgrad der Würfel sowie aus den geringeren Intensitäten.
- Nur eine lückenlose Beprobung des Profils kann die vollständige und unverfälschte Ermittlung einer geomagnetischen Variationskurve im Auflösungsbereich von 10^2 Jahren garantieren.

Die Deklinationswerte ergeben in beiden Aufzeichnungen einen sehr ähnlichen Verlauf, wobei die Anzahl zu kennzeichnender Peaks keinen signifikanten Unterschied aufweist. Da die Streubreite der Meßdaten vor allem im Bereich des Schlicks relativ groß ist, wurde die Darstellung der Meßkurve I für die weitere Verwendung ausgewählt.

Zur Einschätzung der physikalisch-magnetischen Eigenschaften des Materials, das heißt zur Bestimmung seines Eignungsgrades für paläomagnetische Untersuchungen sowie zur Auswahl der für die Interpretation zu verwendenden Magnetisierungsrichtungen wurden in einem Pilotmeßprogramm alle Proben des Profils AB 11 einer schrittweisen Abmagnetisierung im Wechselfeld (5, 10, 20, 40 und 80 mT) unterzogen.

Die in den Abbn. 14, 15 und 16 dargestellten Ergebnisse sind typisch für das magnetische Verhalten des gesamten Kerns und wurden nach folgenden Gesichtspunkten ausgewählt :

- sedimentologisch unterschiedliches Material (Schlick, Schluff, Ton) ;

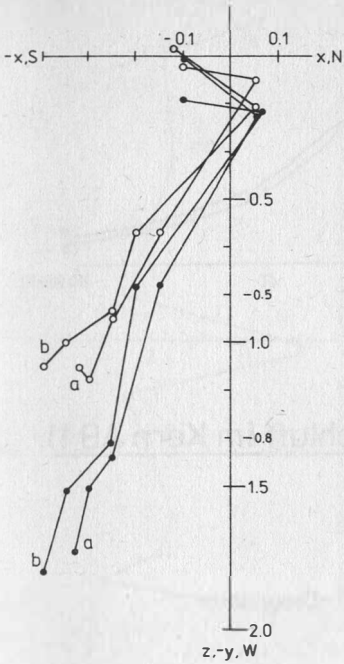
- Material sehr unterschiedlicher magnetischer Intensität;
- Profilabschnitte mit anomal vom Mittelwert abweichenden Magnetisierungsrichtungen (Schluff) und
- einzelne vom Mittelwert stark abweichende Proben („ Ausreißer “).

Die Abmagnetisierungskurven zeigen in allen Fällen vergleichbaren Verlauf mit einem mittleren entmagnetisierenden Feld zwischen 20 und 25 mT. Dies entspricht im sedimentären Bereich einem sehr guten Stabilitätsgrad. Die analogen Kurvenverläufe lassen auch auf analoges magnetisches Mineralinventar schließen.

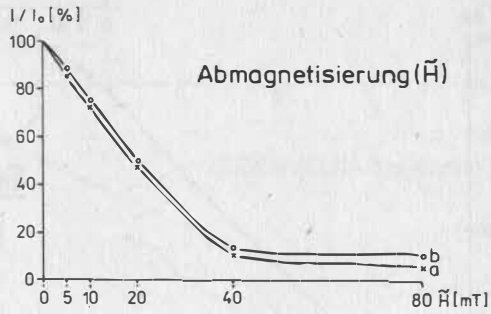
Die D/I - Stereogramme weisen die Richtungsstabilität des Materials in den meisten Fällen bis zur Abmagnetisierungsstufe von 40 mT, manchmal bis 80 mT aus. Da in einigen Fällen bereits bei 40 mT eine signifikante Richtungsänderung auftrat (Abb.16) und die Werte der Abmagnetisierungsstufe von 20 mT im allgemeinen die geringste Streubreite der Richtungen zeigten, wurde diese Stufe für das gesamte Ostseematerial zur Abmagnetisierung festgelegt.

Die Interpretation der ZIJDERVELD-Diagramme rechtfertigt diese Festlegung, da aus dem auf den O-Punkt gerichteten Verlauf der Kurven auf ein magnetisches Einkomponentensystem zu schließen ist. Die Umkehr der Richtungen im Bereich zwischen 40 und 80 mT (Abbn. 14 a und 16 a) läßt darauf schließen, daß nach der völligen Abmagnetisierung eine neue, durch das Erdmagnetfeld induzierte viskose (auf dem Weg der Probe zwischen Meßgerät und Entmagnetisierungsanlage) oder anhysterese (durch nur unvollständige Kompensation des Erdmagnetfeldes während des Abmagnetisierungsvorganges) Magnetisierung gebildet wurde, die nicht mit der Bildung der primären NRM in Zusammenhang zu bringen ist.

Jeweils die Kurven a der Abb. 16 stellen das magnetische Verhalten eines „ Ausreißers “ dar, dessen anomale Werte nicht vordergründig durch strukturelle Deformation oder räumliche Verstellung zustande kommen. Letzteres könnte bei alleiniger Betrachtung des D/I-Stereogramms durchaus angenommen werden. Die Abmagnetisierungskurve deutet durch ihren unruhigen Ver-



Schlick im Kern AB11



ZIJDERVELD-Diagramm

D/I-Stereogramm

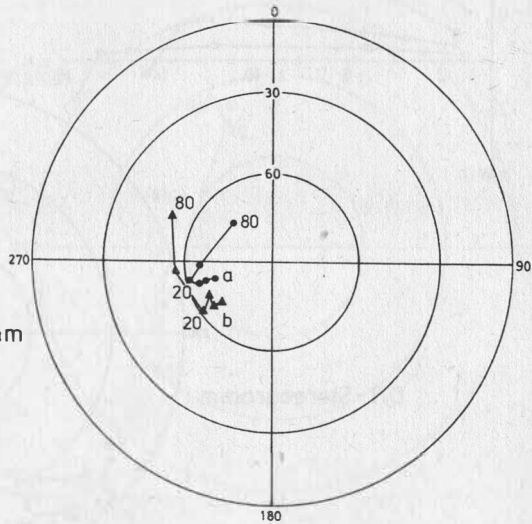
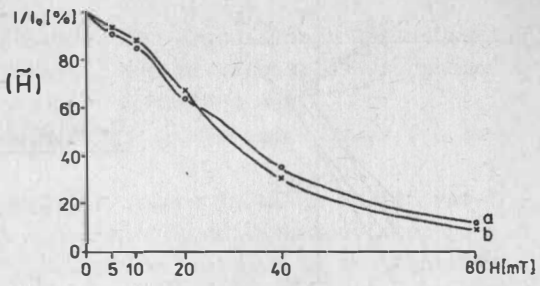


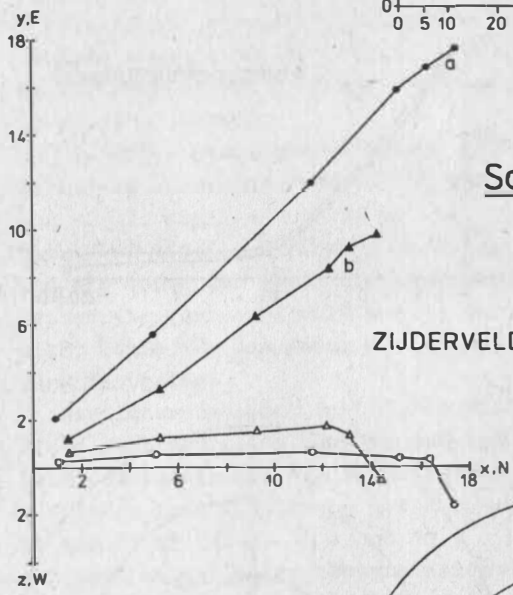
Abb. 14

Abmagnetisierung (\vec{H})



Schluff im Kern AB 11

ZIJDERVELD-Diagramm



D/I - Stereogramm

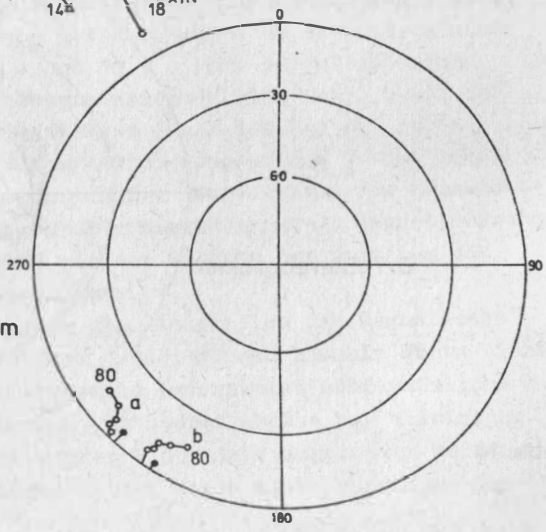
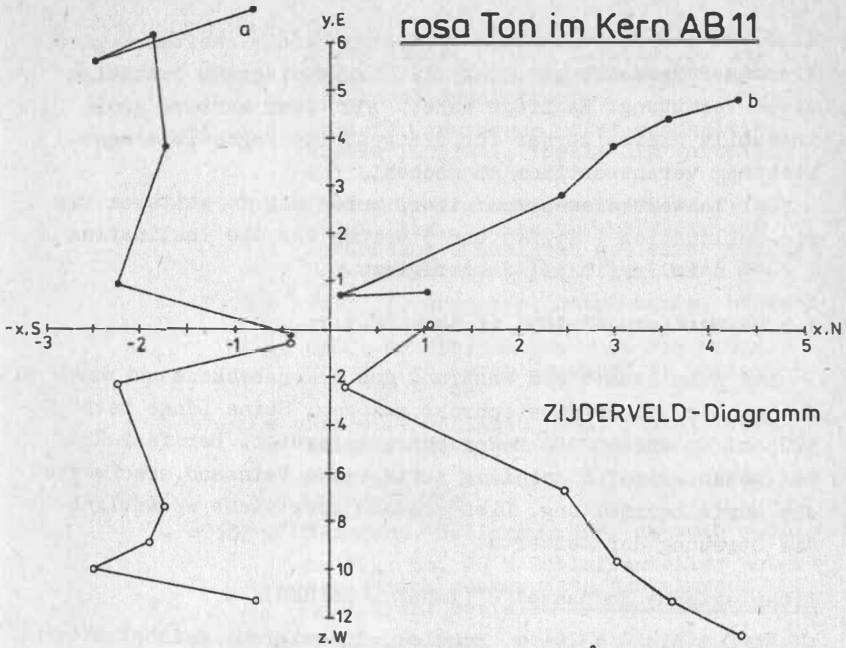
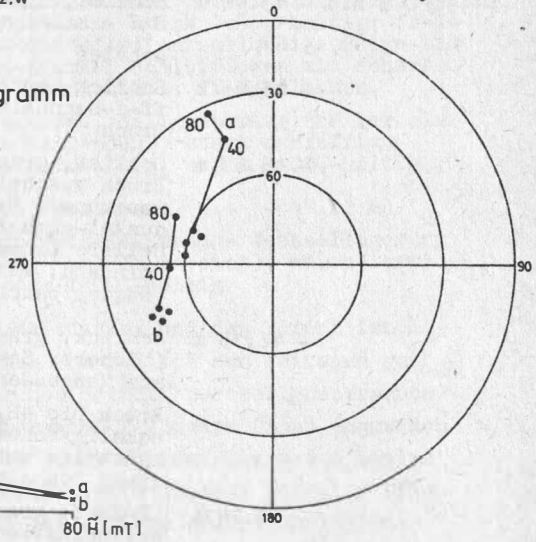


Abb. 15

rosa Ton im Kern AB11



D/I-Stereogramm



Abmagnetisierung (\tilde{H})

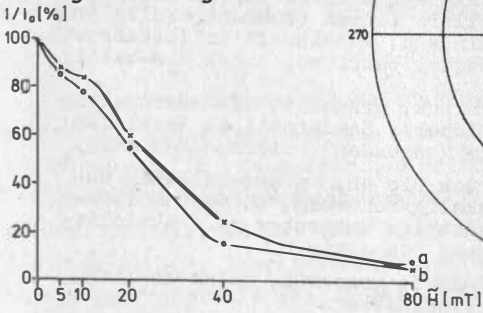


Abb. 16

lauf auf das Vorhandensein mindestens einer zweiten Magnetisierungs-komponente hin. Das ZIJDERVELD-Diagramm bestätigt diese Vermutung. Es liegt nahe, ein oder mehrere große instabile Mineralkörner für die gestörte Magnetisierungsrichtung verantwortlich zu machen.

Der Meßwert dieses Ausreißers wurde mit 14 weiteren für die Deklination (6.7%) und 5 Werten für die Inklination (2.4%) im Profil AB 11 korrigiert.

3.5.6. Der Kern AB 1056 (Abb. 17)

Der Kern stammt vom Westrand des Arkonabeckens und wurde mit dem großen Vibrationsstechrohr gezogen. Seine Länge beträgt 522 cm. Es wurden 186 Meßproben angefertigt. Der fast über das gesamte Profil anteilig auftretende Feinsand erschwerte die Würfelherstellung. Dies erhöhte aber nicht wesentlich die Streuung der Meßwerte.

Lithologische Aufnahme (LANGE , ROTHER)

- 43.20 m bis - 43.46 m Schlick, dunkelgrau, weichplastisch; H₂S - haltig; vereinzelt Muschel-schalen
- 43.65 m Schlick, dunkelgrauoliv, plastisch, ff-f-sandhaltig; unregelmäßig lagiger Bruch
- 45.60 m Schlick, grauoliv, ff-sandhaltig; Bruch muscheliger-scherbig (Feinsand-maserung); Wechsellagerung hell-/dunkel-grauoliver Lagen; ab 45.90 m hellere Linsen (schichtparallel) von Feinsand; vereinzelt Molluskenreste (*Macoma baltica*); stark H₂S-haltig
- 46.13 m Schlick, grauoliv, ff-f-sandhaltig (höherer Sandanteil im Vergleich zum Hangenden); stark H₂S-haltig; Bruch bis 46.0 m unregelmäßig muscheliger/scherbig, ab 46.0 m feinschichtartig; unterster cm dunkeloliv-grau, tonhaltig
- 46.24 m ff-Sand, grauoliv, glimmerhaltig, weichplastisch
- 46.27 m Schluff, grauoliv, tonig; schwach f-sandhaltig; glänzend; dispers

- 46.47 m Schluff, graubraun; Feinsandanteile; stark humos; humose Partikel im mm-Bereich in Lagen angereichert; Wurzelfäden; Stengelreste
- 46.60 m Schluff, graubraun, ff-f-sandhaltig; humose Partikel, regelmäßig verteilt; feinblättriger Bruch
- 46.95 m Schluff, graubraun, schwach ff-f-sandhaltig, tonig; unregelmäßig zur Schichtung dunkelgrau gefleckt; starker H₂S-Gehalt; grobblättriger Bruch
- 47.16 m Schluff, graugrün, stark tonig, schwach ff-f-sandhaltig, plastisch; starker CaCO₃-Gehalt; untere 3 cm von dunkelgrauen Schlieren durchsetzt; unregelmäßiger Bruch
- 47.30 m Schluff, hellgraubraun, tonig, ff-f-sandhaltig, stark CaCO₃-haltig; im oberen Teil dunkle Schlieren; zerfällt unregelmäßig
- 47.83 m Feinsand, hellgraubraun, schwach CaCO₃-haltig; ca. 20 % Schluffanteile; unterschiedlich ausgeprägte dunkelgraue Schlieren; zerfällt unregelmäßig
- 48.22 m Ton, graubraun, stark schluffig, weichplastisch, stark CaCO₃-haltig; ff-f-Sandanteile; unregelmäßige Folge bis cm-starker Schlufflagen mit höherem Feinsandanteil; ff-Sandlinsen
- 48.24 m Feinsand, hellgraubraun (heller als im Hangenden), stark schluffig, glimmerhaltig, stark CaCO₃-haltig
- 48.32 m Ton, graubraun (wie - 48.22 m)
- 48.42 m Ton / ff-Feinsand - Wechsellagerung (mm- bis cm-Bereich), weichplastisch, stark CaCO₃-haltig

Die Grenze zwischen dem Atlantikum und dem Boreal ist lithologisch durch den Übergang vom Schlick zum Feinsand gut zu erkennen. Die vom graugrünen Schluff zum hellgraubraunen Feinsand kann als Grenze Präboreal / Jüngere Dryas angesehen werden. Der Einsatz des rosa Tones repräsentiert den Beginn des Stadiums der Eisrandstauseen. Die Grenzen Boreal / Präboreal und unterhalb der Jüngeren Dryas sind lithologisch nicht sichtbar.

Die Intensitätswerte, die mit 0.08 nT im Schlick ihr

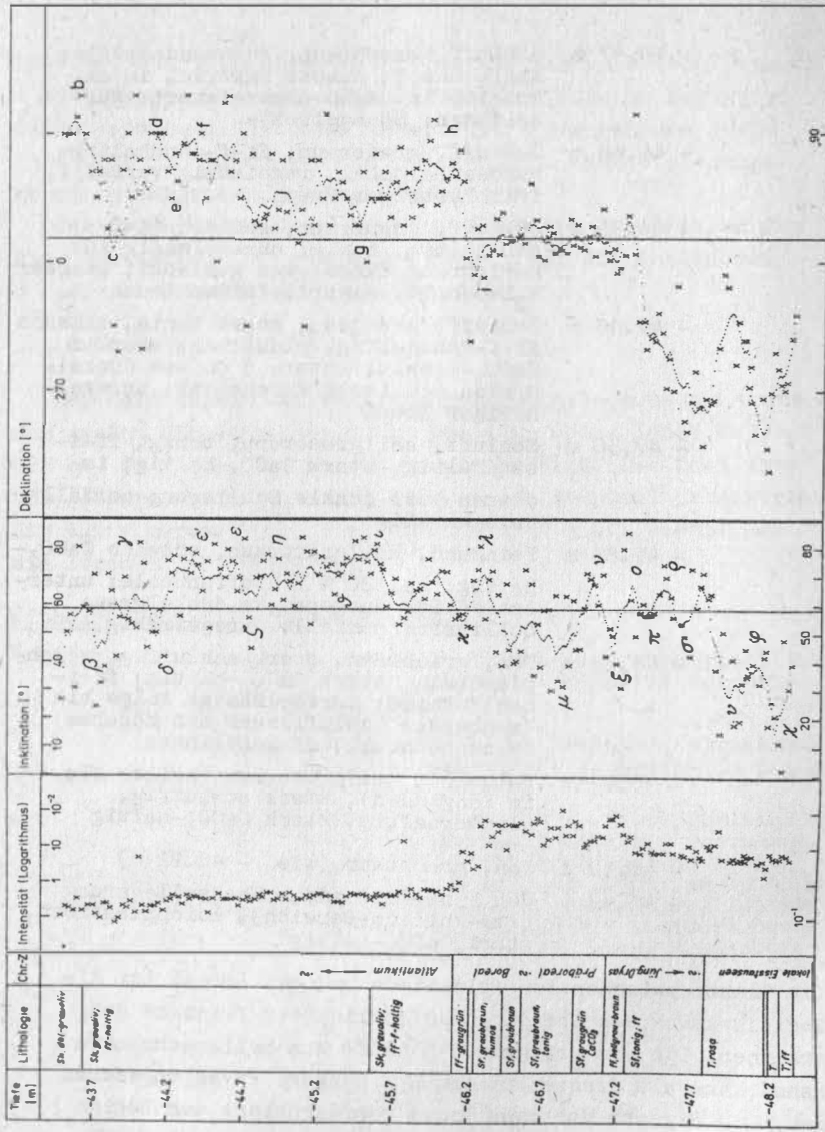


Abb. 17 AB 1056

Minimum und mit etwa 100 nT im Schluff ihr Maximum erreichen, zeichnen vor allem die Grenzen zwischen dem Schlick und dem Feinsand, zwischen diesem und dem Schluff sowie den darunter folgenden Einsatz des Feinsandes scharf nach.

Die Inklinationen, die in 6 Fällen zu korrigieren waren, beschreiben eine Variationskurve mit deutlichen Oszillationen zwischen 10 und 83° . Der Mittelwert liegt mit 57.8° aufgrund der niedrigen Werte im unteren Drittel des Kernes um 12° unterdem gegenwärtigen. Die etwas größere Streuung der einzelnen Proben resultiert wahrscheinlich aus dem erhöhten Feinsandgehalt im gesamten Profil.

Die Deklinationswerte sind im oberen Teil des Kernes durch eine relativ große Streuung charakterisiert. Nach dem ersten Meter gestatten sie eine Zuordnung. In den Tiefenniveaus - 46.24 m und - 47.83 m, in denen jeweils geringmächtige Feinsandschichten auftreten, scheint wegen einer abrupten Änderung der Werte um etwa 60° die Annahme der Verdrehung des Kernes gerechtfertigt. Der große Änderungsbetrag einerseits und der kontinuierliche Verlauf der Inklinationskurve an dieser Stelle andererseits sprechen gegen einen Hiatus.

3.5.7. Der Kern AB 1057 (Abb. 18)

Dieser Kern wurde in der Länge von 595 cm mit Hilfe des Vibrationskerngerätes 3/6 im westlichen Arkonabecken gezogen. Es wurden 228 Meßwürfel angefertigt. Die Beprobung des nahezu 5 m mächtigen gebänderten Tones wurde durch dessen Zähigkeit erheblich erschwert. Die auffällig große Streuung seiner Meßdaten allerdings wird dem Sedimentationsmilieu zugeschrieben.

Lithologische Aufnahme (LANGE, ROTHER)

- 46.00 m bis - 46.70 m Schlick, grauoliv, plastisch, schwach ff-sandhaltig, H_2S -haltig; feinblättriger Bruch; Feinstsandanteil nimmt zum Liegenden hin zu
- 47.27 m Schlick, grauoliv, stark ff-haltig, stark muskovithaltig; Bruch unregelmäßig scherbzig; Feinstsand z.T. in Linsen angereichert; zunehmender Tongehalt

- 47.29 m Feinsand, grau, schluffig; schluffig-toniges Bindemittel
- 47.62 m Ton, blaugrau, schwach schluffig, plastisch; mit einzelnen Feinsandlinsen; bei 47.37 m schwach kalkhaltig; bis 2 cm große Steine
- 49.10 m Ton, graubraun (rosa), schwach schluffig, plastisch, schwach ff-haltig, CaCO_3 -haltig; zum Liegenden nimmt der Kalkgehalt leicht zu
- 51.46 m Ton, graubraun (rosa), in Wechsellaagerung von hellgrauen und braunen Lagen, stark schluffig; Bänder- oder Warventon; dunkle Bänder in der Mächtigkeit bis 15 cm; hellere schluffige Lagen maximal 5 cm mächtig; kalkhaltig, plastisch; einzelne Feinsandlagen oder -linsen; im Liegenden sind die Lagen durch weitere Stratifikation im mm-Bereich untergliedert; gegenüber dem Hangenden ist die Mächtigkeit der grauen Lagen mit zunehmendem Alter vergrößert
- 51,95 m Ton, hellere Farben und leicht zunehmender Kalkgehalt

Die stratigraphische Zuordnung der Sedimentfolge dieses Profils ist problematisch. Mit Sicherheit kann als untere Grenze des Atlantikums die Liegendbegrenzung des Schlicks angesehen werden. Ob die darunterliegende Feinstsandlage dem feinsandigen Schluff im jüngsten Boreal, dem des oberen Präboreals (Echeneis), dem des unteren Präboreals (Festlandszeit) (KÖLP 1975 a) oder der jüngsten Ablagerung der Jüngeren Dryas (LANGE 1984) entspricht, ist nicht genau zu sagen, (es wäre aber für die Einstufung des darunterliegenden blaugrauen Tonnes von ausschlaggebender Bedeutung).

Der graubraune Ton wird dem Stadium der lokalen Eisrandstauseen zugeordnet, während der Bändertone entweder aus der Ältesten Dryas oder noch älteren Zeiträumen stammt.

Die niedrigsten Intensitätswerte liegen im blaugrauen Ton, der mit weniger als 0.1 nT nur sehr schwach magnetisiert ist. Der Schlick mit einem Intensitätsmittelwert von etwa 0.5 nT, der rosa Ton mit Werten zwischen 1 und 10 nT sowie die Bändertone zwischen 10 und 100 nT sind in der Aufzeichnung durch

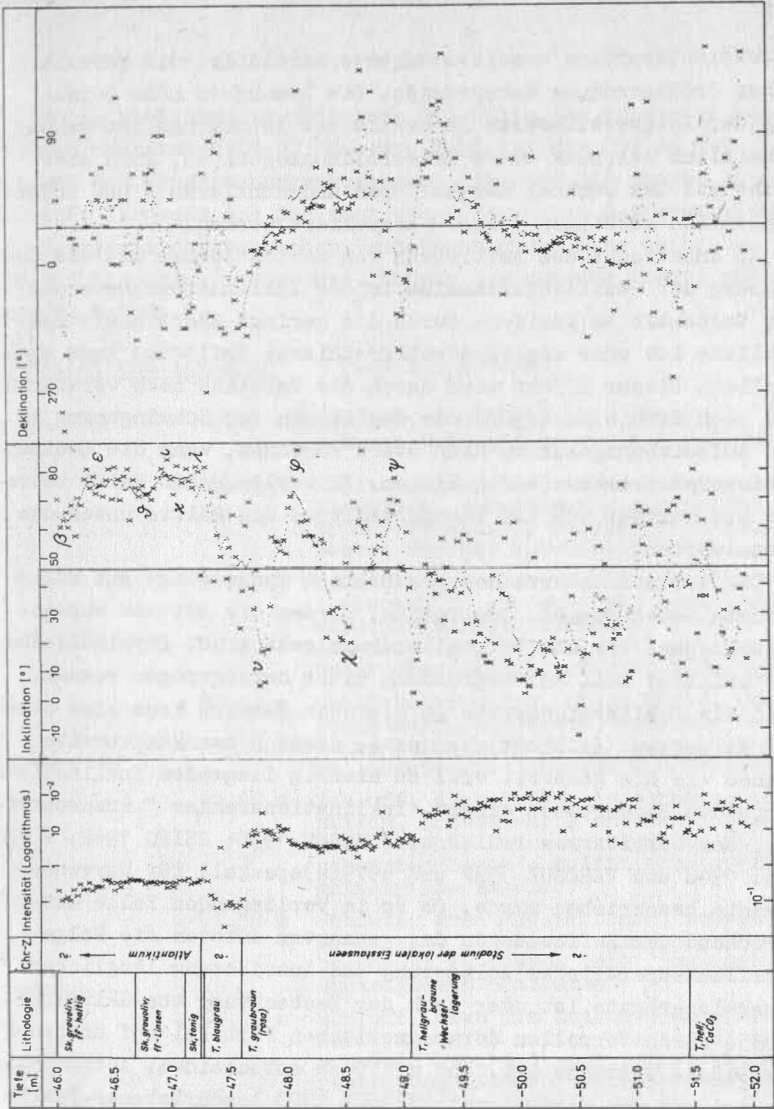


Abb. 18 AB 1057

Intensitätssprünge voneinander unterscheidbar, die jeweils einer Größenordnung entsprechen. Die besonders hohe Streuung der Intensitätswerte innerhalb der Bändertone ist wahrscheinlich Ausdruck einer Materialinhomogenität, kann aber nicht mit dem Wechsel der helleren und dunkleren (und unterschiedlich mächtigen) Lagen korreliert werden.

In Anbetracht des Auftretens von Schichtlücken ist die Zuordnung der Oszillationsmaxima in der Inklinationskurve nur mit Vorbehalt zu treffen. Durch die geringe Mächtigkeit des Schlicks ist eine magnetostratigraphische Auflösung kaum noch möglich. Dieser Effekt wird durch die Tatsache noch verstärkt, daß nach KING u.a. (1983) die Amplituden der Schwingungen in den Aufzeichnungskurven dann stark abnehmen, wenn die Sedimentationsraten sehr niedrig liegen. Im vorliegenden Falle betragen sie maximal 10° und liegen damit um die Hälfte unter den Normalwerten.

Die Variationskurve des graubraunen Tones zeigt gut ausgebildete Schwingungen. Der Betrag, um den die Extrema auseinanderliegen, ist mit 70° allerdings sehr groß. Physikalische Instabilität soll zur Begründung nicht herangezogen werden, weil die Deklinationswerte im gleichen Bereich kaum eine Streuung aufweisen. Es liegt aber nahe, diese Schwankungsbreite ebenso wie die generell viel zu niedrig liegenden Inklinationswerte des Bändertones einem „Inklinationsfehler“ zuzuschreiben, der bereits von McNISH u. JOHNSON 1938; ISING 1942; JOHNSON u.a. 1948 und VEROSUB 1977 und 1979(a) speziell für Warvensedimente beschrieben wurde. Ob er im vorliegenden Falle entsprechend den Auffassungen der genannten Autoren die Folge oberflächenparalleler Ablagerung und Ausrichtung länglicher Mineralaggregate ist oder nach der Beobachtung von GRIFFITHS (1955) durch Verrollen der magnetischen Partikel auf unebener Oberfläche zustande kam, ist nicht zu entscheiden. Auszuschließen ist ein von HENSHAW und MERRILL 1979 beschriebener Inklinationsfehler infolge zwischenzeitlicher Austrocknung des Sediments.

Die Deklinationswerte sind wegen zu großer Streuung in mehreren Profilabschnitten zu eliminieren.

3.5.8. Der Kern AB 1061 B (Abb. 19)

Der im zentralen Arkonabecken mit Hilfe des großen Vibrationskerngerätes (VKG-9) gezogene Kern ist mit 799 cm der längste des Untersuchungsprogrammes. Bis auf die oberen 80 cm Schlick, in denen das Sediment wegen des hohen Wassergehaltes und seines weichplastischen Verhaltens nicht ohne Gefügebeeinträchtigungen formbar war, konnte das gesamte Profil gut beprobt werden.

Lithologische Aufnahme (LANGE, ROTHER)

- 46.20 m bis - 46.45 m Schlick, dunkelgrauoliv, weich, schwach feinsandig; starker H₂S-Gehalt
- 48.19 m Schlick, grauoliv, schwach feinsandig, plastisch, unregelmäßig scherbiger Bruch; vereinzelt Molluskenschalenreste; starker H₂S-Gehalt
- 49.88 m Schlick, grauoliv, tonig, plastisch, „trocken“, grobscherbig brechend; vereinzelt Molluskenreste, (bei -48.80) Astarte - ganze Schale mit gut erhaltener Oberfläche); starker H₂S-Gehalt
- 50.63 m Schlick, grauoliv, stark tonig, schwach feinsandig, plastisch, scherbig brechend; hoher Feinschluffanteil; vereinzelt Molluskenreste; starker H₂S-Gehalt
- 51.25 m Schluff, dunkelgrau bis schwarz, plastisch, unregelmäßig brechend, gebändert (Wechsel von dunkelgrauen mit schwarzen Lagen - sulfidische Aggregate im mm-Bereich)
- 51.38 m Schluff, grau, stark tonig, schwach ff-haltig, plastisch, grobscherbig brechend; im oberen Teil (5cm) mit dunkelgrauen Schlieren
- 51.51 m Schluff, grau mit leicht bräunlichem Farbton, stark tonig, plastisch, grobscherbig brechend; von feinen Wurzelfasern und dispers verteiltem humosen Material durchsetzt
- 51.97 m Schluff, grau, stark tonig, plastisch, scherbig brechend; vereinzelt hellere Flecken und Linsen; geringe ff-Anteile
- 52.15 m Ton, grau, stark schluffig, kleinscherbig brechend; einzelne beige Lagen (durch höhere ff-Anteile bewirkt)

- 52.84 m Ton, grau; einzelne Schlieren und Flecken; schluffig, plastisch; unregelmäßig scherbiger Bruch; -52.34m bis -52.62m schwacher Kalkgehalt; in den unteren 10 cm dunkelgraue Schlieren durch Zunahme sulfidischer Partikel
- 53.07 m Ton, grau; unregelmäßig angeordnete Schlieren und Flecken; unregelmäßig scherbiger Bruch; plastisch, schwach schluffig
- 53.38 m Ton, grau, schluffig, plastisch, kleinscherbig brechend; vereinzelt dunkelgraue Schlieren
- 53.73 m Ton, grau; dunkelgraue Schlieren und Flecken; von -53.55m bis -53.68m deutliche Feinschichtung in Form grauer und dunkelgrauer Laminen durch unterschiedliche Anteile sulfidischen Materials; plastisch, kleinscherbig brechend, schwach kalkhaltig
- 54.19 m Ton, graubeige, schwach schluffig, plastisch, kleinscherbig brechend und zerfallend, stark kalkhaltig

Die Atlantikum/Boreal - Grenze ist wiederum durch den Übergang vom Schlick zum Schluff gegeben. Der dunkelgraue Schluff mit seinen sulfidischen Lagen ist wahrscheinlich das Produkt borealer Stillwassergebiete (mündliche Mitteilung von LANGE 1985). Die Grenzziehung zwischen Boreal und Präboreal, zwischen letzterem und der Jüngeren Dryas sowie innerhalb der spätpleistozänen Ablagerungen ist lithologisch allein nicht möglich.

Die Extremwerte der Intensitätsmessungen liegen mit 0.15 nT im Schlick und mit 95 nT im grauen Ton. Ein signifikanter Sprung im Schlick fällt mit dem Tiefenbereich zusammen, in dem sich die Konsistenz des Materials plötzlich ändert. Damit ist an dieser Stelle außer einer drastischen Abnahme des Wassergehaltes auch eine sprunghafte Änderung des Mineralinventars zu erwarten. Im Übergangsbereich vom Schlick zum Schluff steigen die Intensitätswerte um zwei Größenordnungen und zeichnen dann bis zum Liegenden des Profils nahezu alle lithologischen Grenzen durch sehr scharfe Sprünge nach.

Der Mittelwert der Inklinationenwerte liegt mit 66° nur wenig unter dem des heutigen Dipolfeldes im Untersuchungsgebiet und

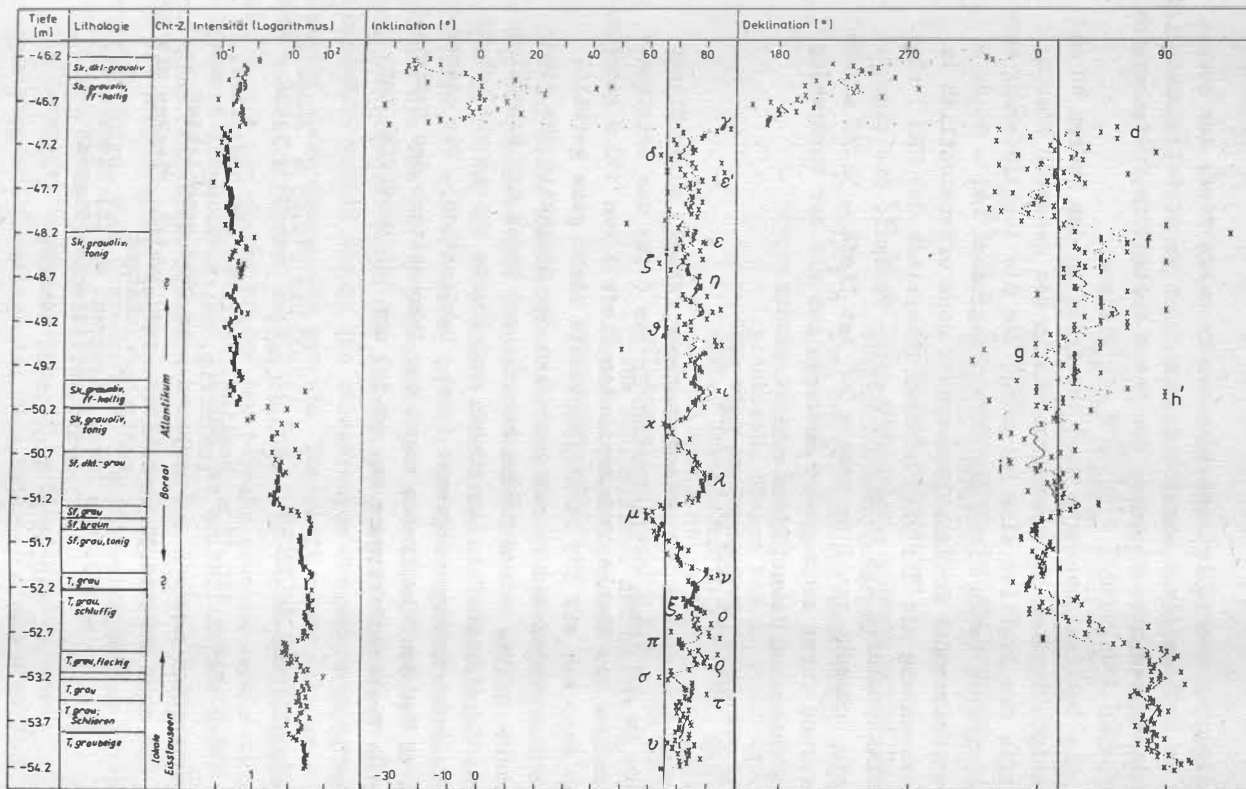


Abb. 19 AB 1061 B

sollte ihn nach Eliminierung der anomalen Werte der oberen 40 cm Sedimentsäule erreichen. Die durch magnetfeldunabhängige Faktoren bewirkte Streuung der Daten erlangt im Tiefenbereich zwischen - 48.50 und - 53.40 m ein Minimum.

Die Deklinationswerte sind ebenfalls in den oberen 40 cm gestört. Darüber hinaus zeigen sie in der gesamten oberen Hälfte des Profils eine Streuung, die die Ausgliederung korrelierbarer Peaks nicht gestattet. Beginnend bei - 50.80 m beschreiben die Deklinationswerte (ganz offensichtlich im Zusammenhang mit der viel höheren Intensität der NRM) eine Variationskurve mit interpretierbarem Verlauf. Die signifikante Änderung von D um nahezu 90° bei Tiefe - 52.70 m kann aufgrund ihres sehr großen Betrages nur mit der Verdrehung des untersten Kernstückes erklärt werden.

3.5.9. Der Kern GoB 5011 (Abb. 20)

Mit dem großen Vibrationsstechrohr (VKG-9) wurde dieser Kern im südlichen Gotlandbecken in der (für das Leistungsvermögen des Kerngerätes maximalen Tiefe) von 110 m gezogen. Das Rohr war mit 371 cm Sedimentsäule nicht ganz gefüllt, das Ausbringen des Kernes war wegen der Zähigkeit des die untere Hälfte ausmachenden braunbeigen Tones mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden und führte wahrscheinlich zu seiner Verdrehung insgesamt (siehe Deklination). Die oberen 65 cm des Profils ließen wegen der Inkonsistenz des Materials keine Probenanfertigung zu, so daß nur 123 Meßwürfel zur Verfügung stehen.

Lithologische Aufnahme (- 110.00 bis 110.65 m BLAŽČIŠIN)
(- 110.65 " 113.71 m LANGE / ROTHER)

- 110.00 bis - 110.17 m Schlick, olivgrau bis bräunlich, schluffig, weich, homogen; in den unteren 5 cm dünn geschichtet
- 110.30 m Schlick, grau, weich; Flecken mit organischer Substanz
- 110.41 m Ton, blaugrau, weich; Flecken mit hydrotroilitischem Pigment
- 110.45 m Ton, grau, homogen

- 110.58 m Ton, schwarzgrau; Hydrotroilitanteile
- 110.65 m Ton, grau, weich, homogen
- 110.78 m Ton, grau, weichplastisch; unregelmäßig verteilte dunkelgraue Schlieren und Flecken (sulfidisch)
- 110.95 m Ton, grau, schwach schluffig, weichplastisch; dunkelgraue Schlieren u. Flecken
- 111.08 m Ton, grau-beige, weichplastisch, schwach schluffig, von -111.00 bis -111.04 m sulfidische Lage mit schwarzen Aggregaten
- 111.32 m Ton, grau-beige, schwach schluffig, weichplastisch, homogen
- 111.43 m Ton, beige, schwach schluffig, weichplastisch, homogen
- 113.71 m Ton, braun-beige, schwach schluffig, plastisch; Steine bis zu einer Größe von vier cm Durchmesser über den gesamten Kernabschnitt verteilt; graue mm- bis cm-mächtige Lagen; generell wechselnder Kalkgehalt (dunkle Lagen kalkärmer); -113.33 m bis -113.37 m graue Schlufflinse mit Sandgehalt (stark kalkhaltig); bei - 113.55 m graugrüne Schlieren

Die Zuordnung lithologisch unterschiedener Sedimentbereiche zu den Chronozonen des jungquartären Profils der Ostsee erfolgte teilweise an Bord anhand mündlicher Informationen von BLAŽČIŠIN, A. und teilweise im Zuge der Datenauswertungen mittels des von ihm 1985 publizierten stratigraphischen Korrelationsschemas. Durch die Eliminierung der oberen 65 cm Sedimentsäule fehlen sowohl die Ablagerungen des Atlantikums als auch die obere Grenze des Boreals. Unterhalb einer vier cm mächtigen sulfidischen Lage (eventuell II. Hydrotroilitorizont), die als untere Grenze des Boreals gesehen werden kann, folgen präboreale Tone. Die Zunahme der Schluffanteile und vor allen Dingen das häufige Auftreten von Steinen rechtfertigen die Zuordnung der darunterliegenden gebänderten Tone zur Jüngeren Dryas. Eine Abgrenzung zu den Ablagerungen des Alleröds ist lithologisch nicht möglich.

Die Intensitätswerte liegen nur in Einzelfällen unter 1 nT, bewegen sich zum überwiegenden Teil zwischen 4 und 8 nT und

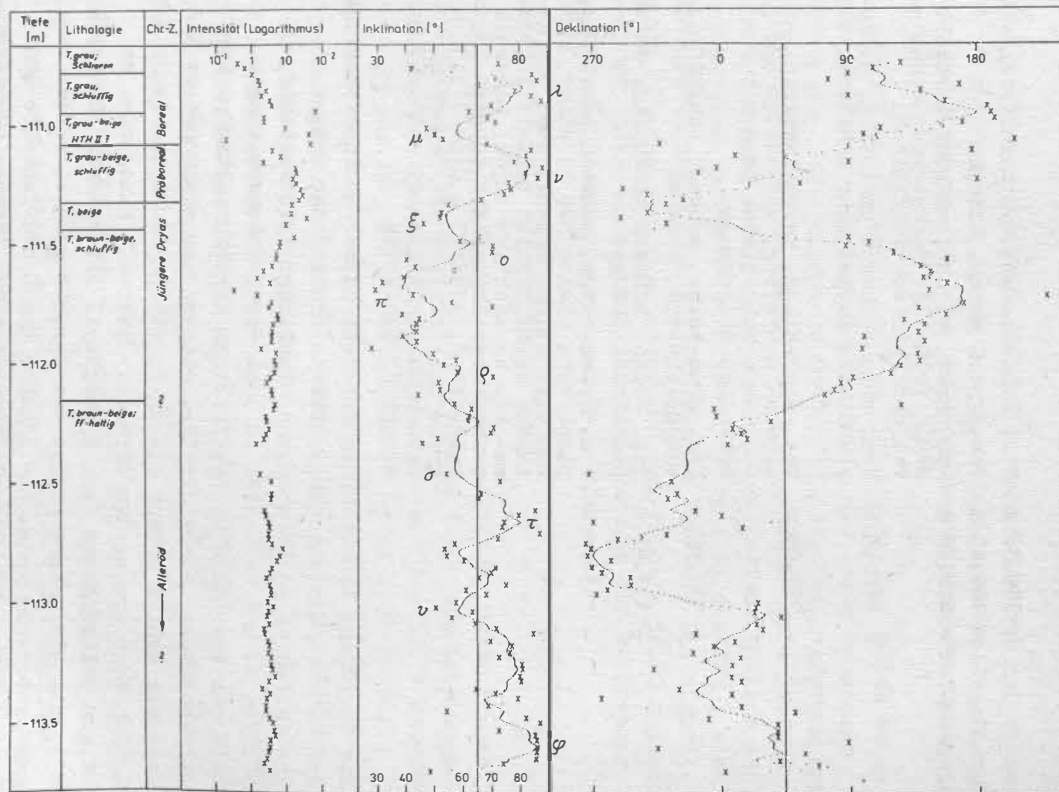


Abb. 20 Gob 5011

DOI: <https://doi.org/10.2312/zipe.1989.109>

erreichen ihr Maximum in den homogenen Tönen. Über das gesamte Profil zeichnen sie die makroskopisch festgelegten Grenzen zwischen den einzelnen Tonmodifikationen nicht nach.

Die Inklinationskurve beschreibt deutliche Peaks zwischen 30 und 85° und liegt mit ihrem Mittelwert von 65° im Bereich des gegenwärtigen Dipolwertes. Die geringe Streuung der Meßwerte untereinander kennzeichnet die paläomagnetische Eignung der untersuchten Tonvarietäten. Der Peak δ wurde hypothetisch gesetzt. Er liegt in einer Sedimentlücke, die durch das Auftreten mehrerer Steine erzeugt wurde. Der Trend der unmittelbar darüber- und darunterliegenden Werte sowie der gesamte Kurvenverlauf rechtfertigen diese Einordnung.

Die bereits beschriebene und im Zusammenhang mit der Ausbringung des Kerns erfolgte Torsion desselben unterbindet eine stratigraphische Nutzung der Deklinationsdaten.

3.5.10. Der Kern GdB 4978 (Abb. 21)

In einer Länge von 580 cm wurde dieser Kern mit dem Gravitationsstechröhr bei einer Wassertiefe von 102 m im nördlichen Gdansker Becken gezogen. Die geringfügige Abweichung des Mittelwertes der Inklinationsdaten vom gegenwärtigen im Untersuchungsgebiet deutet auf eine nur minimale Neigung des Gerätes beim Eindringen in die Sedimentdecke hin. Die oberen 28 cm Schlück konnten wegen der Inkonsistenz des Materials nicht zur Probengewinnung herangezogen werden. Die unterhalb dieses Niveaus produzierten Würfel erwiesen sich bis auf ganz wenige Ausnahmen im oberen Meter des Profils (Schrumpfung) als formstabil.

Lithologische Aufnahme

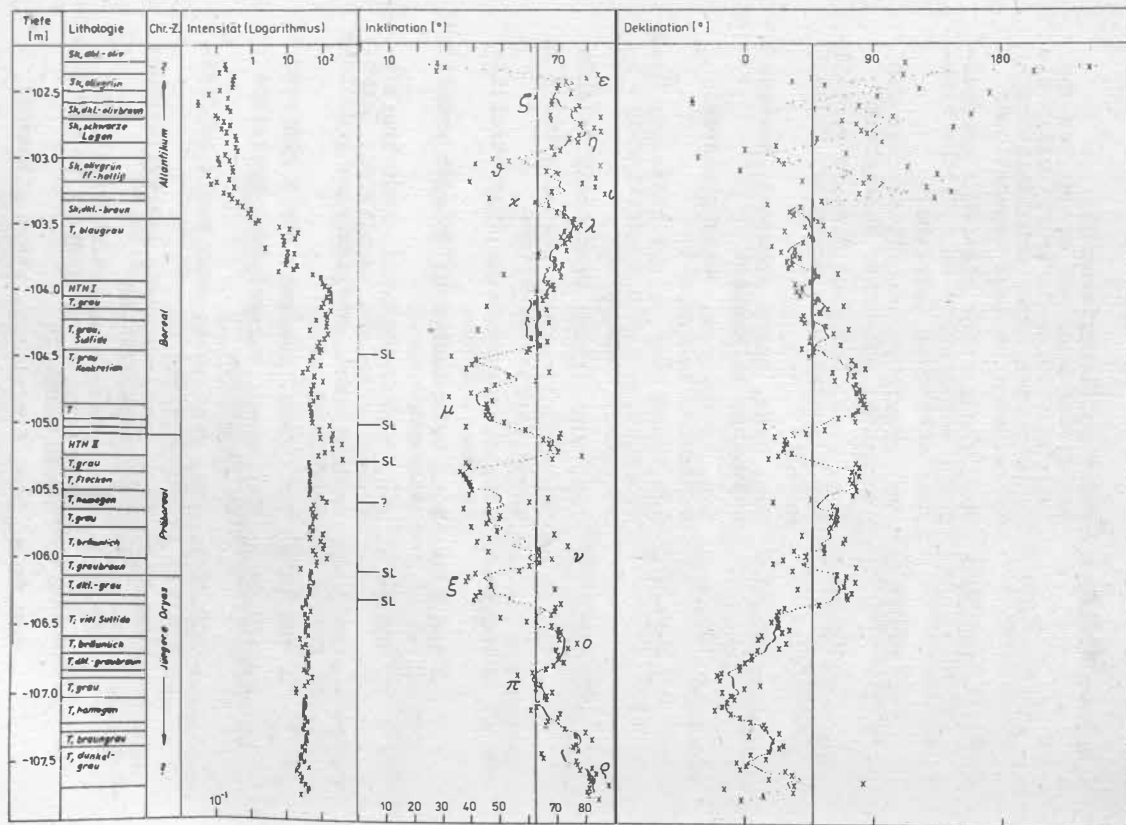
(BLAŽČIŠIN, ROTHER, JÄGER)

- 102.00 m bis - 102.09 m Schlück, schwarzgrau, fließend; schwacher ff-Sandgehalt
- 102.16 m Schlück, dunkelgrauoliv, weichplastisch
- 102.27 m Schlück, dunkelolivgrün, weichplastisch; schwacher ff-Sandgehalt
- 102.36 m Schlück, dunkelolivgrün, weichplastisch; muschliger Bruch

- 102.49 m Schlick, olivgrün; muschlig-grobfiedriger Bruch
- 102.58 m Schlick, dunkelolivgrau; feinblättriger Bruch; Molluskenreste
- 102.72 m Schlick, dunkelolivgrün, plastisch; feinblättriger Bruch; schwarze Schlieren; schwach ff-sandhaltig
- 102.90 m Schlick, dunkelolivbraun; feinblättriger Bruch; feingebänderte schwarzgrüne Lagen
- 103.01 m Schlick, dunkelolivbraun; sapropelische Anteile; feinblättriger Bruch
- 103.19 m Schlick, olivgrün; grobblättriger Bruch; undeutliche Fleckung
- 103.33 m Schlick, dunkelolivgrün, plastisch; dunkelbraune schichtparallele Laminaen; organogene Anteile; Feinsandanteile
- 103.47 m Schlick - Ton - Übergangszone; dunkelbraun mit schwarzen Schlieren; Hydrotroilitflecken
- 103.93 m Ton, blaugrau; schwarze Schlieren; dunkle Flecken mit mm-großen Pyritkonkretionen
- 104.05 m Hydrotroilithorizont I
Wechselagerung von dunkelgrauem, plastischem Ton und Hydrotroilitlagen; Sulfidkonkretionen
- 104.15 m Ton, mittelgrau, plastisch, einzelne Hydrotroilit-Lagen; Linsen bis zu 3 mm Durchmesser sulfidischen Materials
- 104.23 m Ton, grau; Hydrotroilitanteile in Schlierenform
- 104.46 m Ton, grau; Hydrotroilitanreicherungen schichtparallel in Linsenform
- 104.87 m Ton, grau; unregelmäßig auftretende Hydrotroilit-Körnchen bis 4 mm Durchmesser
- 104.99 m Ton, grau; Flecken sulfidischen Materials
- 105.05 m Ton, grau, homogen
- 105.10 m Ton, grau; einige schichtparallele Hydrotroilit-Linsen

- 105.23 m Hydrotroilithorizont II
Wechselagerung von grauem Ton und
Hydrotroilitlagen; Hydrotroilit als
Konkretionen (2mm) und Schlieren -
wahrscheinlich zwei Generationen
- 105.39 m Ton, grau, stark glänzend; unregel-
mäßig angeordnete sulfidische Flek-
ken; schwacher Kalkgehalt
- 105.53 m Ton, grau; Hydrotroilitflocken und
-körnchen; schwacher Kalkgehalt
- 105.68 m Ton, grau, homogen; dispers verteil-
ter Hydrotroilit; schwacher Kalk-
gehalt
- 105.81 m Ton, grau, stark glänzend, homogen;
schwacher Kalkgehalt
- 106.04 m Ton, beige-grau, stark glänzend;
schwacher Kalkgehalt
- 106.18 m Ton, graubraun, stark glänzend; Hydro-
troilitkörnchen und -schlieren;
schwacher Kalkgehalt
- 106.32 m Ton, dunkelgrau; Hydrotroilitlinsen
- 106.39 m Ton, grünlichgrau, homogen; bis 3 mm
große Barytkonkretionen
- 106.64 m Ton, dunkelgraubraun; Hydrotroilit-
linsen
- 106.77 m Ton, bräunlichgrau; schwach grünliche
Bänderung
- 106.90 m Ton, dunkelgraubraun; Hydrotroilit-
konkretionen und -schlieren; Baryt-
konkretionen; stellenweise grünliche
Bänderung
- 106.96 m Ton, grau, homogen, stark glänzend
- 107.13 m Ton, grau; unregelmäßig verteilte
Sulfidlinsen
- 107.32 m Ton, graubraun; sehr wenig sulfidi-
sche Flecken
- 107.39 m Ton, grau, homogen, stark glänzend;
Barytkonkretionen
- 107.50 m Ton, braungrau; Hydrotroilit als
Konkretionen und dispers in der Grund-
masse verteilt
- 107.80 m Ton, dunkelgrau, stark glänzend;
wenig Hydrotroilitlinsen

Die lithostratigraphische Zuordnung der Sedimentfolge er-
folgt auf der Grundlage des Korrelationsschemas von BLAŽČI-
ŠIN (1985). Danach ist der Übergang vom Schlick zum Ton



der Atlantikum/Boreal - Grenze gleichzusetzen. Die untere Grenze des Boreals wird durch den Hydrotroilithorizont II angezeigt, dessen Zuordnung zum Boreal oder Präboreal als noch nicht geklärt betrachtet werden muß. Der Beginn der Jüngerer Dryas wird gegenüber dem Präboreal durch das Fehlen des schwachen Kalk-Gehaltes in den Tonen angezeigt. Eine Grenzziehung zum Alleröd ist lithologisch nicht möglich.

Die Intensitätskurve ist in drei deutlich voneinander unterscheidbare Bereiche zu gliedern. Der obere Meter, in dem der Schlick vertreten ist, weist Intensitäten von 0.03 bis 1 nT auf. In einem Übergangsbereich, der dem blaugrauen Ton des oberen Boreals entspricht, bewegen sich die Intensitätswerte zwischen 2 und 20 nT. Die darauf folgenden Tone zeigen bis zum Liegenden des Profils Intensitäten zwischen 20 und 100 nT. Die Maximalwerte des Kernes werden im Bereich des Hydrotroilithorizontes II erreicht. Ungeachtet dessen gibt es keine Korrelation zwischen Sulfidgehalt und Intensität.

Die Interpretation der Inklinationskurve ist kompliziert. Die Ablagerungen von Subatlantikum, Subboreal und Atlantikum erreichen zusammen eine Mächtigkeit von lediglich 1.5 m, so daß die Zuordnung der Kurvenwendepunkte nur unter Vorbehalt gelten kann. Der Kurvenverlauf von Boreal und Präboreal ist durch markante Sprünge gekennzeichnet, die sich sowohl in der Deklinations- als auch in der Intensitätskurve wiederfinden lassen. Richtungsprünge in beiden Komponenten des magnetischen Vektors in Verbindung mit Intensitätsänderungen können unter der Voraussetzung ungestörten Gefüges und physikalischen Verhaltens als Schichtlücken verstanden werden, deren Identifizierung für die stratigraphische Bearbeitung eines Profils ohne Zweifel von großem Wert ist.

Die Deklinationswerte des Schlicks können wegen ihrer starken Streuung gar nicht und die der darunterliegenden Sedimente nur nach Klärung der vermuteten Hiatus zur Korrelation herangezogen werden.

Im Hinblick auf die wesentlich größeren Wassertiefen im Gotland- und im Gdanker Becken und die daraus zu erwartenden

veränderten Sedimentationsbedingungen gegenüber denen im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes wurde äquivalent zum Kern AB 11 auch am Kern GdB 4978 ein umfangreiches Testprogramm zur Untersuchung der petromagnetischen Eigenschaften der Sedimente der mittleren Ostsee durchgeführt. Alle Proben wurden einer schrittweisen Abmagnetisierung im Wechselfeld unterzogen. Generell erwiesen sich die Sedimente als geeignet. Die Kurven zeigen einen mit denen der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens vergleichbaren Verlauf, so daß für die drei Kerne des östlichen Untersuchungsgebietes ebenfalls eine Abmagnetisierungsfeldstärke von 20 mT festgelegt wurde.

Zur Klärung einiger bei der Interpretation der Variationskurven auftretenden Fragen werden folgende Spezialfälle diskutiert:

Unter Berücksichtigung des in der lithologischen Aufnahme über das gesamte Profil nachgewiesenen relativ hohen Anteils sulfidischer Minerale, die in Abhängigkeit von ihren Mischungsverhältnissen auch antiferro- bzw. ferrimagnetische Eigenschaften besitzen können (siehe 4.1) und die im Gegensatz zum detritischen Anteil des Sediments als Neubildungen ein „ jüngerer magnetisches Alter " repräsentieren (siehe 4.5), wurden zur Ermittlung ihres Einflusses auf die Gesamtmagnetisierung die Horizonte extremer Sulfidanreicherungen einer kritischen Betrachtung unterzogen.

Die in Abb. 22 dargestellten Meßwerte stammen aus dem Hydrotroilithorizont I.

Die unterschiedlichen Darstellungen der Abmagnetisierung deuten auf eine Richtungsstabilität von D und I bis zur Abmagnetisierung von 20 mT hin (c). Aus Abb. (a) ist zu entnehmen, daß nach den zwei ersten Abmagnetisierungsschritten sich die Magnetisierungsrichtungen sowohl der vertikalen als auch der horizontalen Komponente vom Nullpunkt des Achsenkreuzes wegbewegen und somit die Existenz einer überlagerten Magnetisierung erkennen lassen. Nach der Stufe von 20 mT ist ein Richtungswechsel zum Nullpunkt vollzogen und die sekundäre Komponente, die als viskose remanente Magnetisierung (VRM) infolge der Wirkung des geomagnetischen Feldes gedeutet werden kann, ist als eliminiert zu betrachten. Im Falle des

Hydrotroilit-Horizont I Kern GdB 4978

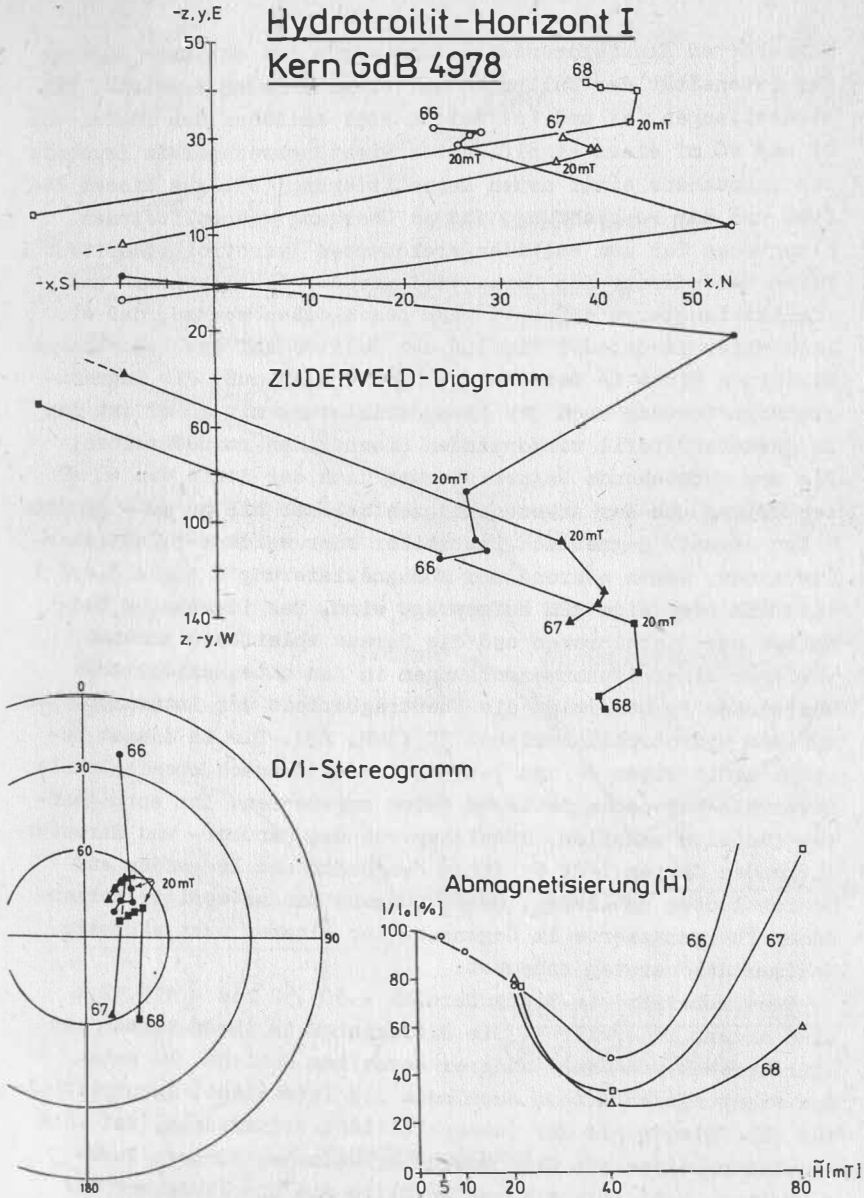


Abb. 22

ungestörten Einkomponentensystems würde bei stetiger Abnahme der Intensität der Nullpunkt auf einer Geraden erreicht. Die Darstellungen (a) und (c) zeigen aber zwischen den Stufen von 20 und 40 mT einen signifikanten Richtungswechsel im Ergebnis des Entstehens einer neuen Magnetisierung (b). Aus diesem Befund und der Beobachtung, daß am Übergang vom sulfidarmen blaugrauen Ton zum sulfidangereicherten Hydrotroilithorizont I keine Veränderung des Normalverlaufs der Deklinations- und Inklinationskurve erfolgt, kann geschlossen werden, daß ein richtungsverändernder Einfluß der Sulfide auf die Gesamtmagnetisierung nicht in Betracht gezogen werden muß. Die Magnetisierungsrichtung nach der Abmagnetisierung mit 20 mT ist den im gesamten Profil vorkommenden Eisenoxiden zuzuschreiben. Die neu entstehende Magnetisierung nach der Stufe von 40 mT resultiert aus der Anwesenheit zahlreicher bis zu mm - großer (und deshalb magnetisch instabiler oder weicher) Sulfidkonkretionen, denen während der Abmagnetisierung (siehe 3.4.1) eine ARM oder eine RRM aufgeprägt wird. Das identische Verhalten der Einzelproben und die daraus ableitbare Annahme analoger Mineralzusammensetzungen in den unterschiedlichen Horizonten rechtfertigt die Übertragbarkeit der Interpretation auf den Hydrotroilithorizont II (Abb. 23). Die in diesem Bereich ermittelten D- und I-Werte werden demnach ebenfalls als unverfälschte geomagnetische Daten angenommen. Ihr sprunghaftes (in sich stabiles) Abweichen von den darüber- und darunterliegenden Werten läßt in ihrem Hangenden und Liegenden auf Schichtlücken schließen, deren jüngere anhand weniger vorhandener Übergangswerte im Gegensatz zur älteren noch minimale Sedimentationsraten andeutet.

Die 'Ausreißer' im Tiefenbereich - 105.52 bis - 105.57 m sind anders zu erklären. Sie differieren in ihren Werten als Einzelproben von denen anderer derselben Schicht. Da neben den Richtungsparametern auch noch die Intensität, Suszeptibilität und Anisotropie der Suszeptibilität differieren, ist ihre Abweichung einzelnen übergroßen magnetischen Körnern zuzuschreiben. Weil im vorliegenden Falle die Eingliederung der beiden Proben den Verlauf der Kurve nicht verändert, wurde

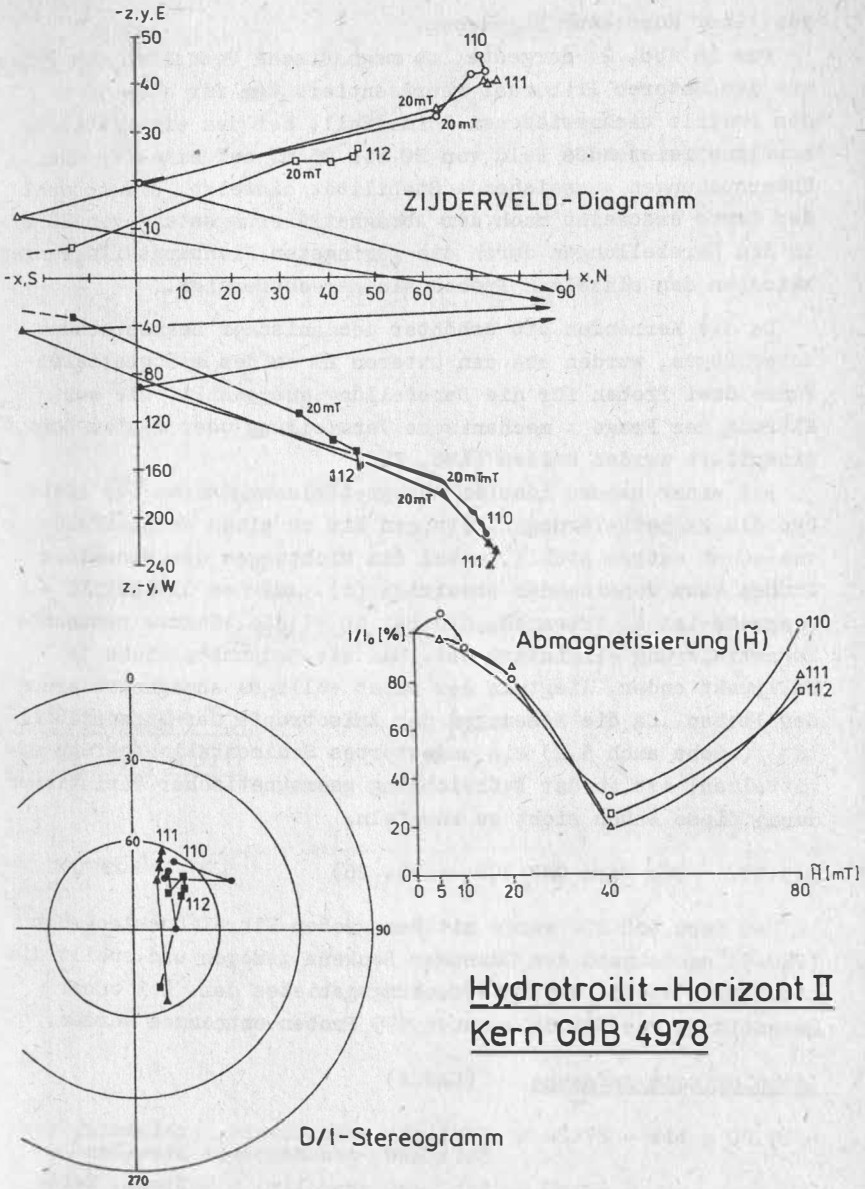


Abb. 23

von einer Korrektur abgesehen.

Das in Abb. 24 dargestellte magnetische Verhalten des Tones aus dem unteren Präboreal repräsentiert den für etwa 90 % des Profils nachgewiesenen Normalfall, bei dem ein mittleres entmagnetisierendes Feld von 20 bis 25 mT auf eine für die Untersuchungen ausreichende Stabilität hinweist. Die Auswahl der Werte erscheint nach der Abmagnetisierungsstufe von 20 mT in den Darstellungen durch die geringsten Richtungsdifferenzen zwischen den einzelnen Proben als gerechtfertigt.

Da die Kernenden oft erhöhter mechanischer Beanspruchung unterliegen, wurden aus den unteren 20 cm des spätglazialen Tones drei Proben für die Darstellung ausgewählt, die zur Klärung der Frage : mechanische Verstellung oder realer Wert ? diskutiert werden sollen (Abb. 25).

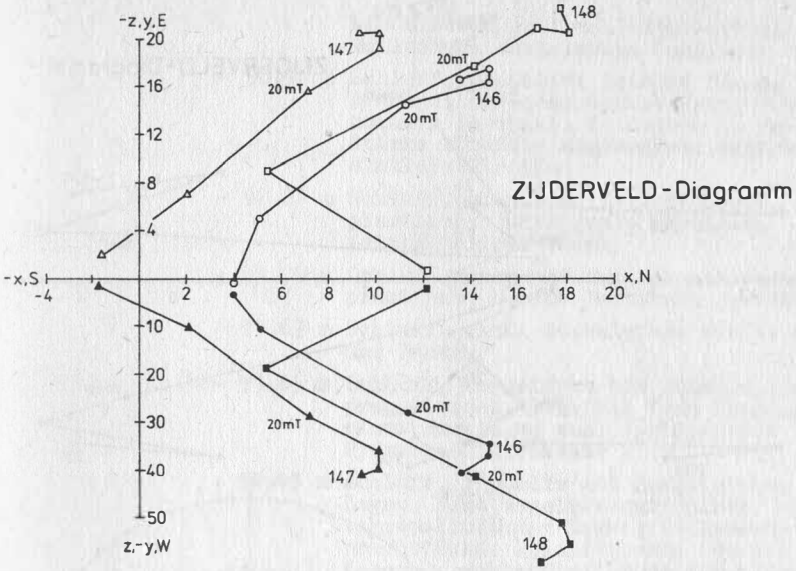
Bei einer nahezu idealen Abmagnetisierungskurve (b) bleiben die Magnetisierungsrichtungen bis zu einem Wechselfeld von 40 mT extrem stabil, wobei die Richtungen der einzelnen Proben kaum voneinander abweichen (c). Aus dem ZIJDERVELD - Diagramm ist zu erkennen, daß bei 10 mT die viskose remanente Magnetisierung eliminiert ist. Daß die Endpunkte nicht im Nullpunkt enden, liegt an der nicht völligen Abmagnetisierung der Proben. Da die Messungen der Anisotropie der Suszeptibilität (siehe auch 5.2) ein ungestörtes Sedimentationsgefüge ermittelten, ist an der Aufzeichnung geomagnetischer Variationen durch diese Daten nicht zu zweifeln.

3.5.11. Der Kern GdB 200 (Abb. 26)

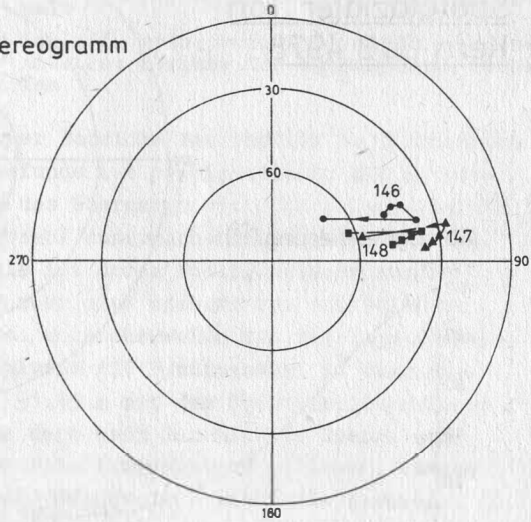
Der Kern GdB 200 wurde mit dem großen Vibrationsstechrohr (VKG-9) am Ostrand des Gdanker Beckens gezogen und stellt die östlichste Stelle des Untersuchungsgebietes dar. Bei einer Gesamtlänge von 594 cm konnten 199 Proben entnommen werden.

Lithologische Aufnahme (LANGE)

- 89.00 m bis - 89.20 m Schlick, grauschwarz, schlammig, zerfließend; grauschwarze Streifen
- 90.40 m Schlick, grauoliv, plastisch; feingebänderte Schichtung; muschliger



D/I-Stereogramm



Präborealer Ton
Kern GdB 4978

Abmagnetisierung (\tilde{H})

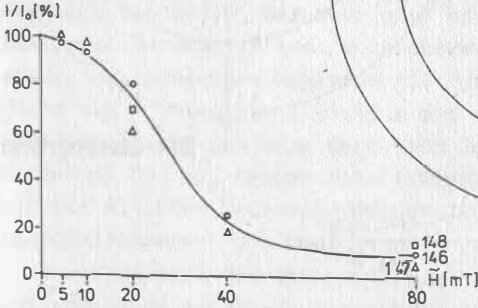
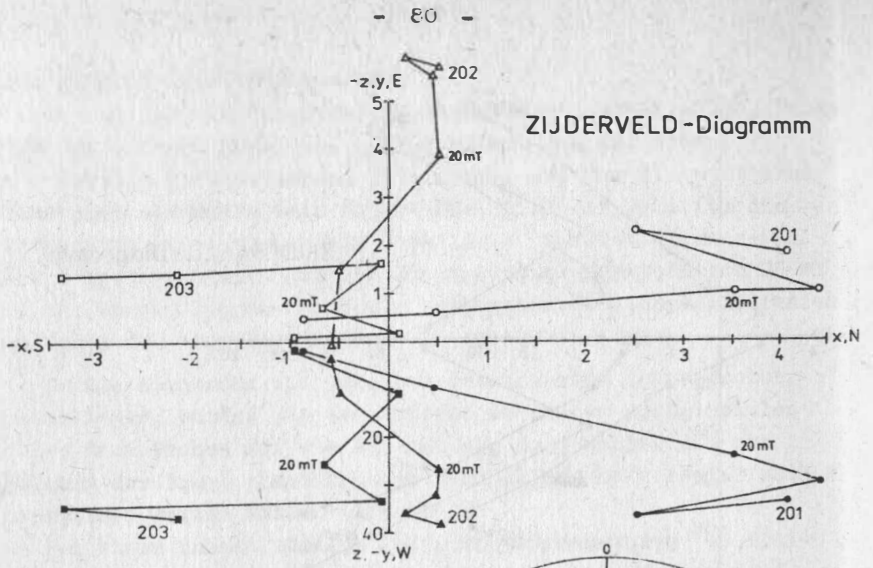
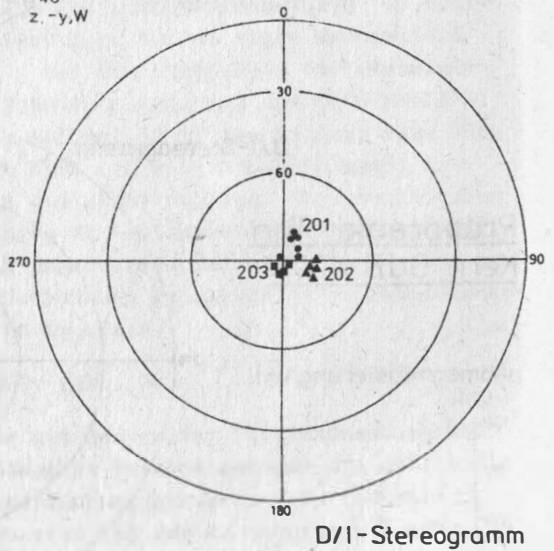


Abb. 24



Spätglazialer Ton
Kern GdB 4978



Abmagnetisierung (\tilde{H})

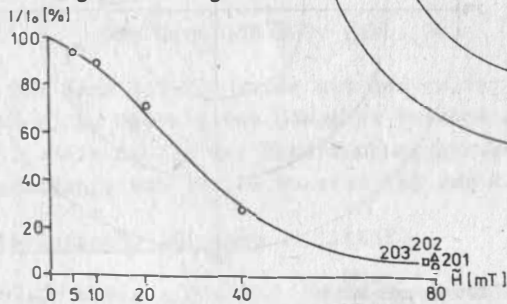


Abb. 25

- bis blättriger Bruch; Bruchstücke von Mollusken; dunkelgraue Schlieren
- 90.60 m Schluff, grauoliv; leichte Tönung zum Braunen; schwache Anreicherung von humosem Material, letzteres in cm-Stärke streifig angeordnet; einige dunklere Streifen
 - 90.82 m Schluff, grauoliv, feingebändert, plastisch; dunkelgraue Streifen; feinblättriger Bruch
 - 91.19 m Schluff, grau mit dunklen Schlieren, plastisch; humose Partikel; Pyritnester
 - 91.69 m Schluff, grau; dunkelgraue Schlieren und Bänder
 - 91.85 m Schluff, dunkelgrau bis schwarz, sapropelitisch, streifig (zum Liegenden nimmt Streifung zu); Pyritnester; Hydrotroilithorizont I ?
 - 94.65 m Schluff, grauoliv mit dunkelgrauen Lagen; fast regelmäßiger Wechsel mit sapropelitischen Lagen; Molluskenbruchstücke; Pflanzenreste (Wurzelfasern); schluffige Lagen mit Tongehalt
 - 94.94 m Schluff, grau, tonig, plastisch; humose Anteile; Abnahme der dunkelgrauen Streifen

Die Zuordnung einzelner Bereiche des Profils zu Chronozonen anhand lithologischer Befunde ist problematisch. Mit Sicherheit ist nur im Bereich des Übergangs vom Schlick zum Schluff die Grenze Atlantikum/Boreal auszumachen. Die gesamte darunterliegende Sedimentsäule ist durch Modifikationen grauen Schluffs vertreten, der mehr oder weniger von sulfidischen Schlieren durchsetzt ist. Möglicherweise ist die Lage dunkelgrauen bis schwarzen Schluffs mit Pyritnestern im Tiefenbereich von - 91.69 bis - 91.85 m mit dem Hydrotroilithorizont I gleichzusetzen und wäre dann noch Boreal. Die Grenze zum Präboreal ist auf keinen Fall lithologisch zu legen, ebenso wie die ältesten Sedimente des Profils nicht die Merkmale spätpleistozäner Tone besitzen.

Der Vergleich der Intensitäts-, Deklinations- und Inklinationskurven weist auf mindestens drei Schichtlücken hin, die ihrerseits stratigraphische Einstufungen noch erschweren.

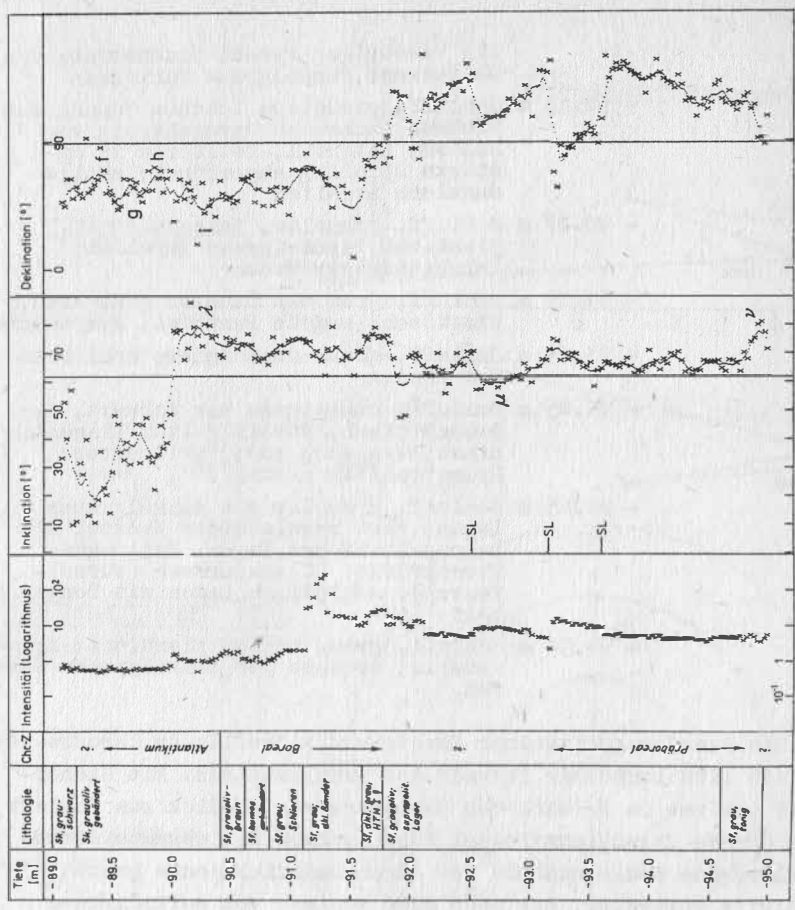


Abb. 26 GdB 200

Die niedrigsten Intensitätswerte liegen mit 0.5 nT im Schlick. Im darauffolgenden Schluff schwanken sie zwischen 1 nT und 30 nT, wobei in einem geringmächtigen Horizont von drei Proben Werte bis zu 250 nT erreicht werden. Im allgemeinen zeichnen die Intensitätssprünge lithologisch sichtbare Grenzen nach, treten aber im mittleren Teil des Profils auch in makroskopisch homogen erscheinenden Partien auf.

Die Inklinationenwerte des oberen Meters sind durch die Inkonsistenz des Materials, die sich in der Zeit nach der Härtung des Materials durch fortschreitende Schrumpfung der Würfel äußerte, viel zu niedrig und deshalb zu eliminieren. Darunter wird die Variationskurve durch auffällig geringe Streuung der einzelnen Proben charakterisiert .

Auch die Werte der Deklinationskurve liegen im Mittel kaum um mehr als 5° von der Interpolationskurve entfernt. Lediglich die als Schichtlücken gedeuteten sprunghaften Kurvenänderungen erreichen $10 - 25^{\circ}$.

3.6. Die Korrelation der Variationskurven

Nach der detaillierten Interpretation der Variationskurven von D, I und J kann nunmehr auf der Basis lithostratigraphischer Zeitmarken aus dem Untersuchungsgebiet und magnetostratigraphischer Referenzkurven angrenzender Gebiete die Korrelation der Profile erfolgen.

Die unterschiedlichen Mächtigkeiten der einzelnen Horizonte sowie die verschieden lang ausfallenden Profile erzeugen Disproportionen in den Variationskurven, die die eindeutige Zuordnung von Korrelationspunkten sehr erschweren. Mit dem Ziel, einen Niveaueausgleich zu schaffen, wurden die gegenüber einer Tiefenskala aufgetragenen Variationskurven auf eine Zeitskala transformiert.

Da für den Ostseeraum bislang radiometrische Altersdatierungen nur punktuell und zahlenmäßig in viel zu geringem Umfang vorliegen (Abb. 1 b, 2), um die magnetostratigraphischen auch absoluten Zeitmarken zuordnen zu können, mußte

das zeitliche Bezugssystem für das gesamte Profil aus dem Umfeld des Untersuchungsgebietes entlehnt werden. Als entsprechende Referenzskalen standen die Säkularvariationskurven holozäner Sedimente für die oberen 10 000 Jahre (TURNER u. THOMPSON 1981 und 1982) zur Verfügung (Abb. 27), die aus 10 Kernen von drei Seen in England, Schottland und Nordwales ermittelt wurden und durch 30 ^{14}C - Altersbestimmungen sowie Pollenanalysen gestützt werden. Sowohl ihre Deklinations- als auch die Inklinationskurve werden zur Zeit in der Literatur als Bezugssystem anerkannt.

Der Vergleich des Inklinationsverlaufs zwischen der britischen Referenzkurve und der des westlichsten Kernes im Untersuchungsgebiet MB ZIPE II/ 83 (Abb. 9) zeigt trotz einer Entfernung von 1000 km eine gute Übereinstimmung, wobei der Umstand, daß beide Untersuchungsgebiete auf derselben geographischen Breite liegen, die Inklinationswerte in ihrem absoluten Betrag vergleichbar macht.

Für den Zeitraum von 13 000 Jahre B.P. bis 10 000 Jahre B.P. wurden die magnetostratigraphischen Arbeiten von BJÖRCK und SANDGREN (1986) sowie von SANDGREN (1986) als Bezugsbasis gewählt. In ihnen zeigen die Variationskurven von 9 Profilen, in die sowohl 11 ^{14}C - Daten als auch umfangreiche Pollenanalysen (BERGLUND u. DIGERFELDT 1970) einbezogen wurden, eine sehr gute Übereinstimmung (Abb. 28).

3.6.1. Die Deklinationskurven

Aufgrund der speziell an den Kernen der Mecklenburger Bucht klar nachgewiesenen und für die der anderen Gebiete partiell anzunehmenden Verdrehungen der Kerne in ihrer Längsachse können die Deklinationskurven zu Korrelationszwecken innerhalb des vorliegenden Untersuchungsprogramms nicht herangezogen werden. Lediglich die D- Aufzeichnung des Kernes AB 11 (Abb. 29 a) ist mit der britischen (Abb. 27) korrelierbar und gibt zu erkennen, daß künftig bei entsprechend kontrollierter Kerngewinnung auch die Deklination in das Korrelationsschema einbezogen werden kann. Diese Annahme wird durch den Fakt bekräftigt, daß sich trotz Verdrehung des

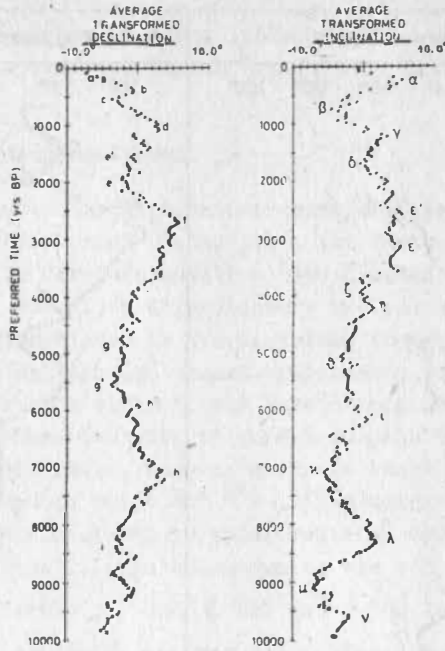


Abb. 27 Säkularvariationskurven Großbritanniens nach TURNER u. THOMPSON 1981

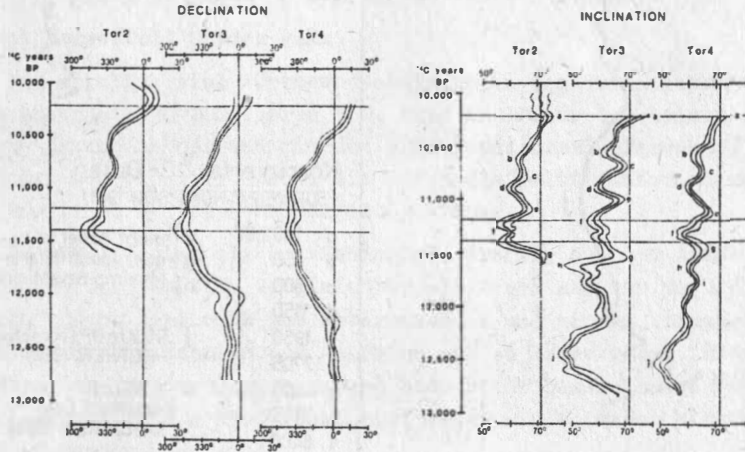


Abb. 28 Säkularvariationskurven Südschwedens nach SANDGREN 1986

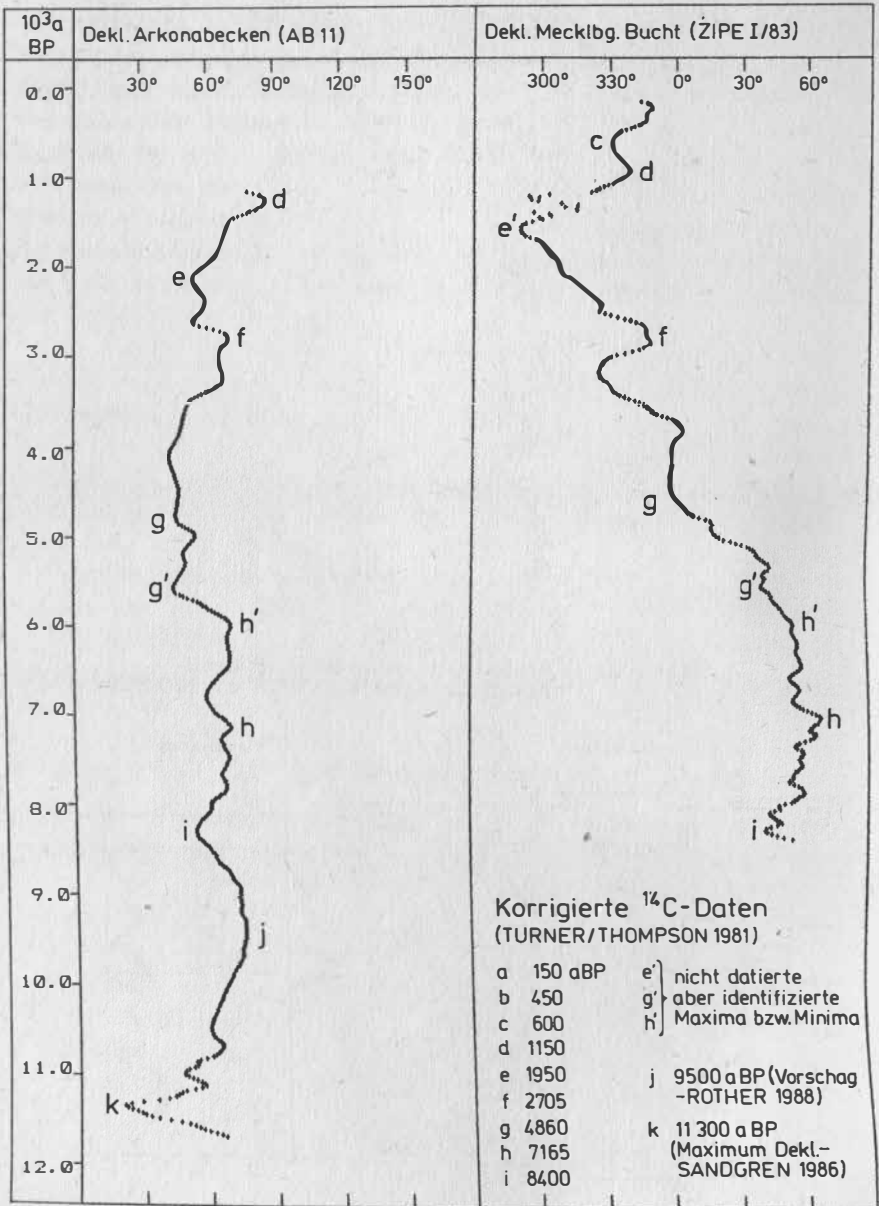


Abb. 29 Deklination Ostsee (zeitabhängig)

Kernes bei geringer Streuung der Einzelproben markante Peaks in den zeittransformierten Kurven (Abb. 29 b) gut korrelieren lassen.

3.6.2. Die Inklinationskurven

Abb. 30 zeigt die Korrelation der zeittransformierten Profile aus der Mecklenburger Bucht. Dabei ist festzustellen, daß nahezu alle in der Referenzkurve bezeichneten Maxima und Minima sowohl in ihrer Schärfe als auch in ihrer Größe deutlich ausgebildet in den einzelnen Profilen auftreten und somit jeder Kern den charakteristischen Kurvenverlauf nachvollzieht. Um eine einheitliche Bezeichnung der Korrelationspunkte zu anderen Gebieten in Europa zu erhalten, wurde vorerst darauf verzichtet, weitere markante Punkte der Kurven (die zur Zeit noch nicht mit ^{14}C - Daten belegt sind) mit Symbolen zu versehen, obwohl beispielsweise an der Existenz weiterer signifikanter Korrelationspunkte wie :

- Minimum zwischen ε^1 und ε bei ca. 2 800 Jahren B.P. ,
- Maximum unterhalb ε bei ca. 3 600 Jahren B.P. ,
- Maximum zwischen η und ν bei ca. 4 500 Jahren B.P. ,
- Minimum zwischen l und α bei ca. 6 500 Jahren B.P.

nicht gezweifelt werden kann.

Die zeitlich viel kürzeren Schwingungen der Variationskurven unterhalb 10 000 Jahren B.P. sind im Detail der beiden Kerne untereinander und mit den südschwedischen Referenzkurven gut korrelierbar, wobei sie durch die Zeittransformation im Profil MB 249 an Deutlichkeit gewinnen.

In Abb. 31 sind die zeitabhängigen Profile aus dem Arkonabecken dargestellt. Vergleichbar mit denen aus der Mecklenburger Bucht sind auch sie untereinander und mit den Bezugskurven aus Großbritannien und Schweden gut zu korrelieren. Ebenso treten die im Korrelationsschema noch nicht bezeichneten und oben beschriebenen vier Peaks auf, denen ein weiterer hinzugefügt werden kann :

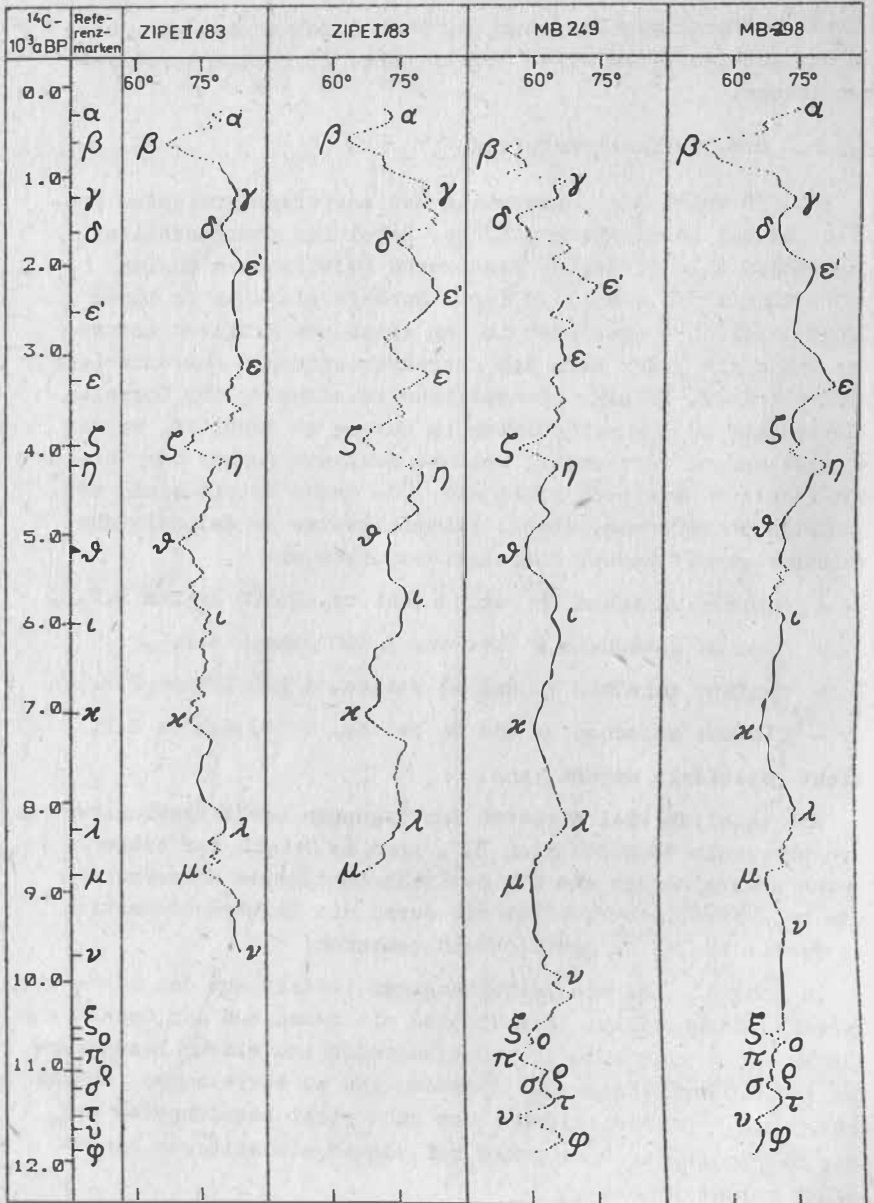


Abb.30 Inklination (zeitabhängig) Mecklenburger Bucht

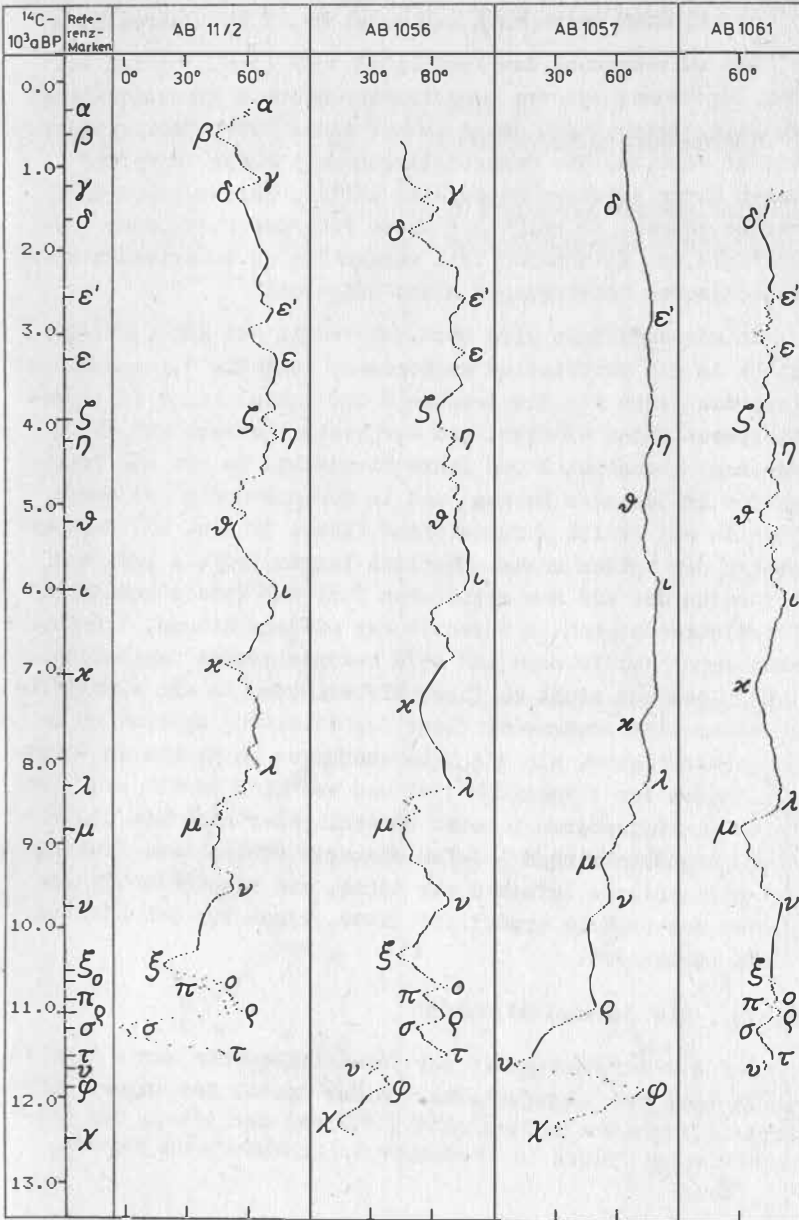


Abb. 31 Inklination (zeitabhängig) Arkónabecken

- Minimum zwischen μ und ν bei ca. 9 400 Jahren B.P.

Die Aufzeichnung des Profils AB 1057 (Abb. 18) ist mit der Begründung aus der Gesamtinterpretation herauszuhalten, daß die oberen 8 000 Jahre in nur einem Meter Sediment enthalten sind und die darunterliegenden 5 Meter Bänderton wegen ihrer extremen Streuwerte zeitlich nicht zugeordnet werden können. Es zeigt der obere Teil der Kurve kaum Korporologie, und im unteren Teil werden die zu erwartenden kurzperiodischen Schwingungen nicht aufgelöst.

In gleichem Maße wird auch das Profil GdB 200 (Abb. 26) nicht in die Korrelation einbezogen, weil die 1,3 m Schlick (repräsentativ für die letzten 8 000 Jahre) keine interpretierbaren Daten ergeben, und der restliche Kern mit 4.5 m Sediment höchstens 2 000 Jahre überdeckt. So ist die Inklination im Gdanker Becken und im Gotlandbecken nur durch jeweils ein Profil aufgezeichnet (Abbn. 32 a u. b). Der Vergleich der beiden unterschiedlich langen Profile läßt das Auftreten der aus dem westlichen Teil der Ostsee bekannten Korrelationsmarken im wesentlichen wiedererkennen, berechtigt aber wegen der im Kern GdB 4978 nachgewiesenen Sedimentationslücken vorerst nicht zu ihrer Einbeziehung in ein einheitliches Korrelationsschema. Diese Zurückhaltung scheint um so gerechtfertigter, als die Untersuchungen an Kernen im Gdanker Becken von ABRAHAMSEN 1980 und von SLOBODJANIK u.a. 1983 keine korrelierbaren (weder untereinander noch mit den vorliegenden Ergebnissen) Aufzeichnungen erbrachten. Eine lithostratigraphische Aufnahme der Kerne, die eventuell den An- gleich der Profile ermöglicht hätte, wurde von den Autoren nicht publiziert.

3.6.3. Die Intensitätskurven

Auf die Mehrdeutigkeit der Intensitätswerte wurde bereits im Kapitel 3.4.5. hingewiesen. Da der Anteil des magnetischen Mineralinventars im Abschnitt 5.1.2. und der Anteil des gemagnetischen Feldes im Abschnitt 6.3.5. diskutiert werden,

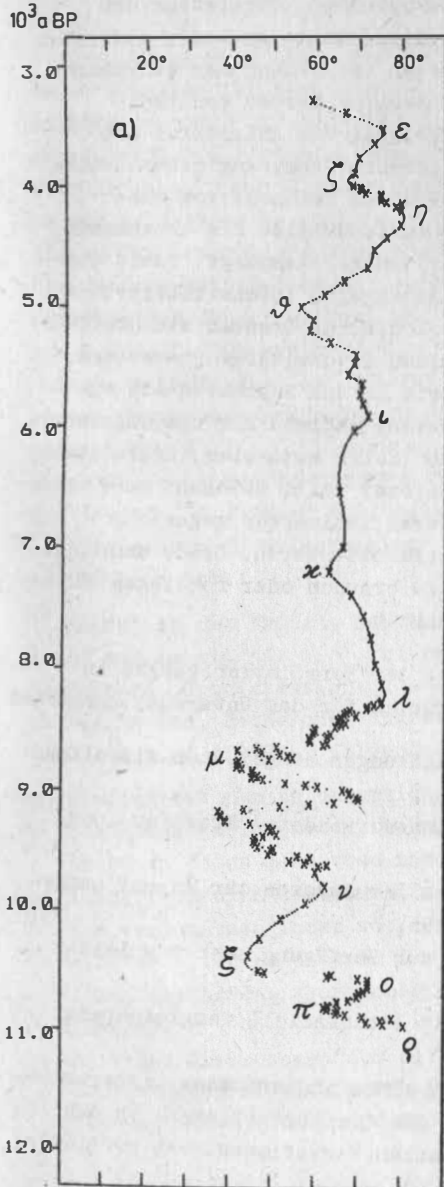
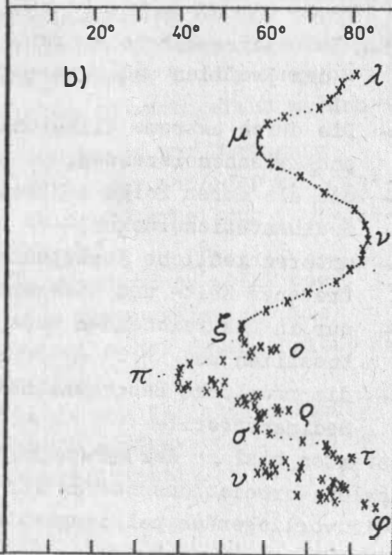


Abb. 32
Inklination (zeitabhängig)

- a) Gdasker Becken (GdB4978)
- b) Gotlandbecken (Gob 5011)



sind hier nur die verallgemeinerungswürdigen Erkenntnisse zu erörtern, die bei der makroskopischen Korrelation der Intensitätsaufzeichnungen als signifikante Merkmale auftraten und bei der lithostratigraphischen Einstufung der einzelnen Horizonte als Hilfsmittel herangezogen werden konnten.

In allen Profilen ist der Übergang vom Atlantikum zum Boreal durch einen deutlichen Intensitätssprung gekennzeichnet, der mit Sicherheit als Folge des Wechsels vom süßbrackischen zum marinen Sedimentationsmilieu die abnehmende Menge detritischer magnetischer Minerale anzeigt. Damit vergleichbar sind auch die etwas geringeren Intensitätssprünge an fast allen erkennbaren lithologischen Grenzen als Stoffänderungen zu deuten. Die höchsten Intensitätswerte wurden in den Torfgyttjahorizonten sowie in den Schichten mit extremer Sulfidanreicherung gemessen, während die niedrigsten Werte in den subatlantischen Schlickern auftreten. Sedimente mit relativ größerem Korndurchmesser (z.B. Feinsand oder Grobschluff) besitzen den feineren Sedimenten gegenüber (z.B. Ton) auch die höheren Intensitätswerte. Graue und blaue Tone haben im Vergleich zu braunen oder rötlichen die geringere Magnetisierungsintensität.

3.7. Stratigraphische Zuordnung der Korrelationspunkte in den Profilen und Master-Kurven für das Untersuchungsgebiet

- Die durch extreme Klimaschwankungen ausgelösten Eiszeiten und Zwischeneiszeiten,
- die als deren Folge zahlreich vorhandenen Erosions- und Sedimentationslücken,
- unterschiedliche Standpunkte der Autoren zur Anzahl aufgetretener Kalt- und Warmzeiten,
- nur in unzureichendem Maße zur Verfügung stehende Leitfossilien und
- die räumliche Beschränktheit lithofaziell vergleichbarer Sedimentprofile

standen bislang der Aufstellung eines abgestimmten internationalen Korrelationsschemas für das Quartär entgegen, in das die vorliegenden paläomagnetischen Variationskurven problemlos

einzuordnen wären. Damit kann für den globalen Maßstab ein zeitlicher Vergleich zunächst nur für größere Zeiträume erfolgen.

Der den hier bearbeiteten 11 Ostseeprofilen gleichzusetzende Zeitraum ist magnetostratigraphisch dem obersten Abschnitt der BRUNHES - Polaritäts - Zone auf der radiometrisch begründeten Polaritätszeitskala (MANKINEN u. DALRYMPLE 1979; BERGGREN u.a. 1980; HARLAND u.a. 1982) zuzuordnen, deren Grenze zur MATUYAMA - Polaritäts - Zone bei 0.73 Millionen Jahren liegt. Chronostratigraphisch umfassen die Profile einerseits das gesamte Holozän, dessen untere Grenze (als die Grenze zwischen der Jüngeren Dryas und dem Präboreal) auf Vorschlag von HAGEMANN 1969 auf dem INQUA - Kongreß in Paris von der Holozän - Kommission auf 10 000 ^{14}C - Jahre B.P. festgelegt wurde, und andererseits das Spätglazial der Weichselkaltzeit, das mit dem Bölling - Interstatal eingeleitet und aufgrund eines Vorschlages von MANGERUD 1973 in seiner unteren Grenze mit 13 000 ^{14}C - Jahre B.P. datiert wurde, jedoch in seiner stratigraphischen Bedeutung nur für den nordeuropäischen Raum verbindlich ist.

Anläßlich des INQUA - Kongresses 1977 in Birmingham (England) wurden mit dem Ziel, im internationalen Rahmen vergleichbare chronostratigraphische Unterteilungen des Holozäns zu erarbeiten, Recherchen angestellt, deren Ergebnisse von MANGERUD u.a. (1982 a) folgendermaßen zusammengefaßt werden :

- die derzeit nur in unzureichender Menge zur Verfügung stehenden geologischen, palynologischen und/oder radiometrischen Daten gestatten noch keine Unterteilung (Australien, Neuseeland, Südamerika, Japan),
- die vorhandenen Daten variieren räumlich zu stark oder sind zeitlich zu ungenau für eine Chronostratigraphie (USA, Südkanada, tropisches Afrika, Naher Osten, Britische Inseln),
- holozäne Chronozonen auf der Basis von Radiokohlenstoffbestimmungen sind vorgeschlagen (Skandinavien, arktisches Kanada, Alpen, UdSSR und prinzipiell zentrales Europa).

In Kenntnis dieses noch unbefriedigenden internationalen Standes wird dem stratigraphischen System im Untersuchungsgebiet der Vorschlag von MANGERUD u.a. (1974) über die „ Quartärstratigraphie des Nordens - Terminologie und Klassifikation " zugrunde gelegt. Dieser verwendet die von BLYTT 1882 und 1893 eingeführten und auf rezente Florenelemente Norwegens bezogenen Termini wie „ Atlantikum ", „ Boreal " usw. Etwas später charakterisierte SERNANDER (1890) unter Beibehaltung dieser Begriffe verschiedene Klimaperioden und ordnete diese bestimmten Sedimentschichten zu. Diese „ BLYTT - SERNANDER - Einheiten " haben sich bis heute in den Korrelationsschemata erhalten, obwohl sie im Laufe der Zeit in sehr unterschiedlichem Sinne benutzt wurden.

Um die verschiedenen bio-, klimato-, litho- und morphostratigraphischen Unterteilungen mit ihrem metachronistischen Grenzen korrelieren zu können, schlugen MANGERUD u.a. vor, auf der Basis der mit 10 000 Jahren B.P. festgelegten Pleistozän/Holozän - Grenze Chronozonen zu definieren, die auf Radiokohlenstoffbestimmungen beruhen. Diesem Vorschlag sind bislang keine grundsätzlich ablehnenden Auffassungen gegenübergestellt worden (MANGERUD u. BERGLUND 1978; MANGERUD 1982 b), so daß mit diesem System wenigstens für den skandinavischen und den Ostseeraum eine gute Arbeitsgrundlage für die Stratigraphie gegeben ist.

Ein entsprechender, die Pleistozän/Holozän - Grenze ausweisender Stratotyp wurde 1971 von MÖRNER der Holozän - Kommission der INQUA in Göteborg (Schweden) empfohlen, von dem Gremium aber nicht akzeptiert. Eine erneute Recherche in Südschweden von einem Autorenkollektiv unter der Leitung von OLAUSSON (1982) empfahl drei Profile, von denen der 27 m lange Bohrkern von Solberga die Bedingungen für einen Stratotyp zu erfüllen scheint.

In Abb. 33 ist das Korrelationsschema für die jungquartären Sedimente der Ostsee zusammengestellt, in denen die Chronozonen von MANGERUD u.a. (1974) und die Stadien der Ostsee-Entwicklung nach HANSEN (1965) und LANGE (1984) mit den Inklinationsvariationskurven für die Mecklenburger Bucht und das Arkona-

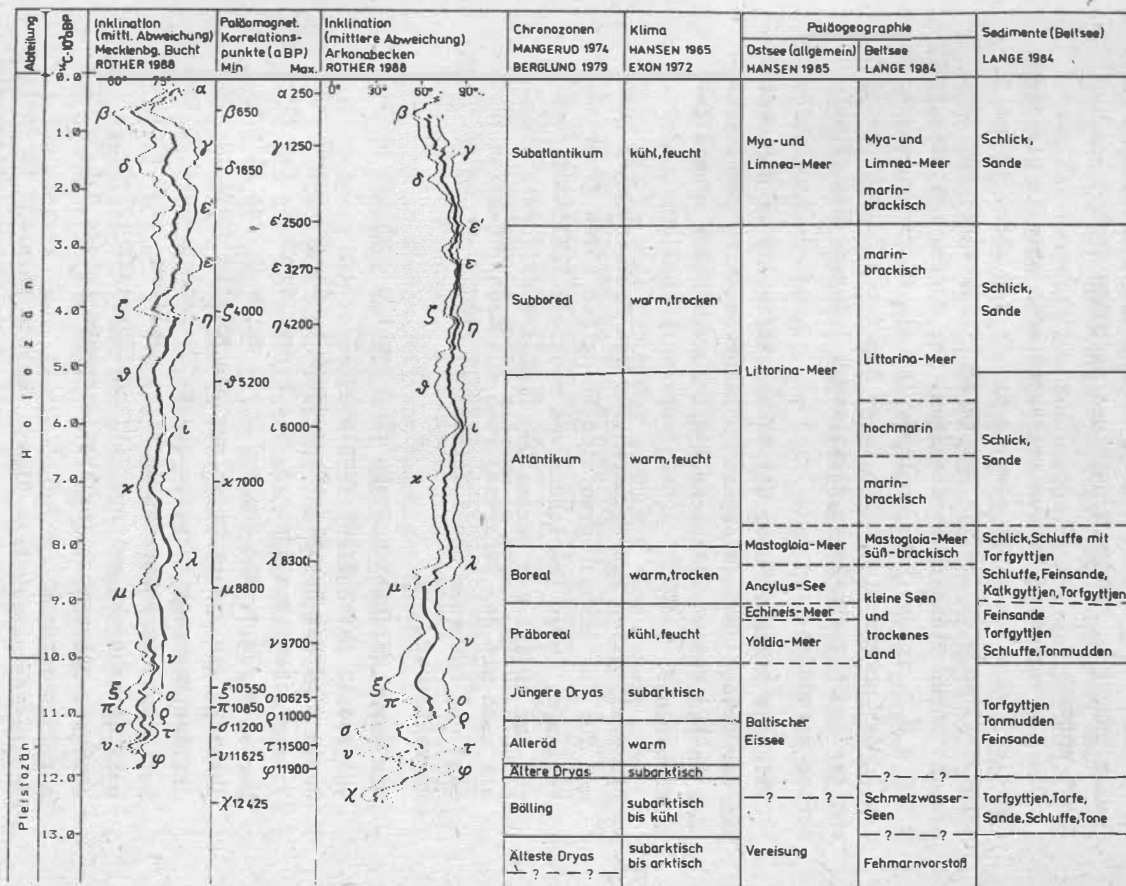


Abb. 33 Korrelationschema der Ostseesedimente

becken nach ROTHER (1988) und den radiometrischen Altersbestimmungen für die paläomagnetischen Korrelationspunkte (nach TURNER u. THOMPSON 1981 und SANDGREN 1986) kombiniert werden.

Die I - Variationskurven repräsentieren jeweils die durch Stapelung erhaltenen Mittelwerte der in den Abbn. 30 und 31 dargestellten vier Profile der beiden Teilgebiete der Ostsee mit ihren Standardabweichungen. Der Sprung bei etwa 9 700 a B.P. in der Referenzkurve für die Mecklenburger Bucht ist in der unterschiedlichen Länge der Kerne (siehe Abb. 30) und der damit verbundenen drastischen Änderung des Mittelwertes begründet.

Folgende Aussagen über die Einbeziehung der in den Sedimenten der Ostsee nachgewiesenen Säkularvariation der Inklination in das Korrelationsschema des Jungquartärs können gemacht werden:

- Die ermittelten Masterkurven für die Mecklenburger Bucht und für das Arkonabecken sind bezüglich ihres generellen Verlaufs, ihrer Abweichung vom heutigen Inklinationswert und der Anzahl der Maxima und Minima sowohl untereinander als auch mit den Referenzkurven aus Großbritannien (Holozän) und Schweden (Spätpleistozän) (Abbn. 27 und 28) gut korrelierbar.
- Die gekennzeichneten Peaks sind jeweils deutlich ausgebildet und in ihrer Größe vergleichbar.
- Somit sind das Subatlantikum durch 5, das Subboreal durch 3, das Atlantikum durch 3, das Boreal durch 2, das Präboreal durch 1, die Jüngere Dryas durch 4, das Alleröd durch 3, die Ältere Dryas und das Bölling durch je einen Inklinationspeak gekennzeichnet. Diesen 23 neuen Zeitmarken können im Rahmen zukünftiger Arbeiten durch statistische Absicherung weitere Inklinationspeaks (siehe 3.6.2), aber vor allem auch Deklinationspeaks (siehe 3.6.1.) hinzugefügt werden.
- Das Auflösungsvermögen dieser Methode erreicht in geeigneten Sedimenten in Abhängigkeit von der Akkumulationsrate

Werte unter 10^2 Jahre und unterstreicht somit deren Bedeutung für die Stratigraphie.

- Die Methode ermöglicht im Falle geringer Streuung der Proben das Erkennen von Sedimentationslücken im Profil (Abbn. 21 und 26).
- Die Methode ermöglicht aufgrund der relativ großen Anzahl von Zeitmarken detaillierte Aussagen zu Akkumulationsraten (siehe 3.8).
- Im Vergleich zur internationalen europäischen Literatur kann festgestellt werden, daß außer zu den als Grundlage für die vorliegende Arbeit gewählten Resultaten aus den Sedimentuntersuchungen der britischen Seen und Südschwedens gute Übereinstimmung für das Holozän mit den Ergebnissen aus den Ablagerungen des Lac de Joux in der Schweiz (CREER u.a. 1980), aus Sedimenten Griechenlands (CREER u. a. 1981), aus Seesedimenten Irlands (THOMPSON u. EDWARDS 1982) und Islands (THOMPSON u. TURNER 1985) sowie aus dem Lac du Bouchet in Frankreich (CREER u.a. 1986) besteht. Die Korrelationsversuche mit Daten der älteren, spätglazialen Ablagerungen zeigen keine vergleichbar guten Ergebnisse. Dies könnte unter anderem im lokal nur unzulänglich erreichten Auflösungsvermögen (Akkumulationsrate, lückenhafte Probenentnahme) für die höherfrequente Inklinationsvariation in diesem Zeitraum begründet liegen.

Es wäre generell zu erwarten, daß bei einheitlicher Darstellungsform der Ergebnisse hinsichtlich des Maßstabes, des geochronologischen Bezuges, der sedimentologischen Befunde und der Bearbeitungsmethodik auch unter den bereits publizierten Arbeiten die Anzahl korrelierbarer Fakten steigen würde. Dies trifft besonders auf die im Untersuchungsgebiet durchgeführten Arbeiten (ABRAHAMSEN 1980; SLOBODJANIK u.a. 1983 und SCHOENHARTING 1985) zu.

Hauptkriterien für den Vergleich von Ergebnissen sollten die Charakteristika möglichst längerer und eindeutig datierter Profile sein, da die Unsicherheit chronologischer Zuordnung kurzer Abschnitte oder gar einzelner Punkte aufgrund der Leistungsgrenzen absoluter Altersbestimmungen

zu groß ist und gegenüber verallgemeinerungswürdigen Aussagen im Rahmen eines Korrelationsschemas Zurückhaltung gebietet.

- Wesentliche Voraussetzung für die Verifikation und für den Einbau der vorliegenden Ergebnisse in ein eigenständiges, international abgestimmtes Korrelationsschema sind die Datierung der paläomagnetischen Peaks mit Radiokohlenstoffbestimmungen, gemeinsame paläomagnetische und paläontologische Bearbeitung von Kernen und Verdichtung des Probenentnahmernetzes im Untersuchungsgebiet auch im internationalen Maßstab.

3.8. Akkumulationsraten im Untersuchungsgebiet

Auf der Basis der mit ^{14}C - Bestimmungen (aus England und Schweden) datierten paläomagnetischen Peaks wurden an den 11 Stechrohrkernen die Akkumulationsraten für die einzelnen Chronozonen bestimmt und in mm a^{-1} ausgedrückt. Dabei wurde der von YASKAWA 1973 gemachte berechtigte Einwand, daß bei rezenten und subrezenten Sedimenten wegen des unterschiedlichen Wassergehaltes und unterschiedlich fortgeschrittener Kompaktion die Mächtigkeit des Sediments nicht als lineare Funktion der Zeit gelten kann, nicht berücksichtigt und das von ihm vorgeschlagene aufwendige Verfahren (Vergleich der Trockenmasse) im Hinblick auf die Gewinnung von Mittelwerten nicht angewendet.

Die bislang publizierten Werte für das Untersuchungsgebiet schwanken in Abhängigkeit von der Tiefenlage des Kernentnahmepunktes und den Bodenströmungen ganz erheblich. IGNATIUS und NIEMISTÖ gaben 1971 als Maximalwert für die Post-Littorina-Sedimente im Gotlandtief eine jährliche Sedimentationsrate von 1 mm an. HÄSANEN erzielte mittels ^{210}Pb - Messungen für die obersten (jünger als 100 Jahre) Schichten des gleichen Gebietes Werte von 1.0 bis 1.3 mm a^{-1} . KÖGLER u. LARSEN (1979) ermittelten für das Bornholmbecken eine Rate von 0.5 bis 1.5 mm a^{-1} und verweisen darauf, daß im zentralen Teil Maximalwerte erreicht werden und am Beckenrand die Beträge auf 0 abfallen

können. IGNATIUS u.a. (1981) veröffentlichten im Rahmen von Massenbilanz-Berechnungen für die gesamte Ostsee eine mittlere Akkumulationsrate von 0.1 bis 0.2 mm a⁻¹. PUSTELNIKOV (1977) gab aufgrund von Abschätzungen der Menge suspendierten terrigenen und biogenen Materials im Meerwasser eine mittlere Rate von 0.079 bis 0.14 mm a⁻¹ an.

In der vorliegenden Arbeit werden die selbst ermittelten Werte in erster Linie dazu verwandt, Aussagen über den Zeitbetrag zu machen, den die Meßwürfel (Kantenlänge 2.5 cm) in den verschiedenen Gebieten und unterschiedlichen Tiefen repräsentieren, das heißt, welcher Auflösungsgrad jeweils erreicht wird. Dabei sind die in den Mittelwerten zu vermutenden, sehr niedrigen Sedimentationsraten (im Extremfall Sedimentationslücken) durch große Änderungen oder Sprünge auf zeitlich eng begrenztem Raum in den Variationskurven zu erkennen (ABRAHAMSEN u. READMAN 1980). Die Größe der Amplituden der Ereignisse sind bei homogenen Sedimentationsbedingungen der Sedimentationsrate proportional (KING u.a. 1983). Die Benutzung fehlerhafter ¹⁴C- Daten oder die fehlerhafte Zuordnung einzelner Peaks führt zu falschen Sedimentationsraten (JOHN-SON u. FIELDS 1984).

Die Interpretation der Diagramme zu den Akkumulationsraten in den 11 Ostseeprofilen ergibt folgende Schlußfolgerungen :

- Die Daten der vier Kerne aus der Mecklenburger Bucht beschreiben über das gesamte Profil etwa den gleichen Verlauf und lassen für dieses Gebiet (Kernentnahmepunkte) auf vergleichbare Sedimentationsbedingungen schließen (Abb. 34).
- Die Akkumulationsraten im Arkonabecken (Abb. 35) zeigen vom Beckenrand (AB 11; AB 1056) zum Beckenzentrum (AB 1061 B) eine deutliche Steigerung. Der Wechsel der Sedimentationsgeschwindigkeit verläuft in den verschiedenen Profilabschnitten nahezu gleich. Die Resultate zum Kern AB 1057 werden wegen seiner unklaren zeitlichen Einordnung in die Aussagen nicht einbezogen. Die Kerne des Gdanker Beckens (GdB 4978) und des Gotlandbeckens (GoB 5011) ergeben ebenfalls

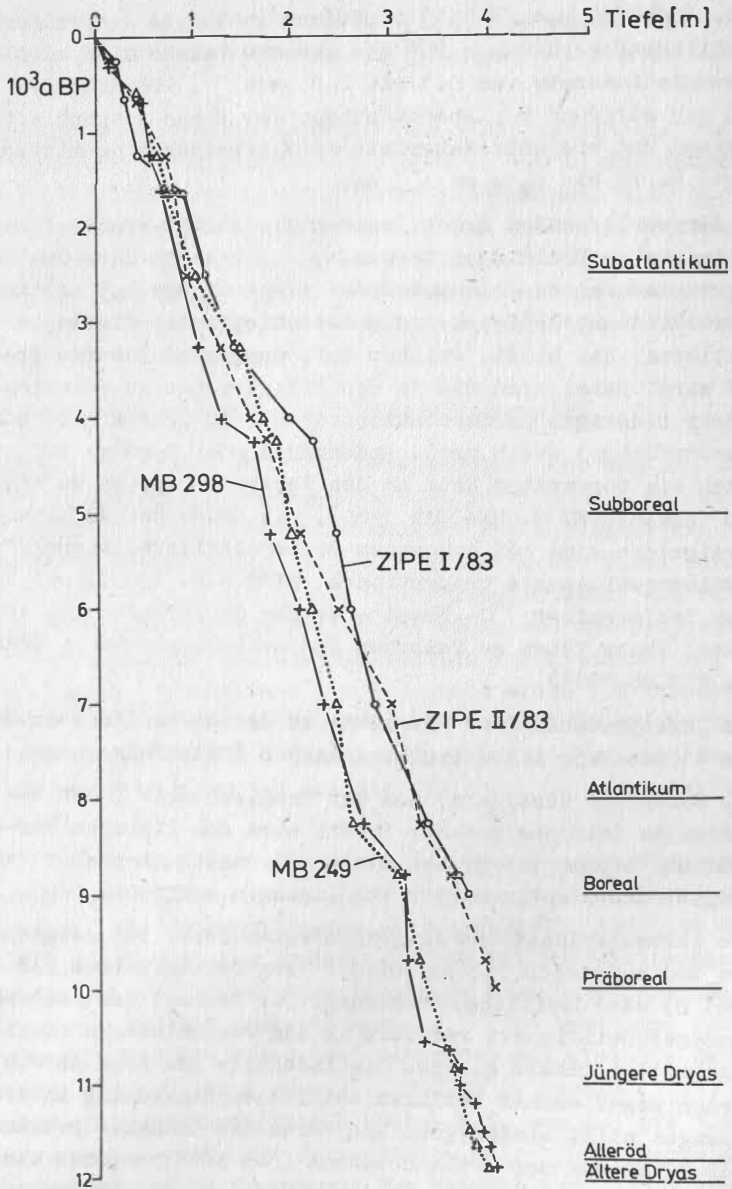


Abb. 34 Akkumulationsraten in der Mecklenburger Bucht

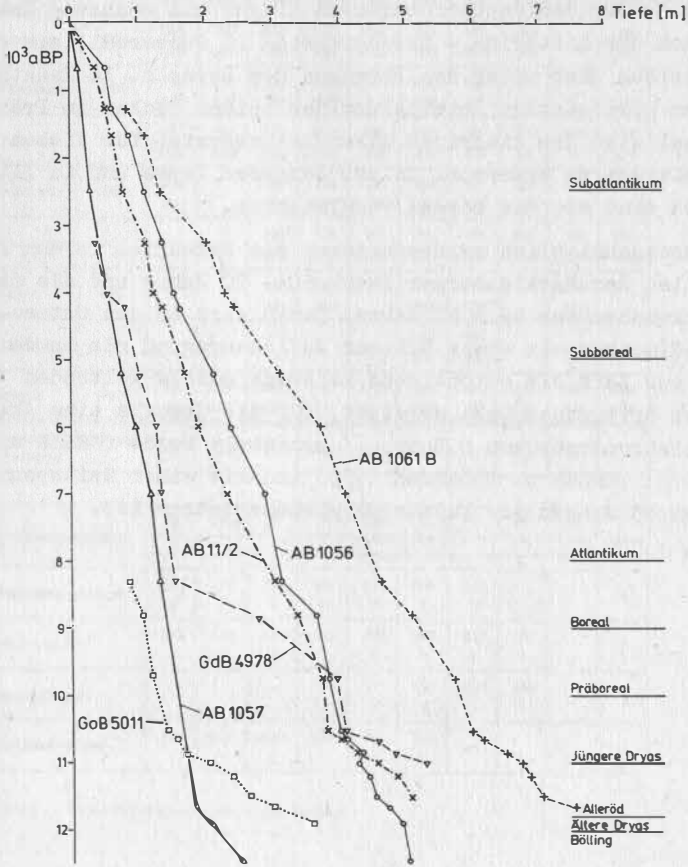


Abb. 35 Akkumulationsraten im Arkonabecken, im Gotlandbecken und im Gdänsker Becken

der auftretenden Sedimentationslücken wegen keine Verallgemeinerungswürdigen Ergebnisse.

- In allen Chronozonen ergeben sich im Arkonabecken höhere Akkumulationsraten als in der Mecklenburger Bucht (Tab. 2). In beiden Sedimentationsbecken liegen die höchsten Raten nach der Littorina - Transgression im Subboreal, sie bleiben aber unter den Beträgen des Boreals. In Kenntnis der geologischen Entwicklung der beiden Becken im Präboreal sind die niedrigen Akkumulationsraten für diesen Zeitraum zu erwarten. In der Jüngeren Dryas und im Alleröd sind sie dem Boreal vergleichbar.
- Durchschnittlich repräsentieren die Meßwürfel in den Profilen der Mecklenburger Bucht 60 - 70 Jahre und die des Arkonabeckens 43 - 67 Jahre. Damit wird in den Ostseesedimenten ein etwas höherer Auflösungsgrad als in denen (zur Zeit als europäische Referenzprofile geltenden) der britischen Seen erreicht, für die jeweils eine Akkumulationsrate von 0.3 mm a^{-1} ermittelt wurde (CREER u.a. 1972; TURNER u. THOMPSON 1979) und mit einer Zeitspanne von 83 Jahren pro Meßwürfel gleichzusetzen ist.

Chronozone	Zeitdauer [a]	ZIPEL/63	ZIPEL/63	MB 298	MB 249	AB 11/2	AB 1056	AB 1057	AB 10618	GeB 5011	GeB 4978
		Mächtigkeit [mm]									
		Akkumulationsrate [mm a ⁻¹]									
Subatlantikum	2500	880 0,35	1090 0,43	850 0,34	1000 0,4	760 0,3	1130 0,45	300 0,12	1330 0,53		300 0,12
Subboreal	2500	1140 0,45	1310 0,52	900 0,36	950 0,39	890 0,35	900 0,36	400 0,16	1640 0,65		680 0,27
Atlantikum	3000	1230 0,41	850 0,28	900 0,3	630 0,21	1220 0,4	1050 0,35	600 0,2	1530 0,51		70 0,023
Boreal	1000	450 0,45	550 0,55	520 0,52	550 0,55	580 0,58	620 0,62	130 0,13	700 0,7	1100 1,1	1950 1,95
Präboreal	1000	400 0,4		90 0,09	270 0,27	310 0,3	200 0,2	150 0,15	610 0,61	170 0,17	1000 1,0
Jüng. Dryas	1000			490 0,49	300 0,3	810 0,81	390 0,39	170 0,17	960 0,96	780 0,78	1300 1,3
Alleröd	800			330 0,41	270 0,33		460 0,57	200 0,25		1350 1,68	
Ältere Dryas							230 1,15	180 0,9			
Gesamt	12000	4100 0,41	3800 0,42	4080 0,34	3970 0,33	4570 0,41	4980 0,41	2130 0,17	6770 0,61	3400 0,89	5300 0,48
Zeitliche Repräsentanz pro Würfel [a]		65,7	60,0	68,6	70,6	55,8	67,2	54,8	42,9	28,4	37,3

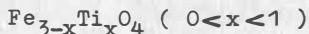
Untersuchungsgebiet	SA	SB	A	B	PB	JD	AL	ÄD	B6	Kerne
	Akkumulationsraten [mm a ⁻¹]									
	Anzahl einbezogener Kerne									
Mecklenburger Bucht	0,38 4	0,42 4	0,3 4	0,51 4	0,25 3	0,39 2	0,37 2			4
Arkonabecken	0,42 3	0,45 3	0,42 3	0,63 3	0,37 3	0,72 3	0,57 1	1,15 1		4
Gottlandbecken					1,1 1	0,17 1	0,78 1	1,68 1		1
Gdansk Becken	0,12 1	0,27 1	0,023 1	1,95 1	1 1	1,3 1				1

Tab. 2 Akkumulationsraten in der Ostsee

4. Die Mineralogie der Remanenzträger

4.1. Magnetische Minerale

4.1.1. Titanomagnetite : $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4$ - Reihe



Als eines der Endglieder dieser Mischkristallreihe ist der Magnetit, Fe_3O_4 , als Träger der Magnetisierung in den Gesteinen das bedeutendste Eisenoxid. Der Kristallstruktur nach verfügt dieser Inversspinell über zwei magnetische Untergitter. 8 Fe^{3+} Kationen befinden sich in tetraedrischer Konfiguration im A-Untergitter, während 16 Fe^{2+} und Fe^{3+} Kationen in oktaedrischer Konfiguration das B-Untergitter besetzen. Die antiparallele Anordnung der magnetischen Momente in den Untergittern ist nicht gleichwertig, so daß sich eine resultierende Spontanmagnetisierung ergibt - der Magnetit ist somit ferrimagnetisch. Er kristallisiert kubisch-hexakisoktaedrisch und kann liquidmagmatisch, liquidmagmatisch-pneumatolitisch, kontakt-pneumatolitisch sowie regionalmetamorph entstehen. Sein CURIE-Punkt (T_C) liegt für $x = 0$ bei 578°C und fällt innerhalb der Mischkristallreihe nahezu linear mit der Zusammensetzung auf -153°C für $x = 1$ (O'REILLY 1984). Seine Sättigungsmagnetisierung beträgt bei Zimmertemperatur etwa $92 \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$.

Das andere Endglied der Reihe stellt der Ulvöspinell, Fe_2TiO_4 , dar. Er kristallisiert kubisch und kommt in der Natur kaum in Kristallform, oft aber entmischt als feines Netzwerk im Magnetit vor. Er ist bei Zimmertemperatur paramagnetisch.

4.1.2. Titanomaghemite : $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$ - Reihe

Maghemit, $\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$, kristallisiert kubisch und ist ferrimagnetisch. In der Natur entsteht er durch Oxydation aus Fe_3O_4 . Ähnlich dem Magnetit ist er ein Inversspinell. Im Gegensatz zum Magnetitgitter sind $1/9$ der Fe-Plätze vakant. Aufgrund dieser Fehlordnung tritt bei Erwärmung zwischen 200 und 700°C (NAGATA 1961) ein Übergang der ferrimagnetischen γ -Phase zur antiferromagnetischen α -Phase ein. Somit kann

nur von einer Umwandlungs- nicht aber von einer CURIE-Temperatur gesprochen werden. Letztere wurde für Maghemit von FRÖLICH und VOLLSTÄDT (1967) mit 675°C angegeben.

4.1.3. Ilmenohämatite : $\propto \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeTiO}_3 - \text{Reihe}$
 $\text{Fe}_{2-y}\text{Ti}_y\text{O}_3 \quad (0 < y < 1)$

Hämatit, $\propto \text{Fe}_2\text{O}_3$, auch als Spekularit, Glanzeisenstein, Eisenglanz oder Roteisenstein bezeichnet, ist eins der beiden Endglieder der Reihe. Er kristallisiert ditrigonal-skalenoedrisch und findet sich liquidmagmatisch, auf hydrothermalen Gängen, metasomatisch an Kalksteinen, sedimentär und regionalmetamorph. Seinem magnetischen Charakter nach ist Hämatit antiferromagnetisch, besitzt aber wegen eines kleinen Differenzwinkels zwischen den antiparallelen Untergittern einen parasitären Ferromagnetismus (STILLER 1967). Die NÉEL-Temperatur variiert systematisch mit der Zusammensetzung, sie beträgt für $y = 0$ 675°C und für $y = 1$ -220°C . Das magnetische Verhalten der Glieder der Mischkristallreihe differiert drastisch mit der Zusammensetzung und zeigt sich antiferromagnetisch für $y > 0.9$, ferrimagnetisch für $0.9 > y > 0.45$ und schwach parasitisch ferromagnetisch für $y < 0.4$ (TARLING 1983).

Das andere Endglied der Reihe bildet der Ilmenit, FeTiO_3 . Er kristallisiert trigonal-rhomboedrisch und entsteht meist bei hohen, in jedem Falle aber 500°C überschreitenden Temperaturen und kann in magmatischen Gesteinen sowohl Früh- als auch Spätausscheidung sein. Für paläomagnetische Untersuchungen interessant sind vor allen Dingen die entmischten, jüngere Hämatitgenerationen enthaltenden Ilmenite.

4.1.4. Pseudobrookit : $\text{Fe}_2\text{TiO}_5 - \text{FeTi}_2\text{O}_5 - \text{Reihe}$

Pseudobrookit, Fe_2TiO_5 , kristallisiert orthorhombisch, verhält sich bei Zimmertemperatur para- und bei sehr tiefen Temperaturen antiferromagnetisch. Er entsteht in der Natur aus Titanomagnetit.

4.1.5. Pyrrhotine : FeS_{1+x} ($0 \leq x \leq 1$)

Innerhalb des komplizierten Systems der Eisensulfide existiert eine Reihe von Mineralen, die durch ihre magnetischen Eigenschaften selbst die Rolle des Hauptträgers der NRM übernehmen können oder bei der Interpretation sich überlagernder Remanenzen identifiziert werden müssen. Sie können sowohl liquidmagmatisch, pegmatitisch-pneumatolitisch, hydrothermal, metamorph als auch syndiagenetisch entstehen.

In der Reihe $\text{FeS} - \text{FeS}_2$ ändert sich das magnetische Verhalten in Abhängigkeit von der Zusammensetzung auf folgende Weise :

- $0 < x < 0.1$ = bei Zimmertemperatur antiferromagnetisch,
- $0.1 < x < 1/7$ = bei Zimmertemperatur ferrimagnetisch,
- $x \sim 0.1$ = Ferrimagnetismus zeigt sich in einem beschränkten Temperaturbereich.

Folgende Phasen der Sulfidreihe sind im Zusammenhang mit petromagnetischen Untersuchungen bislang beschrieben worden :

Fe_2S_3 : Fe_2S_3 soll nach BERNER (1964) im marinen Milieu eventuell als Initialreaktion von H_2S und Eisenhydroxid bzw. anderer Eisenkomponenten (Hämatit?) entstehen. ALLEN u.a. (1912) vertraten die Ansicht, daß es sich bei Fe_2S_3 um eine Mischung von FeS und elementarem Schwefel handelt. SCHRADER und PIETZSCH konnten 1969 kristallines Fe_2S_3 herstellen. Es zeigt bei Zimmertemperatur eine Sättigungsmagnetisierung von $4.95 \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$, besitzt eine tetragonale Elementarzelle (die dafür mögliche Raumzelle ist D_4^6), tritt in stäbchenförmigen Kristallen auf und zerfällt an der Luft gelagert innerhalb weniger Monate vollständig in FeS_2 und Fe_3S_4 .

Fe_3S_4 : Dieses Mineral wurde als Greigit (kubisches Thio-spinell von Eisen) von SKINNER u.a. 1964 zum ersten Mal beschrieben. Es entsteht durch bakterielle

Reduktion von Eisenlösungen im limnischen und marinen Milieu (FREKE u. TATE 1961). Es fällt in keinem Falle direkt aus dem Wasser (RICKARD 1969) aus, sondern wird über das Stadium des paramagnetischen Mackinawits (UDA 1967) gebildet. Das MÖSSBAUER-Spektrum zeigt für den Greigit zwei Untergitter, in denen das Eisen die Tetraeder- und Oktaederplätze besetzt. Durch die Antiparallelität der Untergitter wird ferrimagnetisches Verhalten erzeugt. SPENDER u.a. (1972) geben seinen T_C mit 333°C an. Greigit wurde inzwischen unter anderem im Baikalsee (GOLDYREV 1972), im Oberen See (DELL 1972) und im Schwarzen Meer (GIOVANCLI 1979) nachgewiesen. Melnikovit im Sinne von VOLKOV (1961) kann als Synonym verstanden werden.

Fe_7S_8 : Monokliner Pyrrhotin ($x = 0.125$) ist ferrimagnetisch und besitzt einen T_C von $305 - 310^\circ \text{C}$. (ZAPLETAL 1972; HUCL u.a. 1975; HAYASE u.a. 1963).

Fe_9S_{10} : Hexagonaler Pyrrhotin ($x = 0.100$) ist antiferromagnetisch und zeigt bei 220°C einen scharfen Peak in der thermomagnetischen Aufzeichnung, der gleichbedeutend mit der γ -Transformation ist.

4.1.6 Goethit und Eisen

Innerhalb der Eisenhydroxide ist Goethit, α - FeOOH für petromagnetische Betrachtungen das einzig wirksame. Er kristallisiert rhomboedrisch-dipyramidal und ist antiferromagnetisch. Durch Gittereinschlüsse kommt es zu einem schwachen Ferromagnetismus, der mit Erreichen des NÉEL - Punktes (Zwischen 60 und 170°C) verschwindet.

Eisen ist ferromagnetisch, besitzt bei Zimmertemperatur eine Sättigungsmagnetisierung von $220 \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$ und einen T_C von 770°C .

4.2. Anreicherung der magnetischen Minerale

Gemessen an der Vielfältigkeit auftretender magnetischer Minerale in den Gesteinen und der daraus ableitbaren unterschiedlichen und sich überlagernden magnetischen Wirksamkeit der einzelnen Komponenten, besteht im Rahmen des vorliegenden Untersuchungsprogrammes die Notwendigkeit ihrer Identifizierung.

Dabei erweist sich die nur äußerst begrenzte Menge des zur Verfügung stehenden unverschleppten Materials als Problem. Deshalb wurden nur an einigen Halbkernen (AB 1056, GoB 5011, GdB 4978) der größeren Stechrohre (10 mm) sowie an einigen Greiferfüllungen Probenentnahmen durchgeführt. Jeweils etwa 200 g Sediment wurden auf 10 cm Kernlänge gewonnen und in Wasser aufgeschlämmt. Das Sediment - Wasser - Gemisch wurde in Glasbehältern durch Rühren mehrere Stunden in Bewegung gehalten. In Gummihüllen eingebrachte Permanentmagneten entzogen dabei dem rotierenden Gemisch die ferri- und ferromagnetischen Anteile. Diese wurden an der Luft (um Oxydationsprozesse zu vermeiden nicht im Trockenschrank) getrocknet und je nach anfallender Menge (in jedem Falle weniger als 1 Gramm) den vorgesehenen Identifikationsmethoden zugeführt. Auf spezielle Reinigungsverfahren der magnetischen Fraktion wurde bewußt verzichtet, da aufgrund der Agglomeration des extrem feinkörnigen Materials auch Hämatit mit in den Extrakt gelangen und somit nachgewiesen werden konnte.

4.3. Identifikation der Remanenzträger

4.3.1. Messungen mit der Thermomagnetwaage

Zur Identifikation der einzelnen Komponenten des magnetischen Mineralinventars auf der Basis der CURIE-Punkt-Bestimmung von Ferrimagnetika bzw. NEEL-Punkt-Bestimmungen von Antiferromagnetika sowie zum Nachweis von Phasenumwandlungen unter thermischer Belastung stand ein Gerät zur Verfügung, das in Zusammenarbeit zwischen dem Geomagnetischen Institut und dem Institut für Gerätebau der DAW zu Berlin konstruiert und hergestellt wurde (FRÖLICH 1960).

Die pulverförmige (wenige mp), in einem Silbertiegel untergebrachte Probe wird in einem magnetischen Feld (Permanentmagnet mit einem Feld von etwa 800 mT und einem konstanten Feldgradienten von 162,5 mT/cm) erhitzt. Die dadurch ausgelöste, materialspezifische Verminderung der Sättigungsmagnetisierung der Probe erwirkt eine Verschiebung des Probenhalters. Der für seine Rückführung erforderliche Kompensationsstrom wird registriert. Seine Änderung mit der Temperatur wird von einem Koordinatenschreiber aufgezeichnet und gibt Auskunft über das thermomagnetische Verhalten der Probe. Das Gerät arbeitet in einem Temperaturbereich von -180° bis 700° C und besitzt ausreichende Empfindlichkeit, um auch paramagnetische Substanzen zu messen. Es gestattet CURIE - Punkt-Bestimmungen mit einer Genauigkeit von etwa 5° C (VOLLSTADT u. STILLER 1964). Eine spezielle Kalibrierung der Thermomagnetswaage für quantitative Bestimmungen war aus gerätetechnischen Gründen leider nicht möglich, so daß die aufgetragenen Ordinatenwerte nicht den absoluten der Sättigungsmagnetisierung entsprechen. Für die zeichnerische Bestimmung der CURIE - NÉEL - Punkte wurde die Methode von GROMME u.a. (1969) angewendet, bei der jeweils ober- und unterhalb des geschätzten CURIE-Punktes die Aufheizungs- oder Abkühlungskurve durch eine Gerade verlängert wurde. Der Abszissenwert des Schnittpunktes entspricht dem CURIE- bzw. NÉEL- Punkt.

Die Tatsache, daß beispielsweise ein Titanomagnetit mit $x \sim 0.4$, ein Glied der α Fe_2O_3 - FeTiO_3 - Reihe mit $y = 0.5$ (FRÖLICH 1962), ein entsprechendes Glied der Reihe Fe_3O_4 - γ Fe_2O_3 (O'REILLY 1984) oder ein monokliner Pyrrhotin mit $x \sim 0.13$ (CARPENTIER u.a. 1964) einen CURIE-Punkt von etwa 300° C besitzen, erfordert an dieser Stelle und vor der Diskussion der aus dem Ostseematerial ermittelten thermomagnetischen Aufzeichnungen die Bemerkung, daß diese Identifikationsmethode nicht den Anspruch auf eindeutige Bestimmung der Komponenten erheben kann, sondern nur unter Berücksichtigung der Ergebnisse weiterer, andere physikalische Parameter erfassender Methoden als Teil einer komplexen Interpretation Beiträge liefert.

Die im Gdanker Becken entnommenen 9 Greiferproben repräsentieren den rezenten Schlick, aus dem nur sehr wenig magnetische Mineralfraktion gewonnen wurde. Der geringe Anteil an ferrimagnetischem Material und der dazu relativ hohe Anteil an Verunreinigungen (paramagnetisches Material) zeichnen für die niedrige relative Sättigungsmagnetisierung verantwortlich, bei der in den Abbn. 36 (a) und (b) jeweils die Aufheizkurve (I) einsetzt. Letztere erreicht in Abb. 36 (a) bei etwa 520°C die Abszisse; dies entspricht dem T_{C} eines titanarmen Titanomagnetits. In Abb. 36 (b) endet die Kurve bei 578°C - dem T_{C} reinen Magnetits, beschreibt aber bei 485°C einen sichtbaren Knick, der außerdem auf das Vorhandensein eines Titanomagnetits hinweist. In beiden Fällen weisen die Abkühlungskurven auf einen Sättigungsmagnetisierungsverlust hin, der der Oxydation eines Teils des Magnetits zu Hämatit zuzuschreiben ist (STILLER u.a. 1960). Die in den Abbn. 36 (c) und (d) dargestellten Kurven sind für das gesamte Profil 5011 im Gotlandbecken als typisch anzusehen. Die Aufheizkurven zeigen den gleichen Verlauf und weisen titanarmen Titanomagnetit nach, der jedoch im Fall (c) einer irreversiblen Umwandlung unterlag (Oxydationsinstabilität nach VOLLSTÄDT u. STILLER 1964) und im Falle (d) durch die thermische Belastung in seiner chemischen Zusammensetzung nicht berührt wurde (Oxydationsstabilität).

In allen vier als Typuskurven für die Sedimente des Arkonabeckens dargestellten thermomagnetischen Aufzeichnungen der Abb. 37 kann als magnetisch dominierende Phase titanarmer Titanomagnetit mit CURIE-Punkten zwischen 490 und 500°C nachgewiesen werden. Der daran anschließende Verlauf der Aufheizkurven deutet auf sehr geringe Mengen reinen Magnetits (d) bzw. Hämatits hin. Der in Kurve (a) bei ca. 170°C angezeigte Knick fällt mit der oberen Grenze des für Goethit angegebenen Bereichs der in Abhängigkeit von Gitterstörungen variierenden NÉEL-Temperatur zusammen, der von O'REILLY (1984) mit $60 - 170^{\circ}\text{C}$ und von FANERJEE (1970) mit einem Mittel von 105°C angegeben wird.

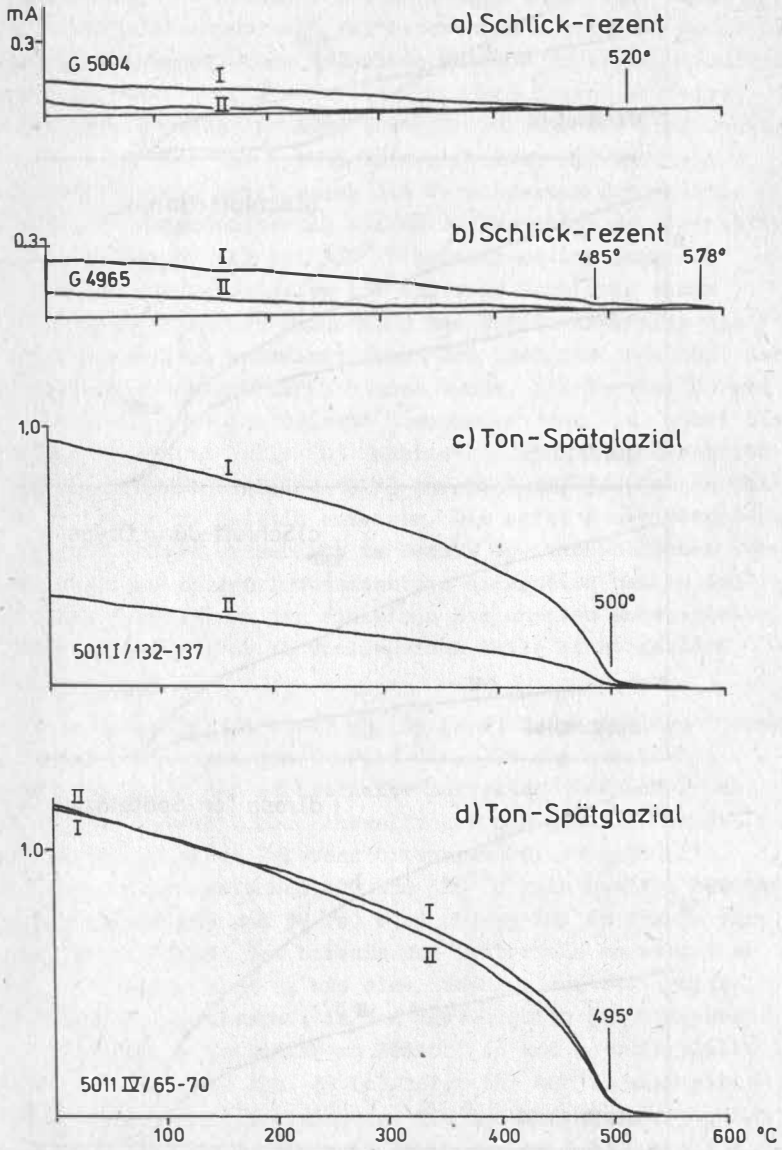


Abb.36 Thermomagnetische Messungen -
Gdansker Becken, Gotlandbecken

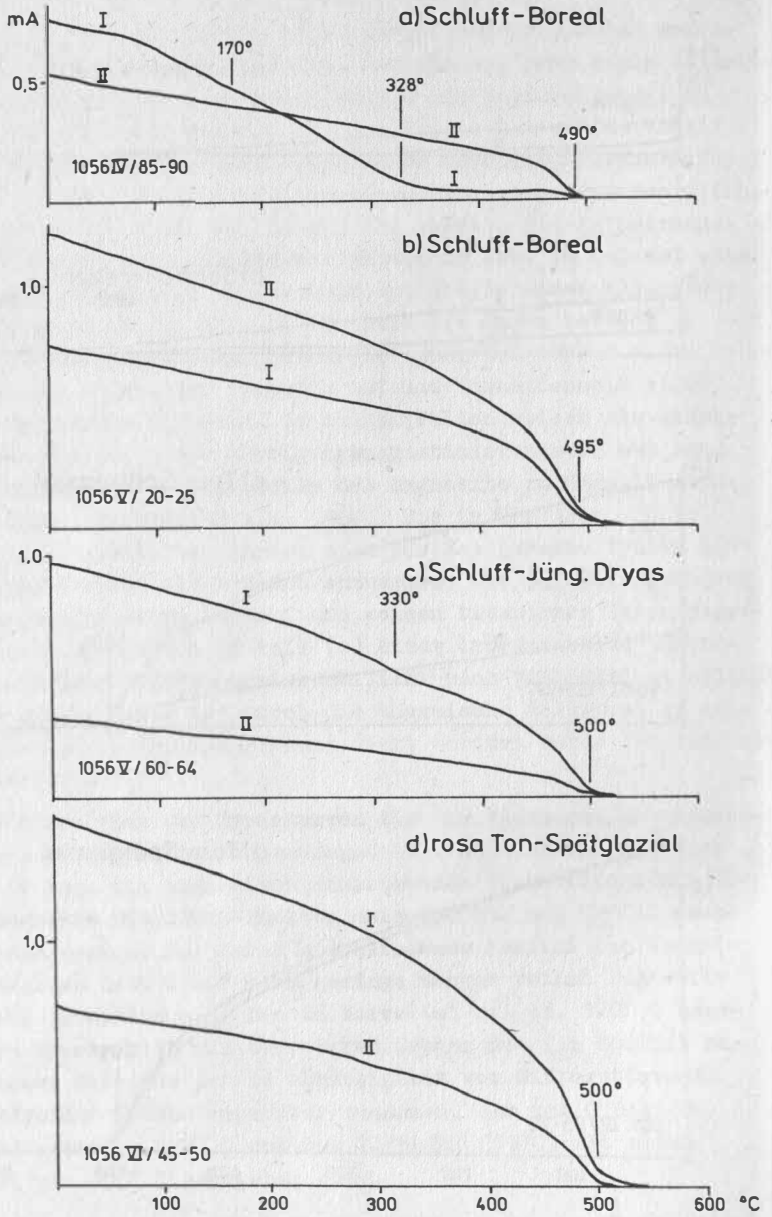


Abb. 37 Thermomagnetische Messungen-Arkonabecken

Der bei ca. 328° C beendete zweite starke Abfall der Kurve ist im Zusammenhang mit auftretendem Greigit zu sehen, dessen thermomagnetisches Verhalten bei der Interpretation der Messungen am Profil GdB 4978 eingehend diskutiert wird. Der auf irreversible Prozesse deutende Verlauf der Abkühlungskurve (II), in der die ersten beiden starken Knicke nicht wieder auftauchen, zeigt durch die Verminderung der relativen Sättigungsmagnetisierung teilweise Oxydation des Magnetits an. Die in Abb. 37 (c) bei 330° C erkennbare Änderung des sehr flachen Kurvenverlaufes ist nur sehr schwierig einer exakten Temperaturstufe zuzuordnen und könnte ebenfalls das Ende der magnetisch wirksamen Phase des Greigits andeuten, der hier röntgenographisch nachgewiesen wurde. Die Kurven (b) und (c) deuten auf monomineralische Zusammensetzung hin, wobei die Abkühlungskurven im Falle (b) Entmischung des Titanomagnetits zu reinem Magnetit (TARLING 1983) und im Falle (d) dessen teilweise Oxydation zu Hämatit anzeigen. Die dafür ausschlaggebenden Bedingungen liegen sicherlich im Detail der mineralischen Vergesellschaftung in der Probensubstanz einerseits und in der chemischen Komposition der einzelnen Komponenten andererseits verborgen, können aber im vorliegenden Falle nicht geklärt werden.

Die in den Abbn. 38 (a-e) und 39 (a-e) dargestellten Thermomagnetwaagemessungen des Profils GdB 4978 aus dem Gdanker Becken sind durch das wechselhafte Auftreten oxidischer bzw. sulfidischer magnetischer Mineralfraktionen gekennzeichnet, wobei an der primären Existenz titanarmen Titanomagnetits mit CURIE-Punkten zwischen 490 und 520° C kein Zweifel besteht. In den Abbn. 38 (d) und 39 (a, c, d und e) ist er allein vertreten. In den Tonen des Boreals und Präboreals entmischt er während der Aufheizung, was eine Erhöhung der Sättigungsmagnetisierung verursacht; in den Tonschichten der Jüngeren Dryas oxydiert er teilweise zu Hämatit (c und d) oder bleibt unverändert (e). Die Abb. 39 (c) zeigt bei 400° C eine plötzliche Abnahme der Magnetisierung, die in Kenntnis der Ergebnisse der anderen Identifikationsmethoden (4.3.2.) nur als T_C eines zweiten, titanreicheren Magnetits zu deuten ist.

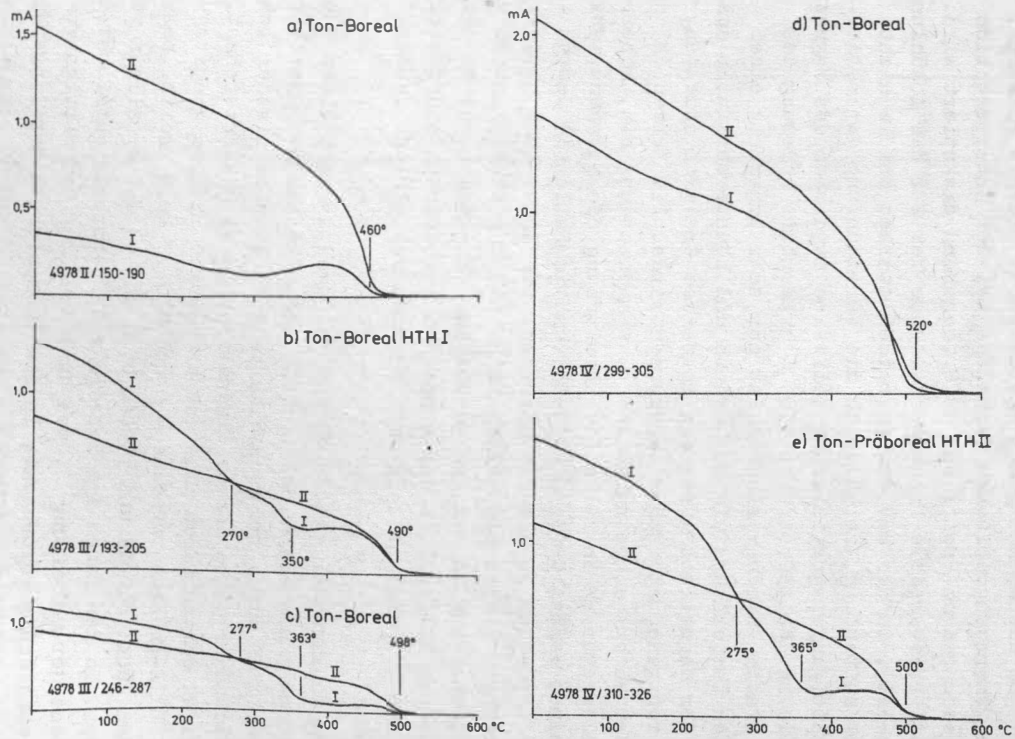


Abb. 38 Thermomagnetische Messungen-Gdanskter Becken

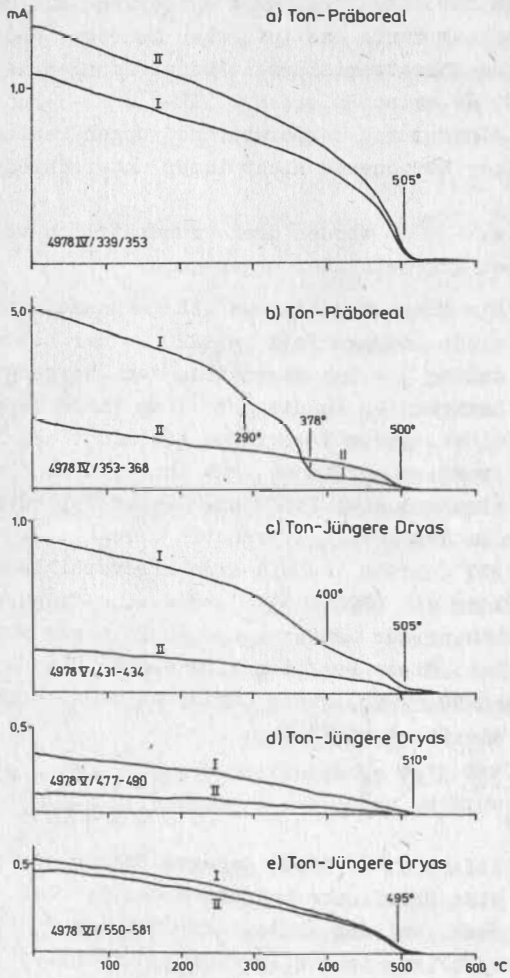
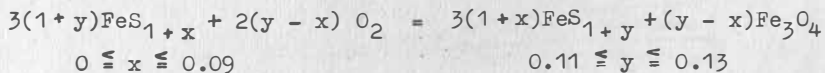


Abb. 39 Thermomagnetische Messungen-Gdansker Becken

Die Interpretation der durch die Anwesenheit von Sulfiden und in diesem Zusammenhang durch das Auftreten mehrerer Änderungen des Kurvenverlaufes charakterisierten Aufzeichnungen ist äußerst kompliziert, da zwischen einem CURIE- (NÉEL-) Punkt eines Minerals und einer durch Temperaturänderungen bedingten Phasenänderung einer Komponente nicht immer unterschieden werden kann.

Nach HAYASE u.a. (1963) werden drei grundsätzlich verschiedene Pyrrhotintypen gegeneinander abgegrenzt.

1. Peak-Typ - Die Thermomagnetkurve ist gekennzeichnet durch einen starken Peak bei 220°C, der als sogenannte γ - Transformation den Übergang von der hexagonalen in die monokline Phase repräsentiert. Diese Temperatur ist nicht als NÉEL-Punkt zu verstehen. Für ihn gibt KISKYRAS 1950 eine von etwa 280°C an. Dieser Typ entspricht dem hexagonalen Pyrrhotin (Fe_9S_{10}). Oberhalb 310°C tritt in Luft eine irreversible Umwandlung ein (ROHDE 1970), die eine drastische Erhöhung der Sättigungsmagnetisierung zur Folge hat. Diese Reaktion wird von NISHIHARA und KONDO (1958) einer Oxydation zugeschrieben, die wie folgt verläuft :



HAYASE u.a. (1963) dagegen führen sie eher auf eine Oberflächenoxydation des Pyrrhotins zurück, bei der freier Schwefel entsteht, beim Aufheizen in den Pyrrhotin diffundiert und somit bei erhöhtem Schwefelpotential das Mineral in ein Ferromagnetikum umwandelt.

2. WEISS-Typ - Dieser Pyrrhotin (Fe_7S_8) ist monoklin, ferri-magnetisch und hat einen CURIE-Punkt von 305 - 310°C (ROHDE 1970) bzw. 320°C (KISKYRAS 1950). Oft liegt er aber nur zwischen 280 und 290°C. Die Aufheizungs- und Abkühlungskurven zeigen

identischen Verlauf.

3. Gemischter Typ - Er zeigt intermediäre Sättigungsmagnetisierung, deren Wert ebenso wie die Deutlichkeit des Umwandlungspeaks vom jeweiligen Anteil der beiden Phasen abhängen.

Schließlich wies ROH DE 1970 auf einen fast an allen Pyrrhotinen der Lausitzer Lamprophyre beobachteten Abfall der Sättigungsmagnetisierung zwischen 300 und 340°C (in Ausnahmefällen 360°C) hin, konnte dafür aber keine plausible Erklärung geben.

Unter Berücksichtigung dieser Vorbetrachtungen werden die aus dem Profil 4978 Sulfidgehalt nachweisenden Thermomagnetwaagemessungen wie folgt interpretiert :

Abb. 38 (a) zeigt im Gegensatz zu den Abbn. 38 (b,c und e) sowie 39 (b) eine wesentlich erhöhte Sättigungsmagnetisierung nach dem thermischen Zyklus. Der Kurvenverlauf weist eindeutig auf das (auch röntgenographisch nachgewiesene) Überwiegen von Pyrit in der Ausgangssubstanz hin. Das Fehlen des Peaks bei 220°C und eines Magnetisierungsabfalls bei 305 - 310°C schließt das Vorhandensein von hexagonalem und monoklinem Pyrrhotin aus. Die Irreversibilität des thermischen Verhaltens wird durch eine fortschreitende Oxydation des Pyrits zu Magnetit erklärt (BUCHA u.a. 1965). Die Anfangssättigungsmagnetisierung liegt etwas über den Werten, die für reine Pyritsubstanzen veröffentlicht wurden (FRÖLICH 1969). Diese Tatsache wird dem (auch erzmikroskopisch nachgewiesenen) Auftreten geringer Magnetitmengen zugeschrieben.

Der Kurvenverlauf in den Abbn. 38 (b,c und e) sowie 39 (b) unterscheidet sich als Folge unterschiedlicher Mineralkonzentrationen nur in den Absolutbeträgen; die markanten Stadien des thermischen Zyklusses sind vergleichbar. Die teilweise sehr hohe Sättigungsmagnetisierung unterstreicht die Dominanz der Ferrimagnetika. Ein erster sprunghafter Abfall ist im Temperaturbereich zwischen 270 und 290°C in allen vier Diagrammen deutlich zu erkennen. Die Möglichkeit, daß hier die CURIE-Temperaturen monokliner Pyrrhotine (ROH DE 1970) angezeigt werden, muß deshalb verworfen werden, da letztere nach einer Aufheizung über 500°C zumindest zu einem Teil zu Magnetit oxydiert werden und

demzufolge nach vollendetem thermischen Zyklus an einer Gesamterhöhung der Sättigungsmagnetisierung beteiligt sein müßten. Diese liegt aber in allen vier Fällen unter den Ausgangswerten. So ist dieser Temperaturbereich dem Erreichen der CURIE-Temperatur des röntgenphasenanalytisch (4.3.4.) nachgewiesenen Greigits zuzuordnen, für den SPENDER u.a. (1972) einen T_C von 333°C (synthetisches Material) angeben, aber in einer Versuchsreihe thermomagnetischer Messungen mit unterschiedlicher Feldstärke nachweisen konnten, daß er im Bereich der Parameter der hier benutzten Thermomagnetwaage (800 mT) um über 30°C niedriger liegt. Die Richtigkeit dieser CURIE-Punkts-Bestimmungen wird durch thermomagnetische Untersuchungen gestützt, die GIOVANOLI 1979 an natürlichem Greigit aus dem Schwarzen Meer durchführte. Die dabei ermittelten Werte liegen alle zwischen 280 und 290°C .

Ein weiterer signifikanter Abfall der Magnetisierung in den Kurven erfolgt im Temperaturbereich von 350 bis 380°C . Aus Stabilitätsgründen sind Modifikationen sulfidischer Zusammensetzung oberhalb 350°C nicht mehr in Betracht zu ziehen. Auch ein Oxydationsprodukt von Greigit kann für diesen Kurvenabfall nicht verantwortlich gemacht werden, da SPENDER u.a. 1972 den Greigit nach der Erhitzung röntgenographisch untersuchten und den Zerfall des Minerals feststellen mußten. So bleibt zur Deutung dieses scharf begrenzten Kurvenknicks nur die Annahme einer an dieser Stelle die CURIE-Temperatur erreichenden Titanomagnetitfraktion.

Die Kurven enden alle bei ca. 500°C , dem T_C eines titanarmen Magnetits. Die Abkühlungskurve endet aus Gründen des Zerfalls des Greigits unterhalb des Anfangswertes der Sättigungsmagnetisierung.

4.3.2. Erzmikroskopische Untersuchungen

Die Erzmikroskopie als Identifikationsmethode kann im Rahmen paläo- und petromagnetischer Untersuchungen für die Bestimmung des Anteils der Mineralkomponenten an der Magnetisierung von ausschlaggebender Bedeutung sein. Korngröße und Kornform, relative Menge, Beanspruchung oder nachgewiesene Neubildung geben

Auskunft über die Herkunft, das relative Alter, die magnetisch-physikalische Eignung und die Parameter des Genesemilieus des jeweiligen Minerals.

Es wurden 42 Anschliffe mit dem Auflichtmikroskop untersucht und die typischen, für die magnetischen Eigenschaften des Sediments verallgemeinerungswürdigen mineralischen Erscheinungsformen photographisch dokumentiert.

Die Anfertigung der als Körnerpräparate vorliegenden Anschliffe erwies sich auf Grund des nur in geringen Mengen zur Verfügung stehenden und extrem feinkörnigen Ausgangsmaterials unterschiedlicher Härte als äußerst schwierig, so daß in der Regel die Minerale zwar identifiziert aber nicht in ihren kristallographischen Details in befriedigender Form erkannt und dargestellt werden konnten. Um die im $1\mu\text{m}$ -Bereich für das magnetische Verhalten sehr wirkungsvollen Eisenoxide mit zu erfassen, wurde auch hier die Reinigung der magnetischen Fraktion vermieden.

Abb. 40 zeigt eine größere Anzahl von Magnetitkörnern in einem Größenbereich zwischen 1 und $20\mu\text{m}$. Die Körner weisen kaum eine Abrundung auf, mit zunehmender Größe jedoch mechanische Beanspruchung. Der Magnetit kann in dieser Erscheinungsform in allen Profilen im Schlick nachgewiesen werden.

Der in Abb. 41 dargestellte Magnetit zeigt im Gegensatz zu dem gerade beschriebenen sanfte Konturen, die von einem etwa $2 - 5\mu\text{m}$ breiten Kontaktsaum sulfidischer Zusammensetzung umgeben sind. Hier handelt es sich möglicherweise um die teilweise Auflösung von Magnetit in Sedimenten variierenden H_2S -Gehaltes, wie sie von CANFIELD u.a. (1987) sowohl im Long Island Sound als auch im Mississippi-Delta (USA) als Folge von Sulfidreaktionen nachgewiesen werden konnte. Parallel zu diesen Lösungserscheinungen überzieht sich der Magnetit bei verstärkter Zufuhr von H_2S mit Pyrit und wird somit vor weiterer Auflösung geschützt. Die „Lebensdauer“ des Magnetits im H_2S -angereicherten Milieu wird von den Autoren in Anhängigkeit von der Magnetit- und Sulfidkonzentration zwischen 50 und 1000 Jahre angegeben. Diese Magnetitumwandlung gilt im untersuchten Material als Ausnahme und stammt aus dem präborealen Ton des Gdanker Beckens.



Abb. 40
Magnetit



Abb. 41
Magnetit

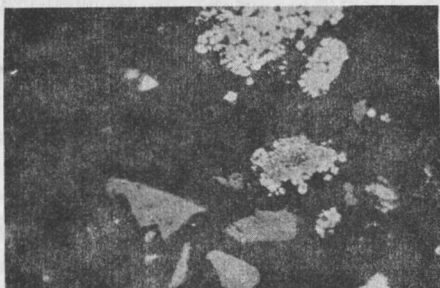


Abb. 42
Magnetit
Pyrit

Auch in den Prälittorina-Sedimenten tritt der Magnetit als detritische Komponente auf. Abb. 42 zeigt ihn in Korngrößenbereichen zwischen 5 und $30\mu\text{m}$ in Vergesellschaftung mit Pyrit (präborealer Schluff aus dem Arkonabecken).

In Abb. 43 sind ein Magnetitkorn ($10\mu\text{m}$) mit Hämatit am Rand ($\sim 1\mu\text{m}$) sowie zwei Anhäufungen von Greigit sichtbar. Dieser, 1964 zum ersten Mal beschrieben, soll hier als potentieller Träger einer Magnetisierung mit Magnetit und Hämatit gleichberechtigt diskutiert werden. In der Literatur war eine erzmikroskopische Aufnahme zum Vergleich mit den vorliegenden nicht aufzufinden. SKINNER u.a. (1964) weisen schon in der ersten Arbeit darauf hin, daß die Anfertigung von Anschliffpräparaten wegen der geringen Durchmesser der einzelnen Kristalle ($0.0004 - 0.0045\text{ mm}$) sehr schwierig ist. DELL fand ihn im Oberen See in Form von Konkretionen zwischen 1 und 3 mm. GIOVANOLI, der ihn im Zusammenhang mit paläomagnetischen Untersuchungen bislang als einziger bearbeitete, extrahierte ihn aus Sedimenten des Schwarzen Meeres und fand ihn ebenfalls in Form von Konkretionen, deren Einzelkristalle oktaedrisch oder in knolliger Ausbildung etwa mit $1\mu\text{m}$ vermessen wurden. Bezüglich des Reflexionsverhaltens unterscheidet sich Greigit unter dem Mikroskop von Markasit und Pyrit durch gelbe Farbtöne höherer Ordnung und von Pyrrhotin durch deutlicher reinweiße Farbtöne (SKINNER u.a. 1964).

Die im vorliegenden Anschliff (spätglazialer Ton des südlichen Gotlandbeckens) dargestellte Greigitvariante (als solche röntgenstrukturanalytisch und mit energiedispersivem Röntgen nachgewiesen) repräsentiert das Mineral als Agglutinate knolligen bzw. kugeligen Habitus in für das Untersuchungsgebiet typischer Ausbildung. Dabei liegen die Korngrößen der einzelnen Kristalle weit unter $1\mu\text{m}$.

In Abb. 44 tritt Greigit mit Magnetit (längliche Kristalle in der Bildmitte) und Hämatit ($\sim 10\mu\text{m}$) vergesellschaftet auf. Der Durchmesser des Greigitkornes beträgt etwa 0.2 mm .

Der Unterschied in der Erscheinungsform zwischen Greigit und Pyrit wird aus Abb. 45 deutlich. In der linken Bildhälfte

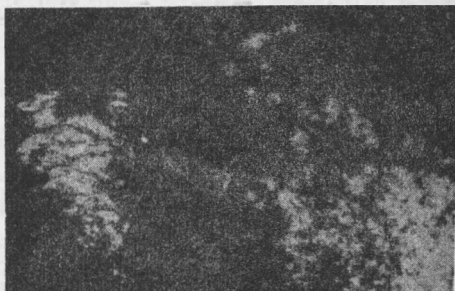


Abb. 43
Magnetit
Hämatit
Greigit



Abb. 44.
Hämatit
Magnetit
Greigit

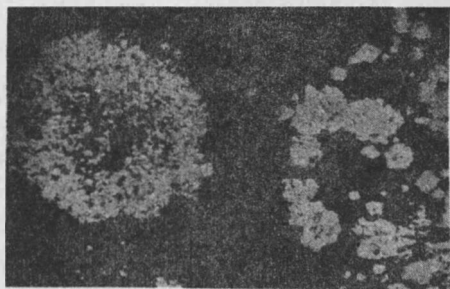


Abb. 45
Greigit
Pyrit

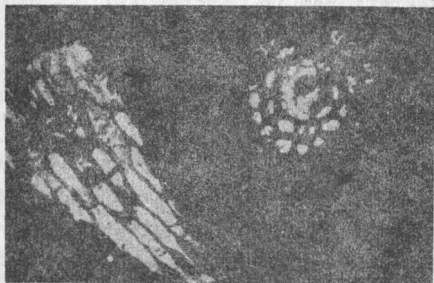


Abb. 46
Greigit



Abb. 47
Greigit

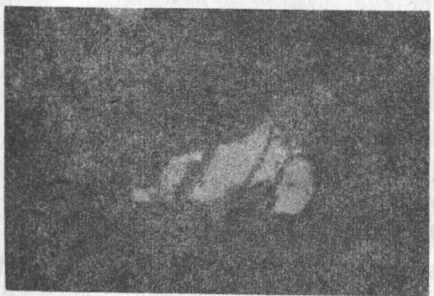


Abb. 48
Hämatit
Ilmenit

zeigt sich der Greigit (Durchmesser der Kugel etwa $70\mu\text{m}$) mit viel kleineren und in ihrer Form nicht auflösbaren Einzelkristallen als die Pyritkonkretionen in der rechten Bildhälfte, die deutlich framboidal ausgebildet in idiomorphen Aggregaten vorliegen.

Sehr verbreitet im Untersuchungsgebiet ist die Ansiedlung von Greigit in organischen Resten (Abb. 46 und 47). Da diese Relikte, die eine Größe bis zu 1 mm erreichen, auf magnetischem Wege separiert wurden, muß davon ausgegangen werden, daß es sich um Greigit und nicht um Pyrit handelt. Auf die Mineralisierung fossiler Pflanzen durch Greigit wurde bereits 1968 von JEDWAB hingewiesen.

Desweiteren ist Hämatit als potentieller Remanenzträger im Ostseesedimentmaterial enthalten, wenn auch nur in geringen Mengen. Abb. 48 zeigt ein Hämatitkorn mit Ilmenitleisten aus dem Arkonabecken.

4.3.3. Rasterelektronenmikroskopie (REM) und energiedispersives Röntgen (EDR)

Um die äußere Kornform der Minerale und deren chemische Zusammensetzung zu erfassen, wurde die magnetische Fraktion der Sedimente mit dem REM vergrößert dargestellt und mit dem EDR einer qualitativen Elementanalyse unterzogen.

Als Rasterelektronenmikroskop stand das Gerät REM BS 300 von der Firma „ Tesla " aus Brno (ČSSR) mit einer Beschleunigungsspannung von 20 kV zur Verfügung. Das EDR 184 wurde vom ZWG der AdW der DDR gebaut. Seine Halbwertsbreite bei Mn - K α - Strahlung liegt bei ~ 230 Elektronenvolt.

Das Hauptziel der Untersuchungen mit diesen Geräten bestand darin, durch die Elementanalyse in der Kornfraktion die Sulfide von den Oxiden unterscheiden und sie nach ihrer Erscheinungsform richtig beschreiben zu können. Da sich die Schwefellinie und die Goldlinie im Spektrum des EDR decken, wurden die Präparate vor den Untersuchungen mit dem EDR zunächst mit Kohlenstoff und vor den REM-Aufnahmen zum Erreichen einer besseren Bildqualität mit Gold bedampft.

Auf dem Peak-Diagramm des EDR repräsentieren die beziffer-
ten Linien folgende Elemente :

14 - Silizium; 16 - Schwefel; 20 - Kalzium; 22 - Titan
und 26 - Eisen.

Die potentiellen sulfidischen bzw. oxidischen Magnetisierungs-
träger treten in den Ostseesedimenten in folgenden unterschied-
lichen Erscheinungsformen auf :

Abb. 49 zeigt ein Sedimentkorn mit einer Längserstreckung
von etwa $300\mu\text{m}$. Bei der Vorauswahl der Körner waren unter dem
Binokular schwarze Schlieren zu erkennen, die sich (siehe EDR-
Aufnahme) als Titanomagnetit erwiesen, der in Körnern $\leq 1\mu\text{m}$
im Sediment dispers verteilt ist. Ein hoher Silizium- und ein
geringer Kalziumanteil charakterisieren die Sedimentmatrix. Das
Material stammt aus einer Greiferprobe (also Meeresbodenober-
fläche) aus dem Gdanker Becken.

An der gleichen Lokalität wurde auch das kugelförmige Korn
(Abb. 50) gefunden, das bei einem Durchmesser von $240\mu\text{m}$ in der
EDR-Aufnahme lediglich einen sehr hohen Eisengehalt und ganz
geringe Anteile Silizium (wahrscheinlich Verunreinigung der
Oberfläche) aufweist. Aufgrund der Form des Kornes ist sein
Ursprung in der Verbrennung fossiler Brennstoffe in den Städten
oder in der Industrie (HUNT u.a. 1984) nicht auszuschließen.
Diese magnetischen Kügelchen enthalten nach MAHER (1986) sowohl
Hämatit- als auch Magnetitanteile mit relativ großen Magnetit-
körnchen. Die auf der Oberfläche erkennbaren kleinen Kügelchen
in der Größenordnung von $5\mu\text{m}$ können bereits sulfidische Neu-
bildungen (die Probe stammt aus extrem H_2S - angereichertem
Schlick) darstellen.

Das Korn in Abb. 51 (etwa $480\mu\text{m}$) ist als Sedimentbröckchen
mit dispers in Schlieren verteiltem Magnetit mit dem in Abb. 49
dargestellten vergleichbar. Der Unterschied besteht in einer
ausgeprägten und auf mechanische wie chemische Einwirkungen
zurückzuführenden Oberflächenmorphologie. Dieser titanarme Ma-
gnetit stammt aus dem Schluff der Jüngeren Dryas im Arkona-
becken.

Abb. 49 a und b

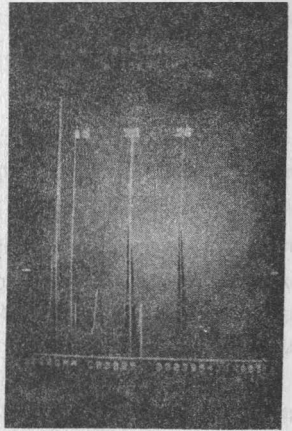
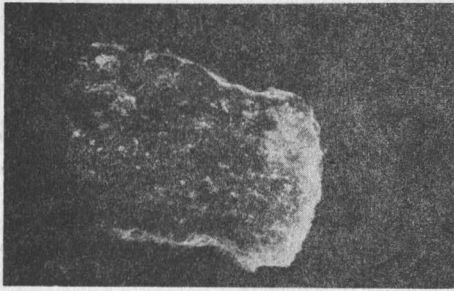


Abb. 50
a und b

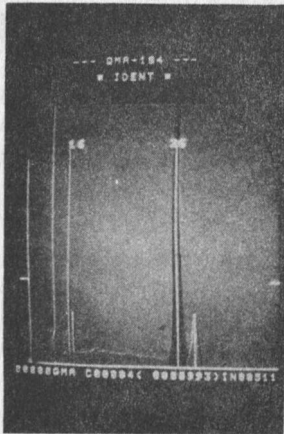
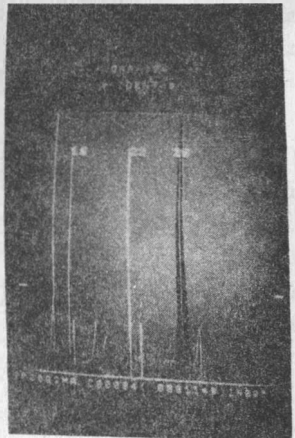
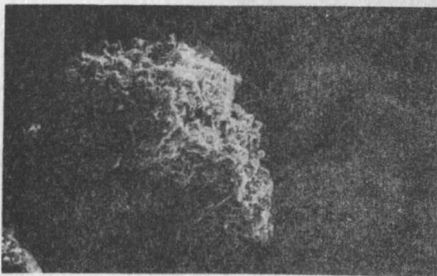


Abb. 51
a und b



Bei dem in Abb. 52 dargestellten Magnetit mit relativ geringem Titangehalt (dunkle Körner) handelt es sich um die magnetische Fraktion des spätglazialen Tones aus dem Arkonabecken. Die Korngröße schwankt zwischen 5 und $100\mu\text{m}$. Der Rundungsgrad der Körner entspricht nicht dem scherbigem Habitus (LÖVLLIE u.a. 1971), der auf vulkanischen Ursprung und Windeintrag schließen läßt, sondern deutet auf Wassertransport hin.

Abb. 53 zeigt einen sehr großen ($130\mu\text{m}$) reinen Magnetit aus dem Ton der Jüngeren Dryas im Gdanker Becken, dessen Form auf nicht allzu weiten aber doch erfolgten Wassertransport schließen läßt.

Die zweite mit dem Permanentmagneten extrahierte Fraktion wird von Greigit gebildet. Dieser tritt meist in knolliger, kugeligter Gestalt auf und kann eine sehr unterschiedliche Oberflächenmorphologie aufweisen. An dem knolligen Greigitaggregat ($360\mu\text{m}$) in Abb. 54 ist im Vordergrund deutlich eine möglicherweise auf organischen Ursprung (Gehäuse) zurückzuführende geöffnete Kruste zu erkennen. Die im EDR-Diagramm nachgewiesenen Silizium- und Kalziumanteile rühren wahrscheinlich von den an der Oberfläche des Aggregats haftenden, sichtbar „formfremden“ Körnern her.

Das Schwefel-Eisen-Verhältnis gleicht sich in allen Greigitanalysen (Abb. 54 - 57), wobei ein geringer Eisenüberschuß charakteristisch ist. GIOVANOLI (1979) konnte in seinen EDAX - Analysen ähnliche Werte erhalten. Abb. 55 zeigt einen mit Greigit ausgefüllten Pflanzenteil einer Längserstreckung von 1 mm. Neben dem in das organische Gerüst eingedrungenen Greigit treten hohe Anteile an Silizium und Kalium sowie Kalzium auf. Mineralisierte organische Reste konnten an diesem Fundort (Feinsand aus dem oberen Boreal, Arkonabecken) ebenso wie der in Abb. 54 dargestellte Greigit in großer Menge und Formenvielfalt gefunden werden. Die beiden aus dem präborealen Ton des Gdanker Beckens stammenden Greigitkonkretionen der Abb. 56 und 57 ergeben nahezu gleiche EDR - Diagramme (einschließlich der Zeichnung des Untergrundes) , jedoch sind sie bezüglich

Abb. 55 a und b

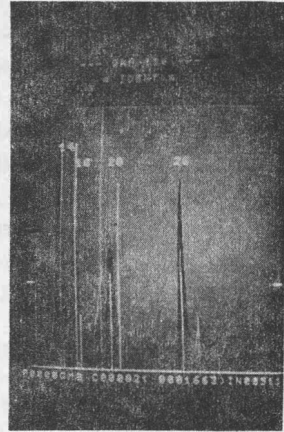
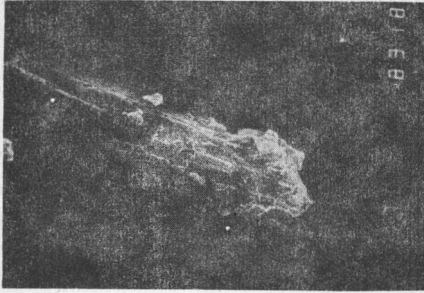


Abb. 56
a und b

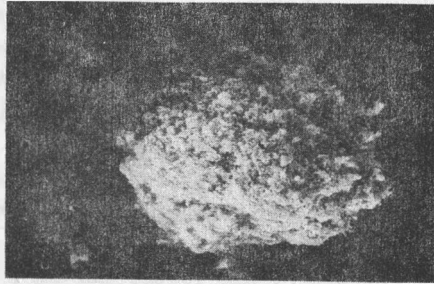
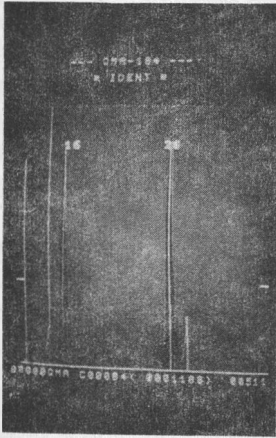
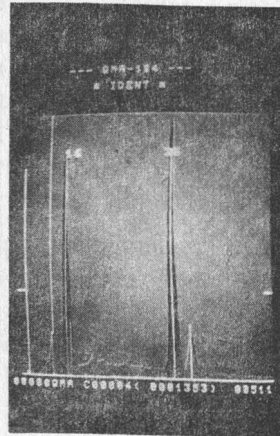
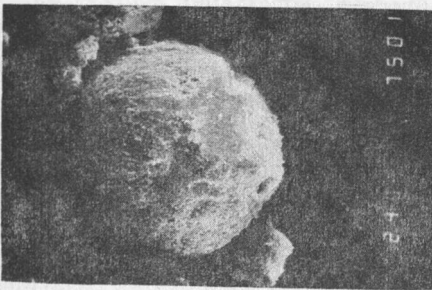


Abb. 57
a und b



ihrer Oberfläche sehr unterschiedlich gestaltet. Ausschlaggebend dafür sollte die Art des Wachstumskeimes sein, der im Falle der Kugel ($450\mu\text{m}$) in Abb. 57 sehr wahrscheinlich als Gehäuse eines Mikroorganismus vorlag, während das kleinere Aggregat ($120\mu\text{m}$) in Abb. 56 sich ohne vorgezeichneten Bauplan bildete. Im allgemeinen zeichnen sich die Greigitaggregate in ihrer Oberflächenmorphologie im Gegensatz zu den im gleichen Sedimentationsmilieu zu erwartenden Pyritkonkretionen durch unregelmäßige Formen aus (SWEENEY und KAPLAN 1973).

4.3.4. Qualitative Röntgenphasenanalyse

Während der Nachweis von Magnetit und Hämatit bereits nach den thermomagnetischen Messungen und den erzmikroskopischen Untersuchungen als gesichert angesehen werden kann, bedarf es noch eines Verfahrens, das die Greigitbestimmung zweifelsfrei bestätigt und die Möglichkeiten, es doch mit hexagonalem bzw. monoklinem Pyrrhotin zu tun zu haben, ausschließt. Diese Aufgabe wurde in der vorliegenden Arbeit der qualitativen Röntgenphasenanalyse zugeschrieben.

Mit dem Horizontal - Zählrohr - Goniometer (HZG 4), hergestellt im VEB Freiburger Präzisionsgerätekombinat, stand ein hinreichend leistungsstarkes Gerät zur Verfügung. Gearbeitet wurde mit einer Cu - $K\alpha$ - Strahlung und einer Winkelgeschwindigkeit von $2\text{ }^\circ\text{ min}^{-1}$. Das leider nur in 9 Fällen in ausreichender Menge zur Verfügung stehende Material wurde vor dem Röntgen in einer Achatkugelmühle auf eine Korngröße $< 63\mu\text{m}$ gemahlen. Die Auswertung der Diagramme erfolgte auf der Basis der ASTM - Kartei („ American Society of Testing Material "). Dabei wurden für Magnetit, Hämatit, Greigit, monoklinen Pyrrhotin, hexagonalen Pyrrhotin, Pyrit und Mackinawit die drei intensivsten Reflexe berücksichtigt, deren Lage keine Interferenzen auftreten läßt.

Die oberen vier, der in Abb. 58 dargestellten fünf Diagramme weisen übereinstimmend durch die Peaks bei 2.97, 2.46 und 1.89 (Reihenfolge nach der Intensität) eindeutig das Vorhandensein von Greigit aus und lassen keine Spuren eventuell vor-

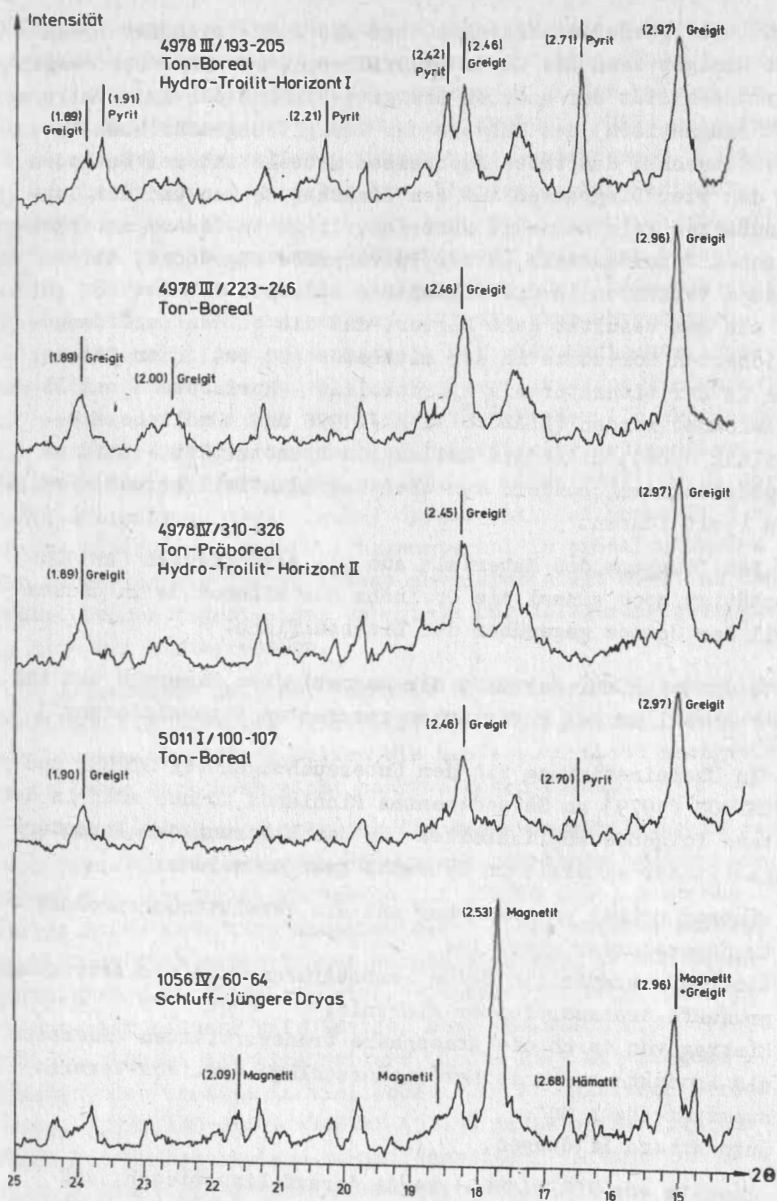


Abb.58 Röntgenphasenanalysen

handenen Pyrrhotins erkennen. Der mit 2.47 berechnete Peak für Greigit kann mit Quarz koinzidieren, muß hier aber wegen der Intensität der anderen Greigitpeaks und der Anreicherungsart (magnetisch) des Pulvers dem Greigit zugeschrieben werden. Die Tatsache, daß trotz Nachweises mittels anderer Methoden in den vier Diagrammen aus dem Gdanker Becken und dem Gotlandbecken kein Magnetit auftritt, liegt in dessen unterkritischem Volumenanteil an der Pulverprobe begründet, der bei diesem Verfahren in die Ergebnisse eingeht.

Aus dem Resultat geht hervor, daß die beiden sulfidangereicherten Horizonte in der mittleren und östlichen Ostsee, die in der Literatur als Hydrotroilit - Horizonte I und II bezeichnet werden (BLAŽČIŠIN, A.J.1976 und mündliche Mitteilung 1986), nicht das kolloidale Hydrotroilit - Stadium repräsentieren, sondern zum überwiegenden Teil bereits Greigit und Pyrit führen.

Das Diagramm des Materials aus dem Arkonabecken (AB 1056) bestätigt noch einmal die Dominanz der Eisenoxide in diesem Teil der Ostsee gegenüber den Eisensulfiden.

4.4. Aussagen zur Herkunft der magnetischen Minerale und ihr Anteil an der natürlichen remanenten Magnetisierung

In Übereinstimmung mit den Untersuchungen von STÖBER und THOMPSON (1979) an Seesedimenten Finnlands können auch in der Ostsee folgende Möglichkeiten für den Ursprung des Inventars magnetischer Minerale in Betracht gezogen werden:

- Eintrag primär entstandener und als Verwitterungsprodukt transportierter Minerale;
- Eintrag sekundär (in Böden) entstandener und als Abtragungsprodukte transportierter Minerale;
- Eintrag von durch die Atmosphäre transportierten Mineralen als Produkte vulkanischer Niederschläge bzw. von Verbrennungsvorgängen und
- autochthone Bildungen.

Bereits von KOLP (1966) wurde darauf hingewiesen, daß „ der im Schlick überwiegende mineralische Anteil aus dem

mechanisch aufbereiteten Geschiebemergel stammt, der sich als Gestein des Untergrundes am weitesten verbreitet findet". Diese Erkenntnis wird durch Untersuchungen an den prämarinen und marinen Sedimentassoziationen von GROMOLL (1987) gestützt, für die in der südwestlichen Ostsee keine bedeutenden Unterschiede, das heißt kein regionaler bzw. überregionaler Sedimenttransport nachweisbar sind. Somit kann der Küstenrückgang als Hauptquelle für die marinen Sedimente der südlichen Ostsee gelten, während dem Feststoffeintrag über die Flüsse nur eine untergeordnete Bedeutung zukommt. Auf die sehr unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen in den vier Sedimentationsbecken des Untersuchungsgebietes vor der Littorina-Transgression ist bereits im Abschnitt 2.2 eingegangen worden. In Abhängigkeit vom Milieu wurde unterschiedlich intensiv sedimentiert. Das Anwachsen der Intensität der NRM in allen Profilen an der Grenze Atlantikum/Boreal deutet darauf hin, daß generell der direkte Eintrag von Verwitterungsmaterial in präatlantischer Zeit durch kürzere Transportwege charakterisiert war, auf denen größere Mengen magnetischen Materials zur Ablagerung gelangten als nach der Transgression.

Im allgemeinen gilt der Magnetit in marinen Sedimenten als detritisch (LØVLLIE u.a. 1972; GIOVANOLI 1979), zumal chemische Neubildungen im marinen Milieu bis heute noch nicht nachgewiesen und im Labor auch noch nicht nachvollzogen wurden.

Im terrestrischen Milieu ist die Magnetitneubildung im sedimentären Bereich entweder an extreme Umweltbedingungen gebunden, z.B. großflächige Brände (LE BORGNE 1955), oder sie erfolgt durch Reduktion unmagnetischer Eisenminerale infolge der Wirkung sich zersetzender Humuskomponenten in den Böden (NEUMEISTER u.a. 1968). Am atmosphärischen Eintrag speziell von Magnetit besteht kein Zweifel mehr (SCOULLOS u.a. 1979; HUNT u.a. 1984). Als eine weitere Quelle gilt der biogene Magnetit, der bereits in vielfacher Form nachgewiesen werden konnte. KIRSHVINK und LOWENSTAM (1979) präparierten aus den Zähnen von Käferschnecken Magnetitpartikeln in einer Größe von $0.1 \mu\text{m}$ und einer CURIE-Temperatur von 578°C .

Auch die von BLAKEMORE (1975) und FRANKEL u.a. (1979) isolierten magnetotaktischen Süßwasserbakterien enthielten Magnetitpartikeln in der Größenordnung von magnetischen Einbereichsteilchen nach BUTLER und BANERJEE (1975) und müssen somit als potentielle Magnetisierungsträger Berücksichtigung finden.

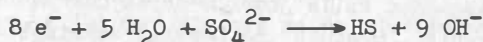
In Kenntnis der oben genannten Ursprungsvarianten für den Magnetit kann im Vergleich zur hier nachgewiesenen Magnetitfraktion geschlossen werden, daß es sich im überwiegenden Maße um einen primär entstandenen detritischen Magnetit handelt, dessen Ursprung zum großen Teil im Geschiebemergel, das heißt im Verwitterungsschutt skandinavischer Magmatite und Metamorphite liegt und der zusammen mit mengenmäßig untergeordneten Magnetiten aus dem Raum südlich des Ostseebeckens (Produkte der Gesteinsverwitterung und der Bodenbildung) sedimentiert wurde. Biogener Magnetit konnte (nicht zuletzt seiner geringen Korngröße wegen) nicht nachgewiesen werden.

Gemessen an den klimatischen Bedingungen, die während der Sedimentation herrschten, ist auch der Hämatit nur als detritisches Mineral zu erwarten. Die Dehydratation von Goethit und die Bildung von α - Fe_2O_3 während der Diagenese hängen vom oxydierenden Milieu und von einem minimalen Gehalt an organischer Substanz (TUCKER 1982) ab und finden im Falle bakteriellen Sauerstoffverbrauchs (wie in der Ostsee anzutreffen) nicht statt, da sich in diesem Falle Goethit in Sulfide umwandelt (CHANNEL u.a. 1982). Die beiden anderen Formen der Hämatitbildung (nach RAMDOHR 1975), nämlich durch Oxydation von Magnetit bzw. durch die Martitisierung von Magnetit, erfordern Bedingungen (arides Klima; spätmagmatisches Stadium), die im Untersuchungsgebiet nicht erfüllt waren. Aus diesem Grunde wird der im Untersuchungsmaterial nachgewiesene Hämatit, der zum überwiegenden Teil in Verwachsungen mit Magnetit oder Gemischt im Ilmenit vorliegt, in seinem Ursprung ebenfalls als detritisch und skandinavischen Magmatiten und Metamorphiten entstammend betrachtet. Da er wegen der magnetisch erfolgten Anreicherung nur in Verwachsung mit Magnetit bzw. durch die Agglutination der Körner mehr oder weniger zufällig in den

Extrakt gelangte, ist über seine eigentliche Menge im Sediment keine Angabe zu machen.

Der antiferromagnetische Goethit, der als typisches Produkt der hydrischen Phase bei der Verwitterung aller Fe-haltigen Minerale in den Böden auftritt (SCHWERTMANN u.a. 1977), ist als Sedimentationsmaterial in den Ostseesedimenten zu erwarten. Außer in der thermomagnetischen Kurve AB 1056 IV/85-90 (Abb. 37 (a)) gelang in der vorliegenden Arbeit keinerlei Nachweis. Dies liegt einerseits in der magnetischen Extraktion, andererseits aber in der frühdiagenetischen Umwandlung des Goethits begründet.

Der im Untersuchungsmaterial nachgewiesene Greigit entsteht als metastabiles Glied der Sulfidbildung im Stadium der Frühdiagenese, ist also autochthon. Seine Bildung beruht auf der Reduktion des gelösten Sulfates durch das Bakterium *Desulfobivrio desulfuricans*, wobei nach der Gleichung



Wasser und Sulfidionen gebildet werden (HALLBERG 1973).

Als Folge der Reaktion zwischen den Sulfidionen und den in Lösung befindlichen Fe^{2+} -Ionen entstehen in erster Instanz tetragonales FeS (Mackinawit) und durch weitere Anlagerung elementaren Schwefels in zweiter Instanz kubischer Greigit (Fe_3S_4) (BERNER 1970; SWEENEY u.a. 1973).

Als Quelle für den Schwefel im Sediment dient das Sulfat des Porenwassers (HARTMANN und NIELSEN 1969). Der Sulfatgehalt wird durch Diffusionsaustausch mit dem freien Meerwasser (in Abhängigkeit von der Sedimentationsrate) bis zu einer Sedimenttiefe von 4 - 6 cm ständig erneuert. Darunter sinkt er im gleichen Maße ab wie der Sulfidgehalt steigt.

Angesichts des geringen Eisengehalts des Seewassers (0.01 g/l) und des Eisengehalts mariner Organismen (bis zu 0.1 %) nehmen KEITH und DEGENS (1959) sowie KAPLAN u.a. (1963) an, daß die Hauptmenge des für die Sulfidbildung notwendigen Eisens aus den im Sediment enthaltenen Mineralen stammen muß. Diese sind

in erster Linie Eisenoxide und -hydroxide (TUCKER 1982) und in Tonen gebundene Eisenverbindungen (CARROLL 1958). Bezüglich des Milieus bilden für die Sulfidentstehung außer den erhöhten Aktivitäten der Eisen- und Sulfidionen eine geringe oder fehlende Karbonataktivität sowie eine hohe Konzentration organischer Substanz für den Metabolismus der Bakterien eine Voraussetzung (BERNER 1971; MORSE u.a. 1987). Die für die Sulfidbildung von KRAUSKOPF 1979 angegebenen Werte der Eh- (negativ) und pH- (neutral bis basisch) Bedingungen werden in den Sedimentationsbecken der mittleren und südlichen Ostsee, in denen als Folge mangelnder Tiefenwassererneuerung (Sauerstoffmangel) reichlich H_2S produziert wird (NEHRING 1985), im wesentlichen erfüllt.

Über den Anteil der verschiedenen Minerale an der natürlichen remanenten Magnetisierung der Ostseesedimente kann gesagt werden :

- a) Die Intensität der NRM des Sediments muß als die Summe der Remanenzen der beteiligten Minerale betrachtet werden. Sie wird im vorliegenden Falle jeweils durch die Anteile von Magnetit, Hämatit, Greigit und Goethit bestimmt. Da Goethit im wesentlichen bei der Sulfidbildung umgewandelt wurde und außerdem wie Hämatit gegenüber dem Magnetit Suszeptibilitätswerte besitzt, die um Größenordnungen kleiner sind, muß der Anteil von Goethit und Hämatit an der Intensität der NRM als untergeordnet betrachtet werden. Ein Intensitätszuwachs innerhalb mit Sulfiden stark angereicherter Schichten (z.B. Hydrotroilit-Horizonte - GdB 4978; GdB 200) ist nur in geringem Maße oder gar nicht nachzuweisen. Deshalb kann angenommen werden, daß auch der Greigit nicht den Großteil der NRM trägt, sondern der in unterschiedlichen Modifikationen auftretende Magnetit.
- b) Das Koerzitivverhalten der Minerale ist ein Maß für ihre paläomagnetische Stabilität, das heißt, ihr Vermögen, gegenüber äußeren Einflüssen die Richtung ihrer Magnetisierung zu behaupten. UDA (1965) und HILTON u.a. (1986) stellten übereinstimmend an synthetischem und natürlichem Greigit eine extrem niedrige Koerzitivfeldstärke (< 20 mT) fest und

kennzeichneten ihn als ein weichmagnetisches Ferrimagnetikum. Es kann also nach der mit einem Wechselfeld von 20 mT durchgeführten magnetischen Reinigung angesichts der noch vorhandenen 50 % der NRM davon ausgegangen werden, daß Greigit an diesem, für die Ermittlung der Magnetisierungsrichtung herangezogenen Anteil nicht beteiligt ist. Dies wird durch die Tatsache gestützt, daß die am Kern AB 11 4 Jahre nach seiner Abteufung durchgeführten magnetischen Messungen eine vor allen Dingen im Schlickbereich verringerte (durch die Oxydation des Greigits an der Luft verursachte) Intensität erbrachte, aber zu denselben paläomagnetischen Richtungswerten führte.

c) Hauptträger der Remanenz ist somit der Titanomagnetit, der in Korngrößen zwischen $100\mu\text{m}$ und $<1\mu\text{m}$ auftritt und in allen Horizonten nachgewiesen werden konnte. Dabei besitzt die im Sediment fein verteilte Fraktion ($<1\mu\text{m}$) die für die Richtungsstabilität sehr effektive Eindomänenstruktur, deren Grenzen von DUNLOP (1973) mit $0.05\mu\text{m}$ und von SOFFEL (1969) mit $1\mu\text{m}$ festgelegt wurden.

Mit Sicherheit ist der Hämatit an der Restmagnetisierung nach der magnetischen Reinigung beteiligt. Eine durch ihn erwirkte Änderung der Richtung ist deshalb nicht zu erwarten, weil beide Minerale synchron sedimentiert und eingeregelt wurden.

5. Petromagnetik

5.1. Die magnetische Suszeptibilität

Unter der Voraussetzung, daß eine Magnetisierung J in einem magnetischen Feld H erzeugt wird, gilt für die magnetische Suszeptibilität

$$\chi = J / H .$$

Als materialspezifische Proportionalitätskonstante kann sie als Funktion der Menge ferrimagnetischer Minerale in einer Probe gesehen werden, obwohl sie als ein sehr komplexer Parameter von der Suszeptibilität der einzelnen Minerale im Gestein, deren Korngröße und -gestalt und der Form der Probe in hohem Maße

abhängig ist (THOMPSON 1979; MULLINS 1977). Diese Komplexität ermöglicht die Einbeziehung von χ in die Interpretation unterschiedlicher paläo- und petromagnetischer sowie geologischer und paläogeographischer Fragestellungen auf vielfältige Weise. Abgrenzung lithologischer Einheiten gegeneinander (ABRAHAMSEN 1980; 1982), stratigraphische Korrelation von Sedimenthorizonten (CREER u.a. 1976 b), Nachweis von Mineralneubildungen in Bodenkomplexen (NEUMEISTER u. PESCHEL 1968), Nachweis verstärkter Erosionstätigkeit als Folge von Klimaänderungen (DEARING u.a. 1986), Nachweis prähistorischer Flächenbrände im Einzugsgebiet eines Sedimentationsbeckens (RUMMERY u.a. 1979), Nachweis anthropogener Einflüsse (Land- und Forstwirtschaft) im Einzugsgebiet eines Sedimentationsbeckens (STOBER u. THOMPSON 1979), magnetische Überwachung im Zusammenhang mit rezenter mariner Umweltbelastung (SCULLOS u.a. 1979) sowie Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität zur Ermittlung des magnetischen Gefüges (siehe 5.2) waren in den vergangenen 20 Jahren und sind auch gegenwärtig noch der Forschungsgegenstand der sich mit dem Parameter χ befassenden Arbeiten.

5.1.1. Messung und Darstellung

Die Messung der Suszeptibilität der Sedimentproben wurde mit den Suszeptibilitäts-Meßbrücken KLY - 1 und KLY - 2 (Hersteller: Geofyzika, Brno, ČSSR) durchgeführt. Das für beide Geräte identische Meßprinzip wurde von JELINEK 1973 beschrieben. Für die Messungen wurden dieselben Würfel verwendet, die zur Bestimmung von D, I und J dienen. Die Berechnung der mittleren Suszeptibilität $\bar{\chi}$ der Proben erfolgte mit einem von DAMM, V. 1986 erstellten FORTRAN - Rechenprogramm. Die Software (TURBO-PASCAL) für die graphische Darstellung der Variationskurven und Korngrößenanalysen wurde von G. ROTHER (1988) entwickelt.

Die magnetische Suszeptibilität wurde an allen Proben der 11 Ostseekerne gemessen und der $\log \chi$ in den Abb. 59 - 69 der Intensität, dem Q - Faktor (siehe 6.3.5) sowie in den Abb. 64 - 66 einer Korngrößenanalyse, dem CaCO_3 - und dem C_{org} - Gehalt gegenübergestellt. Zum problemlosen Vergleich

dieser Parameter mit den D- und I-Werten derselben Stechrohrkerne wurden in den Spalten 1 - 3 die lithostratigraphischen Angaben noch einmal vorangestellt. Die Korngrößenanalysen und die CaCO_3 - und C_{org} - Bestimmungen wurden im Institut für Meereskunde durchgeführt. Die Klassifizierung des Kornaufwerks erfolgte auf der Basis der von KOLP (1966) erarbeiteten Unterteilung der Meeresbodenarten und Sedimente der westlichen und südlichen Ostsee. Die 6 Klassen der Analyse sind in Tabelle 3 a) in Spalte 6 eingefügt und in 3 b) der jeweiligen im Computerausdruck gewählten Schraffur zugeordnet worden.

Die Korngrößenbereiche bis 0.063 mm wurden mit der Siebanalyse, die darunterliegenden mit der Schlämmanalyse auf der Grundlage eines von KÖHN (1951) entwickelten Verfahrens ermittelt. Die Bestimmung des Karbonatgehaltes erfolgte nach REUTER (1962) in einer SCHEIBLER-Apparatur durch volumetrische Messung freigesetzten CO_2 . Durch trockene Verbrennung der Proben im Sauerstoffstrom in einer Apparatur nach HOLTHAUS / SEUTHE (REUTER 1951) und anschließender volumetrischer Differenzbestimmung erfolgte die Analyse des organischen Kohlenstoffs.

5.1.2. Korrelation und Interpretation der Variationskurven

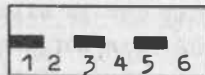
Während in die natürliche remanente Magnetisierung außer der mineralischen Zusammensetzung und der Korngröße der magnetischen Minerale auch der Grad der Ausrichtung der einzelnen Partikeln infolge der Wirkung des geomagnetischen Feldes als bestimmende Faktoren eingehen (HUS u. GEERAERTS 1986), wird die Suszeptibilität hauptsächlich durch die Art, Größe und Konzentration der magnetischen Teilchen charakterisiert (CREER u.a. 1976 b). Eine Parallelität des Verlaufes beider Kurven zeigt mithin an, daß auch die NRM der Variation des Mineralbestandes folgt. Dies ist in allen 11 gemessenen Profilen ohne Zweifel der Fall, bis auf die Ausnahme der Sedimente des Boreals in der Mecklenburger Bucht (Abbn. 59 - 62), bei denen die Suszeptibilitätswerte nicht die Größe wie im hangenden Schlick erreichen, die Intensitätswerte aber sprunghaft steigen. Da diese Erscheinung in den Stechrohrkernen des

Meeresbodenarten und Sedimente
der westlichen und südlichen Ostsee

Alter- berg- grad ∇	Korngrößen mm	Korngrößen- klassen	Marine Sedimente	Abk. zgn	Einzel- korn	Zonen und Gebiete am Meeresgrund
-3	6300 - 2000	Blockfraktion	Blockfeld	Blf.	großer Block	Abrasions- Zone
	2000 - 1000				mittlerer Block	
-2	1000 - 630	Blockfraktion	Stempflaster	Sl. pll.	kleiner Block	
	630 - 200				großer Stein	
-1	200 - 63	Grob- Mittel- Kies	Grob- Mittel- Kies	Gk Mk	mittlerer Stein	
	63 - 20				Fein- Fein-	
0	20 - 6.3	Mittel- Kies	Mittel- Kies	Mk	kleiner Stein 1-6 cm	
	6.3 - 2.0				Fein-	
+1	2.0 - 1.0	sehr grober-	sehr grober-	ggb	1	Feinkies- Grobsand- Gürtel Durchfrach- lungszone, Küstenerne Sandanhäu- fungszone (Kurzschweb)
	1.0 - 0.63	grober-	grober-	gb		
	0.63 - 0.2	mittlerer- Sand	mittlerer- Sand	m		
	0.2 - 0.1	feiner-	feiner-	f		
+2	0.1 - 0.063	sehr feiner	sehr feiner-	ff	2 3 4	Schlick- gebiete (Langschweb)
	0.063 - 0.02	Grob-	Grob-	Gsk		
	0.02 - 0.0063	Mittel- Schluff	Mittel- Schlick	MSk		
+3	0.0063 - 0.002	Fein-	Fein-	Fsk	5 6	Schlamm- gebiete (Langschweb)
	0.002 - 0.00063	Grob-	Grob-	GSm		
	0.00063 - 0.0002	Mittel- Ton	Mittel- Schlamm	MSm		
+4	0.0002 - 0.000063	Fein-	Fein-	FSm		

Tabelle 3 (nach KOLP 1966)

a)



b)

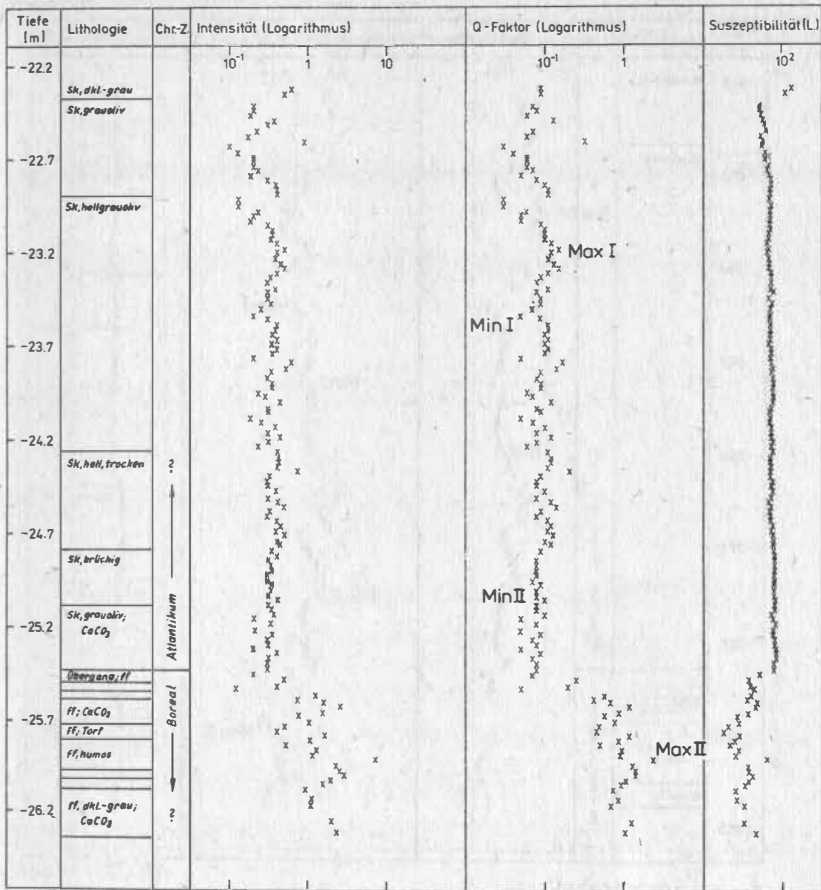


Abb.59 MB ZIPE II/83

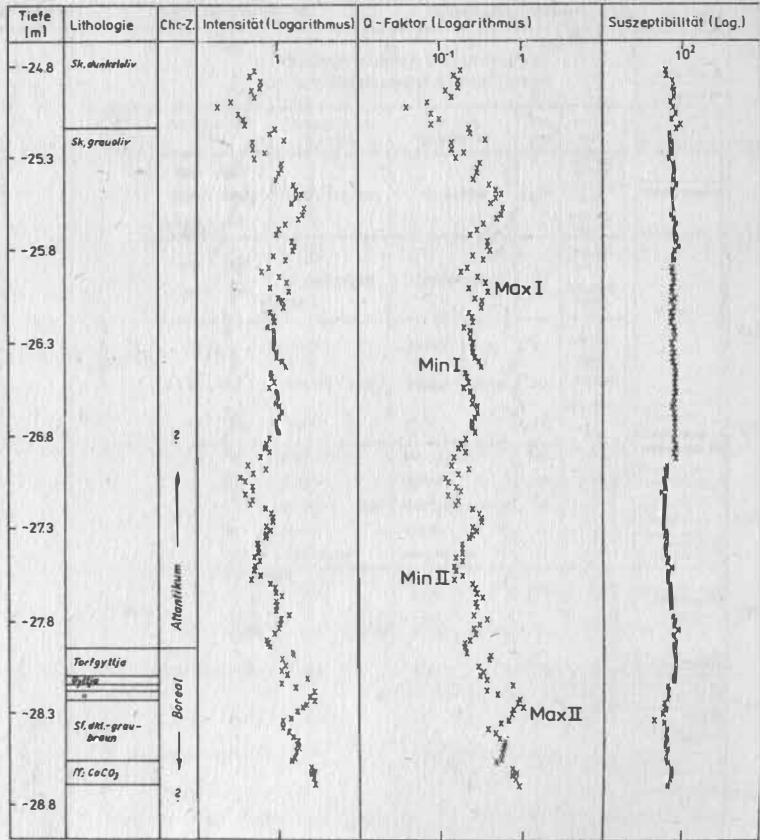


Abb. 60 MB ZIPE I/83

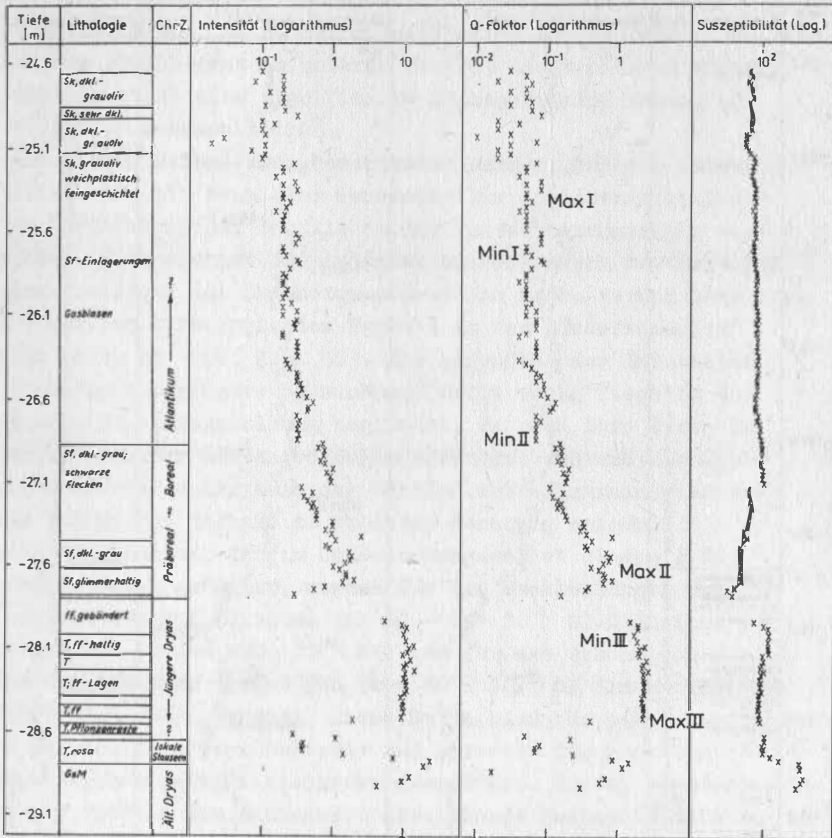


Abb. 61 MB 298

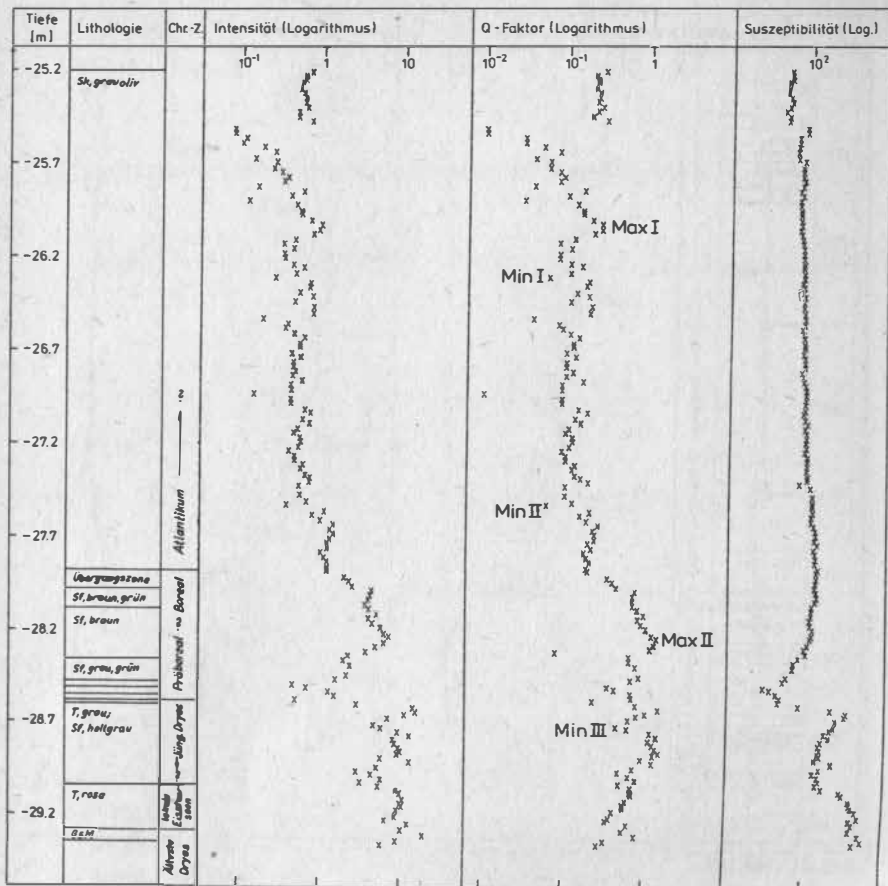


Abb. 62 MB 249

Arkonabeckens und des Gdansker Beckens (im Gotlandbecken beginnt das Profil erst im unteren Boreal) nicht nachgewiesen werden kann, ist eine signifikante Erdmagnetfeldänderung als ihre Ursache auszuschließen.

Aus diesem Befund kann geschlossen werden, daß die Suszeptibilität als ein sensibler Parameter zur lithostratigraphischen Korrelation der Profile in der Ostsee herangezogen werden kann. Sie zeichnet die zunächst makroskopisch festgelegten Grenzen zwischen den Chronozonen deutlich nach, vermag aber auch dem schnellen lithologischen Wechsel in den Bändertönen zu folgen (z.B. AB 1057, Abb. 65). Die gegenüber der Intensität feststellbare geringere Schwankungsbreite von χ liegt in der logarithmischen Darstellung begründet, da sich ihre Werte in Bereichen höherer Größenordnungen befinden, während die Intensitätswerte in der Nähe der Empfindlichkeitsgrenze der Methode liegen und deshalb zu größerer Streuung neigen.

Für den Schlick, der im Untersuchungsgebiet generell die kleinsten Werte aufweist, wurden für die Mecklenburger Bucht im Mittel Suszeptibilitäten von $60 - 80 \cdot 10^{-6}$ SI-Einheiten (Extremwerte 50 und $120 \cdot 10^{-6}$ SI) und für das Arkonabecken sowie das Gdansker Becken von $30 - 60 \cdot 10^{-6}$ SI (im Extremfall $90 \cdot 10^{-6}$ SI) gemessen. Diese Werte sind für paramagnetische Eisensulfide repräsentativ und sprechen für nur sehr geringen Eisenoxidanteil kleinerer Krongrößen. In der obersten Lage des Profils vom Mittelwert abweichende Suszeptibilitäten können im Falle ihrer Verminderung (Abb. 60) durch die geringere Dichte des Materials (CREER u.a. 1976 b) und im Falle der Vergrößerung (Abbn. 59 u. 63) durch atmosphärischen Materialeintrag vorrangig anthropogenen Ursprungs (THOMPSON u. MORTON 1979) verursacht worden sein.

Die Grenze vom Schlick zu den darunterliegenden Sedimenten des Boreals wird in fast allen Kurven sehr scharf gezeichnet. Sie ist auch als auffällige lithologische Grenze im gesamten Ostseegebiet nachgewiesen (IGNATIUS u.a. 1968; VOIPIO 1981) und von SAURAMO (1954) ertsmals und später von KOLP (1986) sowie von BJÖRCK (1987) mit einem katastrophalen Ereignis im hydrographischen System der Ostsee (gemeint ist die überlauf-

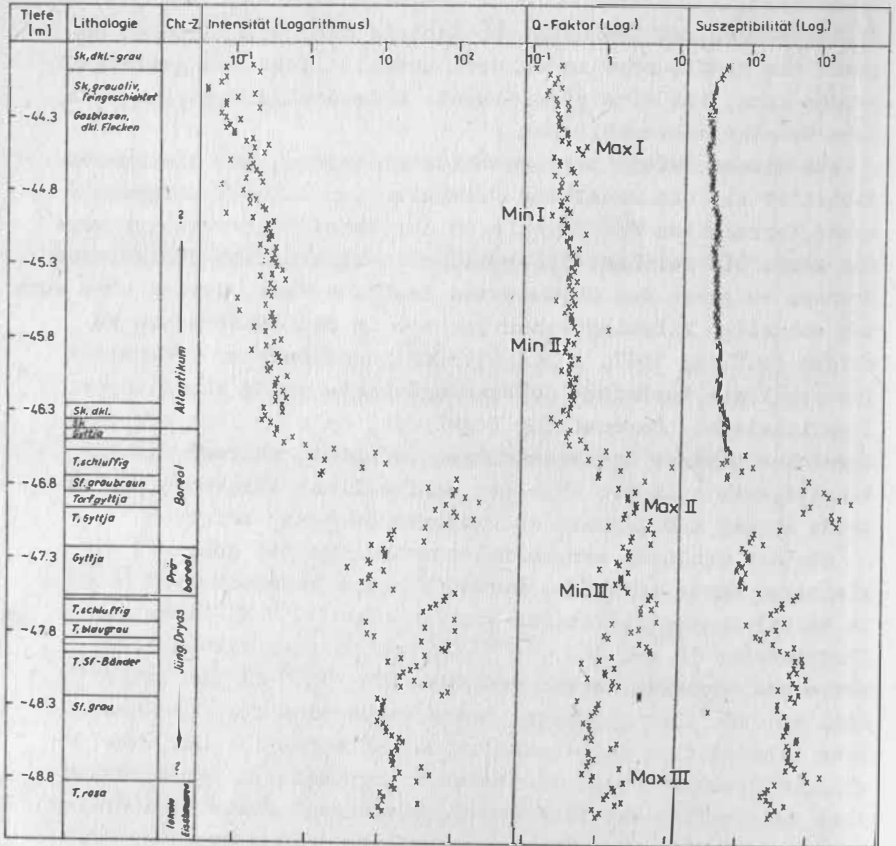


Abb. 63 AB 11/II

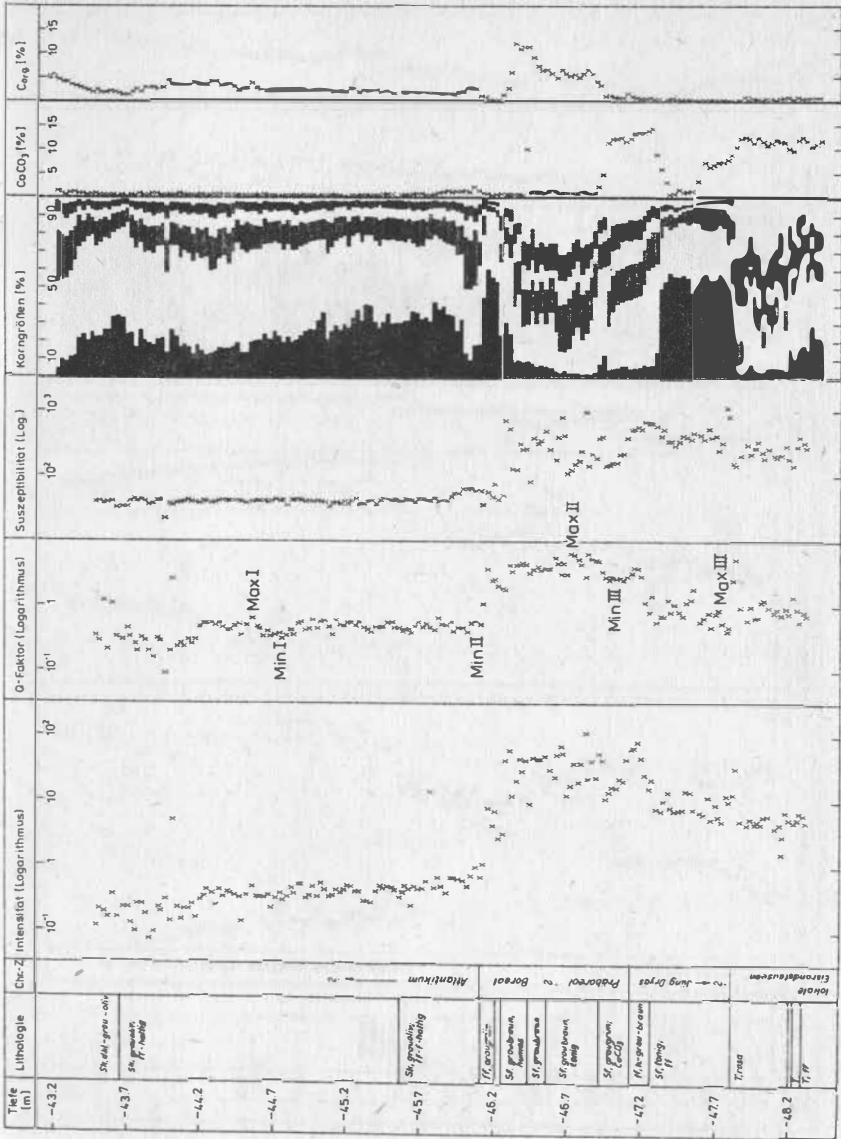


Abb 64 AB 1056

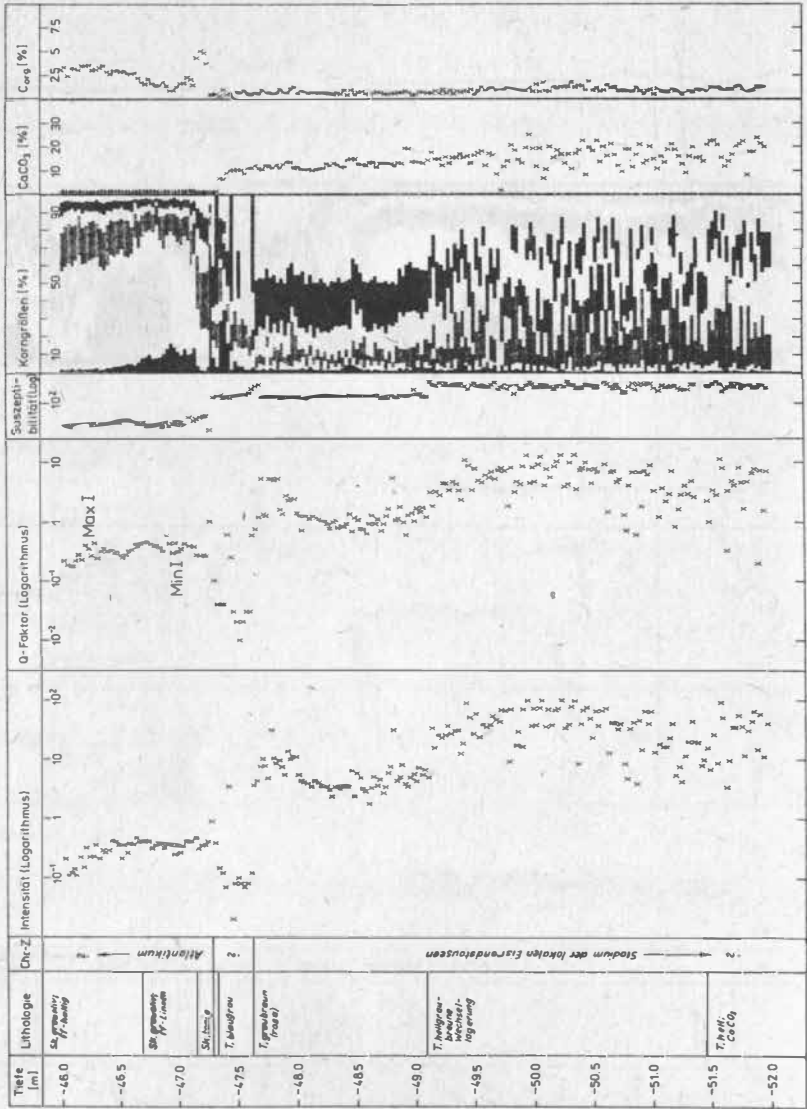


Abb. 65 AB 1057

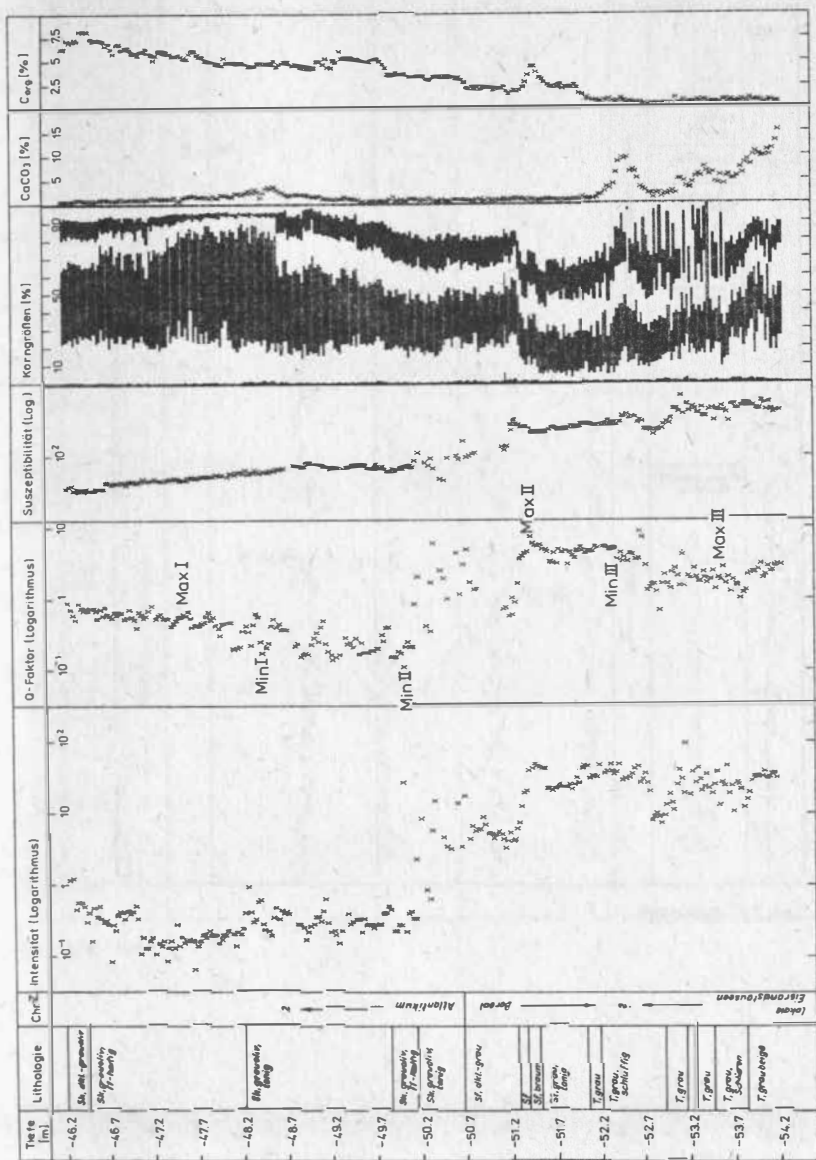


Abb. 66 AB 1061 B

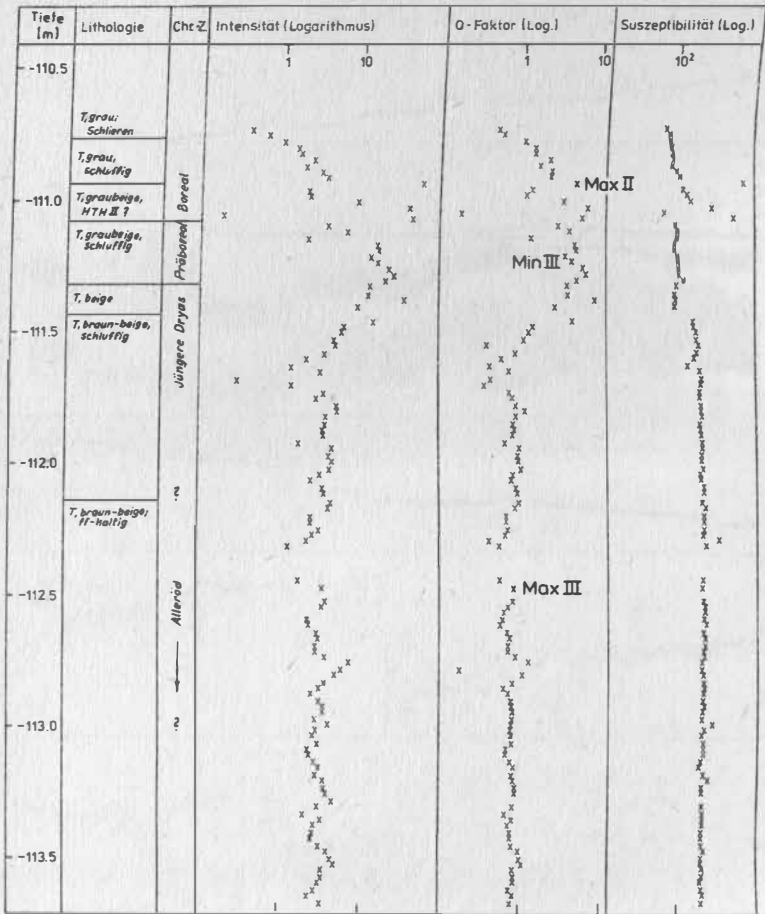


Abb. 67 GoB 5011

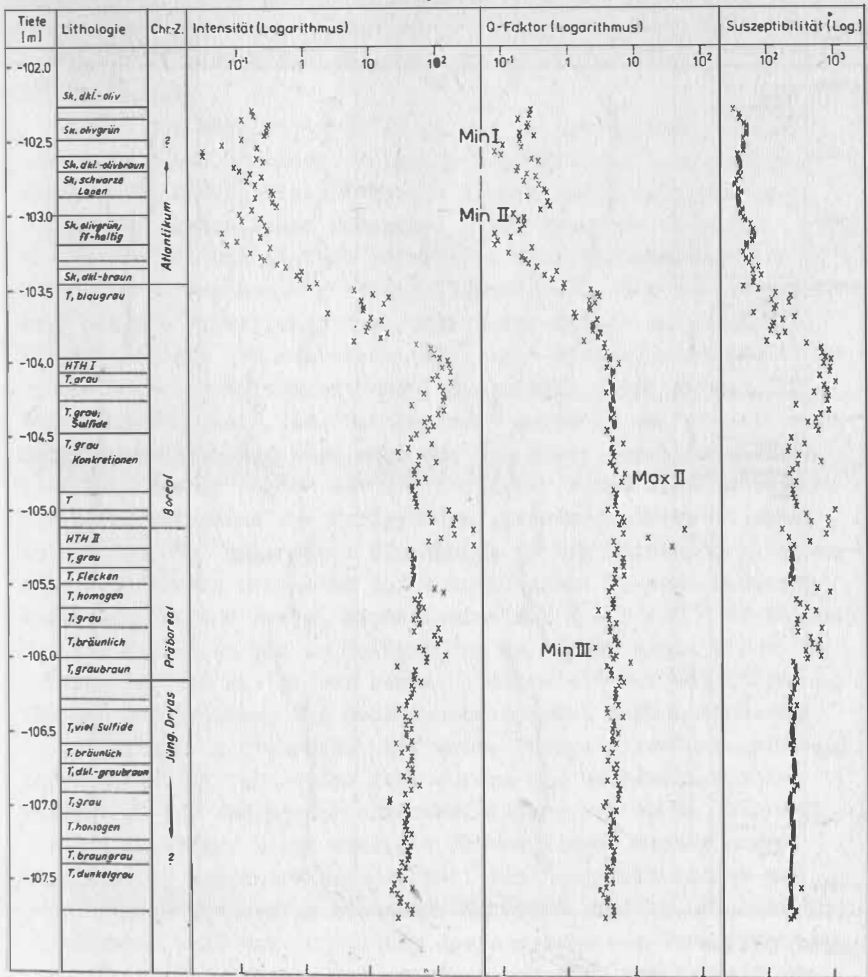


Abb.68 GdB 4978

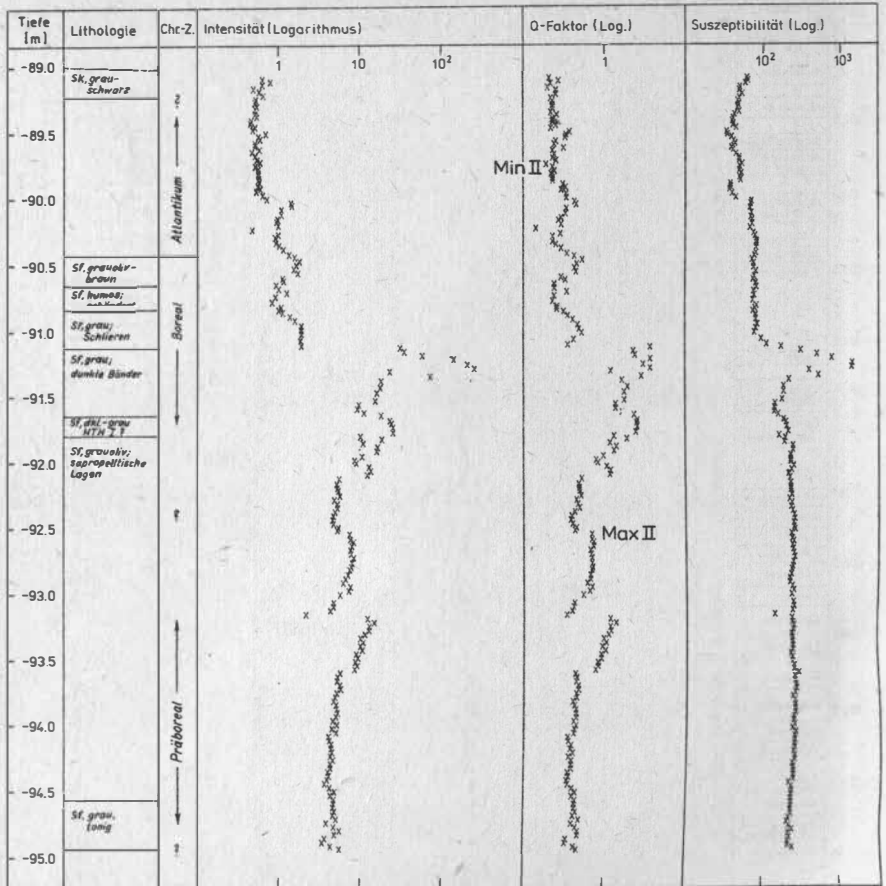


Abb. 69 GdB 200

artige Entwässerung des Ancylus - Sees) in Zusammenhang gebracht worden.

Die in der Mecklenburger Bucht und im Arkonabecken etwas unterhalb dieser Grenze erfolgende signifikante Zunahme bzw. Abnahme der Suszeptibilitätswerte deutet auf drastische Änderung der magnetischen Minerale, ihrer Konzentration und Korngrößen hin und liefert ihrerseits den petromagnetischen Beweis für einen Sedimentationsmilieuwechsel. Der ruhige Verlauf der I - Variationskurven über diese Grenze läßt auf eine kontinuierliche Sedimentation (also ohne Hiatus) schließen.

Die Unterschiedlichkeit der Sedimentationsbedingungen während der Boreal- und Präborealzeit zwischen den einzelnen Sedimentationsbecken wird auch aus den Suszeptibilitätswerten deutlich. Die im Gebiet der Mecklenburger Bucht abgelagerten Schluffe, Feinsande und Torfgyttjen liefern α -Werte zwischen 20 und $100 \cdot 10^{-6}$ SI, wobei die Minima in den Feinsanden liegen. Die zeitgleichen Sedimente des Arkonabeckens dagegen besitzen wesentlich höhere Werte, deren Maxima mit $1 - 3 \cdot 10^{-3}$ SI in humosen Schluffen und in Torfgyttjen zu finden sind. Diese Unterschiede sind mit großer Wahrscheinlichkeit auf den Charakter und den Ursprung des Sedimentationsgutes zurückzuführen. In die beiden im Präboreal über weite Strecken trocken gefallen Becken mit einzelnen Seen wurden aus unterschiedlichen Richtungen die Sedimentationsmaterialien eingetragen. Während die Mecklenburger Bucht über die Flüsse Trave, Warnow und Recknitz das zum überwiegenden Teil aus jungpleistozänen und pleistozänen Sedimenten stammende Material erhielt, flossen im Zusammenhang mit der Auffüllung des Ancylus-Sees Verwitterungsprodukte aus dem Norden mit primärem Magnetit und Hämatit aus den anstehenden Magmatiten in das Arkonabecken.

Die borealen und präborealen Tone und Schluffe des Gotlandbeckens sowie des Gdanker Beckens liegen mit Mittelwerten für α von $2 - 3 \cdot 10^{-4}$ SI über denen der Mecklenburger Bucht. Sie erreichen in Abhängigkeit von den Sulfidkonzentrationen Maximalwerte von $1.5 \cdot 10^{-3}$ SI.

Die Tone, Schluffe und deren Wechsellagerungen in der Jüngeren Dryas ergeben α -Werte zwischen 2 und $9 \cdot 10^{-4}$ SI, womit sie

im Mittel höher als die Alleröd - Sedimente liegen, deren Schwankungsbreite sich auf 2.5 bis $5 \cdot 10^{-4}$ SI beläuft. Als Ursache für diesen Suszeptibilitätsunterschied könnten unterschiedlich intensive Bodenerosion auslösende Klimaschwankungen gesehen werden, in deren Folge bei kalten Perioden höhere und bei wärmeren Perioden niedrige α -Werte zu erwarten sind (BJÖRCK u.a. 1982). BERGLUND u.a. (1984) gehen davon aus, daß in Südschweden während des Alleröds stabile Bodenbedingungen herrschten, während mit Beginn der Jüngeren Dryas eine starke Bodenerosion einsetzte. Es sei darauf verwiesen, daß zur Stützung dieser Annahme die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit bezüglich statistisch gesicherten Materials nicht ausreichen, da nicht alle Kerne das gesamte Profil durchteuften und die zeitliche Zuordnung der lithologischen Einheiten im Liegenden nicht in allen Fällen möglich ist.

Zwischen der magnetischen Suszeptibilität und der Korngröße besteht eine Abhängigkeit, die für die gröbere Fraktion die höheren α -Werte erwarten läßt, wobei bei Korngrößen $< 100 \mu\text{m}$ die Werte rasch kleiner werden (NAGATA 1961).

Die in den Abbn. 64, 65 und 66 den Suszeptibilitätskurven gegenübergestellten Korngrößenanalysen machen allerdings deutlich, daß diese Abhängigkeit in den unterschiedlichen Sedimenten der Ostseeprofile kaum sichtbar wird.

Der Kern AB 1061 B (Abb. 66) besteht in seiner oberen Hälfte aus einem Schlick, in dem die Korngrößenklasse 1 fast fehlt, die Klassen 2 und 3 allmählich abnehmen und die Klassen 4, 5 und 6 zunehmen. In gleichem Maße nimmt auch α zu. Dies bedeutet, daß die magnetisch starke Fraktion auf eine der drei feinen Fraktionen beschränkt ist. Bei weiterer Mengenzunahme der Klassen 5 und 6 hält die Vergrößerung der α -Werte zum Liegenden hin an. Die Ton/Schluff-Wechselagerung im unteren Teil des Profils erzeugt eine größere Streuung der Suszeptibilitätswerte. Es besteht kein Zweifel daran, daß durch Sortierungsprozesse während des Transportes letztendlich die magnetische Fraktion auf bestimmte Korngrößenklassen beschränkt ist, die hier $< 2 \mu\text{m}$ sind.

Der Schlick des Kernes AB 1056 (Abb. 64) zeigt sich in seiner Zusammensetzung gegenüber dem oben beschriebenen als gröber. Da alle 6 Klassen in ihrem Mengenanteil kaum Schwankungen zeigen, ist bei gleichbleibenden χ -Werten die Zuordnung der magnetisch wirksamen Fraktion nicht möglich. Erst der Rückgang der Klassen 1 und 2 im Boreal und Präboreal deutet bei signifikanter Erhöhung der Suszeptibilität und starker Zunahme der Klasse 6 auf Magnetit-Korngrößen um maximal $1\mu\text{m}$ hin. Diese Verhältnisse werden im feinstsandhaltigen Schluff der Jüngeren Dryas umgekehrt. Hier dominieren bei starkem Rückgang der tonigen Anteile die Klassen 1 und 2, in deren Bereich auch die magnetischen Partikeln zu suchen sind. Mit 20 bis $100\mu\text{m}$ handelt es sich um magnetische Multidomänen, die zwar hohe χ -Werte erzeugen, aber in der Intensität und damit in der Stabilität leicht nachlassen.

Im spätpleistozänen Ton im Liegenden des Profils dominieren wiederum die magnetischen Einbereichsteilchen.

Eine leichte Zunahme der χ -Werte im Schlick des Kernes AB 1057 (Abb. 65) läßt bei ebenso leichter Zunahme der Korngrößenklassen 1 und 2 aber bei noch 40 % Anteil der feineren Klassen die Zuordnung offen. Der Abfall der Intensität im Bereich des blaugrauen Tones gegenüber hohen Suszeptibilitätswerten beruht bei diesem schlecht sortierten Sediment entweder auf der Größe der Magnetisierungsträger (Klasse 6 ist gar nicht, Klasse 5 nur wenig vorhanden) oder auf Mangel an Magnetit. Der darunter folgende rosa Ton zeigt bei konstanter Korngrößenverteilung auch konstante χ -Werte, die (mit den Intensitätswerten verglichen) wahrscheinlich auf Eindomänen ($< 1\mu\text{m}$) zurückzuführen sind. Etwas andere magnetische Verhältnisse herrschen im Bänderton des unteren Profildrittels, der zwar hohe χ - und J-Werte besitzt, aber durch die Inhomogenitäten (kurzzeitige Änderung der Materialzufuhr) im individuellen Bereich der Proben eine größere Streuung aufweist.

Eine Gegenüberstellung der magnetischen Suszeptibilität mit dem CaCO_3 -Gehalt erbringt in den Profilen keine verallgemeinerungswürdigen Korrelationen. Diese Auffassung wird auch von BJÖRCK u.a. (1982) sowie von HIRONS u.a. (1986) im

Ergebnis von Untersuchungen jungquartärer Sedimente in Schweden bzw. Irland vertreten. Die in allen drei Profilen im Bereich des Schlicks erkennbare Zunahme der Suszeptibilität geht im gleichen Profilabschnitt mit der stetigen Abnahme des C_{org} - Gehaltes einher. Dieser Zusammenhang ist mit dem Verbrauch organischen Kohlenstoffs während der Sulfidbildung zu begründen (siehe 4.4), die die Erhöhung der χ -Werte bewirkt. Außerdem geht in die Suszeptibilitätszunahme der abnehmende Wassergehalt im Sediment ein (BRADSHAW u.a. 1985). Die bis in die Liegendschichten des Profils zu beobachtende weitere Abnahme des C_{org} - Gehaltes wird durch einen Peak im Boreal (AB 1056 und AB 1061 B) bzw. im Grenzbereich Boreal / Atlantikum (AB 1057) unterbrochen, der von E. DAMM (1985) auch in der Mecklenburger Bucht und im Profil des Kernes AB 11 nachgewiesen werden konnte. Seine Existenz dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit mit verstärktem Eintrag organischer Substanz im Zusammenhang stehen, der durch die Verstellung des Ostseebeckens und die dadurch an seinem südlichen Ufer transgredierende Wirkung des schnell an Wassermenge zunehmenden Ancylus - Sees ausgelöst wurde. Dieser Peak liegt im zentralen Arkonabecken (AB 1061 B) gemessen an der magnetostratigraphischen Skala im Bereich des Inklinationspeaks μ , während er am Westrand (AB 1056) mit dem Peak λ gleichzusetzen, also um ca. 500 Jahre jünger ist. Diese Reihenfolge der Sedimentationstätigkeit ist plausibel und mit den zeitlichen Vorstellungen über die paläogeographische Entwicklung des Untersuchungsgebietes gut vereinbar.

5.2. Die Anisotropie der Suszeptibilität

Magnetische Vorzugsrichtungen in klastischen Sedimenten können syngenetisch durch die erdfeldparallele oder bodenströmungsparallele Einregelung absinkender magnetischer Partikeln entstehen, sind in anderen Fällen aber auch die Folge para- bzw. postgenetisch ablaufender physiko-chemischer Prozesse im Rahmen der Diagenese. Die Klärung ihrer Entstehung ist Grundvoraussetzung für die Verifikation paläomagnetischer Daten. Neben den bereits diskutierten Identifikationsmethoden

der Remanenzträger kommt der Bestimmung des magnetischen Gefüges eine große Bedeutung zu. Es repräsentiert nach PORATH (1971) die räumliche Verteilung leichter (χ_{\max}), intermediärer (χ_{int}) und schwerer (χ_{\min}) Magnetisierbarkeit als Resultierende der Anisotropie-Effekte aller im Gestein enthaltenen ferri- und antiferromagnetischen Mineralphasen. Da letztere die dia- und paramagnetischen Minerale um einige Größenordnungen übertreffen, kann deren Beitrag zum Anisotropieverhalten vernachlässigt werden (DAMM 1986). In die Anisotropie der Suszeptibilität gehen die Kristallanisotropie (Kopplung der atomaren magnetischen Momente an kristallographische Achsen) und die Formanisotropie (Richtungsabhängigkeit des bei der Magnetisierung entstehenden Entmagnetisierungsfeldes) ein. Während Hämatit und Pyrrhotin Effekte kristallanisotroper Art verursachen, sind die Richtungsveränderungen in der Magnetisierung, die auf der Formanisotropie beruhen, dem Magnetit zuzuschreiben (HRCUDA 1982).

Die hauptsächlichen Ursachen für die Ausrichtung ferri- und antiferromagnetischer Minerale sind

- a) das Gravitationsfeld der Erde (Orientierung der Kornlängsachse parallel zur Sedimentations - Oberfläche),
- b) die Wasserströmungen (Orientierung der Kornlängsachse parallel zur Strömungsrichtung) und
- c) das geomagnetische Feld (Orientierung der Längsachse der ferromagnetischen Körner parallel zum lokalen magnetischen Meridian).

Die Bioturbation hinterläßt Effekte mit zufälligen Richtungen, die die Anisotropie-Effekte der Suszeptibilität zwar verkleinern, aber einen ausreichenden, meßbaren Anteil von ihnen unberührt lassen (REES u.a. 1968; REES u.a. 1982).

Die Zusammenballung von Partikeln, wie sie von KRANCK (1975) in marinen Sedimenten mit hoher Konzentration magnetischer Minerale gefunden wurde, maskiert Vorzugsrichtungen, ist jedoch im Untersuchungsgebiet ebenso wie bioturbative Effekte zu vernachlässigen.

5.2.1. Messung und Darstellung

Die Messung der Anisotropie der Suszeptibilität erfolgte auf den Meßbrücken KLY - 1 und KLY - 2. Die für die Berechnung der Richtungen der Hauptachsen des Suszeptibilitätsellipsoids (in Bezug zum Irobenkoordinatensystem) notwendige Orientierung der Meßwürfel war bereits für die Messungen der NRM erfolgt und konnte übernommen werden. Für die Berechnung der Hauptsuszeptibilitäten und des Anisotropieparameters P (Grad der Anisotropie) stand das von V. DAMM (1986) entwickelte FORTRAN- Programm zur Verfügung. Die Darstellung der Vorzugsrichtungen erfolgte mit Hilfe des Schmidtschen Netzes mit den Signaturen $\alpha_{\max} = \square$; $\alpha_{\text{int}} = \triangle$ und $\alpha_{\min} = \circ$ nach ELLWOOD u.a. (1985).

5.2.2. Diskussion der Meßwerte

Als Grad für die Anisotropie wurde nach NAGATA (1961) der Anisotropieparameter

$$P = \frac{\alpha_{\max}}{\alpha_{\min}}$$

berechnet und ergab folgende Werte :

- MB ZIPE I/ 83 - Schlick von 1.01 bis 1.03
Sedimente des Boreals von 1.02 bis 1.35
- GdB 4978 - Schlick von 1.01 bis 1.025
Ton Boreal von 1.01 bis 1.035
Ton Präboreal von 1.01 bis 1.035
Spätpleistozäne Sedimente von 1.03 bis 1.04
- AB 11 /1 - Schlick von 1.01 bis 1.025
Boreale Sedimente um 1.03
Präboreale Sedimente um 1.03
Spätpleistozäne Sedimente von 1.02 bis 1.08

Gemessen an dem Bewertungsmaßstab, daß P - Werte < 1.01 sehr schwache Anisotropien (HROUDA 1982) und P - Werte > 1.05 Deformationsgefüge (KLIGFIELD u.a. 1977) repräsentieren, können die Ergebnisse der Anisotropiebestimmungen dieser drei Kerne so charakterisiert werden, daß eine magnetische Vorzugsrichtung,

die als Ursache mechanischer Ausrichtung der Magnetitkörner die Säkularvariationswerte maskiert, nicht existiert. Unter der Annahme, daß Teilchen $> 5 \mu\text{m}$ die Signale für die Anisotropie der Suszeptibilität liefern, während Teilchen $< 5 \mu\text{m}$ die NRM verantworten (ELLWOOD 1980), kann im Ergebnis nichtexistierenden Anisotropien die Magnetit- bzw. Titanomagnetitfraktion $< 5 \mu\text{m}$ aus der Sicht der hiermit überprüften Sedimentationsdynamik als Hauptträger für die natürliche remanente Magnetisierung betrachtet werden. HAMILTON u. REES (1970) sowie LÖVLLIE u.a. (1972) beziehen in den durch das Erdmagnetfeld in größerem Maße beeinflussbaren Korngrößenbereich Teilchen mit $10 \mu\text{m}$ Durchmesser ein.

Die Hauptsuszeptibilitäten wurden für die Profile MB 249, GdB 4978 und AB 11/1 ermittelt.

Abb. 70 stellt das Gefügestereogramm des Schlicks aus dem obersten Kernbereich (a) dem eines etwas tiefergelegenen (b) gegenüber. Während in (b) die Raumlage der Suszeptibilitätsachsen ungestörten Sedimentiten (planar-parallele Ellipsoidbildung, Konkordanz zwischen magnetischer Plättungsebene und Sedimentationsebene) nach HROUDA (1986) entspricht, bei denen α_{\min} sich nicht um mehr als 15° von der vertikalen Richtung entfernen sollte (REES u.a. 1982), ist in (a) auf ein zerstörtes Gefüge zu schließen. Der Grund hierfür liegt mit großer Wahrscheinlichkeit im extremen Wassergehalt der obersten Schlickbereiche, als dessen Folge es beim Eindringen des Kernrohres zu Turbulenzen kam. Solche konnten auch von KENT u. LOWRIE (1975) an Tiefseekernen nachgewiesen werden.

Die in den Abbn. 71 (a) und (b) sowie 72 (a) und (b) dargestellten Stereogramme umfassen nahezu die gesamte Sedimentfolge des Kernes GdB 4978. Der Aussage, daß man wie in den Kernen der Mecklenburger Bucht auch in denen des Gdanker Beckens für paläomagnetische Untersuchungen im wesentlichen ungestörte Sedimentationsgefüge vorfindet, ist hinzuzufügen, daß die Abweichung des Kernrohres aus dem Lot (in diesem Falle um ca. $10 - 15^\circ$) durch die Verlagerung der α_{\min} -Werte aus dem Zentrum einwandfrei nachgewiesen werden kann.

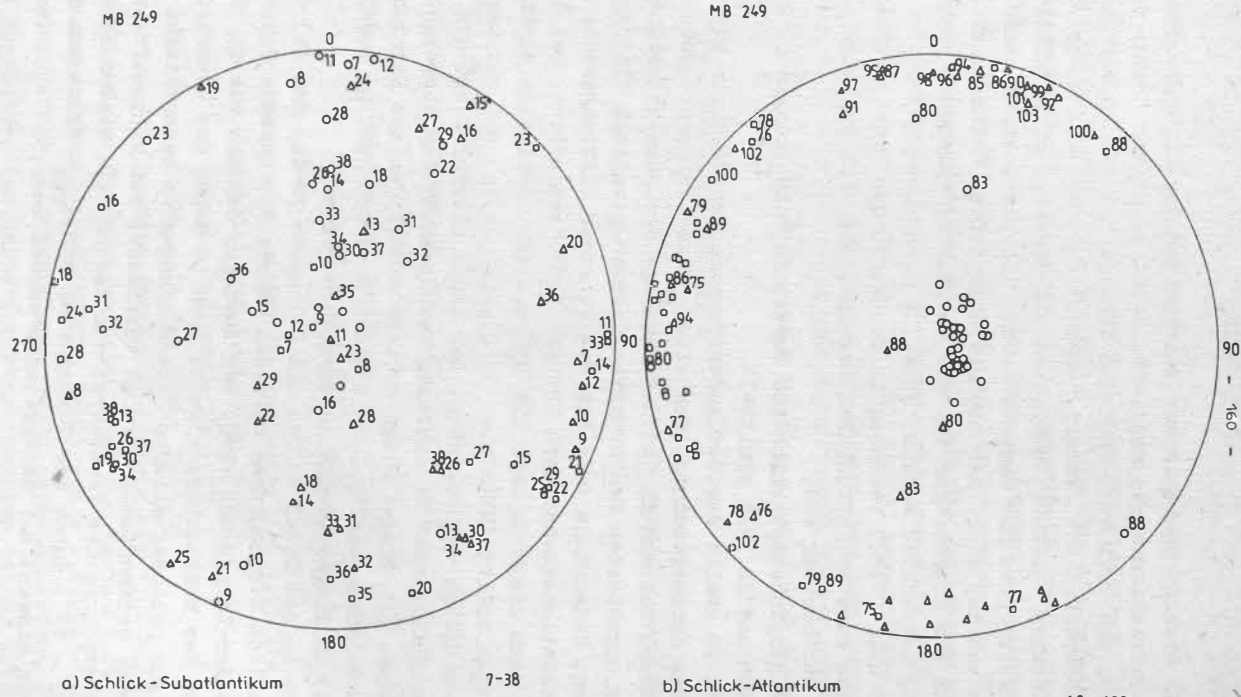


Abb. 70 Anisotropie der Suszeptibilität
 DOI: <https://doi.org/10.2312/zipe.1989.109>

GB 4978

GB 4978

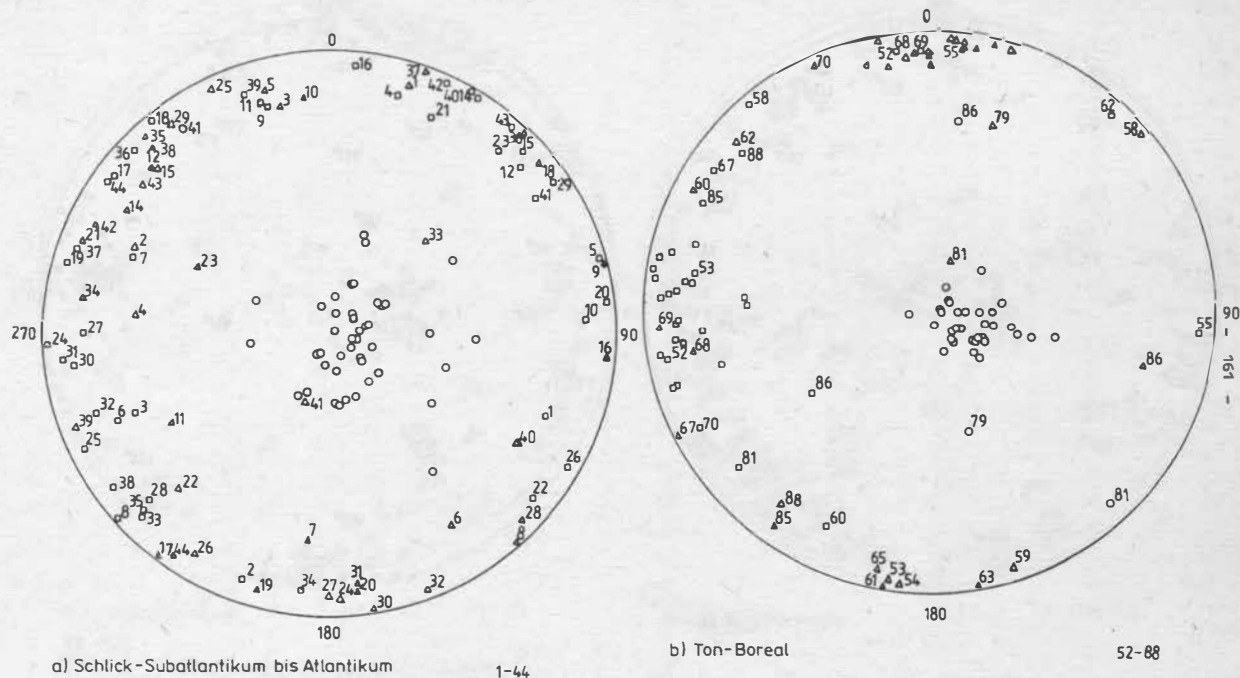
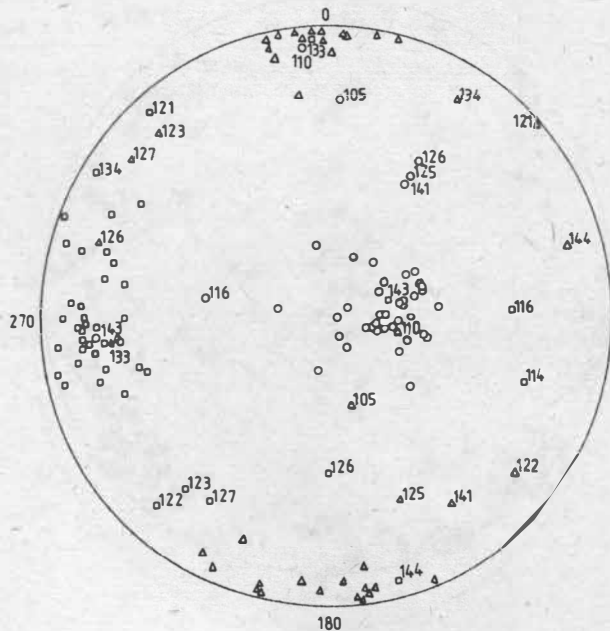


Abb.71 Anisotropie der Suszeptibilität

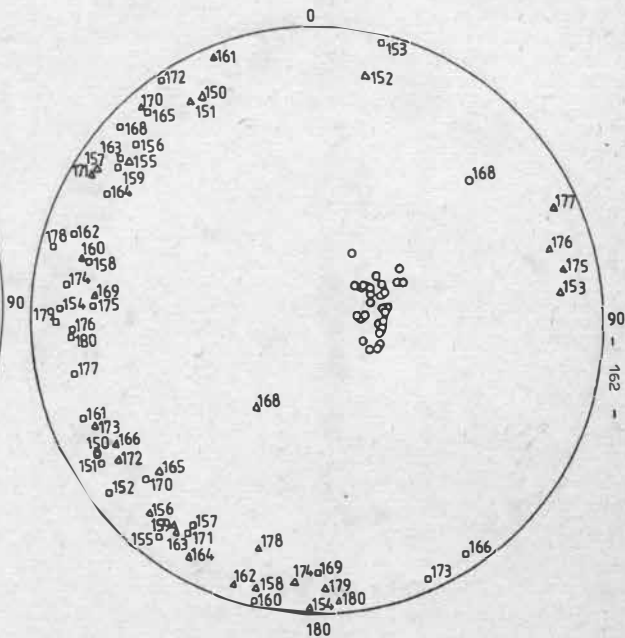
GB 4978



a) Ton-Präboreal

105-149

GB 4978



b) Ton-Jüngere Dryas

150-180

Abb.72 Anisotropie der Suszeptibilität

DOI: <https://doi.org/10.2312/zip.1989.109>

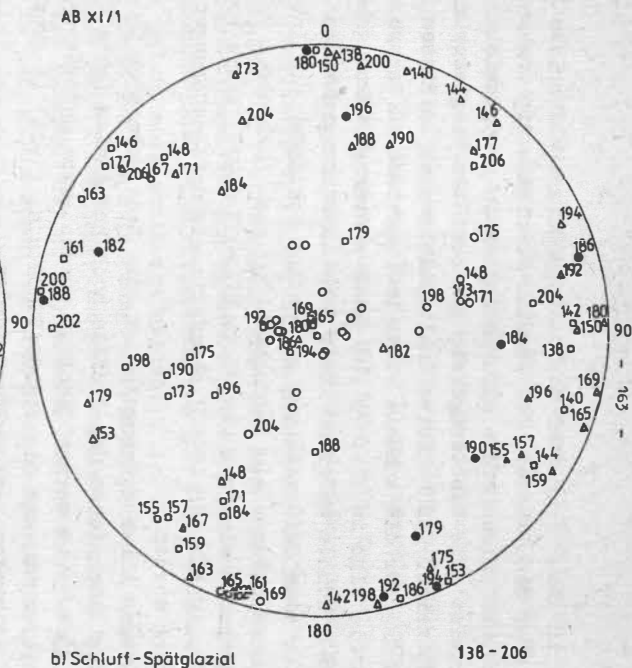
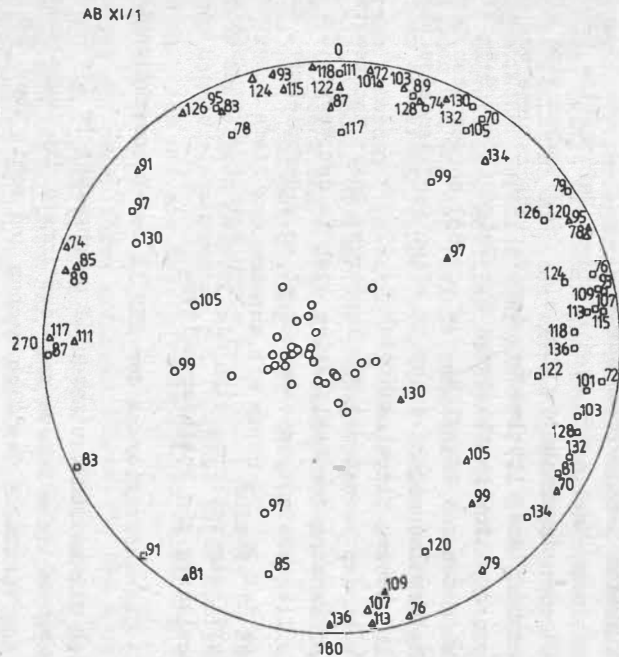


Abb.73 Anisotropie der Suszeptibilität

Der in Abb. 73 in zwei Abschnitten dargestellte Kern AB 11/1 weist über den Großteil des Profils ebenfalls ein ungestörtes Sedimentationsgefüge auf. Lediglich im spätglazialen Schluff (b) erweist sich das Gefüge als gestört. Ein Vergleich mit Abb. 13 zeigt, daß negative Inklinationswerte in diesem Horizont Anlaß für die Annahme einer geomagnetischen Exkursion geben. Sie sind in Abb. 73 (b) durch schwarze Punkte gekennzeichnet, können aufgrund ihrer Lage im Stereogramm als Beweis für eine Gefügestörung gelten und schließen die Interpretation der Werte als Feldschwankung aus. Ähnliche „Pseudoexkursionen“ sind von MARINO u. ELLWOOD (1978) sowie von LØVLIE u. HOLTEDAHL (1980) ebenfalls als Gefügestörungen identifiziert worden.

Da wegen ihres Wassergehaltes die Sedimente auch in den ältesten Abschnitten der Profile noch problemlos (ohne Kraftaufwand) beprobt werden konnten, wurden keine Gefügeveränderungen verursacht, wie sie von GRAVENOR u.a. (1984) in glazialen Warvensedimenten nachgewiesen wurden.

Systematische Inklinationsfehler durch Deformation (GIOVANOLI 1984) oder Gravitation (REES u.a. 1982) haben eine größere Abweichung des Mittelwertes der Variationskurve vom gegenwärtigen Dipolinklinationswert zur Folge (FLOOD u.a. 1985). Entsprechend dem von NEVANLINA u.a. (1983) berechneten Wert für das Untersuchungsgebiet ist in allen Profilen eine signifikante Abweichung nicht nachweisbar.

Da die in den Kernen der Mecklenburger Bucht nachgewiesene extreme Schwankung der Deklination sich in den Werten der Suszeptibilitätsanisotropie-Messungen so widerspiegelt, daß die Gruppe der α_{\min} -Werte mit zunehmender Tiefe insgesamt um die Vertikale rotiert, kann die Torsion des Kernes während seiner Gewinnung als bewiesen gelten.

5.3. Die Charakterisierung der NRM in den Ostseesedimenten

Während die am Sedimentmaterial durchgeführten Stabilitätstests (3.3) mögliche äußere und/oder innere die Magnetisierung verändernde Einflüsse deutlich machen und somit über die paläomagnetische Eignung befinden sollten, die Mineralidenti-

fikationsmethoden zur Ermittlung der Remanenzträger und zur Klärung ihrer wahrscheinlichen Herkunft angewendet wurden (4) und die Bestimmung des magnetischen Gefüges zum Nachweis eventueller magnetfeldunabhängiger Einregelungsprozesse während der Sedimentation dienen sollte (5.2), erweist sich die Charakterisierung der NRM für die Bestimmung ihres Entstehungsortes und ihres Entstehungszeitpunktes als notwendig, deren Kenntnis für magnetostratigraphische Arbeiten eine Voraussetzung ist.

Unter Berücksichtigung der das Sedimentationsmilieu im Untersuchungsgebiet bestimmenden Parameter kann das Auftreten einer thermoremanenten Magnetisierung (TRM), die während des Abkühlungsprozesses beim Unterschreiten des CURIE-Punktes entsteht, a priori ausgeschlossen werden.

Chemoremanente Magnetisierung, die sich durch die Veränderung oder Neubildung magnetischer Minerale unterhalb T_C bildet, ist aufgrund des nachgewiesenen Greigits (4.3.) zumindest in den sulfidischen Horizonten vorzusetzen.

Magnetit, Titanomagnetit und Hämatit sind als Detritus eingetragen (4.4.), mit ihren aus primären Remanenzen stammenden magnetischen Momenten während des Absinkens parallel zum magnetischen Meridian ausgerichtet, in dieser Lage abgesetzt (depositional detrital remanent magnetization, DDRM) oder danach und vor der Verfestigung durch Kornrotation im Forenraum wasserangereicherter junger Sedimente feldparallel eingeregelt worden (postdepositional detr. rem. magn., PDRM). Durch die ständige Wirkung des geomagnetischen Feldes wird dem Sediment in jedem Falle eine mehr oder weniger schwache viskose remanente Magnetisierung (VRM) aufgeprägt.

Die NRM der Ostseesedimente kann als Summe der in ihr enthaltenen Magnetisierungsarten auf folgende Weise analysiert und im Hinblick auf die Säkularvariationsaufzeichnung bewertet werden :

Die VRM ist wegen ihrer geringen Intensität und möglicherweise auch NRM-parallelen Richtung in den Abmagnetisierungskurven kaum sichtbar geworden, konnte mit einem Gegenfeld von 20 mT eliminiert werden und ist deshalb bei der Interpretation

der paläomagnetischen Daten zu vernachlässigen.

Die Intensität von Chemoremanenzen liegt in einem dem Erdmagnetfeld vergleichbaren zwar um das 10-fache unter der einer TRM (IRVING 1964), zeigt sich jedoch in hochkoerzitiven Trägermineralen (Titanomagnetit, Hämatit) gegenüber Entmagnetisierungsfeldern von 50 mT und mehr resistent (KEAN u. KLEBOLD 1981).

Die sehr niedrige Koerzitivfeldstärke des Greigits, der Verlust von 50 % der Intensität der NRM der Ostseesedimente bei 25 mT Gegenfeld sowie die in den D/I-Stereogrammen ablesbare Richtungsstabilität der Proben bis zu 40 mT geben Berechtigung zu der Aussage, daß die schwache CRM des Greigits sich in ihrer Intensität nur wenig und richtungsverändernd gar nicht auf die NRM auswirkt. Daraus folgt, daß nach dem Prozeß der magnetischen Reinigung eine DDRM bzw. eine PDRM vorliegen.

Die Bewegung von einzelnen Körnern im Porenraum junger Sedimente hängt vom Wassergehalt, von der Korngröße, von der Kornform, von der Menge organischer Anteile und von der Auflast (also auch Sedimentationsgeschwindigkeit) ab. Von der unterschiedlichen lithologischen Ausbildung der obersten Regionen der Profile kann auf deutlich wechselnde Sedimentationsbedingungen geschlossen werden. Somit sind DDRM und PDRM von vorn herein nicht voneinander zu trennen. Ihr Anteil an der NRM ist demnach quantitativ nicht fassbar und regional verschieden.

Frisch abgelagerte Sedimente können zwischen 70 und 90 % Wasser enthalten (TUCKER 1982). Aufgrund von Laborversuchen veranschlagte TUCKER (1980) für den endgültigen Einschluß („lock in“) der Körner einen Wassergehalt von 68 %.

Koagulation der magnetischen Teilchen, die zu störenden Effekten führen könnte, wurden von ŠERBAKOV und ŠERBAKOVA (1983 a) wegen nicht ausreichender Konzentration entsprechender Körner ($< 1 \mu\text{m}$) in der Natur für den allgemeinen Fall ausgeschlossen. Weiterhin konnten sie zeigen (1983 b), daß auf thermische Fluktuationen mit desorientierender Wirkung nur Teilchen $< 0.3 \mu\text{m}$ reagieren. Diese Fraktion ist in den Ostseesedimenten nicht die magnetisch dominierende.

Zeiten für feldparallele Magnetitkorneinregelung in stehenden Gewässern wurden von KING u. REES (1966) mit weniger als 1 Sekunde angegeben. GIOVANOLI (1979) ist der Auffassung, daß trotz ihrer wesentlich kleineren spontanen Magnetisierung auch Hämatitkörner eingeregelt werden, wenn ihre Sinkgeschwindigkeit nur wenige Millimeter pro Minute beträgt. Dies konnten BRESSLER u.a. (1979) an natürlichem Material bestätigen. Um-magnetisierungen in stark wasserhaltigen synthetischen Sedimenten wurden von IRVING u. MAJOR (1964) in einigen 10 Stunden Versuchsdauer erreicht.

Für ungestörtes Sedimentationsmilieu wurden die „lock in“-Tiefen für Tiefseesedimente von YAMAZAKI (1984), für nordamerikanische Seesedimente von LUND u. BANERJEE (1985) und für die Ostsee von ABRAHAMSEN (1980) auf jeweils 10 cm geschätzt. Für den Fall starker Bioturbation verlegen VEROSUB (1977 a) diese Grenze auf 60 cm und im Extremfall DYMOND (1969) auf 1.5 m im Tiefseebereich.

Unter Annahme einer Akkumulationsrate von 1.5 mm a^{-1} (ohne Kompaktion) in der westlichen Ostsee (LANGE 1984) bedeuten diese 10 cm „lock in“-Zone etwa eine Zeitverschiebung um 100 - 200 Jahre.

Die komplexe paläomagnetisch-petromagnetische und mineralogische Analyse der Ostseesedimente läßt unter Beachtung der aufgeführten Randbedingungen den Schluß zu, daß in Form einer detritischen remanenten Magnetisierung vorrangig $1 - 5 \mu\text{m}$ großer Titanomagnetite die Säkularvariation des geomagnetischen Feldes aufgezeichnet wurde, die sich speziell in der Inklination über regionale Bereiche als korrelierbar erweist.

6. Das Erdmagnetfeld

6.1. Entstehung und Schwankungen des Erdmagnetfeldes

Das geomagnetische Feld ist mit Hilfe der sphärischen harmonischen Analyse in zwei Hauptbestandteile zu zerlegen :

- a) in das geozentrische Dipolfeld, dessen Achse heute gegenüber der Rotationsachse der Erde um 11.5° geneigt ist und

- b) in das Nichtdipolfeld oder Restfeld, das gegenwärtig am besten als Folge von 8 (ALLDREDGE u. HURWITZ 1964) bis 12 (WATKINS u.a. 1972) in Oberflächennähe des äußeren Kerns räumlich unregelmäßig angeordneten Dipolen beschrieben werden kann.

Seine Erzeugung wird auf der Grundlage der Magnetohydrodynamotheorie entweder anhand eines „ annähernd symmetrischen Dynamos " (BRAGINSKIJ 1964), bei dem die mittleren Felder die achsensymmetrischen Teile der originalen Felder darstellen oder anhand eines „ turbulenten Dynamos " (STEENBECK u.a. 1966), bei dem die mittleren Felder durch statistische oder Raum- oder Zeitmittel definiert werden können und nicht unbedingt achsensymmetrisch sein müssen, beschrieben. Die Theorie des „ turbulenten Dynamos " diskutiert die Felderzeugung anhand eines Dynamos des ω^2 - Typs (Hauptbewegung ist starre Körperrotation) oder des ω - Typs durch differentielle Rotation (KRAUSE u. RÄDLER 1979).

Die Periodenlängen zeitlicher Variationen des Erdmagnetfeldes erstrecken sich über 12 Größenordnungen, wobei die Ursachen für zeitliche Änderungen mit Perioden > 4 Jahre im Erdinneren zu erwarten sind.

Die Frequenzbänder des geomagnetischen Spektrums, die von der zeitlichen Auflösung unterschiedlicher paläomagnetischer Methoden erfaßt und nachgewiesen werden können, werden, bezüglich ihrer Erscheinungsform, ihrer möglichen Quellen und ihres Beobachtungsmodus' in Abb. 74 nach BARTON (1982) graphisch dargestellt.

Die Vielfalt der Variationen entsteht nach BRAGINSKIJ (1978) durch die Überlagerung dreier Grundtypen geomagnetischer Prozesse : 1. Änderung des Moduls und der Richtung des Nichtdipolfeldes, 2. Änderung des geomagnetischen Dipolmoments und 3. Änderung der Orientierung des geomagnetischen Dipols .

Entsprechend können im untersuchten Sedimentprofil (insgesamt 12 500 Jahre) Säkularvariationen und kurzzeitige Umpolungsereignisse als Folge von Nichtdipolfeld- und Dipolfeldschwankungen erwartet werden. Die Vielfalt der bislang vorgeschlagenen Modelle für die Klärung der Ursachen dieser Schwankungen

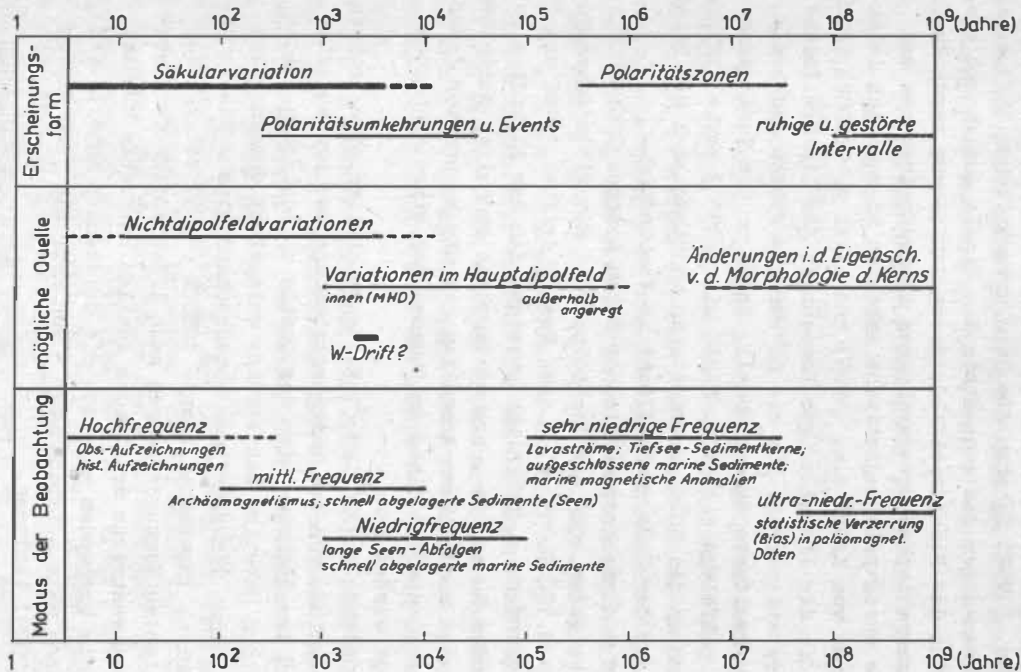


Abb.74 Frequenzbänder des geomagnetischen Spektrums innerer Quellen (nach BARTON 1982)

wirkt sich auf geomagnetische Interpretationsversuche paläomagnetischer Daten erschwerend aus.

CREER u.a. (1959) führten die Säkularvariationen (SV) allein auf die Schwankungen des geozentrischen Dipols zurück und vernachlässigten das Nichtdipolfeld. Diese Auffassung wurde durch die archäomagnetischen Untersuchungen in Großbritannien und Japan sowie durch paläomagnetische Arbeiten an rezenten isländischen Laven von KAWAI u.a. (1965) und KAWAI u. HIROOKA (1967) gestützt, die die linksläufigen Bewegungen der Dipolfeldachse um die Erdrotationsachse für die SV verantwortlich machten. COX (1962) erweiterte dieses Modell, indem er die Variationen des Nichtdipolfeldes einbezog. KAHLE u.a. (1967) sowie RIKITAKE (1967) brachten die Säkularvariationen hauptsächlich mit Fließbewegungen an der Erdoberfläche in Verbindung.

In einer Analyse geomagnetischer Daten konnten BULLARD u.a. (1950) feststellen, daß das Nichtdipolfeld mit einer Geschwindigkeit von $0.18 \pm 0.015^{\circ} \text{ a}^{-1}$ nach Westen driftet. 1968 und 1969 wurde von YUKUTAKE u. TACHINAKA gezeigt, daß das Nichtdipolfeld aus driftenden Anomalien, aus stationären Anomalien variabler Intensität und stationären Anomalien relativ konstanter Intensität besteht, also in einen driftenden und einen stehenden Teil zerlegt werden kann.

RUNCORN (1959) und SKILES (1970) entwickelten eine Methode, die es gestattet, von der Bewegungsrichtung des magnetischen Vektors auf den Richtungssinn der Quelle zu schließen. Einer rechtsläufigen Rotation des Vektors entspricht demnach eine Westdrift, einer linksläufigen entsprechend eine ostwärts gerichtete Drift. Inzwischen konnte DODSON (1979) zeigen, daß unter bestimmten Voraussetzungen auch linksläufige Vektorbewegungen bei westwärts driftenden Quellen auftreten können.

Sowohl die stehenden als auch die driftenden Anteile des Feldes können eine „Lebensdauer“ von mehr als 1000 Jahren (YUKUTAKE 1979) besitzen.

Wegen dieser teilweise noch nicht ausgereiften Modellvorstellungen über Quelle - Variationsbeziehungen des Erdmagnetfeldes ist es empfehlenswert, die über paläo- und petromagnetische Untersuchungen an Gesteinen gewonnenen Daten in

entsprechend aufbereiteter Form auch der geomagnetischen Forschung zur Verfügung zu stellen, die eine ihrer Hauptaufgaben im Bereich der zeitlichen Änderungen des erdmagnetischen Innenfeldes angesiedelt sieht (MUNDT 1979).

6.2. Die Variationsaufzeichnungen in den Ostseesedimenten

6.2.1. Die Deklination und die Inklination

6.2.1.1. Die Variationskurven

Da die Deklination aus den bereits aufgeführten Gründen in den meisten Kernen über größere Profilabschnitte oder das gesamte Profil Störungen aufweist, ist es nicht zu vertreten, in verallgemeinernder Form von der Deklinationsvariation des Kernes AB 11/1 und der einige Charakteristika aufweisenden Kurve des Kernes MB ZIPE I/ 83 (beide Abb. 29) auf das D - Verhalten im Untersuchungsgebiet während der letzten 12 500 Jahre zu schließen. Der Verlauf der beiden Kurven berechtigt aber zu der Aussage, daß man bei verbesserter Probenentnahmetechnik und nicht zu schwach magnetisiertem Material auch für die Deklination korrelierbare Variationsaufzeichnungen erbringen kann.

Die Inklinationskurven (Abbn. 30, 31 u. 33) bilden die Grundlage für die paläomagnetische Korrelation im vorliegenden Untersuchungsprogramm und lassen folgende Aussagen zum Magnetfeldverhalten zu :

- Die Inklination schwankte in den letzten 12 500 Jahren um einen Mittelwert, der im oberen Teil der Kerne um weniger als 5° unter dem gegenwärtigen des Untersuchungsgebietes (nach NEVANLINA u.a. 1983 etwa $68 - 70^{\circ}$) liegt , und weist zum Liegenden einen Trend von ca. -5° auf. Dieser Trend ist nach ABRAHAMSEN (1980) entweder differentiellen Kompaktionseffekten, Korngrößeneffekten oder der geomagnetischen Säkularvariation zuzuordnen und in England (CREER u.a. 1976 b), in Südschweden (NOEL 1975); MÖRNER 1977) und in Finnland (STOBER u. THOMPSON 1977) nachgewiesen worden.

- Die Amplituden der Schwingungen betragen im ungestörten Sediment etwa $5 - 10^{\circ}$. Die speziell im unteren Teil der Profile auftretenden anomal niedrigen Werte der Inklination sind mit der Verstärkung paläomagnetischer Signale (von WATKINS 1971 als „ reinforcement syndrome “ eingeführt) durch Sedimentationsgefügeveränderungen als Folge von wechselndem Sedimentationsmilieu in Verbindung zu bringen und zeichnen nicht das Feldverhalten nach. Zu vergleichbaren Ergebnissen kamen auch THOMPSON u. BERGLUND (1976) bei der Bearbeitung spätglazialer Sedimente.
- Die Dauer der Perioden ist in bezug auf den gesamten Untersuchungszeitraum nicht konstant. Sie beträgt im Zeitraum 12 500 - 10 500 B.P. etwa 300 - 600 Jahre, von 10 000 - 4 200 B.P. zwischen 1 800 und 2 500 Jahre und vermindert sich danach bis zur Gegenwart auf 800 - 1 200 Jahre.
- Die Maxima und Minima der Variationskurven sind in Abhängigkeit vom Streuungsgrad der einzelnen Proben untereinander im allgemeinen nur unschwer festzulegen und stellen zweifellos die extremen Werte der geomagnetischen Säkularvariation dar. Um von ihrer Form (Symmetrie und Maximum/Minimum - Amplitudenverhältnis) auf die Art der Variationsquelle zu schließen (so wie es CREER u. TUCHOLKA 1983 anhand computersimulierter Säkularvariationen taten, müßten mehrere Kerne aus einer paläo- und petromagnetisch geeigneten Sedimentfolge im Untersuchungsgebiet bearbeitet und miteinander verglichen werden.

6.2.1.2. Die BAUER - Diagramme

BAUER (1895 a) stellte fest, daß der Kurvenverlauf in Diagrammen, in denen in einem rechtwinkligen Koordinatensystem die Abweichungen der Deklination und der Inklination von ihrem Mittelwert für einen Zeitabschnitt aufgetragen werden, im allgemeinen Schleifen im Uhrzeigersinn beschreibt. Er konnte zeigen (1895 b), daß diese Drift bereits seit einigen Jahrhunderten existiert. Somit ist es sinnvoll, diese Darstellungen des Paläofeldvektors in das Routineprogramm quartärpaläomagnetischer

Arbeiten aufzunehmen und für die Interpretation des Dipol- und des Nichtdipolfeldverhaltens zu nutzen.

Das Hauptproblem der Konstruktion von BAUER-Diagrammen für das Ostseekernmaterial besteht darin, daß (wie bereits mehrfach erwähnt) die Deklinationswerte bis auf die zweier Kerne nicht verwendet werden können. Die nachfolgenden Darstellungen stammen deshalb nur aus den Kernen AB 11/1 und MB ZIPE I/ 83 und in einem Falle aus einer scheinbar ungestörten Passage des Kernes AB 1056. Die auf diese Weise erhaltenen Ergebnisse sind als für das gesamte Untersuchungsgebiet repräsentative Daten in ihrem Wert zweifellos gemindert, es können aber durch Vergleiche untereinander und zu den statistisch abgesicherten Ergebnissen der Seen in Großbritannien durchaus verallgemeinerungswürdige Aussagen getroffen werden.

Die Abbn. 75 und 76 zeigen relativ lange Polwanderungswege mit im wesentlichen linksläufigem Richtungssinn, wie es für die gleichen Zeiträume auch in den Sedimenten der englischen und schottischen Seen gefunden wurde (TURNER u. THOMPSON 1979; DODSON 1979; TURNER u. THOMPSON 1981).

Die in den Abbn. 77 und 78 dargestellten BAUER-Diagramme bestätigen die Ergebnisse der zitierten britischen Untersuchungen sowie die von CREER u.a. (1986) aus dem Lac de Bouchet in Frankreich, wonach die säkularen Änderungen des Vektors im Zeitintervall zwischen 6 000 und 4 000 B.P. geringer waren und zum überwiegenden Teil im Uhrzeigersinn verliefen.

Während driftende Quellen im allgemeinen in den aufgezeichneten Vektorbahnen als elliptische Schleifen erkannt werden (RUNCORN 1959), erzeugen nach CREER u. TUCHOLKA (1982) und CREER (1983) stehende Quellen eher geradlinige Formen. EVANS (1984) beschrieb eine spezielle Abweichung des Vektors, bei der einer Abnahme der Inklinationswerte deren Zunahme und die Rückkehr zum Ausgangspunkt folgt. Die Ursache dafür sieht EVANS in der Existenz einer stationären magnetischen Quelle im Kern, wie sie COX 1975 als zonales Quadrupolmoment beschrieben hat. Ihre Form, die auch in einem Falle im Kern AB 11/1 (Abb. 79) gefunden werden konnte, ermöglicht überregionale zeitliche Korrelation bzw. berechtigt zur Annahme gleich-

- 174 -

-15

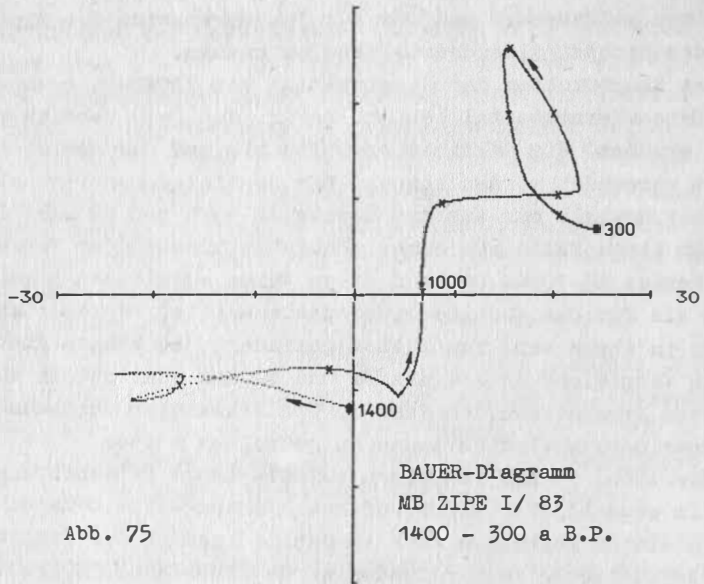


Abb. 75

BAUER-Diagramm
MB ZIPE I/ 83
1400 - 300 a B.P.

15
-60

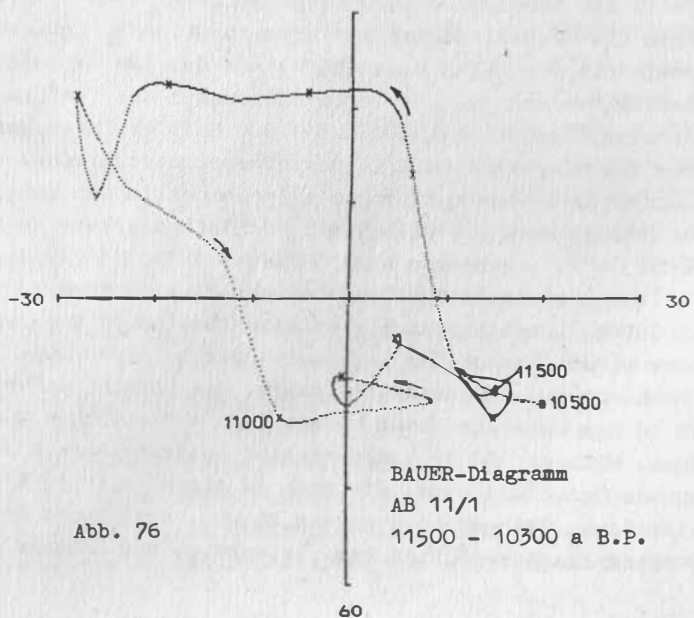


Abb. 76

BAUER-Diagramm
AB 11/1
11500 - 10300 a B.P.

60

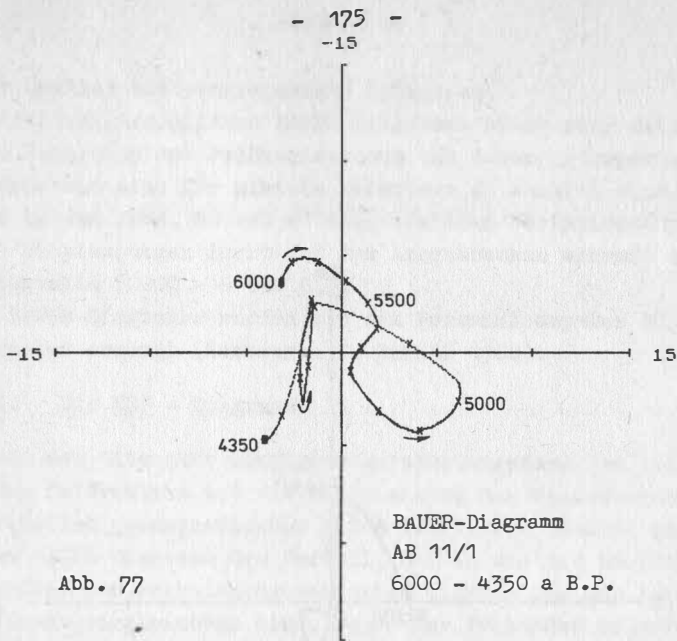


Abb. 77

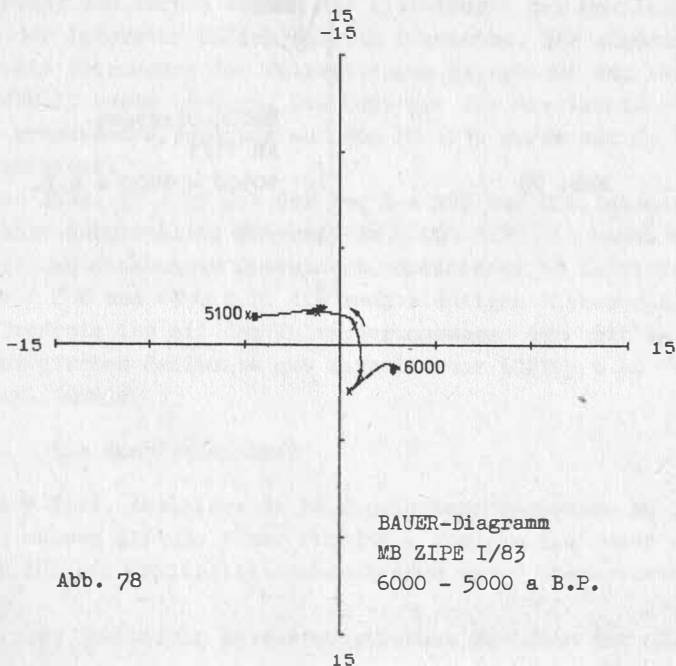


Abb. 78

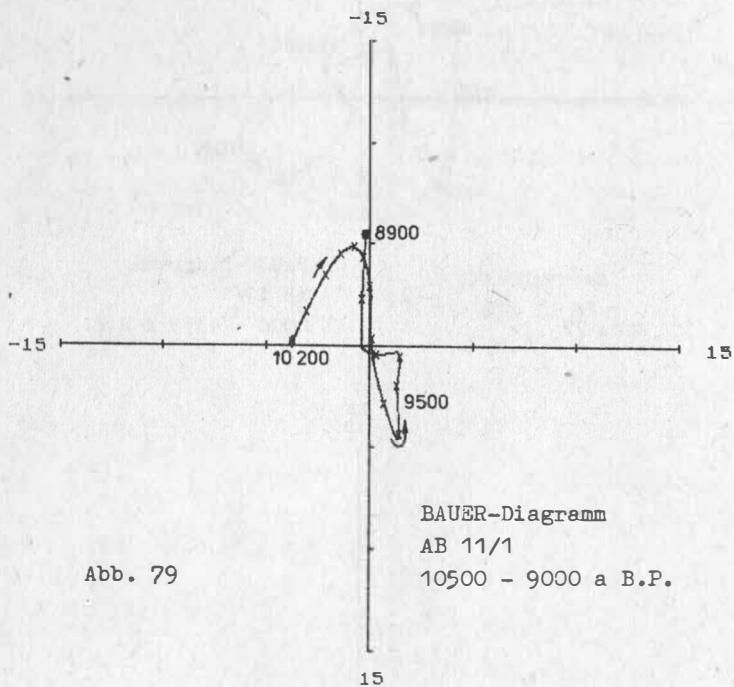


Abb. 79

artiger Quellen für vergleichbare Störungen.

Schließlich ermöglichen BAUER-Diagramme einen sehr detaillierten Vergleich der Feldvariationen und deren Interpretation, wenn sie sich für gleiche Zeiträume so ähnlich sind, wie die in den Abbn. 80 und 81 dargestellten Variationskurven aus der Mecklenburger Bucht und dem Arkonabecken während des Zeitintervalls 7 000 - 6 000 B.P.

Die BAUER-Diagramme wurden mit dem Personalcomputer PC 1715 über Drucker erzeugt (Software: G. ROTHER 1988).

6.2.1.3. Die VGP - Diagramme

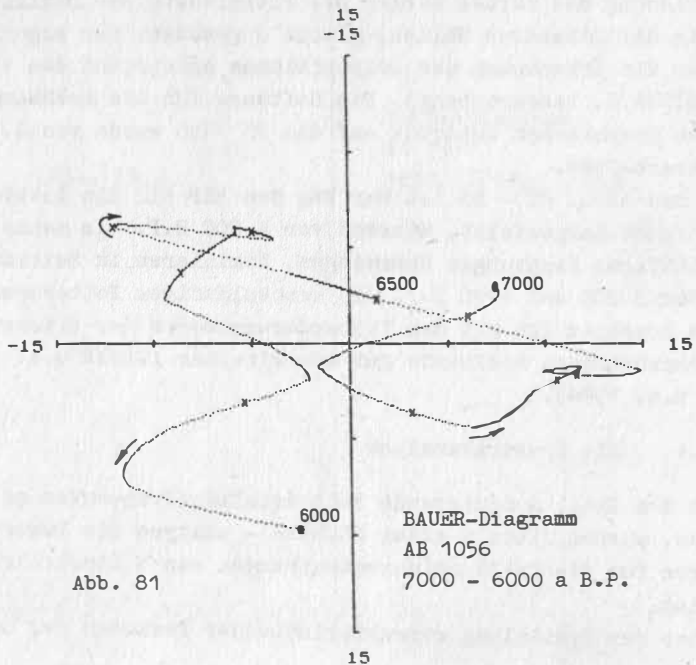
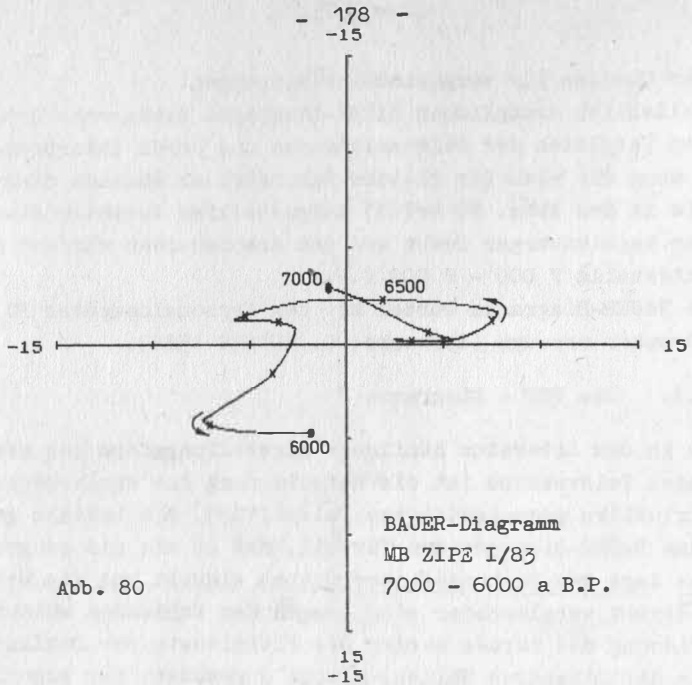
Die in der Literatur häufigere Darstellungsform des sich ändernden Feldvektors ist die Aufzeichnung der Wanderungskurve des virtuellen geomagnetischen Poles (VGP). Sie besitzt gegenüber dem BAUER-Diagramm den Vorteil, daß in sie die geographische Lage des Probenentnahmepunktes eingeht und die Werte somit direkt vergleichbar sind. Wegen der fehlenden azimutalen Orientierung des Kernes werden die Mittelwerte der Deklination (wie in der Literatur üblich) gleich 0 gesetzt. Der Algorithmus für die Errechnung der Polpositionen entspricht dem 1971 von ROTHER, K. beschriebenen. Die Software für die Rechnungen und den graphischen Ausdruck auf dem PC 1715 wurde von G. ROTHER 1988 erarbeitet.

In den Abbn. 82 - 85 ist der Weg des VGP für die letzten 8 000 Jahre dargestellt. Während von 4 000 B.P. bis heute die linksläufigen Richtungen überwiegen, dominieren im Zeitintervall zwischen 8 200 und 4990 B.P. die rechtsläufigen Polbewegungen. Dieses Ergebnis ist mit den Polwanderungswegen der britischen und französischen Sedimente gut korrelierbar (CREER u.a. 1972; CREER u.a. 1986).

6.2.1.4. Die Spektralanalyse

Mit dem Ziel, dominierende Feldvariationsfrequenzen zu bestimmen, wurden mittels einer FOURIER - Analyse die Power - Spektren für die Inklinationsschwankungen von 8 Stechrohrkernen gewonnen.

Außer der Ermittlung charakteristischer Perioden der Säkular-



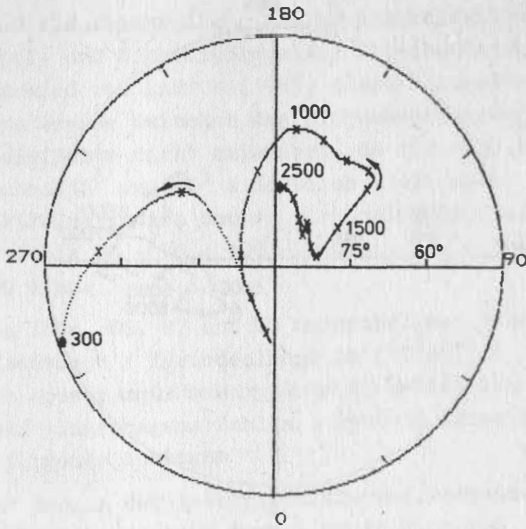


Abb. 82 AB 11/1 , VGP 2500 - 300 a B.P.

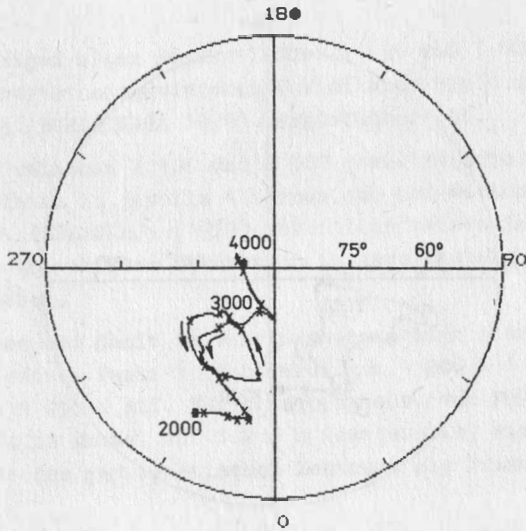


Abb. 83 MB ZIPE I/83 , VGP 4000 - 1890 a B.P.

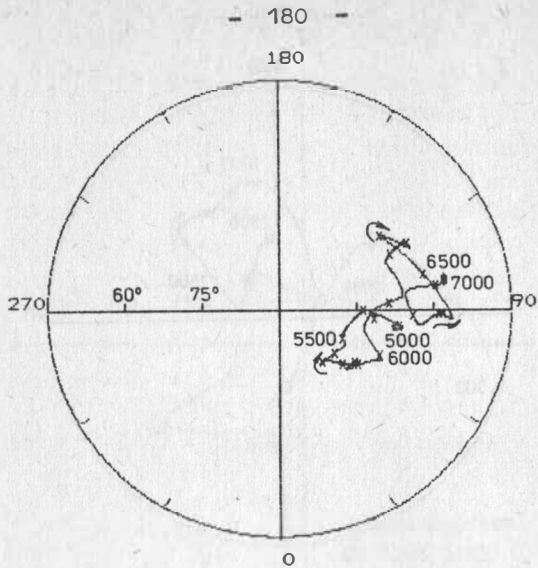


Abb. 84 AB 1056 , VGP 7000 - 4990 a B.P.

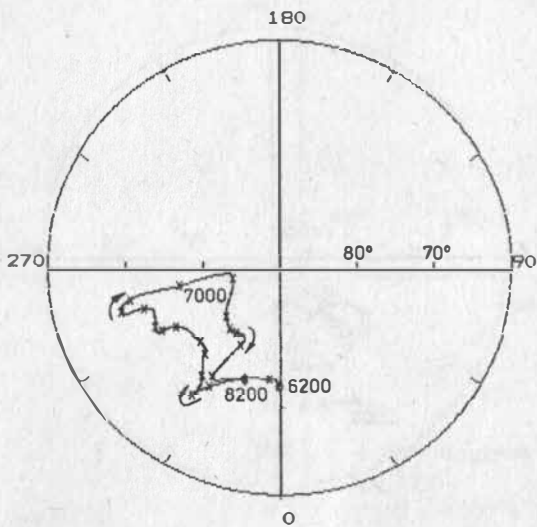


Abb. 85 AB 1061 B , VGP 8200 - 6200 a B.P.

variation sind die Beschreibung und Unterscheidung zwischen möglichen Dipol- und Nichtdipolquellen - Mechanismen möglich. Einschränkend wird von BARTON (1983) darauf hingewiesen, daß eine deutliche Grenze zwischen den Frequenzbereichen der Dipol- und Nichtdipoleffekte nicht existiert, da sie sich im Periodenbereich zwischen 10^3 und 10^5 a deutlich überlappen.

In der Säkularvariation deuten sich weltweit „bevorzugte“ Frequenzbänder wie 60 - 70 ; 400 - 600 ; 1 000 - 3 000 und 5 000 - 8 000 a an.

Die in den Abb. 86, 87 und 88 dargestellten Powerspektren (vertikale Achse: $1 / \text{Periodenlänge in } (10^3 \text{a})^{-1}$; horizontale Achse: Amplitudenquadrat in beliebigen Einheiten; an den Peaks eingetragene Zahlen : Periodendauer in Jahren) gestatten folgende Aussagen .

- Angesichts des in den I-Variationskurven vorhandenen Trends (6.2.1.1.) können die in 5 Kernen nachgewiesenen Perioden $> 4\ 000$ a nicht ohne Einschränkungen als charakteristische SV - Perioden betrachtet werden, da dieser eventuell (zumindest partiell) Setzungserscheinungen im Sediment widerspiegelt.
- 5 Kerne zeigen einen Peak zwischen 2 700 und 3 800 a , der den vielerorts nachgewiesenen Variationen von D und I (PETROVA u. BURLACKAJA 1979) vergleichbar ist.
- Die Peaks zwischen 2 100 und 2 300 sowie zwischen 1 600 und 1 700 a treten in jeweils 4 Kernen auf und werden von PETROVA u. BURLACKAJA (1979) Feldintensitätsvariationen als Folge konvektiver Strömungen im Kern/Mantel-Bereich zugeschrieben.
- In 7 Kernen und damit im Untersuchungsgebiet stark verbreitet, treten Peaks in den Bereichen 1 200 - 1 400 a und 950 - 1 050 a auf. Für diese Periode (von PETROVA und BURLACKAJA im Mittel auf 1 200 a festgesetzt) wird die Präzession des geomagnetischen Zentrums als Ursache vermutet.
- Der Peak zwischen 500 und 600 a ist in allen Kernen vertreten.

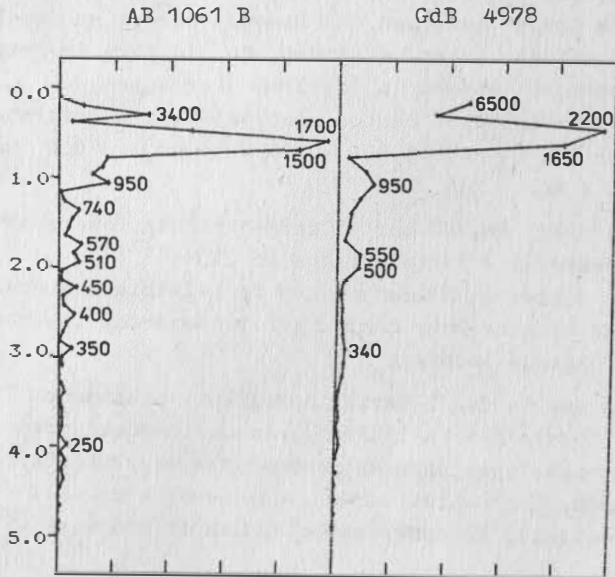


Abb. 86 Spektralanalyse

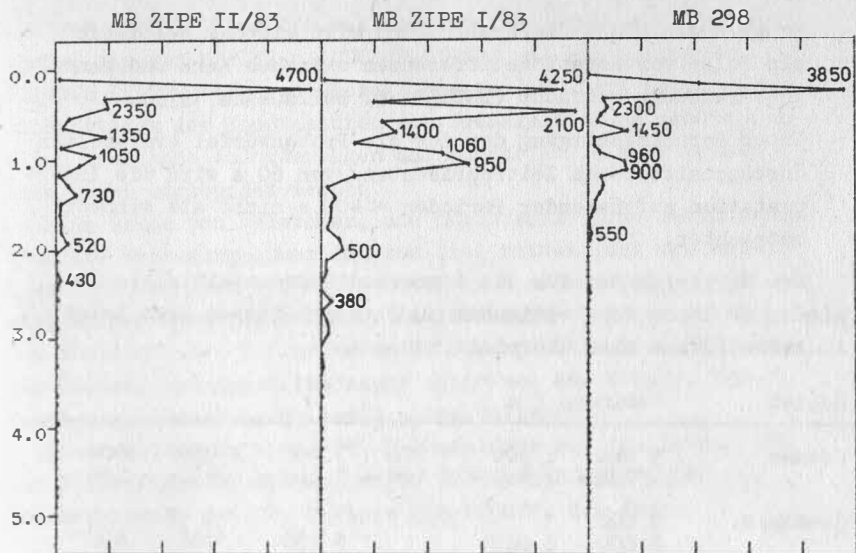


Abb. 87 Spektralanalyse

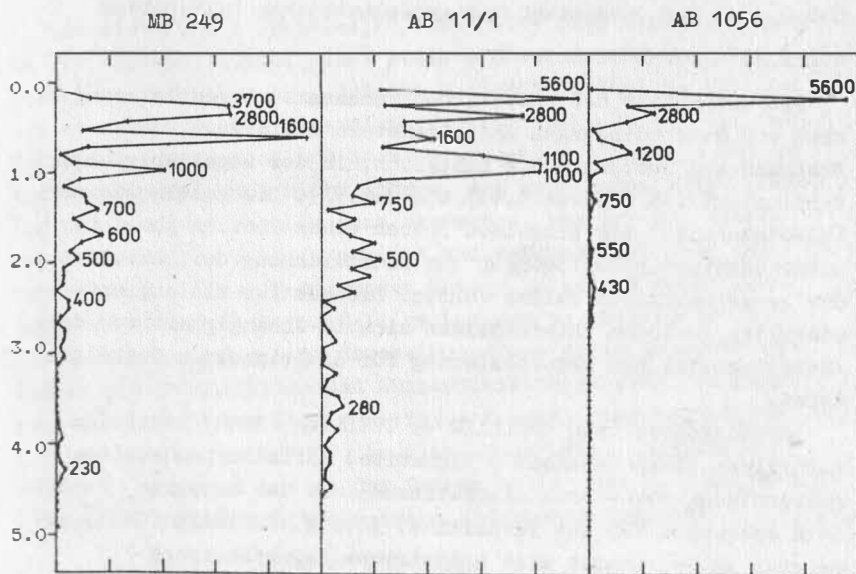


Abb. 88 Spektralanalyse

Er gilt als global verbreitet und wird mit der Westdrift als Folge von Rotationsdifferenzen zwischen Kern und Mantel in Verbindung gebracht (PETROVA u. BURLACKAJA 1979).

- Unter Berücksichtigung der für die Probenwürfel ermittelten durchschnittlichen Zeitrepräsentanz von 60 a wird die Interpretation auftretender Perioden < 400 a nicht als sinnvoll betrachtet.

Der Vergleich der für die Ostseesedimente ermittelten Perioden zu denen der britischen und französischen Seen zeigt im wesentlichen eine Übereinstimmung :

Gebiet	Perioden (a)					
Ostsee	3 800	2 300	1 700	1 400	1 050	600
	- 2 700	- 2 100	- 1 600	- 1 200	- 950	- 500
Großbrit.	3 000					
	- 2 600	2 000		1 150	1000	800
Frankreich	3 820	2 160		1 365	985	600

6.2.2. Die Intensität des geomagnetischen Paläofeldes

6.2.2.1. Der KÖNIGSBERGER -Faktor (Q)

Die Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung J wird von Randbedingungen und Parametern beeinflusst, deren Trennung und Zuordnung oft unmöglich, in der Regel aber sehr kompliziert ist (siehe 3.4.5. und 3.6.3.). Die Bestimmung der Paläointensität der einzelnen Proben eines Profils kann aber unter bestimmten Bedingungen zur Nachzeichnung der Variation des geomagnetischen Feldes führen. Die hierfür bislang entwickelten Methoden unterscheiden sich in Abhängigkeit von der charakteristischen Magnetisierung für die einzelnen Gesteinstypen.

Das Verfahren nach THELLIER u. THELLIER (1942) setzt die natürliche Thermoremanenz (Magmatite, Kontaktmetamorphite, gebrannte Objekte - Archäomagnetismus) mit der in einem bekannten Feld erzeugten TRM ins Verhältnis. LEVI u. BANERJEE (1976) erzeugten in Sedimenten eine anhysterese Magnetisierung

und verglichen diese ARM mit der NRM der Gesteine. Diese Methode, die von BAILEY u. DUNLOP (1977) und von BAGINA u. PETROVA (1977) weiterentwickelt bzw. modifiziert wurde, stellt hinsichtlich der Kompensation des Erdmagnetfeldes gerätetechnisch sehr hohe Anforderungen und konnte aus diesem Grunde hier nicht angewendet werden.

Eine Reihe von Versuchen, die durch künstliche Resedimentation die Erzeugung einer DRM zum Ziel hatten (und von JOHNSON u.a. 1948 begonnen wurden), scheiterten am Unvermögen, die sich in der Natur während der Sedimentation beeinflussenden und überlagernden Teilprozesse (strömungsbedingte Ausrichtung der Körner, bodenprofilbedingte Ablenkung der Körner, Verfestigung, Wasserabgabe usw.) nachzuvollziehen.

Eine weitere Möglichkeit, Rückschlüsse auf die Intensität des Paläofeldes zu ziehen, wurde 1938 von KÖNIGSBERGER mit der Bestimmung des Q - Faktors eingeführt, der durch

$$Q = J_n / J_i$$

bzw. $Q = J_n / \alpha F$ definiert wird.

J_n ist die NRM des Gesteins, J_i die induzierte Magnetisierung, α die Suszeptibilität und F steht für das angelegte Feld. Unter der Voraussetzung, daß die Suszeptibilität den für die NRM verantwortlichen Mineralgehalt widerspiegelt und daß der Magnetisierungsprozeß und seine Wirksamkeit sich über das zu untersuchende Profil nicht ändern, das heißt also auch lithologisch homogene Verhältnisse herrschen, ist der Q - Faktor proportional zur Paläointensität und zeichnet sie über das Profil nach. Diese Bedingungen können jedoch in natürlicher Umgebung nicht als Normalfall gelten, und der häufige Wechsel des Materials und seiner Erscheinungsform sowie des Milieus lassen die Intensitäts- und Suszeptibilitätskurven und damit auch den Q - Faktor diesem Rhythmus folgen. Dementsprechend konnten STÖBER u.a. (1977) in finnischen Seen, ABRAHAMSEN (1980) in Dänemark und in der Ostsee sowie 1982 in Südschweden im wesentlichen nur lithologische Effekte nachweisen.

Für die 11 Stechrohrkerne der Ostsee wurde der Q - Faktor unter Verwendung des Programms von V. DAMM (1986) bestimmt und mittels der von G. ROTHER (1988) erarbeiteten Software für den PC 1715 graphisch dargestellt (Abbn. 59 - 69, Spalte 5). Im Vergleich mit den zitierten Ergebnissen aus dem regionalen Umfeld des Untersuchungsgebietes kann zu den 11 Stechrohrkernen die Generalaussage getroffen werden, daß alle signifikanten Sprünge in den Kurven der Intensität, der Suszeptibilität und des Q - Faktors von abrupten Änderungen des Mineralbestandes verursacht werden (siehe 5.1.2.), die in ihrer Schärfe und zeitlichen Dimension nicht einer Magnetfeldvariation entsprechen. Überdeckt von diesen Effekten sind sichtbare Magnetfeldänderungen imTrend der Kurven, in Profilabschnitten mit möglichst ausgeglichenen α -Werten und dort zu suchen, wo J - und α - Kurven gegenläufiges Verhalten zeigen. Unter Zugrundelegung der von PETROVA u. BURLACKAJA (1979) publizierten J -Variationskurve des Erdmagnetfeldes im jüngeren Quartär wurden die Maxima und Minima (in den Abbn. als Max. und Min. gekennzeichnet) anhand der magnetostratigraphisch erfolgten Datierung der Kerne den entsprechenden Niveaus der Q - Faktor -Kurven zugeordnet.

Dabei entsprechen

Maximum I	-	2 700 a	B.P. (höchster Wert)
Minimum I	-	3 700 a	B.P.
Minimum II	-	6 500 a	B.P. (niedrigster Wert)
Maximum II	-	8 800 a	B.P.
Minimum III	-	10 500 a	B.P.
Maximum III	-	11 500 a	B.P.

Diese Werte korrespondieren mit den von KITAZAWA (1970) für Japan publizierten Daten.

Das Ergebnis zeigt, daß sich in den Kernen der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens (ausgenommen AB 1057) die magnetochronologisch zugeordneten Extremwerte der Intensitätsvariationskurve mit den Maxima und Minima der Q - Faktor - Kurven decken, wobei in 6 von 8 Kernen die Q - Werte von Minimum I zu Minimum II (vergleichbar mit denen der Magnetfeldintensität) schwach abfallen. Der generelle Anstieg der Werte unterhalb

Minimum II hängt eindeutig mit einem Materialwechsel zusammen (siehe 5.1.2).

Der Grad der Teilchenausrichtung bei einer DRM ist von der einregelnden Feldstärke und von der Korngröße der Magnetisierungsträger abhängig. Wenn allerdings bei zunehmender Intensität der NRM und abnehmender Korngröße des Sediments die Q - Werte fallen, folgen die Intensitätswerte der magnetischen Mineralfraktion (siehe Abb. 66 , 46.2 - 49.7 m).

Die Interpretation der Q - Faktor - Aufzeichnungen berechtigt zu der Aussage, daß trotz erheblicher Änderungen des Mineralinventars und der lithologischen Parameter des Sediments die Profile der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens den Verlauf der Intensitätsschwankung des geomagnetischen Feldes während der letzten 12 500 Jahre nachzeichnen. Die Kerne aus dem Gotlandbecken sind wegen ihrer fraglichen stratigraphischen Einstufung und zweifellos auftretenden Sedimentationslücken in diese Aussage nicht einzubeziehen.

6.2.2.2. Intensität und Klima

Seit Beginn der 70er Jahre wird der Frage nach möglichen Zusammenhängen geomagnetischer und klimatischer Erscheinungen auch seitens der paläomagnetischen Forschung nachgegangen. Nachdem BUCHA u.a. (1970) archäomagnetische Intensitätsbestimmungen von verschiedenen Kontinenten für den Zeitraum der letzten 8 000 Jahre mit Klimaänderungen korrelieren konnten, führten WOLLIN u.a. (1971 a u. b) an Tiefseekernen kombinierte mikropaläontologische, isotopengeochemische und paläomagnetische Untersuchungen durch. Ihre Erkenntnis, daß im allgemeinen Stadien warmer Klimate mit niedrigen Magnetfeldintensitäten und hohen Umlaufbahn-Exzentrizitäten zusammenfallen, konnten sie auch durch neuere Arbeiten (1978) bestätigen. Zu gleichen Aussagen kamen MORINAGA u.a. (1984) mittels Intensität / Sauerstoffisotopen ($^{18}O / ^{16}O$) - Korrelation an Stalagmiten, und NEGI u. TIWARI (1984) durch FOURIER - Spektralanalysen für die Erarbeitung einer globalen Skala. Andererseits konnten WOLLIN u.a. (1973) eine ähnliche Korrelation zwischen kurzperiodischen Schwankungen der Intensität und des Klimas nicht finden, und

die Bearbeitung der Daten von 200 Observatorien ergab für den Zeitraum 1925 - 1970 gleichzeitig auf der Nordhalbkugel steigende Intensität bei Abkühlung und auf der Südhalbkugel fallende Intensitätswerte bei zunehmender Temperatur. Desweiteren vermochten die Daten eines Nordatlantikkernes (CHAVE u. DENHAM 1979) keinen Zusammenhang zwischen Paläointensität und Klima aufzuzeigen und KENT (1982) konnte nachweisen, daß die NRM - Intensität durchaus vorrangig von der Zusammensetzung des Sediments abhängig sein kann und somit nicht schlechthin als Klimaindikator anzusehen ist. Die Mehrdeutigkeit der NRM- Intensität wird von ABRAHAMSEN (1986) dadurch hervorgehoben, daß er zwei Kausalitätsketten gleichen Ursprungs mit gegensätzlichem Ergebnis enden läßt :

1. Anwachsen der Exzentrizität der Erdumlaufbahn - mögliches Anwachsen der Rotationsdifferenzen zwischen Kern und Mantel - mögliches Anwachsen der Differenz zwischen den Präzessionsraten von Mantel und Kern - wahrscheinliches Anwachsen der Kernturbulenz - mögliches Anwachsen der Dynamoaktivität - wahrscheinliches Anwachsen des geomagnetischen Dipol- und Nichtdipolfeldes - durchschnittliches Anwachsen der NRM-Intensität der Sedimente .
2. Anwachsen der orbitalen Exzentrizität - anwachsende Differenz zwischen den mittleren Sommer- und Wintertemperaturen - Änderungen der Niederschlagszonen, der Klimagürtel und der Erosionsraten - mögliche Änderungen in den biochemischen Reaktionen in Oberflächenwässern und an der Wasser/Sediment-Grenze - wahrscheinliche Zunahme von Lösungsprozessen ferromagnetischer Minerale - durchschnittliche NRM- Intensitätsabnahme.

Wenn auch nach dem derzeitigen Kenntnisstand eine das Klima beeinflussende Wirkung der Dipolschwankung nicht mehr ausgeschlossen werden kann (WIEGANK u. MENNING 1984), so ist eine unkritische Zurückführung der NRM-Intensitätsschwankungen auf klimatische Prozesse nicht gerechtfertigt. Eindeutige Aussagen können nur dann getroffen werden, wenn die Wirkungsgrade aller die NRM - Intensität beeinflussenden Faktoren (Feldintensität,

Mineralinventar, lithologische Beschaffenheit, Zeit und Umfang des Kristallwachstums, Gestalt und Größe der magnetischen Minerale sowie biologische, diagenetische und post-diagenetische Geschichte des Sediments) hinreichend eingeschätzt und beschrieben werden können.

Die Korrelation der für den Ostseeraum ermittelten Paläointensitätsschwankungen mit Klimaveränderungen ergibt für den gesamten Untersuchungszeitraum soweit eine Übereinstimmung, daß die mit den Extremwerten der Intensitätskurve nach PETROVA und BURLČKAJA (1979) korrespondierenden Maxima und Minima der Q -Faktor - Aufzeichnungen auch den jeweiligen Sommer-temperaturpeaks nach FINK (1978) entsprechen. Die in Größenordnungen schwankenden Differenzen zwischen den Extremwerten, scharfe Intensitätssprünge und die meist den Sedimentgrenzen folgenden Details der Aufzeichnungen sind in erster Linie lithologisch-mineralogischen Ursprungs.

6.3. Geomagnetische Ereignisse

Als die markantesten und im Zuge magnetochronologischer Vorhaben bedeutendsten Korrelationsmarken gelten die weltweit nachweisbaren Umpolungen (Inversionen, Reversals) des Erdmagnetfeldes. Gemessen an einer für den Umpolungsprozess veranschlagten maximalen Dauer von 10^5 a (WIEGANK u. MANNING 1984) liegt ein solches Ereignis um eine Größenordnung über dem zeitlichen Umfange des untersuchten Ostseeprofiles. Auch kurzzeitige Polaritätsevents, die per definitionem von BARBETTI u. Mc ELHINLY (1976) auf die Zeitdauer von 10^4 a festgeschrieben wurden, liegen noch über dem geforderten Auflösungsvermögen. Für beide sind global bislang für die letzten 12 500 Jahre keine glaubhaften Indizien nachgewiesen worden. Dagegen sind Feldexkursionen mit einer Dauer von 10^2 bis 10^3 a zu erwarten, deren Nachweismöglichkeit wiederum an Sedimentationsraten gebunden ist, die in der Regel über denen der meisten ozeanischen Ablagerungen liegen (WALKINS 1976). Sie sind von BARBETTI und Mc ELHINLY (1976) als Bewegungen des virtuellen geomagnetischen Poles um mehr als 40°

vom geographischen Pol entfernt beschrieben worden, die mit der Rückkehr zur Ausgangspolarität enden. Sie können sowohl als globale als auch als regionale Ereignisse auftreten. Erstere werden Änderungen der relativen Größe des Dipol- und Nichtdipolfeldes zugeschrieben (VEROSUB u. COX 1971), die große geomagnetische Feldfluktuationen auslösen und als abgebrochene Inversionen gelten können (VEROSUB u. BANERJEE 1977; HOFFMANN 1981). Die Neigung der Dipolachse wird dabei durch nahezu identische Polwanderungskurven auf beiden Hemisphären deutlich (MÖRNER 1986). Die Ursache für regionale bzw. lokale Exkursionen sehen HARRISON u. RAMIREZ (1975) in der Wechselwirkung des axialen geozentrischen Dipols mit einem schwachen, antiparallel orientierten Dipol an der Kern / Mantel - Grenze, dessen Anteil an der Gesamtintensität des Feldes dem Nachweisareal der Exkursion an der Erdoberfläche proportional ist. MÖRNER (1986) sieht regional wirksame Exkursionen von sehr kurzer Dauer als Folge des kurzzeitigen Abbaus des Erdmagnetfeldes zu einem Quadrupolfeld, während WATKINS (1965) vulkanische Aktivitäten, VOGT (1975) tektonische Prozesse und GLASS u. HEEZEN (1967) Meteoriteneinschläge mit regionalen Feldexkursionen in Zusammenhang brachten.

Exkursionen sind weltweit und oft nachgewiesen worden, nur wenige jedoch erhielten die Anerkennung als globaler Effekt. Für den Untersuchungszeitraum wurden folgende anomale Feldänderungen als geomagnetische Ereignisse mit Event- bzw. Exkursionscharakter beschrieben :

- a) Eine 30° - Inklinationsanomalie in einem Kern postglazialer Sedimente Südschwedens (Starno) bei 1 875 a B.P. (NOEL u. TARLING 1975) und in einer zweiten Bohrung (Stilleryd) bei 3 700 a B.P. (NOEL 1975) wurde als „ Starno - Event " mit einem mittleren Alter von 2 800 a B.P. vorgeschlagen und mit einer gleichaltrigen, anhand archäomagnetischer Daten in Italien und Griechenland ermittelten Exkursion (RANSOM 1973) verglichen. Letztere Untersuchungen wiesen negative Inklinationswerte auf. In Anbetracht der

Tatsache, daß in den zahlreich vorliegenden Untersuchungsergebnissen aus dem nordeuropäischen Raum gleichaltrige Sedi-
mentfolgen nicht in einem Falle ähnliche anomale Inklinations-
werte aufweisen, muß angenommen werden, daß es sich um gefüge-
oder mineralinventarbedingte Störwerte, nicht aber um geo-
magnetische Variationen handelt. Der Zeitraum zwischen 1 875
und 3 700 a. B.P. ist in den Ostseekernen gut korrelierbar,
durch homogene Schlicksedimentation und Inklinationswerte
charakterisiert, die kaum Streuung aufweisen und 60° nicht
unterschreiten. Auch unter Berücksichtigung der berechtigten
Feststellung, daß ein nicht erfolgter Nachweis nicht notwen-
digerweise die Nichtexistenz eines Ereignisses bedeutet, wird
aufgrund der internationalen und der eigenen Ergebnisse vom
Autor die Meinung vertreten, daß die Annahme eines regionalen
geomagnetischen Ereignisses nicht gerechtfertigt ist.

- b) Das von BONHOMMET u. BABKINE (1967) zuerst als „ Laschamp-
Event " beschriebene geomagnetische Ereignis wurde von
BONHOMMET u. ZÄHRINGER (1969) zwischen 8 000 a. B.P. (^{14}C -
Daten) und 20 000 a. B.P. (K-Ar-Daten) eingestuft. Zahl-
reich folgende Datierungen auf der Grundlage unterschied-
licher Methoden ergaben Altersbestimmungen zwischen 25 000
und 45 000 a. B.P., so daß dieses Ereignis außerhalb des
Untersuchungszeitraumes liegt. Eine Anomalie zwischen
10 153 und 10 127 a. B.P., die NOEL u. TARLING (1975) dem
Laschamp-Event zuordneten, konnte ebenfalls weder im
nordeuropäischen Raum noch im Ostseegebiet gefunden werden
und sollte gleichermaßen lokalen sedimentologischen Pro-
zessen zuzuordnen sein.
- c) Das in Europa meistdiskutierte Ereignis innerhalb der
letzten 15 000 Jahre ist das von MÖRNER u.a. 1971 zum
ersten Mal beschriebene „ Gothenburg-Event ". Es reprä-
sentiert bei nur geringer Änderung der Deklination eine
Inklinationsanomalie, deren obere Grenze zunächst mit
12 400 a. B.P. (Fjäras / Bölling - Grenze) datiert wurde.
1973 benannte MÖRNER dieses Ereignis in „ Gothenburg-Flip "
um, da er der Anomalie (die auf wenige cm Sedimentprofil

begrenzt ist) nur maximal 50 Jahre Dauer einräumte. MÖRNER u. LANSER (1974) beschrieben den Zeitraum (12 400 - 12 350 a B.P.) als eine kurze Periode inversen Geomagnetismus', der ein Jahrtausend irregulärer geomagnetischer Verhältnisse folgte. Die von HOSPERS u.a. (1973) publizierten petromagnetischen Parameter des Sedimentmaterials raten aufgrund großer Streuwerte bzw. möglicher chemoremanenter Überprägung zu vorsichtiger Interpretation. Eine von MÖRNER u. LANSER (1975) im Nordatlantik dem gleichen Zeitraum zugeordnete Anomalie betrifft nur die Deklination und sollte deshalb eher dem Bohrprozeß zugeschrieben werden. In gleicher Weise beurteilen auch THOMPSON u. KELTS (1974) eine D - Anomalie um 12 000 a B.P., die von ihnen in einem Kern des Züricher Sees ermittelt wurde. BUCHA (1973) fand negative Inklinationen in drei Lößprofilen in der ČSSR, konnte eine Exkursion an gleichaltrigen Ablagerungen (BUCHA u. HORÁČEK 1973) jedoch nicht bestätigen.

Die bislang im Ostseeraum durchgeführten Arbeiten (ABRAHAMSEN 1980; SLOBODJANIK u.a. 1983; SCHOENHARTING 1985) weisen für das entsprechende Zeitintervall keine anomalen Inklinationen aus. Die von SANDGREN (1986) bearbeiteten Sedimentprofile in Südschweden besitzen aufgrund ihrer Sedimentationsrate von 2 mm a^{-1} das größte Auflösungsvermögen und zeigen keinerlei Tendenz zu einer Exkursion, ebenso wie die in Finnland, Polen, England, Frankreich und in der Schweiz untersuchten Profile.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde das für den „ Gothenburg-Flip " benannte Zeitintervall in den Kernen AB 1056 und AB 1057 erreicht. In beiden Fällen ist das Sediment durch spätglaziale gebänderte Tone vertreten, die Inklinationen zwischen 0 und 40° aufweisen. Diese niedrigen Werte sind allerdings von einer großen Streubreite der einzelnen Proben begleitet, die auf unruhige Sedimentationsbedingungen schließen läßt. Hier muß auf das Ergebnis von Anisotropieuntersuchungen am Kern AB 11/1 verwiesen werden, bei dem sich die anomalen Inklinationen im Liegenden des Profils eindeutig als Gefügestörungen herausstellten.

In Anbetracht des für den „ Flip " von MÖRNER mit 50 Jahren festgelegten außerordentlich kurzen Zeitraumes, kann im Vergleich mit den ermittelten Akkumulationsraten die Anomalie lediglich dem Zeitumfang einer einzelnen oder maximal zwei Proben zugeordnet werden, die darüber hinaus im vorliegenden Falle nicht über die erforderliche magnetische Stabilität verfügen. Eine Aussage über den Nachweis des „ Gothenburg-Flips " im Ostseeraum ist demzufolge nicht zu treffen und bleibt zukünftigen Arbeiten vorbehalten.

Der wissenschaftliche Meinungsstreit um die Eindeutigkeit nachgewiesener geomagnetischer Exkursionen regionalen und globalen Charakters innerhalb der letzten 15 000 Jahre ist nicht nur auf den europäischen Raum beschränkt. Vergleichbar dem „ Gothenburg-Flip " steht die „ Lake Erie Exkursion " in den nordamerikanischen Seen im Mittelpunkt der Diskussion auf diesem Kontinent. Während MOTT u. FORSTER (1973), CREER u.a. (1976), DODSON u.a. (1977), VITORELLO u. VAN DER VOO (1977) und KEAN (1981) Exkursionen in den Zeitintervallen 9 000 - 10 000 a B.P. und 12 000 - 14 000 a B.P. in verschiedenen Seen beschrieben haben, konnten BANERJEE u.a. (1979), RUSSEL u. WOODROW (1976), WOODROW u. RUSSEL (1979), CREER u.a. (1976) und KEAN u.a. (1979) in zeitlich vergleichbaren Profilen teilweise derselben Seen keine Anzeichen für Exkursionen finden. Es gelang VEROSUB (1975) und VEROSUB u.a. (1979) an einigen Profilen, den Nachweis über Gefügestörungen als Folge von Schlammströmen und Rutschungen für die Ursache der anomalen Richtungswerte zu führen.

Ein genereller Vergleich der Typuskurven der einzelnen Kontinente läßt zur Zeit noch einige Fragen offen.

Die Typuskurve von Westeuropa (TURNER u. THOMPSON 1981) und die von Nordamerika (CREER u. TUCHOLKA 1982 b) zeigen in den Inklinationen korrelierbare Oszillationen, die (als Folge der Westdrift von $0.13^{\circ}/a$) um ca. 650 Jahre phasenverschoben sind. Die Deklinationskurven sind bis zu einem Zeitpunkt bei ca. 4750 a B.P. ohne Phasenverschiebung vergleichbar und lassen unterhalb dieser Marke keinerlei Korrelation

mehr zu. Dieser Umstand wurde von GREER u. TUCHOLKA (1982 c) dem Einfluß stehender Quellen mit Intensitätsfluktuationen zugeschrieben. Der scheinbare Widerspruch zwischen Westdrift (Inklination) und stehenden Quellen (Deklination) resultiert laut zitierter Autoren aus noch ungeklärten Fragen der Quellen - Beobachter - Geometrie und kann nur durch weitere Arbeiten geklärt werden.

Die Korrelation der Typuskurven der nördlichen Halbkugel mit denen von Australien (BARTON u. Mc ELHINNY 1981) und Argentinien (GREER u.a. 1983 b) sowie der Vergleich der beiden zuletzt genannten miteinander, läßt weder in den Inklinations- noch in den Deklinationswerten Ähnlichkeiten erkennen. Wesentlich kleinere Datenkollektionen und vermutlich noch verbesserungswürdige Zeitskalen können die Ursache dieses Ergebnisses sein, das nach Meinung der Autoren nicht als endgültig zu betrachten ist und durch Ausdehnung der Bearbeitungsareale revidiert werden kann.

7. Gegenwärtiger Stand und Probleme der Forschungsmethodik sowie Ausblick auf zukünftige Arbeiten

Der auf der Grundlage des gegenwärtigen internationalen Wissensstandes erarbeitete und diskutierte Versuch einer magnetostratigraphischen Korrelation der jungquartären Ostseesedimente kann anhand der dargestellten Ergebnisse als erfolgreich bezeichnet werden, zeigt aber auch im speziellen wie im allgemeinen Falle noch ungeklärte Fragen und notwendige Weiterentwicklungen im interpretativen und im methodischen Bereich auf. Das Hauptproblem für die Magnetostratigraphie im Zeitraum 15 000 a B.P. bis heute besteht zweifellos in der exakten radiometrischen Datierung der als Korrelationsmarken gekennzeichneten Peaks der Deklinations- und Inklinationsvariationen. Es gelang im internationalen Maßstab bisher nicht, beide Komponenten in gleichem Maße nutzbar zu machen. Der unabdingbaren Zusammenarbeit der Magnetostratigraphen mit den Mikropaläontologen, den Lithostratigraphen und Quartärgeologen wird in der internationalen Literatur nicht die notwendige Beachtung geschenkt. Speziell für den nordeuropäischen Raum ist die Suche

und Datierung von Tephraschichten (als Resultat isländischer prähistorischer Eruptionen) zur Bereicherung der Korrelations-schemata noch nicht realisiert. Die Korrelation terrestrischer und limnischer Holozänprofile ist unbedingt auszubauen und das Probenentnahmenetz für Seesedimente (für die DDR liegen z.B. noch keine Ergebnisse vor) sollte erweitert werden.

Eine der Hauptfehlerquellen im methodischen Bereich liegt in der Bohrkerngewinnung, bei der sich die vorläufig nicht realisierbare azimutale Orientierung (also nicht realisierbare absolute Deklinationsbestimmung) und die oft nicht vermeidbare Torsion des Kernes als große Nachteile herausstellen. Für die Ermittlung der Paläointensität des geomagnetischen Feldes als zusätzlichen Korrelationsparameter besteht im internationalen Maßstab (sicher auch hinsichtlich des Geräteparks) noch Nachholebedarf. Die genaue Identifizierung der Magnetisierungsträger und ihrer für die Charakterisierung der NRM ausschlaggebenden Genese nimmt in der Literatur aus der Sicht des Autors nicht den notwendigen Stellenwert ein. Desgleichen sollte (gerade im Zusammenhang mit den breiten Diskussionen um die Nachweisbarkeit geomagnetischer Ereignisse) die Bestimmung des magnetischen Gefüges in das Routineprogramm der paläomagnetischen Laboratorien aufgenommen werden.

Die Nutzung der in den Sedimenten aufgezeichneten Säkularvariationen für die Belange geomagnetischer Fragestellungen erfordert die verstärkte Zusammenarbeit der Paläomagnetiker mit den Geomagnetikern. Die statistische Bearbeitung von Zeitreihen und die daraus folgende Ableitung physikalischer Prozesse im Verhalten des geomagnetischen Feldes sind a priori nicht der Forschungsgegenstand eines geologisch orientierten Paläomagnetikers. Sie wurden hier im Sinne einer komplexen Bearbeitung der Forschungsthematik durchgeführt und erheben aus der Sicht des Autors keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

Speziell für das Untersuchungsgebiet der Ostsee besteht nunmehr die Notwendigkeit, die magnetostratigraphischen Korrelationsmarken mit radiometrischen Altersdatierungen abzusichern. Darüber hinaus erweist es sich als erforderlich, die paläomagnetischen Datierungen mit mikropaläontologischen

(Diatomeen, Sporomorphen) an gleichen Kernen zu korrelieren. Danach sollte ein Angleich der in der Ostsee teilweise voneinander sehr verschiedenen lokalen chronostratigraphischen Schemata angestrebt werden.

Dies, einschließlich der Verdichtung des Kernentnahmenetzes und der Vereinheitlichung der Gewinnung und Darstellung der Daten in der Literatur, setzt eine funktionierende internationale Zusammenarbeit voraus.

8. Zusammenfassung

Mit dem Ziel, durch die Erarbeitung eines magnetostratigraphischen Korrelationsschemas einen Beitrag zum Verständnis der geologischen Entwicklung des Ostseeraumes im Jungquartär zu leisten, wurden 11 Stechröhrkerne petro- und paläomagnetisch untersucht. Im Rahmen von RGW - Expeditionen wurden diese 1982 und 1985 mit dem Forschungsschiff „Alexander von Humboldt“, 1983 mit dem Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“ und 1986 mit dem Forschungsschiff „Akademik Kurtschatow“ in der Mecklenburger Bucht (4), im Arkonabecken (4), im Gotlandbecken (1) und im Gdansker Becken (2) gezogen. Für die Bohrkerngewinnung standen insgesamt drei unterschiedliche Vibrationsstechrohre sowie ein Gravitationsstechrohr zur Verfügung. Aus den bis zu 8 m langen, Kopf-Krone- aber nicht azimutal orientierten Kernen wurden bereits an Bord durch Ausstechen würfelförmige Meßproben (Kantenlänge 2 cm) präpariert und mittels eines Härungsverfahrens für die meßtechnische Verwendung konserviert.

Die Messung der Intensität und der Richtung der NRM erfolgte auf dem Rotationsmagnetometer JR - 4. Die für die Eliminierung viskoser Remanenzen notwendige magnetische Säuberung wurde im Wechselfeld schrittweise bis zu 80 mT durchgeführt, wobei sich eine Abmagnetisierung bis zu 20 mT für die Auswahl der zu verwendenden Daten als ausreichend erwies. Im Ergebnis einer eingehenden Diskussion der in Abmagnetisierungskurven, in D/I - und ZIJDERVELD- Diagrammen dargestellten paläomagnetischen Parameter konnte die physikalische Eignung der im Untersuchungsgebiet auftretenden Sedimenttypen nachge-

wiesen werden. Die Intensitäts-, Deklinations- und Inklinationswerte wurden für jeden einzelnen Kern in einer Computergraphik den Tiefenangaben (bezogen auf den Meeresspiegel), der detaillierten lithologischen Beschreibung des Kernes sowie der auf der Grundlage letzterer erfolgten chronozonalen Einteilung des Profils gegenübergestellt und diskutiert. Die Inklination ist durch Absolutwerte, die Deklination durch Relativwerte repräsentiert, durch die auf der Basis eines gleitenden 5 - Punkte - Mittels jeweils eine Interpolationskurve gelegt wurde. Diese ließ für die Deklinationswerte eine nachweisbar durch die Bohrkerngewinnung induzierte Beeinträchtigung erkennen, die die paläomagnetische Weiterverwendung der Daten in Frage stellt. Die Variationskurven der Inklination erwiesen sich innerhalb der einzelnen Sedimentationsbecken und auch über ihre Grenzen hinaus als miteinander korrelierbar. Ihre Maxima und Minima wurden in Anlehnung an die von TURNER u. THOMPSON 1981 publizierte Referenzkurve für Großbritannien bis 10 000 a B.P. mit den kleinen griechischen Buchstaben α - ν und darunter im eigenen Ermessen auf der Grundlage der von SANDGREN 1986 nachgewiesenen Variationen in spätpleistozänen Sedimenten Südschwedens mit ξ - χ bezeichnet. Unter Berücksichtigung der bereits anhand lithologischer Befunde erfolgten Zuordnung der Sedimente zu Chronozonen des Korrelationsschemas der Ostsee erwies sich eine zeitliche Korrelation der Variationskurven des Untersuchungsgebietes zu den genannten Referenzkurven als positiv. Damit konnten (in Ermanglung ausreichender radiometrischer Daten aus dem Ostseeraum) die chronologischen Bezugssysteme Großbritanniens und Südschwedens auf die Ostseeprofile übertragen und der Transformation von einer tiefenbezogenen auf eine zeitbezogene Skala zugrundegelegt werden. Durch Stapelung der jeweils vier Kurven der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens wurden zwei Referenzkurven ermittelt und dem Korrelationsschema der südlichen Ostsee gegenübergestellt, in das in Form der paläomagnetischen Peaks mehr als 20 neue Zeitmarken eingeführt wurden. Darüber hinaus gelang der Nachweis

von Sedimentationslücken. Die anhand der magnetostratigraphischen Skala durchgeführten Berechnungen von Akkumulationsraten ergaben für die Meßwürfel eine zeitliche Repräsentanz zwischen 40 und 70 Jahren.

Zur Verifikation der paläomagnetischen Daten wurden detaillierte Untersuchungen des Mineralinventars durchgeführt. Mittels thermomagnetischer Messungen, erzmikroskopischer und elektronenmikroskopischer Untersuchungen, Analysen mit energiedispersivem Röntgen und qualitativer Röntgenphasenanalysen konnten in den Sedimenten Magnetit, Titanomagnetit, Hämatit und Greigit als potentielle Magnetisierungsträger nachgewiesen werden. Magnetit, Titanomagnetit und Hämatit können zum überwiegenden Teil als Verwitterungsprodukte der skandinavischen Magmatite und Metamorphite primär und aus dem Geschiebemergel sekundär, in jedem Falle aber als detritisch sedimentiert betrachtet werden. Der Greigit wurde als metastabiles Glied der Sulfidbildung im Stadium der Frühdiagenese im Untersuchungsgebiet neu gebildet. Hauptträger der natürlichen remanenten Magnetisierung ist der Titanomagnetit, der in Korngrößen zwischen $5 \mu\text{m}$ und $< 1 \mu\text{m}$ in allen Horizonten nachgewiesen werden konnte. Dem Charakter nach liegt in den Ostseesedimenten als stabiler Teil der NRM eine DRM vor.

Die Messungen der mittleren Suszeptibilität der Proben und ihrer Anisotropie wurden auf der Suszeptibilitätsmeßbrücke KLY - 2 durchgeführt. Für die Berechnung von $\bar{\kappa}$, der Hauptsuszeptibilitäten und des Anisotropieparameters P stand ein von DAMM 1986 entwickeltes FORTRAN-Programm zur Verfügung. Die Interpretation der Variationskurven weist aus, daß $\bar{\kappa}$ als ein sensibler Parameter zur lithostratigraphischen Korrelation der Profile herangezogen werden kann. Die Anisotropiemessungen ermittelten ein ungestörtes Sedimentationsgefüge und schlossen die Einregelung der magnetischen Partikeln durch feldunabhängige Prozesse aus.

Die Analyse der paläomagnetischen Daten hinsichtlich des Feldverhaltens im Untersuchungszeitraum läßt darauf schließen, daß die Inklinationskurven die Säkularvariation des geomagne-

tischen Feldes nachzeichnen. BAUER - Diagramme sowie Darstellungen der Bahnen des virtuellen geomagnetischen Poles bestätigen den in der internationalen Literatur für die letzten 13 000 Jahre ermittelten Trend des Dipol- und Nichtdipolfeldes und ihrer Variationen und können somit auch zum Vergleich bzw. zur Begründung nachgewiesener Anomalien oder Normalverläufe herangezogen werden. Die Spektralanalyse der Inklinationsvariationen ergab bevorzugte Perioden von 3 800 - 2 700 ; 2 300 - 2 100 ; 1 700 - 1 600 ; 1 400 - 1 200; 1 050 - 950 und 600 - 500 Jahren. Die Korrelation der für den Ostseeraum ermittelten Paläointensitätsschwankungen mit Klimaänderungen ergab für den gesamten Untersuchungszeitraum so weitestgehende Übereinstimmung, daß die mit den Extremwerten der Intensitätskurve nach PETROVA u. BURLACKAJA (1979) korrespondierenden Maxima und Minima der Q - Faktor - Aufzeichnungen auch den jeweiligen Sommertemperaturpeaks nach FINK (1978) entsprechen. Große Differenzen zwischen den Extremwerten, scharfe Intensitätssprünge und die meisten den Sedimentgrenzen folgenden Details der Aufzeichnungen sind in erster Linie lithologisch - mineralogischen Ursprungs.

Alle paläo- und geomagnetischen Berechnungen und graphischen Darstellungen erfolgten mit dem PC 1715 auf der Grundlage der von G. ROTHER 1988 erarbeiteten Software.

Geomagnetische Ereignisse im Sinne von Umpolungen und Exkursionen konnten nach kritischem Vergleich der eigenen Ergebnisse mit denen der internationalen Literatur nicht nachgewiesen werden.

Die Hauptaufgaben zukünftiger Arbeiten bestehen in der radiometrischen Datierung der magnetostratigraphischen Korrelationsmarken im Ostseeraum, in der Verbesserung der Technologie der Bohrkerngewinnung und in der Verdichtung des Kernentnahmernetzes sowie in der verstärkten interdisziplinären Zusammenarbeit im nationalen und internationalen Rahmen.

7. Literaturverzeichnis

A) Veröffentlicht:

- ABRAHAMSEN, N.: Magnetostratigraphy at Solberga, Brastad and Moltemyr, SW Sweden. - Sveriges geol. Unders., Ser. C, Stockholm 794(1982), S. 93-119
- Climate and Geomagnetism. In: MÖLLER, J. T. (ed): Twentyfive Years of Geology in Aarhus. - Geoskrifter 24(1986), S. 33-43
- ABRAHAMSEN, N.; KNUDSEN, K. L.: Indication of a geomagnetic low-inclination in supposed middle Weichselian interstadial marine clay at Rubjerg, Denmark. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 18(1979), S. 238-246
- ABRAHAMSEN, N.; READMAN, P. W.: Geomagnetic variations in older (>23 000 B.P.) and Younger Yoldia Clay (~14 000 B.P.) at Norre Lungby, Denmark. - Geoph. J. Royal astr. Soc., London 62(1980), S. 329-344
- ABRAHAMSEN, N.; READMAN, P. W.: Quarternary magnetostratigraphy in Denmark. - Boreas, Oslo, in Press
- ADE-HALL, J. M.; AUMENTO, F.; RYALL, P. J. C.; GERSTEIN, R. E.; BROOKE, J.; McKEOWN, D. L.: The mid-Atlantic ridge near 45°N, XXI: Magnetic results from basalt drill cores from the median valley. - Can. J. Earth Sci., Ottawa 10(1973), S. 679-696
- AITKEN, M. J.: Dating by archeomagnetic and thermoluminescent methods. - Philos. Trans. Royal Soc., Ser. A, London 269(1970), S. 77-88
- Physics and Archeology. - Oxford University Press, S. 138-158
- ALHONEN, P.: The stages of the Baltic Sea as indicated by the Diatom Stratigraphy. - Acta botanica Fennica, Helsinki 92(1971)
- ALLDREDGE, L. R.; HURWITZ, L.: Radial dipoles as the source of the earth's magnetic field. - J. Geophys. Res., Washington 22 (1964), S. 2631-2640
- ALLEN, E. T.; CRENSHAW, J. L.; JOHNSON, J.; LARSEN, E. S.: Mineral Sulphides of Iron. - Amer. J. Sci., New Haven 33(1912), S. 169-236
- AUSTIN, T. J. F.: Paleomagnetic records from Quarternary sediments of the Barents and Norwegian seas (abstr.). - Geophys. J. Royal astr. Soc., London 81(1985), S. 321

- BAGINA, O.L.; PETROVA, G.N.: Determination of paleomagnetic field intensity using anhysteretic magnetization. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 13(1977), S. 363-367
- BAILEY, M.E.; DUNLOP, D.J.: On the use of anhysteretic remanent magnetization in paleointensity determinations. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 13(1977), S. 360-362
- BANERJEE, S.K.: Origin of thermoremanence in goethite. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 8(1970), S. 197-201
- BANERJEE, S.K.; LUND, S.P.; LEVI, S.: Geomagnetic record in Minnesota lake sediments - absence of the Gotenburg and Eriean excursions. - Geology, Boulder 7(1979), S. 588-591
- BANKWITZ, P.: Geologische Auswertung von geodätisch ermittelten rezenten Krustenbewegungen im Gebiet der DDR. - Petermanns geogr. Mitt., Gotha 115(1971), S. 130-140
- BARBETTI, M.F.; McELHINNY, M.W.: The Lake Mungo geomagnetic excursion. - Philos. Trans. Royal Soc., Ser. A, London 281(1976), S. 515-542
- BARTON, C.E.: Analysis of paleomagnetic time series - technics and applications. - Geol. Surveys, Dordrecht 5(1983), S. 335-369
- BARTON, C.E.; McELHINNY, M.W.; EDWARDS, D.J.: Laboratory studies of depositional DRM. - Geophys. J. Royal astron. Soc., London 61(1980), S. 355-377
- BARTON, C.E.; POLACH, H.A.: ¹⁴C ages and magnetic stratigraphy in three Australian maars. - Radiocarbon, New Haven 22(1980), S. 728-739
- BARTON, C.E.; McELHINNY, M.W.: A 10 000 yr. geomagnetic secular variation record from three Australian maars. - Geophys. J. Royal astron. Soc., London 67(1981), S. 465-485
- BAUER, L.A.: On the secular motion of a free magnetic needle. - Phys. Rev., Lancaster 3(1896). 34-48
- On the distribution and the secular variation of terrestrial magnetism. - Amer. J. Sci., 150(1895), S. 189 u. 314
- BERGGREN, W.A.; u. a.: Towards a Quarternary time scale. - Quarternary Res., Seattle 13(1980), S. 277-302
- BERGLUND, B.E.: The deglaciation of southern Sweden 13.500 - 10.000 B.P.. - Boreas, Oslo 8(1979), S. 98-118
- BERGLUND, B.E.; DIGERFELD, G.: A paleoecological study of the

- Late-glacial lake Torreberga, Scania, Southern Sweden. -
Oikos, Kopenhagen 21(1970), S. 91-128
- BERGLUND, D. B. ; LEMDAHL, G. ; LIEDBERG-JONSSON, B. ; PERSSON, T. :
Biotic response to climatic changes during the time span
13.000-10.000 B.P. - a case study from SW Sweden. In:
MÖRNER, N.-A. ; KARLEN, W. : Climatic changes on a yearly to mil-
lenial basis. - (1984), S. 25-36
- BERNER, R. A. : Iron sulfides formed from aqueous solution at
low temperatures and atmospheric pressure. - J. Geol.,
Chicago 72(1964), S. 293-306
- Sedimentary pyrite formation. - Amer. J. Sci., 208(1970), S. 1-23
- Principles of chemical sedimentology. - New York: McGraw Hill,
1971
- BIQUAND, D. ; PRÉVOT, M. : A. F. demagnetization of viscous remanent
magnetization in rocks. - Z. Geophys., Berlin 37(1971), S. 471-485
- BJÖRCK, S. : An answer to the Ancyclus enigma? - Presentation of a
working hypothesis. - Geol. Fören. i Stockholm Forh., Stockholm
109(1987), S. 171-176
- BJÖRCK, S. ; DEARING, J. ; JONSSON, A. : Magnetic susceptibility of
Late Weichselian deposits in southeastern Sweden. - Boreas,
Oslo 11(1982), S. 99-111
- BJÖRCK, S. ; SANDGREN, P. : A 2000 year geomagnetic record from two
Late Weichselian sequences in southeast Sweden. - Geol. Fören. i
Stockholm Forh., Stockholm 108(1986), S. 21-29
- BLAKEMORE, R. : Magnetostatic bacteria. - Science, Washington 190
(1975), S. 377-379
- BLAŽČIŠIN, A. J. : Zur Stratigraphie spätquartärer Bodenabla-
gerungen der mittleren Ostsee. - Beitr. Meereskd., Berlin 38
(1976), S. 49-59
- Lithostratigraphische Komplexe (Folgen) von Tiefseeablagerun-
gen (russ.). In: GUDELIS, V. (ed.): Litho- und Biostratigraphie
der Bodenablagerungen der Ostsee. - Vilnius, 1985, S. 15-53
- BLYTT, A. : Die Theorie der wechselnden kontinentalen und insula-
ren Klimate. - Botan. Jahrbuch, Stuttgart 2(1882), S. 1-50
- Zur Geschichte der Nordeuropäischen, besonders der Norwegischen
Flora. - Botan. Jahrbuch, Stuttgart 17(1893), S. 1-43
- BONHOMMET, N. ; BABKINE, J. : Sur la présence d'aimantations invercés

- dans la Chaîne des Puys. - C.R.Acad.Sci., Paris 264(1967), S.92
- BONHOMMET, N.; ZÄHRINGER, : Paleomagnetism and potassium argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. - Earth Planet. Soi. Lett., Amsterdam 6(1969), S. 43-46
- BOUMA, A. H.; BOERMA, J. A. K. : Vertical disturbances in piston cores. - Mar. Geol., Amsterdam 6(1968) S. 231-241
- BRADSHAW, R.; THOMPSON, R. : The use of magnetic measurements to investigate the mineralogy of Icelandic lake sediments and to study catchment processes. - Boreas, Oslo 14(1985), S. 203-215
- BRAGINSKIJ, S. J. : Kinematic models of the Earth's hydromagnetic dynamo. - Geomagn. Aeron., Moskau 4(1964), S. 572-583
- Geomagnitnoe dinamo. - Izvest AN SSSR, Ser. fizika zemli, Moskau 9(1978), S. 74-90
- BRESSLER, S. L.; ELSTON, D. P.; PURUCKER, M. E. : Depositional remanent magnetization in ancient specularite - bearing red beds. - EOS, Richmond 60(1979), S. 237
- BRUNHES, B. : Recherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques. - J. Phys. 5(1906), S. 705-724
- BUCHA, V. : The continuous pattern of variation of the geomagnetic field in the Quaternary and their causes. - Stud. geophys. et geod., Prag 17(1973), S. 218-231
- BUCHA, V.; TAYLOR, R. E.; BERGER, R. : Geomagnetic intensity: changes during the past 3000 years in the Western-Hemisphere. - Science, Washington 168(1970), S. 111-114
- BUCHA, V.; HORÁČEK, J. : Dynamic manifestations of the geomagnetic field in the Quaternary continental sediments of Czechoslovakia. - Stud. geophys. et geod., Prag 17(1973), S. 321-335
- BULLARD, E. C.; FREEDMAN, C.; GELLMAN, H.; NIXON, J. : The westward drift of the earth's magnetic field. - Philos. Trans. Royal Soc., Ser. A, London 243(1950), S. 67-92
- BUTLER, R. F.; BANERJEE, S. K. : Theoretical single-domains grain-size range in magnetite and titanomagnetite. - J. Geophys. Res., Washington 80(1975), S. 4049-4058
- CANFIELD, D. E.; BERNER, R. A. : Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic sediments. - Geochim. et Cosmochim. Acta, London 51(1987), S. 645-659
- CARPENTER, R. H.; DESBOROUGH, G. A. : Range in solid solution and

- structure of natural occurring troilite and pyrrhotite. - Amer. Mineral., Washington 49(1964), S. 1350
- CARROLL, D.: Role of clay minerals in the transportation of iron. - Geochim. et cosmochim. Acta, London 14(1958), S. 1-27
- CHANNEL, J. E. T.; FREEMAN, R.; HELLER, F.; LOWRIE, W.: Timing of diamagnetic hematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy). - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 58(1982), S. 189-201
- CHAVE, A. D.; DENHAM, C. R.: Climatic changes, magnetic intensity variations and fluctuations of the eccentricity of the Earth's orbit during the past 2.000.000 years and a mechanism which may be responsible for the relationship - a discussion. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 44(1979), S. 150-152
- CHEVALLIER, R.: L'aimantation des laves de l'Etna of l'orientation du champ terrestre en Sicile du XIIe au XVIIe siècle. - Amer. Phys., New York 4(1925), S5-162
- Propriétés magnétiques de l'oxyde ferrique rhomboédrique (α -Fe₂O₃). J. Phys. Radium 12(1951), S. 172-188
- CHMELIK, F. B.; BOUMA, A. H.; BRYANT, W. R.: Influence of sampling on geological interpretation. - Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc. 18(1968), S. 256-263
- CHRAMOV, A. N.: Paleomagnetizm., - Leningrad 1967
- COLLINSON, D. W.; CREER, K. M.; RUNCORN, S. K.: Methods in Palaeomagnetism. - Amsterdam-London-New York: Elsevier, 1967. 609S.
- COLLINSON, D. W.: Methods in rock magnetism and palaeomagnetism. London, New York: Chapman and Hall, 1983. 503S.
- COX, A.: Analysis of present geomagnetic field for comparison with paleomagnetic results. - J. Geomagn. and Geoelectr., Kyoto 13(1962), S. 101
- The frequency of geomagnetic reversals and the symmetry of the nondipole field. - Rev. Geophys. Space Phys., Washington 13(1975), S. 35-51
- CREER, K. M.: Geomagnetic variations for the interval 7.000 - 25.000 B.P. as recorded in a core of sediments from station 1474 of the Black Sea cruise of "Atlantis II". - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 23(1974), S. 32-42
- Computer synthesis of geomagnetic palaeosecular variations. - Nature, London 304(1983), S. 695-699

- CREER, K.M. ; IRVING, E. ; NAIRN, A.E.M. : Paleomagnetism of the Great Whinn Sill. - *Geophys.J.Royal.astr.Soc.*, London 2(1959), S.306
- CREER, K.H. ; THOMPSON, R. ; MOLYNEUX, L. ; MACKERETH, F.J.H. : Geomagnetic secular variation recorded in the stable magnetic remanence of recent sediments. - *Earth Planet.Sci.Lett.*, Amsterdam 14(1972), S.115-127
- CREER, K.M. ; MOLYNEUX, L. ; VERNET, J.P. ; WAGNER, J.M. : Paleomagnetic dating of 1-metre cores of sediment from Lake Geneva. - *Earth.Planet.Sci.Lett.*, Amsterdam 28(1975), S.127-132
- CREER, K.M. ; ANDERSON, T.W. ; LEWIS, C.F.M. : Quarternary geomagnetic stratigraphy recorded in Lake Erie sediments. - *Earth Planet.Sci.Lett.*, Amsterdam 31(1976), S.37-47
- CREER, K.M. ; GROSS, D.L. ; LINEBACK, J.A. : Origin of regional geomagnetic variations recorded by Wisconsinan and Holocene sediments from Lake Michigan, USA, and Lake Windermere, England. - *Geol.Soc.Amer.Bull.*, Boulder 87(1976), S.531-540
- CREER, K.M. ; KOPPER, J.S. : Secular oscillations of the geomagnetic field recorded by sediments deposited in caves in the Mediterranean region. - *Geophys.J.Royal astron.Soc.*, London 45(1976), S.35-58
- CREER, K.M. ; HOGG, E. ; MALKOWSKI, Z. ; MOJSKI, J.E. ; NIEDZIOLKA-KROL, E. ; READMAN, P. ; TUCHOLKA, P. : Paleomagnetism of Holocene Lake sediments from North Poland. - *Geophys.J.Royal astron.Soc.*, London 59(1979), S.287-313
- CREER, K.M. ; HOGG, E. ; READMAN, P.W. ; REYNAVD, D. : Palaeomagnetic secular variation curves extending back to 13.400 years B.P. recorded by sediments deposited in lac de Joux, Switzerland. - *J.Geophys.Res.*, Washington 48(1980), S.139-147
- CREER, K.M. ; READMAN, P.W. ; PAPAMARINOPOULUS, S. : Geomagnetic secular variations in Greece through the last 6.000 years obtained from lake sediment studies. - *Geophys.J.Royal astron.Soc.*, London 66(1981), S.193-219
- CREER, K.M. ; TUCHOLKA, P. : Construction of type curves of geomagnetic secular variation for dating lake sediments from east central North America. - *Can.J.Earth Sci.*, Ottawa 19(1982), S.1106-1115
- CREER, K.M. ; TUCHOLKA, P. : The shape of the geomagnetic field

- KONIGSSON, L.-K. (Eds.), In: Acta Universiatis Upsaliensis, Uppsala, 1979, 279 S.
- DUNLOP, D.J.; Superparamagnetic and single-domain threshold sizes in magnetite. - J. Geophys. Res., Washington 78(1973), S. 1780-1793
- DYMOND, J.: Age determination of deep-sea sediments: a comparison of three methods. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 6(1969), S. 9-14
- ELLENBERG, J.: Geologische Auswertung geodätisch ermittelter Meßergebnisse zu rezenten Krustenbewegungen im Bereich des Ostseeküstennivellements der DDR. - Geodät. und geophys. Veröff., R. 3, Berlin 35(1974), S. 119-136
- ELLWOOD, B.B.: Induced and remanent magnetic properties of marine sediments as indicators of depositional processes. - Mar. Geol., Amsterdam 38(1980), S. 233-244
- ELLWOOD, B.B.; HROUDA, F.; WAGNER, J.J.: Symposia of magnetic fabrics: introductory comments. - V. IAGA-Generalversammlung, Praha, 1985, abstracts
- ERONEN, M.: The history of the Litorina Sea and associated Holocene events. - Soc. Sci. Fennica, Helsinki 44(1974), S. 79-195
- EVANS, M.E.: Paleomagnetic evidence for stationary sources of geomagnetic secular variations. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 35(1984), S. 223-226
- EXON, N.: Sedimentation in the outer Flensburg Fjord Area (Baltic Sea) since the last glaciation. - Meyniana, Kiel 22(1972), S. 5-62
- FINK, J.: Gliederung der Spät- und Postglazials. - Bl. phys. geogr., Wien 6(1978)
- FLODÉN, T.: Der Strukturbau im Seegebiet von Schweden. - Z. angew. Geol., Berlin 30(1984), 2-16
- FLOOD, R.D.; KENT, D.V.; SHOR, A.N.; HALL, F.R.: The magnetic fabric of surficial deep-sea sediments in the Hebble tree (Nova Scotian Continental Rise). - Mar. Geol., Amsterdam 66(1985), S. 149-167
- FOLGERHAITER, G.: Sur les variations séculaires de l'inclinaison magnétique dans l'antiquité. - J. Phys. Radium, 8(1899), S. 5-16
- FRANKEL, R.B.; BLAKEMORE, R.P.; WOLFE, R.S.: Magnetite in freshwater magnetostatic bacteria. - Science, Washington 203(1979),

- S. 1355-1356
- FREKE, A.M.; TATE, D.: The formation of magnetic iron sulfide by bacterial reduction of iron solutions. - J. Biochem. Microbiol. Techn. Eng., Baltimore 3(1961), S. 29-39
- FROLICH, F.: Ein Gerät zur Bestimmung der Zusammensetzung sowie der thermischen Zustandsänderungen von magnetischen Gesteinen und Werkstoffen. - Jb. Adolf-Schmidt-Obs. Erdmagnet. Niemegk 1958, Berlin 1960
- Beiträge zum Erkundungsprogramm Materieparameter im Bereich der Erdkruste, Teil I: Verfahrensgrundlagen, Erprobungsergebnisse, Testtechnik. - Abh. geomagnet. Inst. Potsdam, Berlin (1969), S. 5-55
- FROLICH, F.; VOLLSTÄDT, H.: Untersuchungen zur Bestimmung der CURIE-Temperatur von Maghemit (γ -Fe₂O₃). - Monatsber. dt. Akad. Wiss. Berlin, Berlin 9(1967), S. 180-186
- GEYH, M.A.: Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung. - Clausthaler tekton. H., Clausthal-Zellerfeld, 19(1983), 163S.
- GIOVANOLI, F.: Die remanente Magnetisierung von Seesedimenten (Zürichsee; Schwarzes Meer). - Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Diss. ETH Nr. 6350(1979), 200S.
- Rockmagnetic and paleomagnetic investigations of glaciolacustrine sediments from a deep drill hole (Zübo 80) in Lake Zürich, Switzerland. - Contr. Sedimentology, Stuttgart 13(1984), S. 87-102
- GLASS, B.; HEESSEN, B.C.: Tektites and geomagnetic reversals. - Nature, London 214(1967), S. 372
- GLASS, B.P.: Reworking of deep-sea sediments as indicated by the vertical dispersion of the Australian and Ivory Coast microtektite horizons. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 6(1969), S. 409-415
- GOLDYREV, G.S.: Eisensulfidablagerungen in den Bodenablagerungen des Baikal-Sees. - Dokl. AN SSSR, Moskau 202(1972), S. 1404-1406
- GRANAR, L.: Magnetic measurements on Swedish varved sediments. - Ark. f. Geophysik 3(1958), S. 1-40
- GRAVENOR, C.P.; SYMONS, D.T.A.; COYLE, D.A.: Errors in the anisotropy of magnetic susceptibility and magnetic remanence of unconso-

- lidated sediments produced by sampling methods. - *Geophys. Res. Lett.*, Washington 1(1984), S. 836-839
- GRIFFITHS, D.H.: The remanent magnetism of varved clays from Sweden. - *Mon. Not. Royal astron. Soc., geophys. Suppl.*, London 7 (1955), S. 103-114
- GRIPP, H.: Der Ablauf der Würmvereisung in der Senkungszone am Südrand Skandinaviens. - *Meyniana*, Kiel 33(1981), S. 9-22
- GROMME, C.S.; WRIGHT, T.L.; PECK, D.L.: Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuli lava lakes, Hawaii. - *J. Geophys. Res.*, Washington 74(1969), S. 5277-5293
- GROMOLL, L.: Die Sediment-Assoziationen der südwestlichen Ostsee (Ein Beitrag zur Kenntnis der Verteilungsgesetzmäßigkeiten von Ablagerungen im flachmarinen Raum). - *Z. geol. Wiss.*, Berlin 15(1987), S. 355-371
- GUDELIS, V.: Allgemeine Züge der Inlandvereisung des Nordens von Europa im oberen Pleistozän. - *Baltica*, Vilnius 4(1970) - Lithuania. In: GUDELIS, V.; KÖNIGSSON, L.-K. (Ed.), In: *Acta Universitatis Upsaliensis*, Uppsala, 1979, 279 S.
- HALLBERG, R.O.: The microbiological C-N-S cycles in sediments and their effect on the ecology of the sediment-water interface. - *Oikos*, Kopenhagen 15(1973), S. 51-61
- HAMILTON, N.; REES, A.I.: The use of magnetic fabric in palaeocurrent estimation. In: RUNCORN, S.K.: *Palaeogeophysics*. - London, New York, 1970, Chapter 46, S. 445-464
- HANSEN, S.: The Quarternary of Denmark (The geologic system). - *The Quarternary*, London 1(1965), S. 1-90
- HARRISON, C.G.A.: The paleomagnetism of deep-sea sediments. - *J. Geophys. Res.*, Washington 71(1966), S. 33-43
- HARRISON, C.G.A.; FUNNELL, B.M.: Relationship of paleomagnetic reversals and micropalaeontology in two late Cenozoic cores from the Pacific Ocean. - *Nature*, London 204(1964), S. 566
- HARRISON, C.G.A.; RAMIREZ, E.: Areal coverage of spurious reversals of the Earth's magnetic field. - *J. Geomagn. and Geoelectr.*, Kyoto 27(1975), S. 138-151
- HARTMANN, M.; NIELSEN, H.: $\delta^{24}\text{S}$ -Werte in rezenten Meeressedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der

- westlichen Ostsee. - Geol.Rdsch., Stuttgart 58(1969), S.621-655
- HASANEN, E.: Dating of sediments based on ²¹⁰Pb measurements. - Radiochem. Radioanal. Lett., Lausanne 31(1977), S.207-214
- HAEVERKAMP, B.: Paläomagnetische Messungen an den Sedimentkernen der Bohrung B4 im Meerfelder Maar. - Courier Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt 65(1984), S.21-28
- HAYASE, K.; OTSUKA, R.; MARIKO, T.: On the magnetio properties of natural pyrrhotite. - Mineral.J., Tokio 4(1963), S.41-56
- HEIRTZLER, J. R.; DICKSON, G. O.; HERRON, E. M.; PITMAN III, W. C.; LE PICHON, X.: Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. - J. Geophys. Res., Washington 73(1968), S.2119-2136
- HENNINGSMOEN, K. E.; HOEG, H. I.: Pollen analysis from the Skagerrak core GIK 15530-4. - Norskgeol.T., Oslo 65(1985), S.41-47
- HENSHAW, P. C.; MERRILL, R. T.: Magnetic and chemical changes in marine sediments. - Rev. Geophys. Space Phys., Washington 18(1979), S.483-504
- HILTON, J.; LISHMAN, J. P.; CHAPMAN, J. S.: Magnetic and chemical characterization of a diagenetic magnetic mineral formed in the sediments of productive lakes. - Chem. Geol., Amsterdam 56(1986), S.325-333
- HIRONS, K.; THOMPSON, R.: Palaeoenvironmental application of magnetic measurements from inter-drumlin hollow lake sediments near Dungannon, Co. Tyrone, Northern Ireland. - Boreas, Oslo 15(1986), S.117-135
- HOFFMANN, K. A.: Paleomagnetic excursions, aborted reversals and transitional fields. - Nature, London 294(1981).67-69
- HORIE, S. (Ed.): Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene. - Kyoto 1-7(1972-1979)
- HOSPERS, J. J.; LANSER, J. P.; VOLLERS, Y.; MÖRNER, N. A.: Paleomagnetic investigations of core B873 and a possible reversal of the main geomagnetic field. In: The Pleistocene/Holocene boundary: A proposal Boundary stratotype in Gothenburg, Sweden, International Quaternary Association, Stockholm, Sweden, 1973
- HROUDA, F.: Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. - Geophysical Surveys, Dordrecht 5(1982), S.37-82

- Magnetic anisotropy variation in mappes: models and some examples from the West Carpathians. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam (1986) in press
- HUCL, M.; JANÁK, F.; ZAPLETAL, K.: Mössbauer study of magnetic phases of natural pyrrhotites. In: The 5th International Conference on Mössbauer Spectroscopy, Proceedings, Part 2 (1975), S. 356-360
- HUNT, A.; JONES, J. M.; OLDFIELD, F.: Magnetic measurements and heavy metals in atmospheric particulates of anthropogenic origin. - Sci. Total Environment 33(1984), S. 129-139
- HUS, J. J.; GEERAERTS, R.: Paleomagnetic and rock magnetic investigation of Late Pleistocene loess deposits in Belgium. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 44(1986), S. 21-40
- HVORSLEV, M. J.; STETSON, H. C.: Free fall coring tube of gravity bottom sampler. - Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 57(1946), S. 935-950
- IGNATIUS, H.; KUKKONEN, E.; WINTERHALTER, B.: Notes on a pyrite zone in upper Ancylus sediments from the Botnian Sea. - Bull. Geol. Soc. Finlanda, Helsinki 40(1968), S. 131-134
- IGNATIUS, H.; NIEMISTO, L.: Sediments and sedimentation in the Baltic (Finnisch). - Luonnou Tutkija, Espoo 75(1971), S. 72-80
- IGNATIUS, H.; AXBERG, S.; NIEMISTO, L.; WINTERHALTER, B.: Quarternary geology of the Baltic Sea. In: VOIPIO, A.: The Baltic Sea. - Amsterdam-New York: Elsevier, 1981, 418S., S. 54-104
- IRVING, E.: Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. - New York/London/Sydney: John Wiley, Sons Inc., 1964, 399S.
- IRVING, E.; MAJOR, A.: Post-depositional remanent magnetization in a synthetic sediment. - Sedimentology, Oxford 3(1964), S. 135
- ISING, E.: On the magnetic properties of varved clays. - Ark. Astron. Fysik, Stockholm 29A(1942), S. 1-37
- IUGS International Subcommittee on Stratigraphic Classification
IUGS/IAGA Subcommittee on a Magnetic Polarity Time Scale:
Magnetostratigraphic polarity units - a supplement chapter
of the ISSC International Stratigraphic Guide. - Geology, Boulder 7(1979), S. 578-583
- JEDWAB, J.: Mineralization of vegetable debris in a recent mud to greigite. - Bull. Soc. Belge. Geol., Brüssel 26, (1968), S. 27-38
- JELINEK, V.: A high sensitivity spinner magnetometer. - Stud.

- geophys. et geol., Prag 10(1966), S. 58-77
- Precision A.C. bridge set for measuring magnetic susceptibility of rocks and its anisotropy. - Stud. geophys. et geol., Prag 17 (1973), S. 36-48
- JOHNSON, E. A. ; MURPHY, T. ; TORRESON, O. W. : Pre-history of the Earth's magnetic field. - Terrest. Magn. Atmosph. Elect. 53(1948), S. 349
- JOHNSON, T. ; FIELDS, J. : Paleomagnetic dating of a postglacial sediment, offshore Lake Superior, Minnesota-Wisconsin, USA. - Chem. Geol., Amsterdam 44(1984), S. 253-265
- KABAILENE, M. K. : Correlation peculiarities of pollen zones of the marine and continental upper Quaternary deposits in the soviet Baltic area. - Rev. Palaeobotany and Palynol., Amsterdam 48(1986), S. 435-442
- KAHLE, B. ; BALL, R. H. ; VESTINE, E. H. : Comparison of estimates of surface fluid motions of the Earth's core for various epochs. - J. Geophys. Res., Washington 72(1967), S. 4917-4925
- KAPLAN, I. R. ; EMERY, K. O. ; RITTENBERG, S. C. : The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine sediments of Southern California. - Geochim. et cosmochim. Acta, London 27(1963), S. 297-331
- KAWAI, N. ; HIROOKA, K. ; SASAJIMA, S. : Counterclockwise rotation of the geomagnetic dipole axis revealed in the worldwide archaeosecular variations. - Proc. Japan Acad., Tokio 41(1965), S. 398-403
- KAWAI, N. ; HIROOKA, K. : Wobbling motion of the geomagnetic dipole field in historic time during theses 2000 years. - J. Geomagn. and Geoelectr., Kyoto 19(1967), S. 217-227
- KEAN, W. F. : On the origins of magnetic excursions in the Great Lakes. - J. Great Lakes Res. 7(1981), S. 242-248
- KEAN, W. F. ; DODSON, R. E. ; DUNN, J. R. ; FULLER, M. D. : Paleomagnetic records from Cedarburg Bog and from Lake Michigan. - EOS, Richmond 60(1979), S. 238
- KEAN, W. F. ; KLEBOLD, T. E. : Paleomagnetism of sediment cores from Cedarburg Bog, Wisconsin, and a comparison with cores from Lake Michigan. - J. Great Lakes Res. 7(1981), S. 276-285
- KEEN, M. J. : The magnetization of sediment cores from the eastern basin of the north Atlantic Ocean. - Deep-Sea Res., London 10 (1963), S. 607-622

- KEITH, M. L.; DEGENS, E. T.: Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments. In: *Researches in Geochemistry* (Ed.: ABELSON, P. H.), New York: John Wiley & Sons, Inc., 1959, S. 38-61
- KENT, D. V.: Apparent correlation of paleomagnetic intensity and climatic records in deep-sea sediments. - *Nature*, London 299(1982), S. 538-539
- KENT, D. V.; LOWRIE, W.: On the magnetic susceptibility anisotropy of deep-sea sediment. - *Earth planet. Sci. Lett.*, Amsterdam 28(1975), S. 1-12
- KESSEL, H.; RAUKAS, A.: Estonia. In: GUDELIS, V.; KÖNIGSSON, L.-K. (Eds): In: *Acta Universitatis Upsaliensis*, Uppsala, 1979, 279 S.
- KING, R. F.: The remanent magnetism of artificially deposited sediments. - *Mon. Not. Royal astron. Soc., Geophys. Suppl.*, London 7 (1955), S. 115-131
- KING, R. F.; REES, A. I.: Detrital magnetism in sediments: an examination of some theoretical models. - *J. Geophys. Res.*, Washington 71(1966), S. 561-571
- KING, J. W.; BANERJEE, S. K.; MARVIN, J.; LUND, S.: Use of small-amplitude paleomagnetic fluctuations for correlation and dating of continental climatic changes. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam 42(1983), S. 167-183
- KIRSCHVINK, J. L.; LOWENSTAM, H. A.: Mineralization and magnetization of chiton teeth: paleomagnetic, sedimentologic and biologic implications of organic magnetite. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam 44(1979), S. 193-204
- KISKYRAS, D. A.: Untersuchung der magnetischen Eigenschaften des Magnetkieses bei verschiedenen Temperaturen in besonderem Hinblick auf seine Entstehung. - *Neues Jb. Mineral. A*, Stuttgart 80(1950), S. 297-342
- KITIZAWA, K.: Intensity of the geomagnetic field in Japan for the past 10,000 years. - *J. Geophys. Res.*, Washington 75(1970), S. 7403-7411
- KLIGFIELD, R.; LOWRIE, W.; DALZIEL, I. W. D.: Magnetic susceptibility anisotropy as a strain indicator in the Sudbury Basin, Ontario. - *Tectonophysics*, Amsterdam 40(1977), S. 287-308
- KÖGLER, F.-C.; LARSEN, B.: The West Bornholm basin in the Baltic Sea. Geological structure and Quarternary sediments. - *Boreas*, Oslo

- 8(1979), S.1-22
- KOHN, M.: In: GRESSNER: Die Schlammanalyse. - Leipzig: Akadem. Verl.-Ges. Geest und Portig, 1957
- KOLP, O.: Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. - Beitr.Meereskd., Berlin 12-14(1965), S.19-59
- Die Sedimente der westlichen und südlichen Ostsee und ihre Darstellung. - Beitr.Meereskd., Berlin 17/18(1966), S.9-60
 - Die submarinen Terrassen der südlichen Ost- und Nordsee und ihre Beziehung zum eustatischen Meeresanstieg. - Beitr.Meereskd., Berlin 35(1975), S.5-48
 - Submarine Uferterrassen der südlichen Ost- und Nordsee als Marken des holozänen Meeresanstiegs und der Überflutungsphasen der Ostsee. - Petermanns geogr.Mitt., Gotha 120(1975), S.1-23
 - Die Entwicklungsphasen des Ancyclus-Sees. - Petermanns geogr. Mitt., Gotha 130(1986), S.79-94
- KÖNIGSBERGER, J.G.: Natural residual magnetism of eruptive rocks, Part I and II. - Terrest.Magn.Atmosph.Electr. 43(1938), S.119-127 und 299-320
- KÖNIGSSON, L.-K.: The development of the Baltic during the Pleistocene. In: GUDELIS, V.; KÖNIGSSON, L.-K. (Eds): In: Acta Universitates Upsaliensis, Uppsala, 1979, S.87-97
- KOVACHEVA, M.; VELJOVICH, D.: Geomagnetic field variations in South East Europe between 6500 and 100 years B.C. - Earth Planet.Sci. Lett., Amsterdam 37(1977), S.131-138
- KOVACHEVA, M.: Summarized results of the archeomagnetic investigation of the geomagnetic field variation for the last 8.000 yr in south-eastern Europe. - Geophys.J.Royal astron.Soc., London 61(1980).57-64
- KRANCK, K.: Sediment deposition from flocculated suspensions. - Sedimentology, Oxford 22(1975), S.11-123
- KRAUSE, F.; RÄDLER, K.-H.: On the theory of the geomagnetic dynamo based on mean field electrodynamics. - Phys.Earth planet.Int., Amsterdam 20(1979), S.158-171
- KRAUSKOPF, K.B.: Introduction to geochemistry. - New York: Mc Graw Hill, 1979
- KRAUSS, M.; MÖBUS, G.: Korrelation zwischen der Tektonik des Unter-

- grunds und den geomorphologischen Verhältnissen im Bereich der Ostsee. - Z.geol.Wiss., Berlin 9(1981), S.255-267
- KULLENBERG, B.: Deep sea coring. - Rep. Swed. Dee-Sea Exped., Stockholm 4(1955), S.35-96
- LA BRECQUE, J. L.; HSU, K. J.; CARMAN, Jr. M.; KARPOFF, A. -M.; MCKENZIE, J.; PERCIVAL, S., Jr.; PETERSEN, N.; PISCOTTO, K. A.; SCHREIBER, E.; TAUXE, L.; TUCKER, P.; WEISSERT, H.; WRIGHT, R.: DSDP LEG73: Contributions to Paleogene stratigraphy in nomenclature, chronology and sedimentation rates. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol., Amsterdam 42(1983), S.91-125
- LANGE, D.; WULFF, B.: Diatomeenuntersuchungen am Stechrohrkern AB3 vom Westrand des Arkona-Beckens. - Beitr. Meereskd., Berlin 44/45 (1980), S.75-88
- LATHAM, A. G.; SCHWARCZ, H. P.; FORD, D. C.; PEARCE, G. W.: Paleomagnetism of stalagmite deposits. - Nature, London 280(1979), S.383-385
- LE BORGNE, E.: Susceptibilité magnétique anormale du sol superficial. - Ann. Geophysik, Paris 16(1955), S.159-196
- LEVI, S.; BANERJEE, S. K.: On the possibility of obtaining relative paleo-intensities from lake sediments. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 29(1976), S.219-226
- LIEDTKE, H.: Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - Forsch. z. dt. Landeskd., Bad Godesberg 204(1975), S.1-159
- LINKOVA, T. I.: Some results of paleomagnetic study of Arctic Ocean loor sediments, translated by E. R. HOPE from: Nastojaš'je i prošloje magntnogo polja zemli, Moskau: Nauka, 1965, S.279-281. - Directorate of Scientific Information Services, Publ. T 463 R, Canada 1966
- LØVLIE, R.: The intensity pattern of post-depositional remanence aquired in some marine sediments deposited during a reversal of the external magnetic field. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 30(1976), S.209-214
- LØVLIE, R.; LOWRIR, W.; JACOBS, M.: Magnetic properties and minerology of four deep-sea cores. - Earth. Planet. Sci. Lett., Amsterdam 15 (1972), S.157-188
- LØVLIE, R.; KRZYWINSKI, K.; KJØDE, J.: Impregnation of organic lake sediments for palaeomagnetic measurements. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 20(1979), S. P22-P24

- LØVLIE, R.; HOLTEDAHL, H.: Apparent palaeomagnetic low-inclination excursion in a pre-consolidated continental shelf sediment. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 22(1980), S. 137-143
- LØVLIE, R.; LARSEN, E.: Palaeomagnetism and magnetomineralogy of a Holocene lake sediment from Vågsøy, western Norway. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 27(1981), S. 143-150
- LØVLIE, R.; SANDNES, A.: Palaeomagnetic excursions recorded in mid-Weichselian cave sediments from Skjonghelleren, Valderøy, W. Norway. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 45(1987), S. 337-348
- LUBLINGER-MIANOWSKA, K.: Die Pollenanalyse einer Stechrohr-Probe aus der Mecklenburger Bucht. - Beitr. Meereskd., Berlin 12-14 (1965), S. 62-73
- LUDWIG, A.O.: Der präquartäre Untergrund der Ostsee, Teil I: Nördliche und Mittlere Ostsee. - Wiss. Z. Univ. Rostock, math.-nat. Wiss. R., Rostock, 910(1967)
- Postglazialer Meeresspiegelanstieg und vertikale Krustenbewegungen im Ostseeraum. - Z. geol. Wiss., Berlin 9(1981), S. 1265-1269
- LUND, S.P.; BANERJEE, S.K.: Paleosecular variations from lake sediments. - Rev. Geophys. Space Phys., Washington 17(1979), S. 244-249
- LUND, S.P.; BANERJEE, S.K.: Late Quarternary paleomagnetic field secular variation from two Minnesota lakes. - J. Geophys. Res., Washington 90(1985), S. 803-825
- MACKERETH, F.J.H.: A portable core sampler for lake sediments. - Limnol. Oceanogr., Lawrence 3(1958), S. 181-189
- A short core sampler for subaqueous deposits. - Limnol. Oceanogr., Lawrence 14(1969), S. 145-151
- On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetization in lake sediments. - Earth. Planet. Sci. Lett., Amsterdam 12(1971), S. 332-338
- MAHER, B.A.: Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 42(1986), S. 76-92
- MANGERUD, J.: Kritik oversikt over stratigrafik terminologi og klassifikasjon av Kvataer i Norge. - Geol. Inst. Dept. B. Univ. Bergen, Mimeogr. (1973), 38 S.
- The chronostratigraphical subdivision of the Holocene in Norden; a review. Striae, Uppsala 16(1982), S. 65-70
- MANGERUD, J.; ANDERSON, S. T.; BERGLUND, B. E.; DONNER, J. J.: Quarternary

- stratigraphy of Norden, a proposonal for the terminology and classification. - *Boreas*, Oslo 3(1974), S. 109-128
- MANGERUD, J.; BERGLUND, D. B. E.: The subdivision of the Quaternary of Norden: a discussion. - *Boreas*, Oslo 7(1978), S. 179-181
- MANGERUD, J.; BIRKS, H. J. B.; JAGER, K. -D.: Chronostratigraphical subdivisions of the Holocene: a review. - *Striae*, Uppsala 16 (1982), S. 1-6
- MANGERUD, J.; LIE, S. V.; FURNES, H.; KRISTIENSEN, I. L.; LOMO, L.: A Younger Dryas Ash Bed in Western Norway, and its possible correlations with Tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantik. - *Quaternary Res.*, Seattle 21(1984), S. 85-104
- MANKINEN, E. A.; DALRYMPLE, G. B.: Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0 - 5 m. y. B. P. . - *J. Geophys. Res.*, Washington 84(1979), S. 615-626
- MARINO, R. J.; ELLWOOD, B. B.: Anomalous magnetic fabric in sediments which record an apparent geomagnetic field excursion. - *Nature*, London 274(1978), S. 581-582
- MCCOY, F. W.; von HERZEN, R. P.: Deep sea corehead camera photography and piston coring. - *Deep-Sea Res.*, London 18(1971), S. 371-373
- MCNISH, A. G.; JOHNSON, E. A.: Magnetization of unmetamorphosed varves and marine sediments. - *Terr. Mag. Atmos. Electr.*, 43(1938), S. 401-407
- MELLONI, M.: Ricerche intorno al magnetismo delle rocce. - *R. Accad. delle Sci. di Napoli*, Neapel 1(1853), S. 121
- MERCATON, P. L.: Inversion de l' inclinaison magnétique terrestre aux âges géologiques. - *Terr. Magn. Atmosph. Elect.*, 31(1926), S. 187-190
- MONTAG, H.: On the accuracy of determination of secular variations of mean sea-level of the Baltic Sea coast. - *Report Symp. Coastal Geodesy*, München (1970)
- MONTFRANS, H. M. v.: Palaeomagnetic dating in the North Sea Basin. - *Diss. Univ. Rotterdam* (1971), 113S.
- Palaeomagnetic dating in the North Sea Basin. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam 11(1971), S. 226-235
- MORINAGA, H.; INOKUCHI, H.; YASKAWA, K.: Paleomagnetic and paleoclimatic study with a stalagmite. *Rock. Magnet. Paleogeophys.*, Tokio 11(1984), 2, S. 16-20

- MÖRNER, N.-A. (Ed.): The Pleistocene/Holocene boundary. A proposed boundary-stratotype in Gothenburg, Sweden. In: Report INQUA IX Congress, New Zealand 1973, Stockholm (1973), S. 1-163
- MÖRNER, N.-A.: Magnetic changes within the Late Brunhes epoch. - Abstract: Late Cenozoic Magnetostratigraphy (Nakagawa, Kugla), Workshop Conference, Tokyo 1974
- Eustasy and eoid changes. - J. Geol., Chicago 84(1976), S. 123-151
 - Post and present uplift in Sweden: glacial isostasy, tectonism and bedrock influence. - Geol. Fören. i Stockholm Forh., Stockholm 29(1977), S. 48-54
 - The Gotenburg Magnetic Excursion. Quarternary Res., Seattle 7(1977), S. 413-427
 - Geomagnetic excursions in late Brunhes time, European long-core data. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 44(1986), S. 47-52
- MÖRNER, N.-A.; LANSER, J.P.; HOSPERS, J.: Late Weichselian paleomagnetic reversal. Nature, London 234(1971), S. 173-174
- MÖRNER, N.-A.; LANSER, J.P.: Gotenburg Magnetic "Flip". - Nature, London 251(1974), S. 408-409
- MÖRNER, N.-A.; LANSER, J.: Palaeomagnetism in deep-sea core A 179-15. - Earth. Planet. Sci. Lett., Amsterdam 26(1975), S. 121-124
- MORSE, J.W.; MILLERO, F.J.; CORNWELL, J.C.: The chemistry of the hydrogen sulfide and iron sulfid systems in natural waters. - Earth-Sci. Rev., Amsterdam 24(1987), S. 1-42
- MOTHERSILL, J.S.: Late Quarternary paleomagnetic record of the Goderich Basin, Lake Huron. - Can. J. Earth Sci., Ottawa 18(1981), S. 148-456
- The paleomagnetic record of the late Quarternary sediments of Thunder Bay. - Can. J. Earth Sci., Ottawa 16(1979), S. 1016-1023
 - The use of paleomagnetic curves for chronostratigraphic correlation of late Quarternary fluvial, estuarine lacustrine stratigraphic sequences in Nipigon Bay, Lake Superior, Ontario, Canada. - Chem. Geol., Amsterdam 44(1984), S. 243-252
- MOTT, R.J.; FOSTER, J.H.: Preliminary paleomagnetic studies of fresh-water lake sediment cores of Late Pleistocene Age. - Report 8, Activities, Geological Survey of Canada, Paper 73-1B (1973), S. 149-153
- MULLINS, C.E.: Magnetic susceptibility of the soil and its signi-

- fiance in soil science - a review. - J. Soil Sci., Oxford 28(1977)
- MUNDT, W.: Neue Ergebnisse der geomagnetischen Forschung zur Struktur und Physik des Erdkörpers. - Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979), S. 29-38
- NAGATA, T.: Rock magnetism. - Tokyo: Maruzen Company Ltd., 1953, 350 S.
- Rock magnetism. - Tokyo: Maruzen Company Ltd., 1961, 350 S.
- NEGI, J.G.; TIWARI, R.K.: Periodicities of palaeomagnetic intensity and palaeoclimatic variations: A Walsh spectral approach. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 70(1984), S. 139-147
- NEHRING, D.: Charakteristik der chemischen und biologischen Ozeanologie der Ostsee. - Geogr. Ber., Berlin 114(1985), S. 17-28
- NEUMEISTER, H.; PESCHEL, G.: Die magnetische Suszeptibilität von Böden und pleistozänen Sedimenten in der Umgebung Leipzigs. Albrecht THAER-Archiv, Leipzig 12(1968), S. 1055-1072
- NEVANLINA, H.; PESONEN, L.J.; BLOMSTER, K.: Earth's magnetic field charts (IGRF 1980.0). Geol. Survey Finland, Geoph. Department Helsinki (1983)
- NILSSON, E.: The late-Quaternary history of southern Sweden. -K. sven. vetenskaps Akad. Handl. Fjörde Ser., Stockholm 12(1968), S. 1-117
- NILSSON, T.: Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. - Geol. Fören. i Stockholm Forh., Stockholm 57(1935), S. 385-562
- NISHIHARA, K.; KONDO, Y.: J. Miner. Met. Inst. Japan, Tokio 74(1958), S. 203, zitiert in: ROHDE (1970)
- NOEL, M.: The palaeomagnetism of varved clays from Bleknige, Southern Sweden. - Geol. Fören i Stockholm Forh., Stockholm 97(1975), S. 357-367
- NOEL, M.; TARLING, D.H.: The Laschamp geomagnetic 'event'. - Nature, London 253(1975), S. 705-707
- NOLTIMIER, H.C.: Impregnation of weak sediments for palaeomagnetic measurements. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 2(1967), S. 177-178
- OLAUSSEN, E. (Ed.): The Pleistocene/Holocene Boundary in Southern Sweden. - Sveriges geol. Unders., Ser. C, Nr. 794, Uppsala 76(1982), S. 3-288
- OLSSON, J.V.: A warning against radiocarbon dating of samples containing little carbon. - Boreas, Oslo 8(1979), S. 203-208
- OPDYKE, N.D.: Paleomagnetism of deep-sea cores. - Rev. Geophys.

- Space Phys., Washington 10(1972), S. 213-249
- OPDYKE, N. D.; GLASS, B.; HAYS, J. D.; FOSTER, J.: Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores. - Science, Washington 154(1966), S. 349-357
- O'REILLY, W.: Rock and mineral magnetism. - Glasgow: Blackie and Son Limited, 1984, 220 S.
- PETROVA, G. N.; BURLACKAJA, C. P.: Sovremennoe predstavlinija o vekovych variacijach. In: Problemy izučeniya paleovekovych variacij magnitnogo polja zemli. - Wladiwostock, 1979, S. 5-15
- PORATH, H.: Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität und Sättigungsmagnetisierung als Hilfsmittel der Gefügekunde. - Geol. Rdsch., Stuttgart 60(1971), S. 1088-1102
- PUSTELNIKOV, O. S.: Bilanz des sedimentierten Materials und die Geschwindigkeit der gegenwärtigen Sedimentbildung in der Ostsee (russ.). - Baltica, Vilnius 6(1977), S. 155-160
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. - Berlin: Akademie-Verlag, 1975, 1277 S.
- RANSOM, C. J.: Magnetism and archeology. - Nature, London 242(1973), S. 518-519
- REES, A. I.: The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric. - Sedimentology, Oxford 4 (1964), S. 257-271
- REES, A.; von RAD, V.; SHEPARD, F. P.: Magnetic fabric of sediments from the La Jolla submarine canyon and fan, California. - Mar. Geol., Amsterdam 6(1968), S. 145-178
- REES, A. I.; BROWN, C. M.; HAILWOOD, E. A.; RIDDY, P. J.: Magnetic fabric of bioturbated sediments from the northern Rockale Trough: comparison with modern currents. - Mar. Geol., Amsterdam 46(1982), S. 161-173
- REUTER, G.: Gelände- und Laborpraktikum der Bodenkunde. - Berlin: VEB Dt. Landwirtschaftsverlag, 1962
- RICKARD, D. T.: The microbiological formation of iron sulfides. - Stockholm Contr. Geol., Stockholm 20(1969), S. 49-66
- RIKITAKE, T.: Non-dipole field and fluid motion in the Earth's core. - J. Geomagn. and Geoelectr., Kyoto 19(1967), S. 129-142
- ROHDE, G.: Die quantitative Bestimmung von Pyrrhotin-Phasengemischen mit Hilfe thermomagnetischer Messungen. - Ber. dt. Ges. geol. Wiss., B. Miner. Lagerst., Berlin 15(1970), 314, 329-343

- ROTHER, K.: Gesteins- und paläomagnetische Untersuchungen an Gesteinsproben vom Territorium der DDR aus dem Präkambrium bis zum Tertiär und Folgerungen für die Veränderungen des geomagnetischen Hauptfeldes sowie für geologisch-geotektonische Interpretationsmöglichkeiten. - Veröff. ZIPE, Potsdam, Nr. 5 (1971), 100 S.
- ROTHER, K.; FLUGE, P.-R.; STORETVEDT, K.; ASKVIK, H.: Palaeomagnetism of the Askøy mafic pluton (late Precambrian), West Norway; events of Caledonian metamorphic remagnetisation. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 45 (1987), S. 85-96
- RUDOWSKI, S.: Poland. In: GUDELIS, V., KÖNIGSSON, L.-K. (Ed.): Acta Universitatis Upsaliensis, Uppsala (1979), 279S.
- RUMMERY, T. A.; BLOEMENDAL, J.; DEARING, J.; OLDFIELD, F.; THOMPSON, R.: The persistence of fire-induced magnetic oxides in soils and lake sediments. - Ann. Geophysik, Paris 35 (1979), S. 103-107
- RUNCORN, S. K.: On the theory of the geomagnetic secular variation. - Ann. Geophysik, Paris (1959), S. 87
- RUSSELL, A. M.; WOODROW, D. L.: Paleomagnetic stratigraphic framework for Eastern North America to 12.000 B.P. - EOS, Richmond 57 (1976), S. 237
- SANDGREN, P.: Late Weichselian palaeomagnetic secular variation from the Torreberga basin, south Sweden. - Phys. Earth. planet. Int., Amsterdam 43 (1986), S. 160-172
- SAURAMO, M.: Das Rätsel des Ancyclus-Sees. - Geol. Rdsch., Stuttgart 42 (1954), S. 197-233
- SCHOENHARTING, G.: Magnetostratigraphy and rockmagnetic properties of the sediment core GIK 15530-4 from the Skagerrak. - Norsk geol. T., Oslo 65 (1985), S. 37-40
- SCHRADER, R.; PIETZSCH, C.: Über amorphes und kristallines Eisen(III)-sulfid. - Kristall und Technik, Berlin 4 (1969), S. 385-397
- SCHULZ, H.: Pollenanalytischer Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. - Beitr. Meereskd., Berlin 12-14 (1965), S. 78-84
- SCHWARZENHOLZ, W.: Die Diatomeenflora in den Stechrohrkernen aus der Mecklenburger Bucht. - Beitr. Meereskd., Berlin 12-14 (1965), S. 85-118
- SCHWERTMANN, V.; TAYLOR, R. M.: Iron oxides in minerals in soil environments. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Ed.): Soil Sci. Soc. Am.,

- Madison, Wi. (1977), S. 145-180
- SCOULLOS, M.; OLDFIELD, F.; THOMPSON, R.: Magnetic monitoring of marine particulate pollution in the Elefsis Gulf, Greece. - Marine Pollution Bulletin, Oxford 10(1979), S. 287-291
- SEIFERT, G.: Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaus in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld. - Meyniana, Kiel 2(1954), S. 124-190
- SERNANDER, R.: Om förekomsten af subfossila stubbar pa svenska insjöars botten. - Botan. Not., Lund (1890), S. 10-20
- ŠERBAKOV, V. P.; ŠERBAKOVA, V. V.: On the theory of depositional remanent magnetization in sedimentary rocks. - Geophysical surveys 5(1983), S. 369-380
- ŠERBAKOV, V. P.; ŠERBAKOVA, V. V.: Grain effects during deposition. In: CREER, K. M.; TUCHOLKA, P.; BARTON, C. E. (Eds.): Geomagnetism of baked clays and recent sediments. - Amsterdam, Oxford, New York, Tokio: Elsevier, 1983, S. 20-22
- SKILES, D. D.: A method of inferring the direction of drift of the geomagnetic field from palaeomagnetic data. - J. Geomagn. and Geoelectr., Kyoto 22(1970), S. 441
- SKINNER, B. J.; ERD, R. F.; GRIMALDI, F. S.: Greigit, the thio-spinel of iron, a new mineral. - Am. Min., Washington 49(1964), S. 543-555
- SLOBODJANIK, W. M.; BACHMUTOV, W. N.; ZAGNIJ, G. F.: Paleomagnitnye issledovanija postlednikovych otloženiij Baltiki. - Akademija Nauk Ukranskoj SSR; Institut Geologičeskich Nauk, Kiev, 1983, S. 25-31
- SMITH, G.; CREER, K. M.: Analysis of geomagnetic secular variations 10 000 to 30 000 years bp, Lac du Bouchet, France. - Phys Earth planet. Int., Amsterdam 44(1986), S. 1-14
- SOFFEL, H. C.: The origin of thermoremanent magnetization of two basalts containing homogenous single-phase titanomagnetite. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 7(1969), S. 201
- SPENDER, M. R.; COEY, J. M. D.; MORRISH, A. H.: The magnetic properties and Mössbauer spectra of synthtic samples of Fe_3S_4 . - Canad. J. of Physics 50(1972), S. 2313-2326
- STACEY, F. D.; BANERJEE, S. K.: The physical principles of rock magnetism. - Amsterdam-London-New York: Elsevier, 1974, 195 S.

- STEENBECK, M.; KRAUSE, F.: Erklärung stellarer und planetarer Magnetfelder durch einen turbulenzbedingten Dynamomechanismus. - Z. Naturforsch., Tübingen, 21a(1966), S. 1285-1296
- STILLER, H.: Die thermoremanente Magnetisierung von Ergußgesteinen. - Abh. geomagnet. Inst. Potsdam, Berlin 39(1967)
- STILLER, H.; FROLICH, F.; WAGNER, F.: Nachweis von Magnetit, Hämatit und von Oxydationsprozessen in magnetischen Gesteinsproben bei thermomagnetischen Untersuchungen aus DEBYE-SCHERRER-Röntgenaufnahmen. - Jb. Adolf-Schmidt-Obs. Erdmagn. Niemegek, Berlin (1960), S. 174-179
- STOBER, J. C.; THOMPSON, R.: Palaeomagnetic secular variation studies of Finnish lake sediments and the carriers of remanence. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 37(1977), S. 139-149
- STOBER, J.; THOMPSON, R.: An investigation into the source of magnetic minerals in some Finnish lake sediments. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 45(1979), S. 464-474
- STOW, D. A. V.; AKSU, A. E.: Disturbances in soft sediments due to piston coring. - Mar. Geol., Amsterdam 28(1978), S. 135-144
- STRIGGOW, K.; TILL, K.-H.: Einhundertjährige Pegelregistrierungen des südwestlichen Ostseeraumes. - Z. geol. Wiss., Berlin 15 (1987), S. 225-241
- STUIVER, M.: Radiocarbon timescale tested against magnetic and other dating methods. - Nature, London 273(1978), S. 271-274
- SWEENEY, R. E.; KAPLAN, I. R.: Pyrite framboid formation: laboratory synthesis and marine sediments. - Econ. Geol., Lancaster 68(1973), S. 618-634
- TAPPER, E.: Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. - Geol. Meere u. Binnengewässer 4(1940), S. 113-244
- TARLING, T. H.: Palaeomagnetism. Principles and application in geology, geophysics and archaeology. - London, New York: Chapman and Hall, 1983, 379 S.
- TAUXE, L.; TUCKER, P.; PETERSEN, N.; LABRECQUE, J. L.: The magnetostratigraphy of leg 73 sediments. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., Amsterdam 42(1983), S. 65-90
- THELLIER, E.; THELLIER, O.: Sur l'intensité du champ magnétique terrestre en France, trois siècles avant les premières mesures directes. - C. R. Acad. Sci., Paris 214(1942), S. 382-384

- THOMPSON, R.: Long period European geomagnetic secular variation confirmed. - *Geophys. J. Royal astron. Soc., London* **43**(1975), S. 847-859
- Stratigraphic consequences of palaeomagnetic studies of Pleistocene and recent sediments. - *J. geol. Soc. London, London* **133**(1977), S. 51-59
- Paleomagnetic correlation and dating. In: BERGLUND, B. E. (Ed.): *Paleochronological changes in the temperature zone in the last 15 000 years.* - IGCP 158 B., Vol. II, Lund, 1979
- THOMPSON, R.; KELTS, K.: Holocene sediments and magnetic stratigraphy from Lakes Zug and Zurich, Switzerland. - *Sedimentology, Oxford* **21**(1974), S. 577-596
- THOMPSON, R.; BERGLUND, B.: Late Weichselian geomagnetic reversals as a possible example of the reinforcement syndrome. - *Nature, London* **263**(1976), 5577, S. 490-491
- THOMPSON, R.; MORTON, D. J.: Magnetic susceptibility and particle-size distribution in recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland. - *J. sediment. Petrol., Tulsa* **49**(1979), S. 801-812
- THOMPSON, R.; BLOEMENDAL, J.; DEARING, J. A.; OLDFIELD, F.; RUMMERY, T. A.; STOBER, J. C.; TURNER, G. M.: Environmental applications of magnetic measurements. - *Science, Washington* **207**(1980), S. 481-486
- THOMPSON, R.; EDWARDS, K. J.: A Holocene palaeomagnetic record and a geomagnetic master curve from Ireland. - *Boreas, Oslo* **11**(1982), S. 335-349
- THOMPSON, R.; TURNER, G. M.: Icelandic Holocene palaeoclimatomagnetism. - *Phys. Earth. planet. Int., Amsterdam* **38**(1985), S. 250-261
- THOUVENY, N.; CREER, K. M.; SMITH, G.; TUCHOLKA, P.: Geomagnetic oscillations and excursions and upper Pleistocene chronology. - *Episodes, Ottawa* **8**(1985), S. 180-182
- TUCHOLKA, P.: Short-period secular variations (SPSV) of the magnetic field recorded in highly scattered palaeomagnetic records of Holocene lake sediments from North Poland. - *Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam* **48**(1980), S. 379-384
- TUCKER, P.: A grain mobility model of post-depositional realignment. - *Geophys. J. Royal astron. Soc., London* **63**(1980),

S. 149-163

- TUCKER, M. E. : Sedimentary Petrology, an introduction; 6. Sedimentary Ironstones and Iron-Formations. - Blackwell Scientific Publications (1982), S. 174-189
- TURNER, G. M., THOMPSON, R. : Behaviour of the Earth's magnetic field recorded in the sediment of Loch Lomond. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 42(1979), S. 412-426
- TURNER, G. M.; THOMPSON, R. : Lake sediment record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times. - Geophys. J. Royal astron. Soc., London 65(1981), S. 703-725
- TURNER, G. M.; THOMPSON, R. : Detransformation of the British geomagnetic secular variation record for Holocene times. - Geophys. J. Royal astron. Soc., London 70(1982), S. 789-792
- UDA, M. : On the synthesis of greigite. - Amer. Mineral., Washington 50(1965), S. 1487-1489
- The structure of synthetic Fe_3S_4 and the nature of transition to FeS. - Z. anorg. u. allgemeine Chemie (1967), S. 105-109
- VEROSUB, K. L. : Paleomagnetic excursions as magnetostratigraphic horizon: a cautionary note. - Science, Washington 190(1975), S. 48-50
- Depositional and post-depositional processes in the magnetization of sediments. - Rev. Geophys. Space Phys., Washington 15(1977), S. 129-143
- Paleomagnetism of varved sediments from western New England: secular variation. - Geophys. Res. Lett., Washington 6(1979), S. 245-248
- The interrelationship between magnetostratigraphy and tephrochronology. In: SELF, S.; SPARKS, S. J. (Eds.): Tephra studies. - D. Reidel publ. Comp., 1979, S. 65-72
- VEROSUB, K. L.; COX, A. : Changes in the total magnetic energy external to the Earth's core. - J. Geomagn. and Geoelectr., Kyoto 23(1971), S. 235-242
- VEROSUB, K.; BANERJEE, S. K. : Geomagnetic excursions and their paleomagnetic record. - Rev. Geophys. Space Phys., Washington 15(1977), S. 145-155
- VEROSUB, K. L.; ENSLEY, R. A.; ULRICK, J. S. : The role of water content in the magnetization of sediments. - Geophys. Res. Lett.,

- Washington 6(1979), S. 226-228
- VEROSUB, K. L. ; MEHRINGER, P. J. jr. ; WATERSTRAAT, P. : Holocene secular variation in Western North America: Paleomagnetic record from Fish Lake, Harney County, Oregon. - J. Geophys. Res., Washington 91(1986), S. 3609-3623
- VITORELLO, J. ; van der VOO, R. : Magnetic stratigraphy of Lake Michigan sediments obtained from cores of lacustrine clay. - Quaternary Res., Seattle 7(1977), S. 328-412
- VOGT, P. : Changes in geomagnetic reversals frequency at times of tectonic change: Evidence for coupling between core and upper mantle processes. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 25(1975), S. 313-321
- VOIPIO, A. : The Baltic Sea. - Amsterdam, Oxford, New York: Elsevier, 1981, 418 S.
- VOLKOV, J. J. : Iron sulfides, their interdependence and transformation in the Black Sea bottom sediments. - Trudy Inst. Okeanol. Akad. Nauk SSSR 50(1961), S. 68-92
- VOLLSTÄDT, H. ; STILLER, H. : Vergleichende Betrachtungen zu thermomagnetischen und differentialthermoanalytischen Messungen an natürlichen und synthetischen Eisenoxiden. - Wiss. Z. Humboldt-Univ., Berlin (1964), S. 41-49
- WATKINS, N. D. : Frequency of extrusion of some Miocene lavas in Oregon during an apparent transision of the polarity of the geomagnetic field. - Nature, London 206(1965), S. 801-803
- Short period geomagnetic polarity events in deep-sea sedimentary cores. - Earth. Planet. Sci. Lett., Amsterdam 4(1968), S. 341-349
- Geomagnetic polarity events and the problem of 'The Reinforcement Syndrom' comments. - Earth-Sci. Rev., Amsterdam 2 (1971), S. 36-43
- Polarity subcommission sets up some guidelines. - Geotimes, Washington (1976), S. 18-20
- WATKINS, N. D. ; HAJASH, A. ; ABRANSON, C. E. : Geomagnetic secular variation during the Brunhes Epoch in the Indian and Atlantic Ocean Regions. - Geophys. J. Royal astron. Soc., London 28(1972), S. 1-25
- WEINREICH, N. : Magnetische Untersuchungen neogener pelagischer Sedimente des zentralen Äquatorialpazifik. - Ber. Inst. Geophys. Univ. Bochum, Reihe A, Nr. 16 (1985), S. 1-198

- WIEGANK, F.: Erste Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen quartärer Lockersedimente in der DDR. - Z.geol.Wiss., Berlin 3(1975), S. 1103-1109
- Paläomagnetische Untersuchungen zur Klärung der stratigraphischen Position und des absoluten Alters pliopleistozäner Ablagerungen im Südwesten der DDR. - Quartärpläontologie, Berlin 4(1981), S. 179-187
- Untersuchungen zur Chronostratigraphie des Mittel- und Jungquartärs der DDR. - Z.geol.Wiss., Berlin 15(1987), S. 263-279
- WIEGANK, F.; MENNING, M.: Die Variationen des Paläomagnetfeldes im Phanerozoikum und ihre Beziehungen zu anderen planetaren, geophysikalischen und geologischen Phänomenen. - Z.geol.Wiss., Berlin 12(1984), S. 35-64
- WILLKOMM, H.; ERLKENKEUSER, H.: University of Kiel, radiocarbon measurements IV. - Radiocarbon, New Haven 11(1969), S. 423-429
- WILLKOMM, H.; ERLKENKEUSER, H.: University of Kiel, radiocarbon measurements VI. - Radiocarbon, New Haven 13(1971), S. 325-339
- WILSON, R.L.: Palaeomagnetism in Northern Ireland, I: The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks. - Geophys. J. Royal astron. Soc., London 5(1961), S. 45-58
- WILSON, R.L.; LOMAX, R.: Magnetic remanence related to slow rotation of ferromagnetic material in alternating magnetic fields. - Geophys. J. Royal astron. Soc., London 30(1972), S. 295-304
- WINN, K.; AVERDIECK, F.; ERLKENKEUSER, H.: Beitrag zur geologischen Entwicklung der westlichen Mecklenburger Bucht (westl. Ostsee) im Spät- und Postglazial. - Senckenbergiana marit., Frankfurt a.M. 15(1983), S. 167-197
- WOLLIN, G.; ERICSON, D.B.; RYAN, B.F.: Magnetism of the Earth and climatic changes. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 12(1971), S. 175-183
- WOLLIN, G.; ERICSON, D.B.; RYAN, W.B.: Variations in magnetic intensity and climatic changes. - Nature, London 232(1971), S. 549-550
- WOLLIN, G.; KUKLA, G.J.; ERICSON, D.B.; RYAN, W.B.F.; WOLLIN, J.: Magnetic intensity and climatic changes 1925-1970. - Nature, London 242(1973), S. 34-37
- WOLLIN, G.; RYAN, W.B.F.; ERICSON, D.B.: Climatic changes, magnetic intensity variations and fluctuations of the eccentricity of

- the Earth's orbit during the past 2.000 000 years and a mechanism which may be responsible for the relationship. - Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 41(1978), S. 395-397
- WOODROW, D. L. ; RUSSELL, A. M. : Paleomagnetic stratigraphic framework for Eastern North America to 12.000 B.P. (11-Six lakes in New York State). - EOS Richmond 60(1979), S. 237
- YAMAZAKI, T. : Thickness of the lock-in zone of post-depositional remanent magnetization in deep-sea siliceous clay. - Rock Magnet. Paleogeophys., Tokio 11(1984), S. 85-90
- YAMAZAKI, T. ; JOSHIMA, M. ; SAITO, Y. : Secular variation of geomagnetic inclination since 9.000 yr. B.P. in Japan recorded by sediments in Lake Kasumigaura. - Rock Magnet. Paleogeophys., Tokio 10(1983), S. 23
- YASKAWA, K. : Rate of sedimentation for young loose sediment. - Rock Magnet. Paleogeophys., Tokio 1(1973), S. 39-43
- YUKUTAKE, T. : Review of the geomagnetic secular variations on the historical time scale. - Phys. Earth planet. Int., Amsterdam 20(1979), S. 83-95
- YUKUTAKE, T. ; TACHINAKA, H. : The non-dipole part of the Earth's magnetic field. - Bull. Earthquake Res. Inst., Tokio 46(1968), S. 1027-1047
- YUKUTAKE, T. ; TACHINAKA, H. : Separation of the earth's magnetic field into drifting and standing parts. - Bull. Earthquake Res. Inst., Tokio 47(1969), S. 66-97
- ZAPLETAL, K. : On the magnetic phases of natural pyrrhotites. - Stud. geophys. et geol., Prag 16(1972), S. 167-176
- ZIJDERVELD, J. D. A. : A. C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: COLLINSON, D. W. ; CREER, K. M. ; RUNCORN, S. K. (Eds.) : Methods in palaeomagnetism. - Amsterdam, London, New York: Elsevier, 1967, S. 284-286

b) Unveröffentlicht:

- ABRAHAMSEN, N.: Magnetostratigraphy in the Southern Baltic Sea.
- Report on the Laboratory of Geophysics, Geological Institutz
University of Aarhus, 16 pp.
- DAMM, E.: Mineralogisch-gechemische Untersuchungen an Locker-
sedimenten der Ostsee, speziell für Korrelation und Genese.
- Diplomarbeit Bergakademie Freiberg, 1985
- DAMM, V.: Stoff- und Gefügeuntersuchungen an Metamorphyten der
Antarktis, speziell zur Aussage von Deformationsprozessen. -
Bericht des Zentralinstitus für Physik der Erde der AdW der
DDR Potsdam, 1986
- FRÖLICH, F.: Der physikalische Zustand der Gesteine und seine
Auswirkungen auf das magnetische Verhalten der Erdkruste. -
Habilitationsschrift am Geomagnetischen Institut Potsdam der
Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, 1962
- LANGE, D.: Geologische Untersuchungen an quartären Sedimenten der
westlichen Ostsee. - Bericht des Institus für Meereskunde der
AdW der DDR Rostock-Warnemünde, 1984
- NEUMANN, G.: Lagerungsverhältnisse quartärer Sedimente im
Arkonabecken. - Bericht des Instituts für Meereskunde der AdW
der DDR Rostock-Warnemünde, 1981
- SCHULZ, S.: Faunistisch-ökologische Untersuchungen des Makro-
beuthos in der Mecklenburger Bucht. - Inaugural-Dissertation,
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 1966, 123 S.
- SCHWARZENHOLZ, W.: Diatomeenanalysen an Stechrohrkernen des
Arkonabeckens. - Bericht des Inisituts für Meereskunde der AdW
der DDR Rostock-Warnemünde, 1965

NOTIZEN

