

# Copyright ©

---

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

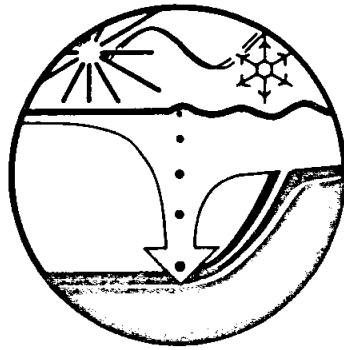
BERICHTE

aus dem

**SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313**

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK

07. Dez. 1993



Nr. 41

Veränderungen der Oberflächenzirkulation im  
Europäischen Nordmeer während der letzten  
60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen

MARA WEINELT



Nr. 41

**Veränderungen der Oberflächenzirkulation im  
Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre -  
Hinweise aus stabilen Isotopen**

**Mara Weinelt**



## ZUSAMMENFASSUNG

Mithilfe von hochauflösenden stabilen Isotopenkurven wurde die wechselnde zeitliche und räumliche Verbreitung der Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer für die letzten 60.000 Jahre rekonstruiert. Die Identifizierung gleichaltiger O- und C-Isotopensignale in ca. 60 Tiefseekernen beruht auf einer verfeinerten Regional-Stratigraphie, die anhand von 12 absolut datierten Isotopenkurven entwickelt wurde.

Es zeigte sich, daß instabile paläo-ozeanographische Verhältnisse die Zeiträume von 55.000-25.000 ( $^{14}\text{C}$ -) J.v.h. (Isotopenstadium 3) und von 15.000-10.000 ( $^{14}\text{C}$ -) J.v.h. (Eiszeitermination I) prägten. Wiederholt lassen sich in diesen Zeitspannen niedrigrisalinare Wasserkörper auskartieren, die durch das Abschmelzen großer Eisbergscharen entstanden und im Extremfall eine Umkehr der Oberflächen-Strömung und ein ästuarines System zwischen Nordmeer und Nordatlantik bewirkten (z.B. vor 13.500 und vor 55.000 Jahren). Umgekehrt konnte aber in Stadium 3 und in Termination I immer wieder salzreiches atlantisches Wasser weit in das Nordmeer eindringen, das unter winterlicher Abkühlung zu einer Tiefenkonvektion führte (z.B. vor 26.000 Jahren und in der Jüngeren Dryas)

Im Wesentlichen stabile ozeanographische Verhältnisse prägten das Nordmeer hingegen während des Letzten Glazialen Maximums und im Holozän seit 9.000 ( $^{14}\text{C}$ ) Jahren, als sich das heutige anti-ästuarine Strömungssystem mit Oberflächeneinstrom und Tiefenwasserauströmung etablierte. Im ebenfalls weitgehend stabilen LGM erstreckte sich im zentralen Nordmeer eine homogene, vollsaline Wassermasse, während der östliche NE-Atlantik durch eine ausgedehnte Schmelzwasseranomalie bestimmt wurde. Die Umschwünge von einem zum anderen Strömungsregime erfolgten dabei in Zeitspannen, die die Auflösung der  $^{14}\text{C}$ -Datierung unterschreiten.

## INHALTSVERZEICHNIS

1. EINFÜHRUNG .....	2
1.1 Kenntnisstand und offene Fragen.....	2
1.2 Fragestellung.....	5
2. METHODIK .....	7
2.1 Arbeitsstrategie.....	7
2.2. Probennahme .....	11
2.3. Probenaufbereitung .....	13
2.4. Isotopenanalyse .....	15
2.5. Methoden zur absoluten Altersbestimmung .....	15
Umrechnung in Kalenderjahre .....	15
SPECMAP-Alter .....	17
Datierung von markanten O-Isotopenereignissen .....	17
3. STRATIGRAPHIE DER LETZTEN 60.000 Jahre .....	19
3.1. Ereignisse der O-Isotopen-Feinstratigraphie: Definition.....	19
Eiszeitermination I .....	24
Das Letzte Glaziale Maximum (LGM).....	25
Isotopenstadium 3 .....	26
3.2. Sedimentationsraten und zeitliche Auflösung.....	28
3.3. Maximale Dauer einzelner Schmelzwasser-Ereignisse .....	29
4. ZEITSCHLEIBEN.....	33
4.1. REKONSTRUKTIONSMETHODEN SYNOPTISCHER ZEITSCHLEIBEN .....	33
a) Rekonstruktion der Isolinienmuster.....	33
b) Eliminierung des Eisvolumeneffektes im $\delta^{18}\text{O}$ -Signal.....	34
c) die Bedeutung des Kohlenstoffisotopenverhältnisses .....	35
d) Auswahl der Zeitschleiben.....	35
4.2. Ergebnisse zu den fossilen Zeitschleiben.....	36
5. DISKUSSION .....	54
5.1. VERBREITUNG DER STABILEN ISOTOPEN IN DER SEDIMENTOBERFLÄCHE ALS ABBILD DER REZENTEN HYDROGRAPHIE .....	65
a) Allgemein.....	65
b) Herleitung der Paläosalinität. ....	70
c) Abbild der Paläodichte-Verteilung.....	76
5.2. DIE WASSERMASSEN UND STRÖMUNGSMUSTER IM LGM.....	78
5.3. DIE ZIRKULATION DER WASSERMASEN BEI SCHMELZWASSEREPISODEN. 86	
a) Allgemeines.....	86

b) Ereignisse während der Eiszeitermination I.....	87
c) Schmelzwasserereignisse in Isotopenstadium 2 und 3.....	90
5.4. Strömungsmuster während der Ältesten, Älteren und Jüngeren Dryas.....	94
5.5. Warmzeitliche Strömungsmuster.....	96
6. SCHLUSSFOLGERUNGEN .....	97
7. Dank.....	99
8. Literaturverzeichnis .....	100
ANHANG	

## 1. EINFÜHRUNG

Beim Wärmeaustausch zwischen niedrigen und hohen Breiten spielt das Europäische Nordmeer eine wichtige Rolle als "Wärmepumpe" einerseits und als "Lunge des tiefen Ozeans" andererseits. Die Wechselwirkung dieser beiden Funktionen ist die Folge einer thermohalinen Zirkulationszelle, von Stommel (1961), Rooth (1982), Broecker (1990) und anderen als Förderband - Zirkulation bezeichnet: Hier wird warmes, salzreiches Wasser aus niedrigen Breiten via Nordatlantik- und Norwegenstrom in hohe Breiten transportiert, wo es lokal durch winterliche Abkühlung so verdichtet wird, daß es absinken kann. Dieses in der Islandsee und in der Framstraße gebildete Tiefenwasser fließt westlich und z.T. östlich (Färöer-Kanal) von Island als Overflow in den Nordatlantik zurück und ist maßgeblich für die Sauerstoffversorgung aller tiefen Ozeanbecken verantwortlich (Pickard & Emery, 1988). Die reichliche Wärme, die in hohen Breiten bei diesem Prozeß an die Atmosphäre freigegeben wird, bedingt u.a. das milde Klima Nordwesteuropas. Umgekehrt belegen abrupte Schwankungen in der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration während des letzten Glazial-Interglazial-Zyklus, die in den Luftblasen von Eiskernen dokumentiert sind (Dansgaard et al. 1989), die Empfindlichkeit jener Wärmepumpe auf unterschiedlichste externe klimatische und ozeanographische Anfachungen. Nach Meinke (1990) wäre schon eine Reduktion der Oberflächensalinität um 0.2‰ ausreichend, um die Tiefenkonvektion zu hemmen und die Advektion warmen Wassers in hohe Breiten zu unterbinden. Die Art und Weise, wie und wie rasch sich die Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres in der Vergangenheit verändert hat, ist für Klimaschwankungen in Europa und vielleicht auch im östlichen Nordamerika von großer Bedeutung. Sie bildet deshalb eine zentrale Frage aktueller Klimaforschung.

Für Paläoozeanographen erhebt sich dabei die Frage, in welchem Ausmaß das heutige Strömungssystem im Europäischen Nordmeer unter veränderten Rahmenbedingungen wirksam war und inwiefern es während der letzten Eiszeit und Abschmelzphase modifiziert oder durch ein völlig anderes System ersetzt war.

### 1.1 Kenntnisstand und offene Fragen

Verschiedene Modelle wurden bereits aufgestellt, um die unterschiedlichen Zustände des Europäischen Nordmeeres im Zusammenhang mit Eiszeiten und Zwischeneiszeiten zu beschreiben. Sie beruhen auf vielerlei Befunden, die mit sehr unterschiedlichen Methoden gewonnen wurden.

Aufgrund von planktischen Foraminiferengemeinschaften nahm Kellogg (1975, -76, -80) an, daß das Nordmeer während der gesamten Eiszeit von einer geschlossenen Eisdecke bedeckt gewesen sei. Duplessy et al. (1988) schließen Tiefenwasserbildung für diesen Zeitraum aus. Vielleicht bezeichnenderweise fehlt in den Sedimenten aus den kaltzeitlichen Isotopenstadien 2 und 3 die

Benthosforaminifere *Cibicidoides wuellerstorfi* (Struck, 1992), deren  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse Auskunft über die Belüftungsqualität des Bodenwassers geben könnten.

Vogelsang (1990) wiederum wies anhand von  $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen planktischer Foraminiferen nach, daß der Einfluß warmen, atlantischen Oberflächenwassers auf dem Vöring-Plateau wahrscheinlich erst nach der Jüngeren Dryas einsetzte. Nach Bauch (1992) werden polare Plankton-Foraminiferen ebenfalls erst im Anschluß an die Jüngere Dryas durch subpolare, an nordatlantisches Wasser gebundene abgelöst. Die Islandsee wurde hingegen schon vor ca. 12.000 Jahren davon besiedelt. Übereinstimmend damit fanden Steinsund et al. (1991), die die Bodenwassertemperaturen in der flachen Barentssee mittels einer Faktorenanalyse benthischer Foraminiferen und unter Berücksichtigung sedimentologischer Parameter rekonstruierten, daß dort ein abrupter Temperaturanstieg um 4-5°C, d.h. von -1.5 auf +2.5°C, erst vor ca. 12.000 Jahren stattfand.

Hebbeln (1991) postulierte anhand von Foraminiferenmaxima und des Vorkommens von Coccolithen in Sedimenten der Framstraße zwei kurze Warmphasen am Ende von Stadium 3 und innerhalb von Stadium 2, in denen wärmeres Wasser weit nach Norden vordringen konnte.

Insgesamt blieb jedoch die Frage, ob auch während der Eiszeit noch zeitweise (warmes, salzreiches) nordatlantisches Wasser in das Nordmeer eindringen konnte und ob damit hier episodisch Tiefenwasserbildung möglich war, bisher weitgehend offen.

Für den Höhepunkt der letzten Vereisung ("LGM" = Letztes Glaziales Maximum vor 18.000 - 15.000 Jahren) rekonstruierten Duplessy et al. (1991) eine Verteilung von Paläosalinitäts-Anomalien, die aus  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen planktischer Foraminiferen und aus Transferformel-Temperaturen nach Planktonforaminiferen-Arten hergeleitet wurden. Demnach waren die damaligen Tiefenwasserquellen in den zentralen Nordatlantik verlagert, während das Gebiet des heutigen Golfstromes am Ostrand des Nordatlantiks von Schmelzwasser überlagert war, d.h. um ca. 1.5‰ niedrigere Salinitäten hatte. Vogelsang (1990) schloß aus einer isotopischen Doppelpopulation von *C. wuellerstorfi*, die sie während der initialen Abschmelzphase im Anschluß an das LGM auf dem Vöringplateau beobachtete, auf zweierlei andersartige Mechanismen der Tiefenwasserbildung. Einer davon wurde auch schon von Jansen & Veum (1989) aufgrund örtlich zu leichter benthischer  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte vorgeschlagen: Dabei würde durch Schmelzwassereinfluß O-isotopisch leichtes Oberflächenwasser unter Meereisbildung (im Isotopensignal unsichtbar!) soweit in seinem Salzgehalt verdichtet, daß es lokal absinken könnte. Veum et al. (1992) schlossen weiterhin aus einem Vergleich benthischer  $\delta^{13}\text{C}$ -Signale, die in der Norwegensee schwer und im Nordatlantik leicht waren, daß das Bodenwasser in der Norwegensee auch im Hochglazial gut belüftet war, während nordatlantisches Tiefenwasser durch die Eigenschaften antarktischen Bodenwassers geprägt war. Sie nehmen an, daß durch Meereisbildung entstandenes Tiefenwasser weniger dicht war und deshalb nur Quelle nordatlantischen Zwischenwassers sein



konnte. Der andere Mechanismus bestünde im Einströmen von nordatlantischem Zwischenwasser in das norwegisch-grönländische Becken.

Sarnthein et al. (1992) rekonstruierten nach planktischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten Paläo-Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer und schlossen im Zusammenhang mit Episoden eingeschränkter Bodenwasserventilation im Nordatlantik (Sarnthein & Tiedemann, 1990) auf ein ästuarines Strömungsmodell zu Beginn der Abschmelzphasen im Nordmeer. Dabei hätte, entgegengesetzt zur heutigen Konstellation, unter einem modifizierten Windregime ein kalter Strom westlich von Norwegen Eisberge in Richtung Süden transportiert, kompensiert durch den Einstrom nordatlantischen Zwischenwassers. Vor dem norwegischen Eisrand wäre es lokal zu küstennahem Auftrieb gekommen. Auch die späteiszeitlichen Bahnen von eistransportiertem Material weisen auf nord-süd gerichtete Transportrichtungen (Bischof, 1990), würden also die Driftrichtung auf den  $\delta^{18}\text{O}$ -Karten unterstützen.

Kassens (1990) wiederum schloß anhand von Scherfestigkeits-Horizonten, die vom norwegischen Kontinentalrand zum Becken, gegen Westen hin, auskeilen, auf eine erhöhte biologische Produktivität im Bereich der norwegischen Küstengewässer während der großen quartären Abschmelzphasen.

Mit zunehmender Verfügbarkeit absolut ( $\text{AMS}^{14}\text{C}$ -) datierter mariner Sedimentkerne wird das Verständnis der zeitlichen Dimension paläoozeanographischer Veränderungen kontinuierlich verbessert. So führten Jones & Keigwin (1988) als erste eine abrupte Schmelzwasser-Einschüttung zu Beginn der letzten Abschmelzphase, die sie aus einem  $^{14}\text{C}$ -datierten besonders "leichten"  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal aus der Framstraße identifizierten, auf den frühen Zerfall des eiszeitlichen Barentssee-Eisschildes zurück.

Nach flachseismischen Untersuchungen von Vorren (1986) verlief der Rand dieses Barentssee-Eises während des letzten Meeresspiegeltiefststandes von Spitzbergen direkt bis zum skandinavischen Eisschild auf die Lofoten und begrenzte so die hocheiszeitliche Norwegensee unmittelbar am Schelfrand im Nordosten. Die Existenz eines solchen Barentssee-Eisschildes vor 22.000 - 15.000 ( $^{14}\text{C}$ )-Jahren belegen auch Elverhøi et al. (in prep.) anhand geomorphologischer und sedimentologischer Befunde. Zuvor, in Stadium 3, war die Barentssee wohl vom Meer überflutet.

Unklar ist noch der Ursprung von zahlreichen älteren Schmelzwasserepisoden im Nordatlantik und in der nördlichen Norwegen-See vor der Existenz dieses Eisschildes, also in Stadium 3: Heinrich (1989), Broecker et al. (1991) und Bond et al. (in prep.) beobachteten im östlichen Nordatlantik während der Isotopenstadien 2 und 3 sogenannte "Heinrich-Lagen", Sedimente, in denen eistransportiertes Material laurentischer Herkunft angereichert ist. Inwieweit ein zeitlicher Zusammenhang zwischen diesen Lagen und kurzfristigen kleinen  $\text{CO}_2$ -Maxima in Luftblasen grönländischer Eiskerne in diesem Zeitraum (Siegenthaler, 1989) und zu Schmelzwasserepisoden im Europäischen Nordmeer besteht,

muß noch geklärt werden. Unklar ist ferner, ob und in welchem zeitlichen Verhältnis solche Episoden vielleicht zu den orbital gesteuerten Klimazyklen stehen.

Numerische Zirkulationsmodelle eröffnen die Möglichkeit, derartige meeresgeologische Befunde als Ergebnisse dynamischer Abläufe, die physikalischen Gesetzmäßigkeiten gehorchen, zu bewerten. Unter vorgegebenen Rahmenbedingungen (z.B. den Proxydaten) können die Variabilität ozeanischer und atmosphärischer Zirkulation für vergangene Zeitabschnitte simuliert werden und Sensitivitätstests auf die Wirksamkeit spezieller Anfachungs- und Rückkoppelungsmechanismen durchgeführt werden.

Zum Beispiel simulierten Maier-Reimer & Mikolajewicz (1989) in einem OGCM (Ocean General Circulation Model) den Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation durch punktförmige Zugabe von Süßwasser in den Nord-Atlantik. Dabei führte die Einspeisung von Süßwasser über den St. Lawrence-Strom in den NW-Atlantik bei geringerer Zugabe schneller zum Kollaps der atlantischen Tiefenwasserbildung als bei einer Zugabe über den Mississippi, im Extremfall schon nach 50 Jahren.

Legutke (1989) hat für das europäische Nordmeer die Anpassung eines OGCMs durchgeführt, mit der mesoskalige Strukturen aufgelöst und Temperatur-/Salzgehalts-/Dichte-Verhältnisse simuliert werden können. Dabei zeigte sich im Rezenten, daß die Windbeanspruchung, aber auch die Aktivität von Wasserwirbeln (die das Modell nicht reproduzieren konnte) die Hauptanfachsmechanismen für Fluktuationen der Meeresströmungen waren.

## 1.2 Fragestellung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Rekonstruktion von Schmelzwasser-Ereignissen und anderer ozeanographischer Verstärkermechanismen, die in hochauflösenden Isotopenprofilen aus dem Europäischen Nordmeer dokumentiert sind. Dabei soll das Verständnis ihrer möglichen Auswirkungen auf das europäische und das globale Klima der letzten 60.000 Jahre verbessert werden.

Besonders interessieren:

1. Ihre zeitliche Dimension. Wann und in welcher zeitlichen Skalierung kommen solche markanten Ereignisse vor? In welchem Verhältnis stehen sie zu orbital gesteuerten Zyklen?

2. Ihre räumliche Verbreitung. Hier soll die Rekonstruktion synoptischer Zeitscheiben aus der Kartierung gleichaltriger  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Signale Aufschluß geben, wie Paläosalinität und Belüftungsqualität der Oberflächenwassermassen während der Schmelzwasserereignisse räumlich verteilt waren. Vor allem interessieren der Ausgangspunkt von Schmelzwasseranomalien und das Maß von Wärmedvektion aus dem Nordatlantik.

**3. Ihre Dynamik.** Dabei sollen die Schmelzwasserepisoden vor allem im Hinblick auf die nordatlantische Zirkulation, auf die Abschmelzgeschichte umgebender Eisschilde und mögliche kurzfristige Klima-Rückschläge mithilfe von Gedankenmodellen über eine veränderte Zirkulation und deren paläo-ozeanographischen Implikationen diskutiert werden.

## 2. METHODIK

### 2.1 Arbeitsstrategie

Die Auswahl eines geeigneten Signalträgers für Isotopenuntersuchungen von Paläo-Oberflächen-Wassermassen war in den bearbeiteten Sedimenten hoher Breiten einfach, weil nur die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sin. in ausreichender Häufigkeit und Kontinuität vorkommt. Ein weiterer Vorzug dieser Art besteht darin, daß die Kalkfällung beim Schalenbau im O-isotopischen Gleichgewicht mit dem umgebenden Wasser stattfindet, so daß keine Vitaleffekte berücksichtigt werden müssen (Kellogg et al., 1978; Duplessy et al., 1991). Nur bei Kohlenstoff kommt es zu einer systematischen Verschiebung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisses um  $-0.82$  (Labeyrie & Duplessy, 1985). Nach Carstens (in prep.) erstreckt sich der Lebensraum von *N. pachyderma* sin. von  $>100$  bis  $50$  m Wassertiefe, unter Eisbedeckung bis  $0$  m, auch im Meereis wurden lebende Exemplare angetroffen. Neue Untersuchungen von Jansen (frdl. mündl. Mitteilung) erbrachten nur  $0-50$  m als Wassertiefen, die für den Schalenbau und damit auch für die Isotopenverhältnisse relevant sind.

Markante Ausschläge und Wendepunkte in den planktischen Isotopenkurven wurden mithilfe von AMS- $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen absolut datiert und in bis zu  $60$  Isotopenprofilen aus dem gesamten Europäischen Nordmeer auf ihre lokale bzw. regionale Verbreitung hin geprüft. Darauf aufbauend wurde eine neue, wesentlich differenziertere regionale  $\delta^{18}\text{O}$ -Standard-Stratigraphie für die letzten  $60.000$  Jahre entwickelt. Für die Rekonstruktion synoptischer paläo-ozeanographischer Zeitscheiben wurden die Absolutwerte gleichaltriger markanter Isotopensignale aus dem gesamten Europäischen Nordmeer kartiert. Diese  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Karten sollen über Herkunft und Verbreitungsmuster von Eisbergströmen und Schmelzwässern, sowie über die Belüftungsqualität des Oberflächenwassers Auskunft geben und dienen der Identifikation von Gebieten potentieller Tiefenwasserbildung, von küstennahem Auftrieb und von paläo-ozeanographischen Fronten und Eisgrenzen.

Um örtliche Salinitätsanomalien quantitativ einschätzen zu können, mußte ihr Signal zunächst erst über verschiedene Zwischenschritte aus dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal herausgefiltert werden (Abb.1).

Für diesen Zweck mußten sowohl der globale Eisvolumeneffekt wie auch der lokale Temperatureffekt mittels unabhängiger Meßgrößen, die jeweils von nur einem dieser Parameter beeinflusst werden, in ihren Anteilen im  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal quantitativ abgeschätzt und subtrahiert werden, entsprechend dem methodischen Ansatz von Duplessy et al. (1991). So wurden mithilfe von Transferformeln aus den planktischen Foraminiferengemeinschaften (SIMMAX-Formel, Pflaumann, 1993, in prep.) Paläo-Meeressoberflächen-Temperaturen bestimmt (Schulz 1993, in prep.) und in die  $\delta^{18}\text{O}$ -

Paläotemperaturformel von Shackleton (1974) eingesetzt. Daraus konnte ein temperaturnormiertes  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Verhältnis des umgebenden Wassers hergeleitet werden.

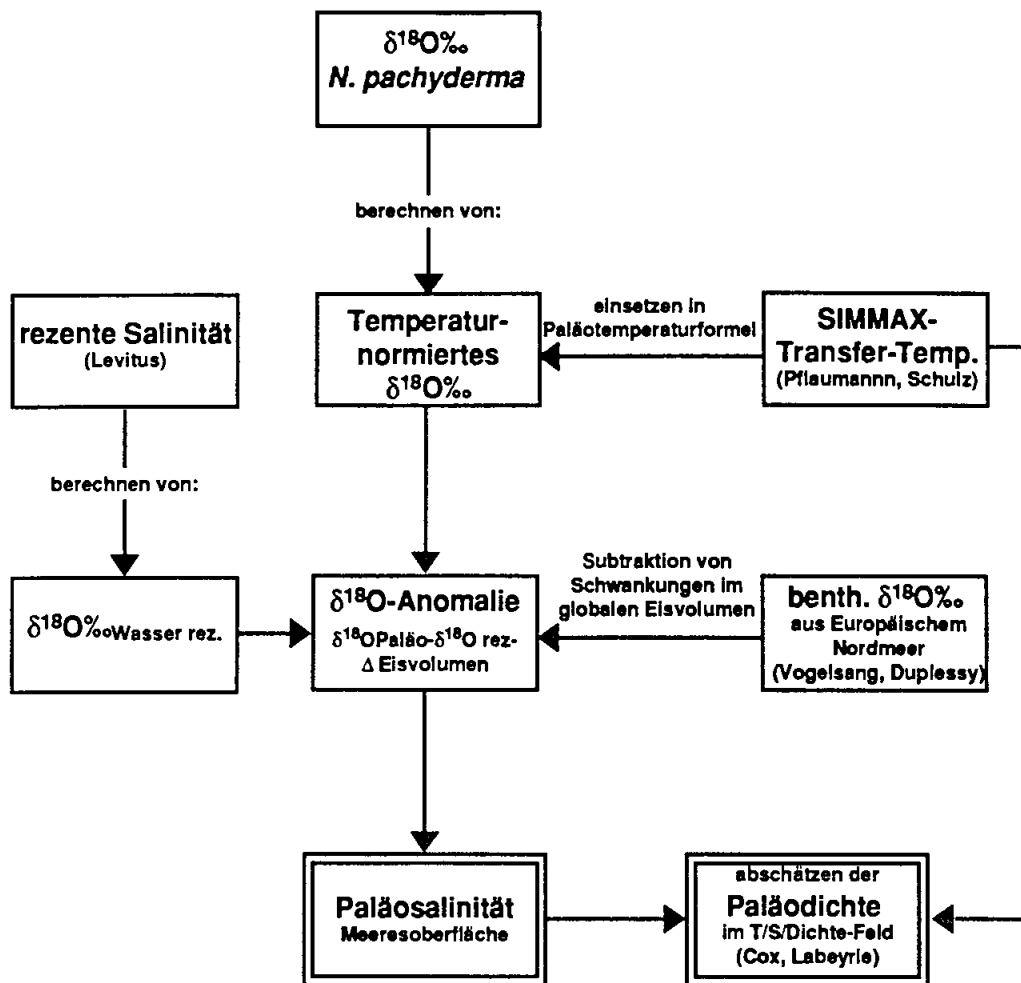


Abb. 1. Strategie zur Rekonstruktion von Meeresoberflächeneigenschaften

Einen weiteren (zukünftigen) Ansatz, um das Temperatursignal zu isolieren, birgt die Uk37-Methode (Eglinton et al. 1992, Rosell et al. 1992, Conte 1991). Ihre Anwendung auf Sedimente hoher Breiten steckt allerdings noch in der Anfangsphase und kann nur bedingt angewandt werden. In Frage kommen nur Zeitabschnitte, in denen relativ warmes Oberflächenwasser günstige Lebensbedingungen für Coccolithophoriden garantierte.

Die Schwankungen des globalen Eisvolumens während des letzten Glazial-Interglazial-Zyklus konnten mit den Werten von Duplessy et al. (1988) und von Vogelsang (1990) in den Sauerstoff-Isotopen-Kurven benthischer Foraminiferen aus etwa temperaturkonstanten Bodenwasser im Europäischen Nordmeer quantifiziert werden. Die Lage der Probenpunkte im Temperatur-/Salinität-/Dichte

-Diagramm (Cox, 1970; Labeyrie et al. 1992) erbrachte schließlich noch Hinweise auf die Paläo-Dichte des Oberflächenwassers.

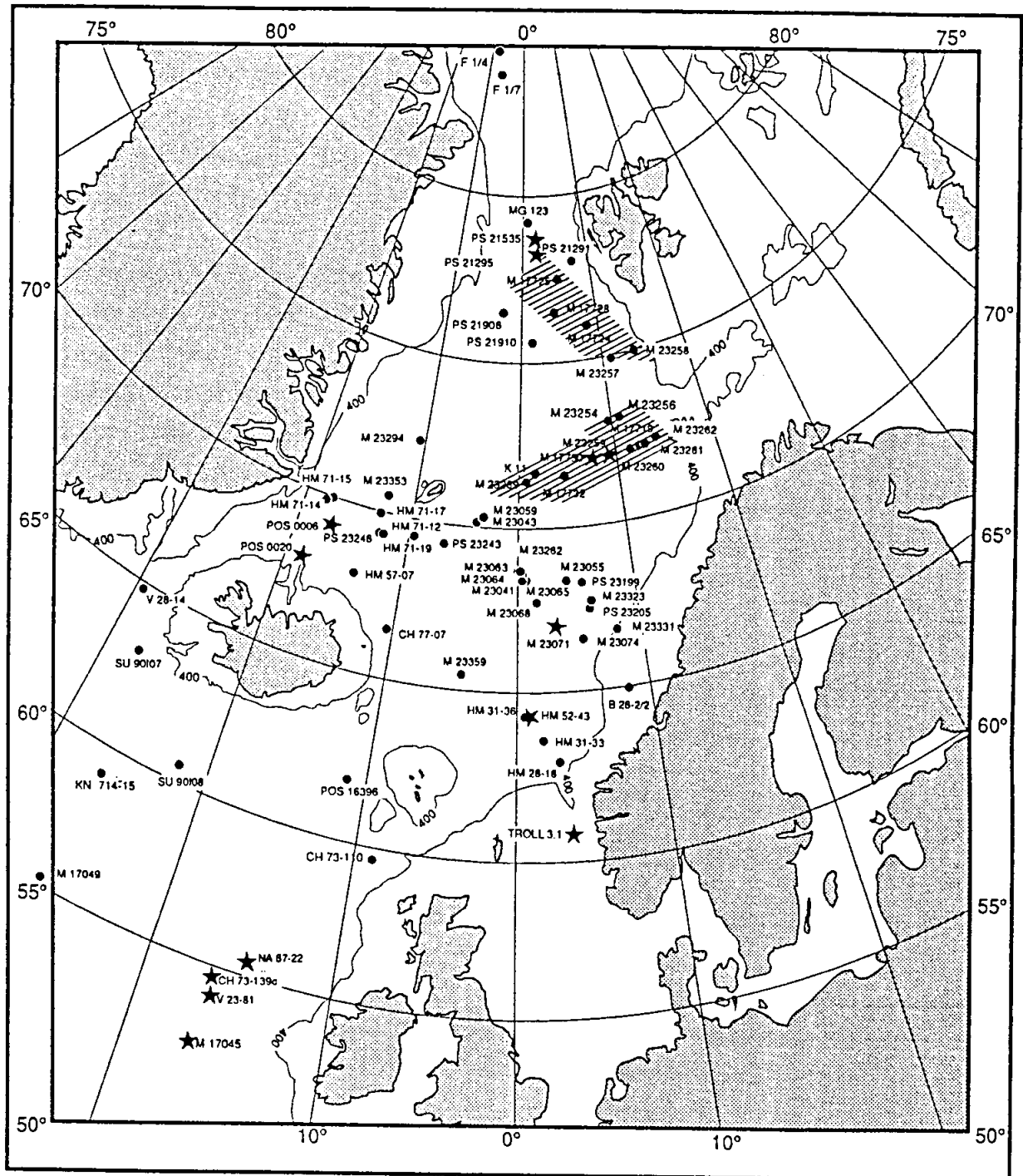


Abb. 2. Kernpositionen im Europäischen Nordmeer (Tab. 1). Schraffuren markieren die neubearbeiteten Kernprofile. Sternchen bezeichnen Kerne mit AMS<sup>14</sup>C-Datierungen.

## 2.2. Probennahme

Die selbst bearbeiteten Sedimentkerne wurden auf den Meteor-Expeditionen 7/2-4 im Sommer 1988 und 13/2 im Sommer 1990 westlich der Barentssee und in der Framstraße gewonnen. Die Kernstationen sind in Tab.1a aufgeführt. In Tab.1b sind Positionen und Quellen aller anderen in dieser Arbeit verwandten Kerne aufgelistet. Abb. 2 zeigt alle Positionen im Überblick. Um die im Europäischen Nordmeer weitverbreiteten Rutschmassen bei der Probennahme zu meiden und die Beprobung ungestörten hemipelagischen Sedimentes zu gewährleisten, gingen der Probennahme jeweils Erkundungsprofile mit Sedimentecholoten (3.5kHz und Parasound) voraus. Teilweise wurden die Sedimentkerne direkt an Bord in 5 - 10cm-Abständen mit 10ml-Spritzen beprobt, z.T. später im Kernlabor des Geologisch-Paläontologischen Institutes. Hier wurden auch, nach einer vorläufigen, groben stratigraphischen Einstufung, basierend auf den ersten O-Isotopenmessungen, die Probenabstände in zahlreichen Kernabschnitten auf 2.5 - 1cm weiter verdichtet.

Tab.1a. Kernpositionen im Europäischen Nordmeer

Kernnr.	Gerät	geogr. Breite	Position Länge	Wasser-Tiefe [m]	Fahrt- ber.
17719-1	KAL	72°09.00'N	12°35.20'E	1823	(2)
17719-2	GKG	72°09.10'N	12°35.30'E	1820	(2)
17723-1	KAL	76°08.10'N	09°45.20'E	2288	(2)
17724-2	KAL	76°00.00'N	08°20.00'E	2354	(2)
17725-2	KAL	77°27.60'N	04°34.70'E	2580	(2)
17728-2	KAL	76°31.10'N	03°57.30'E	2485	(2)
17730-3	KAL	72°02.90'N	07°19.00'E	2769	(2)
17730-2	GKG	72°06.70'N	07°23.30'E	2707	(2)
17732-1	KAL	71°36.80'N	04°12.80'E	3103	(2)
17732-2	GKG	71°36.80'N	04°12.80'E	3102	(2)
23254-2	KAL	73°06.99'N	09°37.98'E	2273	(1)
23254-3	GKG	73°03.23'N	09°44.27'E	2266	(1)
23256-1	KOL	73°10.30'N	10°56.60'E	2061	(1)
23257-1	KAL	74°52.65'N	11°07.95'E	2482	(1)
23258-2	KAL	74°59.88'N	13°58.11'E	1768	(1)
23258-3	GKG	74°59.72'N	13°57.45'E	1781	(1)
23259-2	KOL	72°01.80'N	09°15.90'E	2518	(1)
23259-3	GKG	72°02.10'N	09°16.00'E	2511	(1)
23260-1	GKG	72°08.19'N	11°27.14'E	2089	(1)
23260-2	KOL	72°08.77'N	11°27.09'E	2084	(1)
23261-1	KOL	72°10.93'N	13°06.16'E	1628	(1)
23261-1	GKG	72°10.87'N	13°06.71'E	1625	(1)
23262-2	GKG	72°13.51'N	14°25.64'E	1130	(1)
23262-3	SL	72°13.60'N	14°25.64'E	1131	(1)
23269-1	KAL	71°26.30'N	00°40.10'E	2867	(1)
23269-2	GKG	71°26.30'N	00°39.80'E	2872	(1)
23294-3	GKG	72°22.00'N	10°35.70'E	2224	(1)
23294-4	KAL	72°22.50'N	10°34.40'E	2216	(1)

GKG=Großkastengreifer; KAL=Kastenlot; KOL=Kolbenlot  
(1) Hirschleber et al.(1988) (2) Gerlach & Graf (1990)

Tab. 1b Kernprofile anderer Autoren

Kernnr.	Breite	Länge	Wasser- tiefe	Autor
B78-2/2	64°59'N	09°14'E	165	Rokoengen et al.(1991)
CH 73-110	59 30 N	08 56W	1365	Labeyrie & Duplessy (1985)
CH 73-139	54°38'N	16°21'W	2209	Bard (1987)
CH 7707	66°36'N	10°31'W	1487	Duplessy et al (1988)
FRAM1/4	84°30'N	08°59'W	3820	Zahn et al.(1985)
FRAM1/7	83°53'N	06°57'W	2990	- "-
HM2509	63°03'N	04°47'E	600	Jansen & Erlenkeuser (1985)
B 28-18	62°56'N	02°44'E	770	Jansen (unpubl.)
HM 31-33	63°38'N	01°46'E	1580	Jansen & Erlenkeuser (1985)
HM 31-36	64°15'N	00°31'E	2620	- "-
HM 52-43	64°15'N	00°44'E	2781	Veum et al. (1992)
HM 71-12	68°26'N	13°52'W	1547	Jansen (unpubl.)-
HM 71-14	69°50'N	18°05'W	1624	Jansen (unpubl.)
HM 71-15	69°59'N	17°26'W	1547	Vogelsang (1990)
HM 71-17	70°00'N	13°01'W	1460	- "-
HM 71-19	69°29'N	09°31'W	2210	- "-
HM 79-4/6	63°06'N	02°33'E	900	Karpuz & Jansen (1992)
K 11	71°47'N	01°36'W	2900	Duplessy et al. (1988)
K 708-1	50°00'N	23°45'W	4053	Ruddiman & McIntyre(1981)
M17045	52°26'N	16°39'W	3663	Winn (unpubl.)
M 17048	54°18'N	18 10'W	1859	- "-
M 17049	55°16'N	26°44'W	3331	Jung (unpubl.)
M 23041	68°41'N	00°14'E	2258	Vogelsang (1990)
M 23043	70°16'N	03°21'W	2133	- "-
M 23055	68°25'N	04°01'E	2311	- "-
M 23059	70°18'N	03°07'W	2283	- "-
M 23062	68°44'N	00°10'E	2244	- "-
M 23063	68°45'N	00°00'E	2299	- "-
M 23064	68°40'N	00°19'E	2571	- "-
M 23065	68°30'N	00°49'E	2804	- "-
M 23068	67°50'N	01°30'E	2230	- "-
M 23071	67°05'N	02°55'E	1308	- "-
M 23074	66°40'N	04°55'E	1157	- "-
M 23323	67°46'N	05°56'E	1286	Blaume (1992)
M 23331	66°52'N	07°50'E	834	- "-
M 23353	70°34'N	12°44'W	1394	Piotrowski/Jünger (1991)
M 23359	65°32'N	04°09'W	2822	Gehring (1990)
MG 123	79°16'N	00°48'E	3050	Morris (1988)
NA 87-22	55°30'E	14°35'W	2161	Duplessy et al. (1992)
POS 0006	69°12'N	16°49'W	950	Lackschewitz (1991)
POS 0020	67°59'N	18°32'W	858	- "-
POS 16343	66°56'N	07°28'E	1043	Blaume (1992)
POS 16396	61°52'N	11°15'W	1145	Dorn (unpubl.)
PS 21291	78°00'N	08°03'E	2400	Spielhagen (1990)
PS 21295	78°00'N	02°25'W	3112	Jones & Keigwin (1988)
PS 21535	78°45'N	01°51'E	2557	Köhler (1991)
PS 21906	76°30'N	02°05'W	2939	Hamich (1991)
PS 21910	75°37'N	01°20'E	2454	Schacht (1991)
PS 23199	68°23'N	05°14'E	1968	Vogelsang (1990)
PS 23205	67°37'N	05°46'E	1411	- "-
PS 23243	69°23'N	06°33'W	2715	- "-
PS 23246	69°24'N	12°52'W	1858	- "-



SU 90 I07	63°05'N	28°05'W	1625	Schulz (unpubl.)
SU 90 I08	60°35'N	22°05'W	2395	- " -
TROLL 3.1	60°47'N	03°43'E	332	Lehman & Keigwin (1992)
V 23-81	54°02'N	16°08'W	2393	Jansen & Veum (1989)
V 27-86	66°36'N	01°07'W	2900	Kellogg et al. (1978)
V 28-14	64°47'N	29°34'W	1855	Lehman et al. (1991)
V 28-38	69°23'N	04°24'W	3411	Duplessy et al. (1988)
V 28-56	68°02'N	06°07'W	2941	Kellogg et al. (1978)

### 2.3. Probenaufbereitung

Nach der im Institut bewährten Methode (vgl. Abb. 3) wurden die Proben zunächst gefriergetrocknet, um den Aufschluß zu erleichtern und dann über 63µm-Sieben geschlämmt. Um eine Kontamination mit zuvor gesiebten Proben zu vermeiden, wurden die Siebe nach jedem Arbeitsgang im Ultraschallbad gereinigt und eventuell verbleibende Karbonat-Reste mit Methylblau angefärbt. Die Proben wurden bei 40°C getrocknet und die Grobfraction in die Sieb-Fractionen 63-125µm, 125-250µm, 250-315µm und >315µm weiter unterteilt. Für die Isotopenanalyse wurden aus der Fraction 125-250µm jeweils 20-30 Gehäuse der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. unter dem Binokular ausgelesen. Diese höhere Anzahl dient aus sedimentologischen Gründen einer besseren Reproduzierbarkeit der Analysen, weil damit z.B. ein guter stratigraphischer Mittelwert für einen Horizont gewährleistet wird. Für eine Messung sind mittlerweile ca. 5 Gehäuse ausreichend (ca. 15mg). Die Gehäuse wurden unter Methanolbedeckung mit einer Nadel aufgebrochen und im Ultraschallbad gereinigt, um karbonatische Schwebestoffe freizusetzen, die später bei der Analyse das Meßsignal verfälschen könnten. Anschließend wurde das Methanol dekantiert und die Proben wiederum bei 40°C getrocknet.

Für die AMS<sup>14</sup>C-Analysen wurden jeweils 1200 - 1500 Gehäuse von *N. pachyderma* sin. ausgelesen und an das C.N.R.S.-Labor in Gif sur Yvette, Frankreich weitergeleitet.

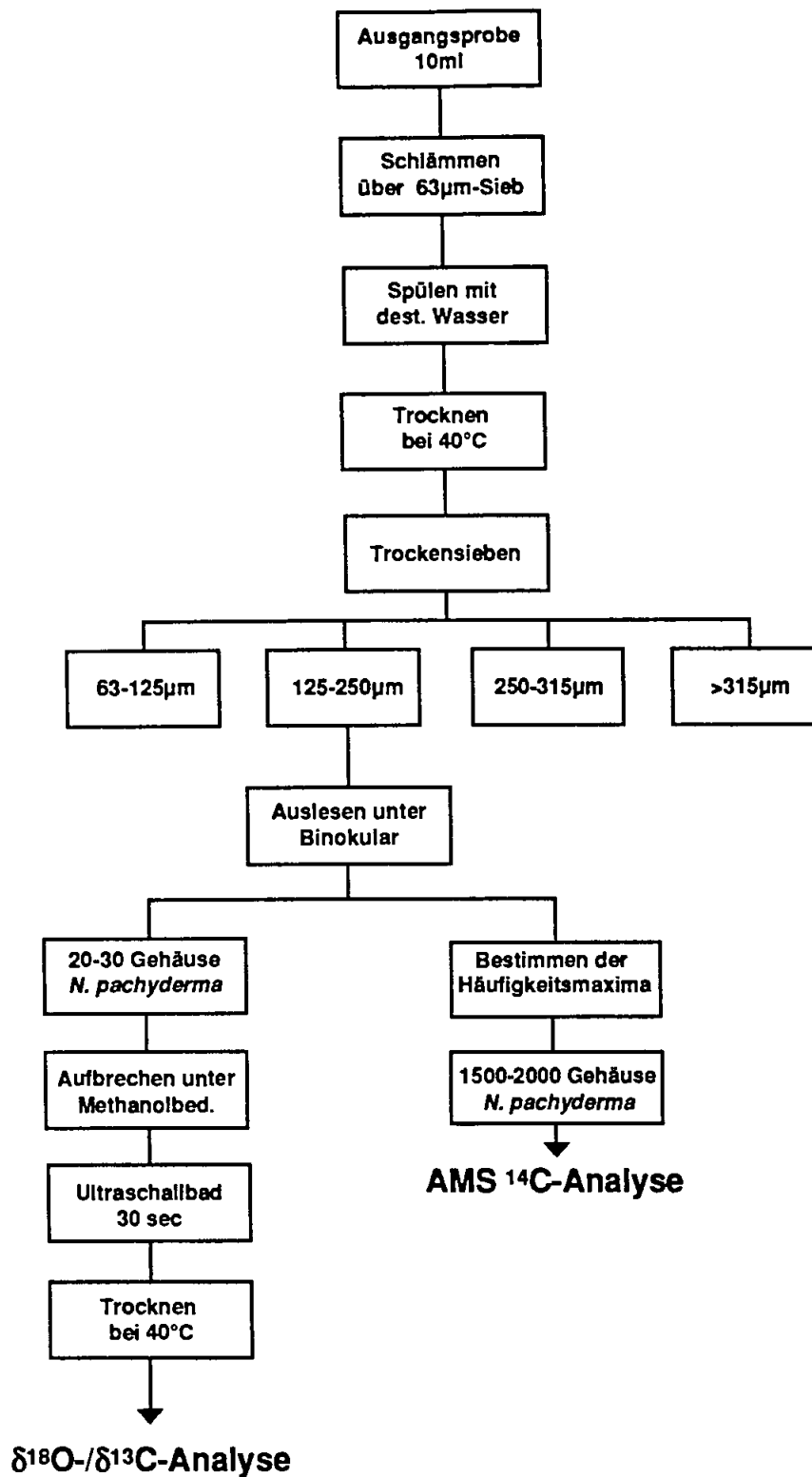


Abb. 3. Probenaufbereitung

## 2.4. Isotopenanalyse

Die Messungen der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen erfolgten im  $^{14}\text{C}$ -Labor des Institutes für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel. Sie wurden am Finnigan MAT 251- Massenspektrometer des BMFT-Klimaprojektes durchgeführt, das mit einer vollautomatischen, zweilinigen Karbonataufbereitungs-Anlage gekoppelt ist. Gemessen wurde im Verhältnis zu einem internen Referenzgas, das gegenüber dem NBS 20-Standard geeicht ist. Anschließend wurden die Meßwerte auf den international gebräuchlichen PDB-Standard umgerechnet. Zur laufenden Kontrolle der Meßgenauigkeit wurden Proben von Solnhofener Kalk mit homogenem Isotopensignal täglich mehrmals als Referenzstandards gemessen. Die Gesamtreproduzierbarkeit der  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen liegt bei 0.09‰, die der  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen bei 0.04‰ bei einer Karbonatmindest von 15  $\mu\text{g}$  (frdl. mündliche Mitteilung, Erlenkeuser, 1992).

## 2.5. Methoden zur absoluten Altersbestimmung

Zur absoluten Datierung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie wurden jeweils 13 Foraminiferen-Proben aus den Kernen M 17730 und M 23259 an das Tandetron-Labor in Gif sur Yvette, Frankreich, eingesandt. Für jede Probe wurden 1500 - 2000 Gehäuse ausschließlich von der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. ausgelesen (vgl. Abb.3). In Gif wurden die  $^{14}\text{C}$ -Alter der Proben mit einem Tandetron-Beschleuniger (AMS) bestimmt. Um einen direkten Vergleich mit terrestrischen  $^{14}\text{C}$ -Altern (z.B. von Holz) zu ermöglichen, wurden die Alter linear um einen marinen Reservoir-Effekt von 400 Jahren reduziert (Bard, 1988). Die Ergebnisse der Analysen, die Reservoir-korrigierten Alter und die Analysefehler ( $1\sigma$ ) sind in Tab. 4 aufgeführt. Die Kerntiefen der zu datierenden Proben wurden nach der Häufigkeitsverteilung von *N. pachyderma* sin. ausgewählt. Um die Verfälschung der  $^{14}\text{C}$ -Alter durch Bioturbationseffekte so weit wie möglich einzuschränken, wurden nach Möglichkeit nur die Häufigkeitsmaxima für die AMS- $^{14}\text{C}$ -Analyse beprobt (Abb. 9).

## Umrechnung in Kalenderjahre

Beim Vergleich der  $^{14}\text{C}$ -Alter mit dendrochronologischen, Warven- und U/Th-Altern wurden sogenannte " $^{14}\text{C}$ -Plateaus" entdeckt. Dies sind Zeitintervalle, in denen die Produktion atmosphärischem  $^{14}\text{C}$  für eine Weile erhöht war, so daß die  $^{14}\text{C}$ -Alter aus der letzten Eiszeit schließlich gegenüber kalendrischen Altern bis zu 3.500 Jahre zu jung sind (Stuiver et al. 1991, Bard 1990). Für die letzten 12.000 Kalenderjahre konnten Stuiver et al. (1991), Becker & Kroner (1992) und Lotter et al. (1992) die  $^{14}\text{C}$ -Skala bereits genau dendrochronologisch eichen; für den Zeitraum zurück bis vor 30.000 kalendrischen Jahren schlägt Bard (1990) eine Korrektur aufgrund von U/Th-Datierungen vor.

Nach Winn et al. (1991) können für den Zeitraum zwischen 9.000 und 30.000 Jahren etwas vereinfachend 5 Wendepunkte erfaßt werden, auf die eine Umrechnung von  $^{14}\text{C}$ -Jahren in Kalenderjahre gestützt werden kann (Tab.2 und Abb.4).

Tab. 2. Umrechnung von  $^{14}\text{C}$ -Jahren in Kalenderjahre (nach Winn et al. 1991). Die Zahlen in Klammern bezeichnen eine neuere Einstufung von Lotter et al. (1992).

$^{14}\text{C}$ -Jahre	Kalenderjahre
9.100	9.800
10.400	12.400
(12.700) 13.100	(14.700) 15.100
(13.000) 13.200	(16.500) 16.700
26.000	29.500

Der Umrechnungsmodus von Winn et al. (1991) wurde inzwischen durch eine Umrechnungsskala von Imbrie et al. (im Druck) weitgehend bestätigt.

Wegen ihrer allgemeinen Verbreitung wird im folgenden Text aber weiter stets von  $^{14}\text{C}$ -Altern gesprochen. Um allerdings eine Verzerrung der Altersskala von Sedimentationsraten durch eine Interpolation über die nicht-linearen (!)  $^{14}\text{C}$ -Plateaus hinweg zu vermeiden, wurden gemessene  $^{14}\text{C}$ -Alter und alle stratigraphisch korrelierten Alter in nicht absolut datierten Kernen zunächst in kalendrische Alter überführt. Die Alter für dazwischenliegende Kernabschnitte wurden erst auf der kalendrischen Skala linear interpoliert. Die einzelnen interpolierten Alter wurden anschließend wieder auf die  $^{14}\text{C}$ -Skala zurückgerechnet.

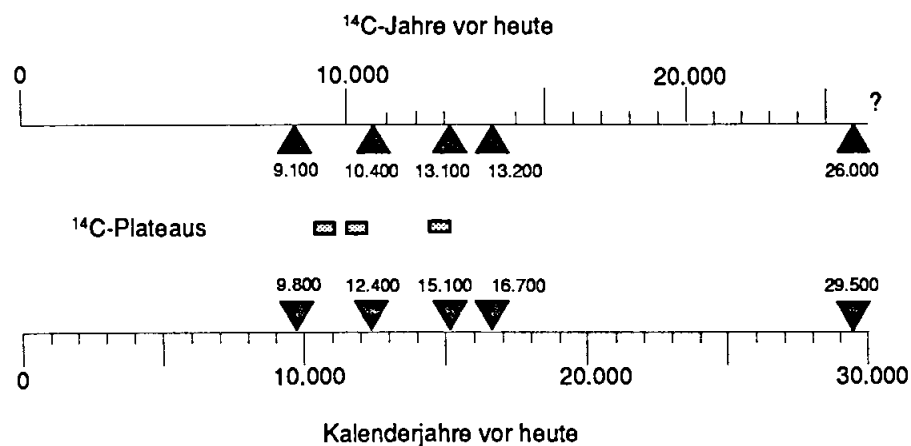


Abb. 4. Verschiebung der  $^{14}\text{C}$ -Skala gegen die lineare kalendrische Zeitskala aufgrund von  $^{14}\text{C}$ -Plateaus (Balken). Die Pfeile markieren Wendepunkte aus Tabelle 2. ( $^{14}\text{C}$ -Plateaus nach Stuiver et al., 1991; Becker & Kroner, 1992; Lotter et al., 1992).

Mögliche  $^{14}\text{C}$ -Plateaus vor mehr 30.000 (Kalender-) Jahren sind bisher noch nicht identifiziert. Deshalb wurden die Kernabschnitte aus dem Zeitraum zwischen 30.000 und 40.000 Jahren vereinfachend durch lineare Interpolation und Extrapolation von AMS- $^{14}\text{C}$ -Altern datiert, um bei 50.000 Jahren wieder auf einen astronomisch geeichten Fixpunkt zu stoßen.

### **SPECMAP-Alter**

Die Abschnitte der O-Isotopenkurven außerhalb der Reichweite der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (älter als knapp 40.000 Jahre) wurden nach der SPECMAP-Skala, basierend auf astronomischen Altern, eingestuft (Martinson et al., 1987), ferner durch Extrapolation der höchsten  $^{14}\text{C}$ -Alter.

### **Datierung von markanten O-Isotopenereignissen**

Für die zeitliche Einstufung markanter Wendepunkte sowie Maxima und Minima im Verlauf der O-Isotopenkurven wurden außer den AMS- $^{14}\text{C}$ -Altern der Kerne M 17730 und M 23259 noch die AMS- $^{14}\text{C}$ -datierten  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von folgenden Kernen (vgl. Abb.2) herangezogen: CH 73-139c (Bard, 1987); HM 52-43 (Veum et al., 1992); M 17045 (Winn, unpubl.); M 23071 (Vogelsang, 1990); PS 21295 (Jones & Keigwin, 1988); PS 21535 (Köhler, 1991); POS 0006 und POS 0020 (Lackschewitz, 1991); Troll (Lehmann et al., 1991) und V 23-81 (Jansen & Veum, 1989).

Auch in diesen Profilen wurden die  $\delta^{18}\text{O}$ -Ereignisse nicht direkt zwischen AMS- $^{14}\text{C}$ -Meßpunkten, sondern über den Umweg der linearen Kalenderjahre zeitlich interpoliert datiert (Tab.2; Abb.3). Anschließend wurde zur Kontrolle geprüft, ob sich die einzelnen Ereignisse von Nachbar-Kern zu Nachbar-Kern einfach korrelieren lassen und schließlich die mittleren Alter der  $\delta^{18}\text{O}$ -Ereignisse berechnet (mittlere Alter und Abweichungen, s. Tab. 3).

Die zeitliche Einstufung aller übrigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven, für die keine AMS- $^{14}\text{C}$ -Alter zur Verfügung stehen, beruht rein auf der graphischen Korrelation markanter Punkte (Abb.5 und 7). Schließlich wurde die feinstratigraphische Deutung der Kerne M 17730 und M 23259 noch auf eine Vielzahl bereits existierender  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven (siehe Tab. 1b) ausgedehnt. Diese Kerne bilden gemeinsam die Datengrundlage dieser Arbeit. Als markante stratigraphische Fixpunkte wurden zunächst die Ereignisse 3.1a und 3.33, das Ende des Höhepunktes der letzten Eiszeit, das Ende der Jüngeren Dryas und der Beginn des Holozäns herangezogen, weil sie in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven am deutlichsten sind. Anschließend wurde durch Interpolation das Alter der anderen kurzfristigen Ereignisse eingeschätzt und dem gemittelten Alter (Tab.3 und 5) angepaßt. Zur manchmal strittigen Unterscheidung der Ereignisse 2.3 und 3.1a konnte teilweise das Vorkommen der benthischen Foraminifere *Siphonotextularia roshauseni* herangezogen werden, die im Europäischen Nordmeer verlässlich stets im

Anschluß an Isotopenstadium 3 einsetzt und mit dem Ende des LGM wieder aussetzt (Struck & Nees 1991).

### 3. STRATIGRAPHIE DER LETZTEN 60.000 JAHRE

Die stratigraphische Einstufung der Sedimentkerne wurde auf O-Isotopenkurven der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sin. begründet (Abb.5a). Markante Veränderungen im Verlauf der C-Isotopenprofile (Abb.5b) konnten bei der Beurteilung fraglicher Kurvenstrukturen flankierend verwendet werden. Der Verlauf hochauflösender planktischer O-Isotopenprofile aus dem Europäischen Nordmeer wird, über die Abfolge globaler Klima- und Eisvolumenschwankungen hinaus, durch regionale und lokale Einflüsse geprägt. Dabei spielen der wechselnde Einfluß von Wärmeadvektion durch den Norwegenstrom und - besonders während der letzten Abschmelzphase, aber auch bereits während der Kaltstadien 2 und 3 - kurzfristige Schmelzwassereinträge von den umgebenden Eisschilden eine Rolle. Diese Eisbergströme ("surges") führen dem Oberflächenwasser vermehrt leichte  $^{16}\text{O}$ -Isotopen zu. Dadurch bewirken sie kurzfristige negative Ausschläge im  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis um bis zu 3‰. Diese markanten Minima, meistens auch an  $\delta^{13}\text{C}$ -Minima gekoppelt, lassen sich teilweise gut regional korrelieren, und können daher als Basis für eine verfeinerte regionale Stratigraphie dienen. Häufig werden die Schmelzwassergipfel in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von kurzfristigen "Kältemaxima" ( $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima) gefolgt, die sich als zusätzliche Leithorizonte verwenden lassen.

#### 3.1. Ereignisse der O-Isotopen-Feinstratigraphie: Definition

Tab. 3  $^{14}\text{C}$ - und Kalenderalter von Schmelzwasserepisoden und Kältemaxima. Für die Nomenklatur der Eiszeitermination wurden gerundete, mittlere Alter verwendet; in Isotopenstadien 2 und 3 wurde der SPECMAP-Nomenklatur (Martinson et al. 1987) sinngemäß durch Einzelschritte weiter unterteilt.

Ereignis	$\delta^{18}\text{O}$ -	mittlers $^{14}\text{C}$ - Alter (J.v.h.)	Kalender- Alter.(J.v.h.)	Abweichung	globale $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie
7.4 ka	Min.	7.390	7.390	+680/-680	-
9 ka	Min.	9.060	9.860	+610/-750	Ende Term.IB Beginn Holozän
10.4ka	Max.	10.330	12.330	+240/-360	Beginn Term. IAEnde Jüngere Dryas <sup>1)</sup>
11.7ka	Max.	11.710	13.710	+210/-530	(Ältere Dryas)
12.4ka	Min.	12.440	14.440	+260/-480	EndeTerm.IA <sup>2)</sup> (Bölling) <sup>1)</sup>
12.9ka	Max.	12.850	15.850	+260/-300	(Älteste Dryas) <sup>1)</sup>
13.6ka	Min.	13.780	17.280	+700/-580	-
14.9ka	Max.	14.930	18.430	+570/-930	Beginn Termination IA <sup>2)</sup>
2.3	Min.	18.000	21.500	+610/-490	-
3.1a	Min.	26.120	29.620	+790/-720	Substadium 3.1
3.1b(I)	Min.	30.840	?	+660/-980	-
3.1b(II)	Min.	33.160	?	+660/-550	-
3.1c	Min.	36.300	?	+1660/-1510	-
3.1d	Min.	49.530	?	+4450/-2720	-
3.31	Min.		50.210	+1680/-766	Substadium 3.31
3.33	Min.		55.450		Substadium 3.33

1) Nomenklatur der europäischen Klimastadien nach Mangerud et al. (1974)

2) gemittelte Alter aus AMS- $^{14}\text{C}$ -datierten  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven (vgl. Tab.5 und Abb.7)

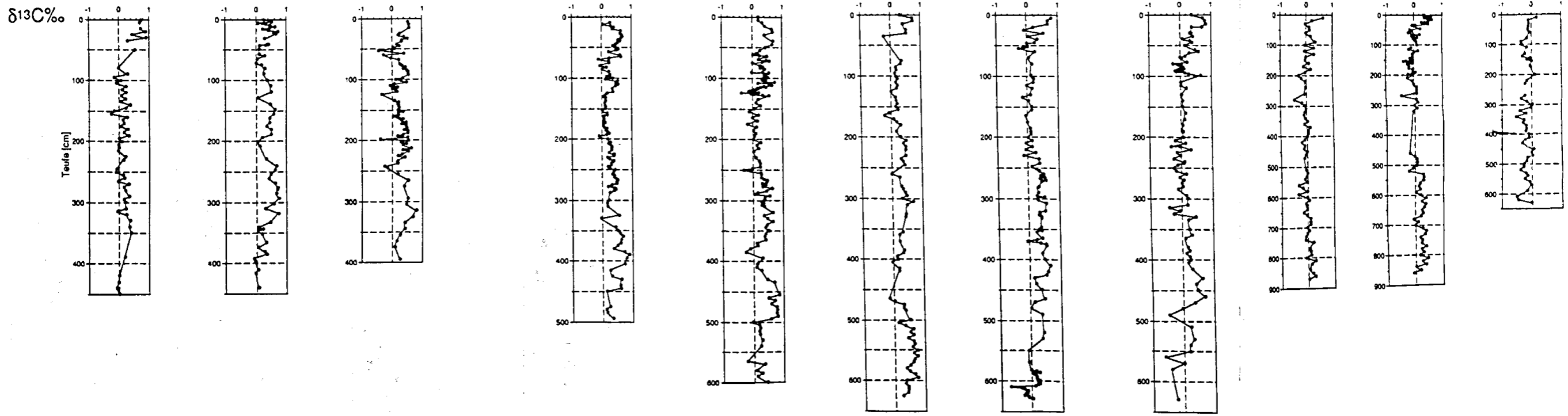
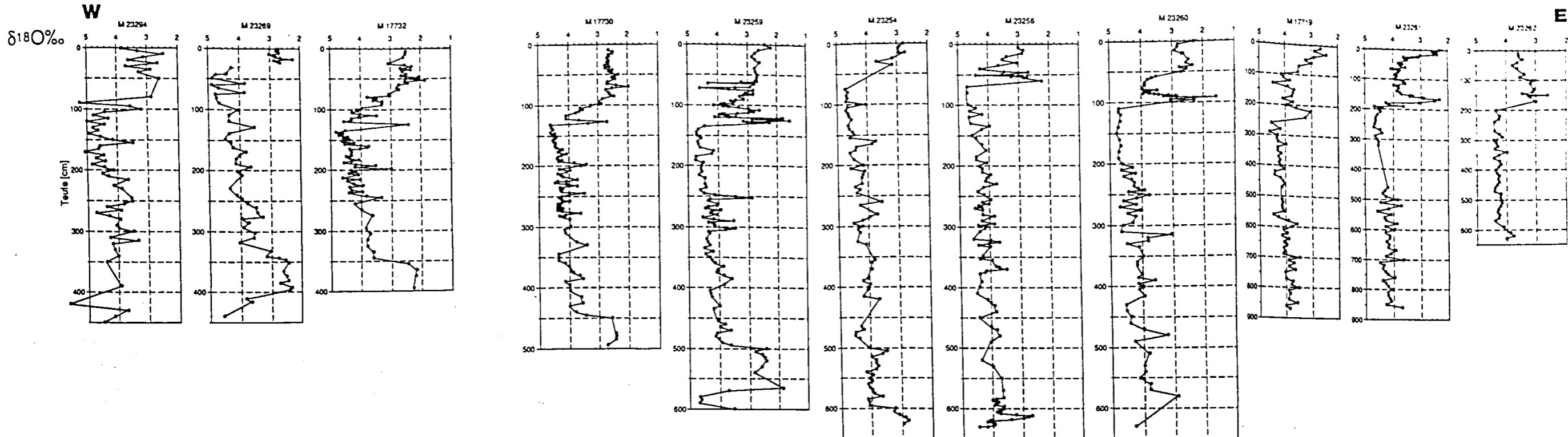
Tab.4.AMS-<sup>14</sup>C-Alter der Sedimentkerne M 17730 und M 23259 mit Reservoirkorrekturen und Meßfehlern.

M 17730				M 23259			
Teufe (cm)	<sup>14</sup> C-Alter	<sup>14</sup> C-Alter-400	Fehler (1σ)	Teufe (cm)	<sup>14</sup> C-Alter	<sup>14</sup> C-Alter-400	Fehler (1σ)
20	3.330	2.930	100	20	3.820	3.420	150
40	5.610	5.410	70	30	5.960	5.560	100
50	6.800	6.400	110	55	8.860	8.460	160
70	8.470	8.070	90	99	12.360	11.920	220
100	9.520	9.120	590	120	13.510	13.110	200
112.5	11.590	11.190	100	135	13.950	13.550	240
122.5	13.030	12.630	120	170	18.120	17.720	240
145	18.170	17.770	160	190	18.790	18.390	290
160	19.670	19.270	220	240	24.990	24.590	410
180	22.890	22.490	330	270	30.120	29.720	540
220	30.260	29.860	590	290	33.270	32.870	890
240	35.800	35.400	1.100	300	33.590	33.190	930
270	>45.000			310	40.000	39.600	1.700

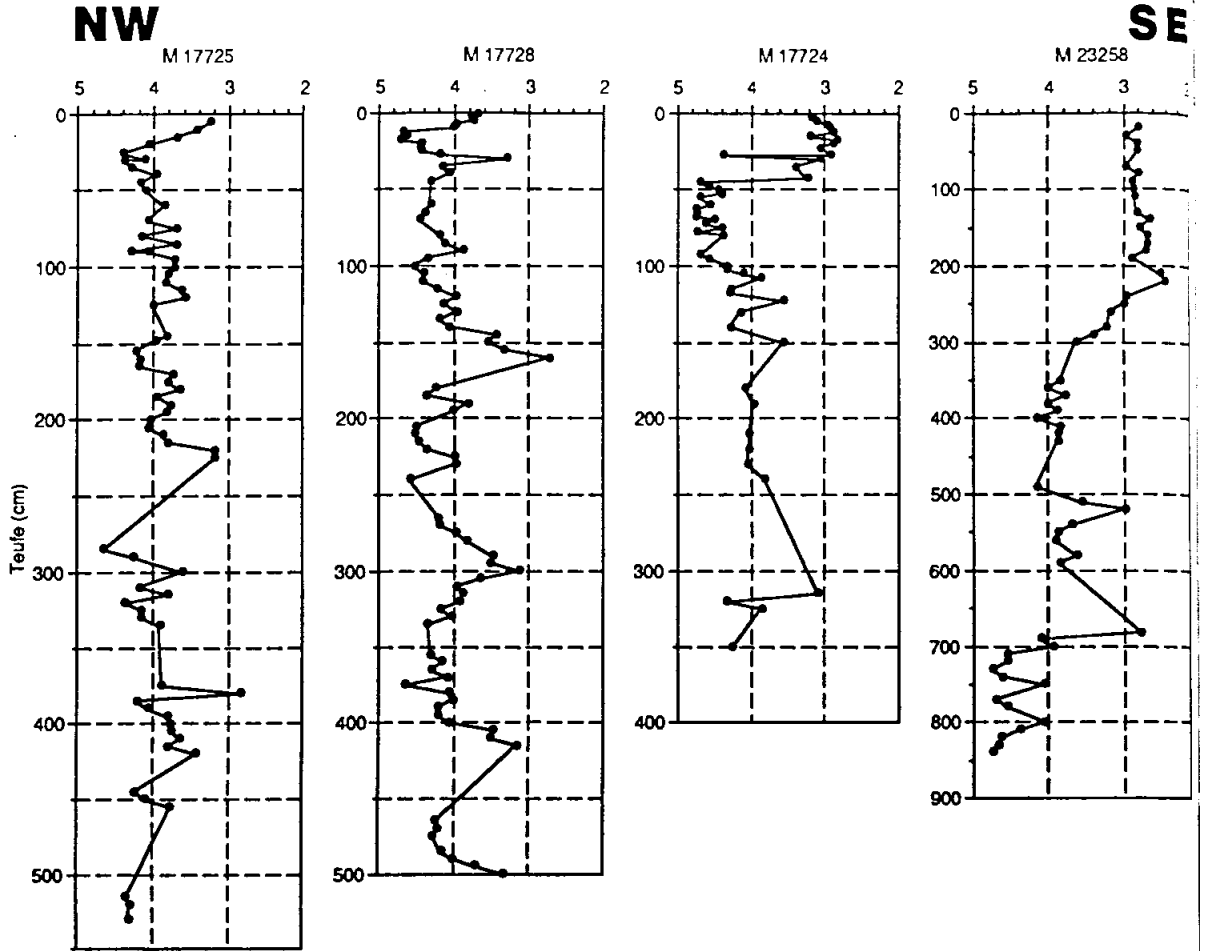
Abb.5. (Faltblatt nächste Seite und übernächste Seite) O- und C-Isotopenkurven der für diese Arbeit neu analysierten Sedimentkerne aus dem nördlichen Europäischen Nordmeer (vgl. Abb.2.und Tab.1a).

Abb. 6.(Seite 22-23) O-Isotopenkurven mit AMS<sup>14</sup>C-Datierungen. Eingekreiste Punkte bezeichnen gemessene Alter, Zahlen in Klammern interpolierte Alter, kursive Zahlen astronomische SPECMAP-Alter. Die AMS -<sup>14</sup>C-Alter für die Kerne M 17730 und M 23259 (vgl. Tab. und Abb.6) wurden von M. Arnold im Tandetron-Labor (CFR-CNRS, Gif sur Yvette) gemessen. Im selben Labor wurden auch die die Kerne CH 73-139c (aus Bard ,1987),HM 52-43 (aus Veum et al.,1992), M 17045 (Winn et al., 1991, M 23071 (Vogelsang, 1990), und V23-81 (Jansen & Veum (1989) datiert. Alter für Kern PS 21295 aus Jones & Keigwin (1988) und für die Bohrung TROLL 3.1 aus Lehmann & Keigwin (1992).

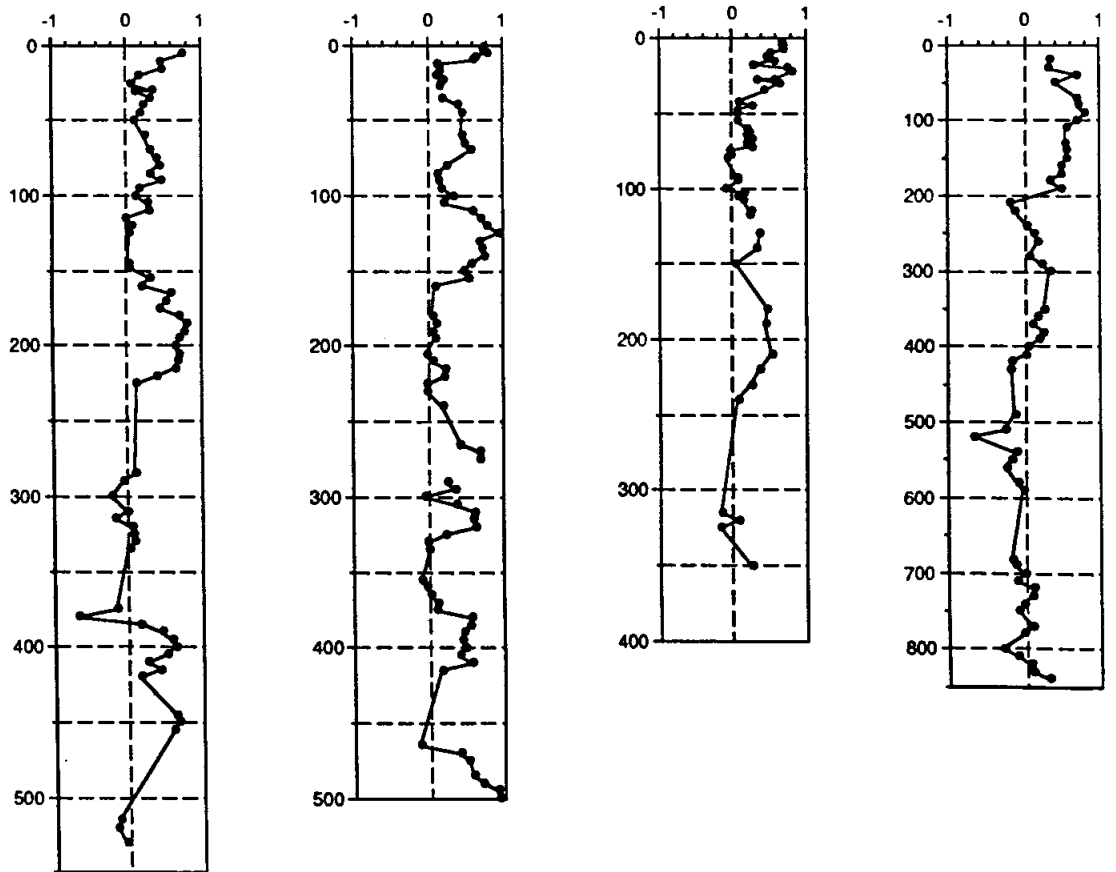


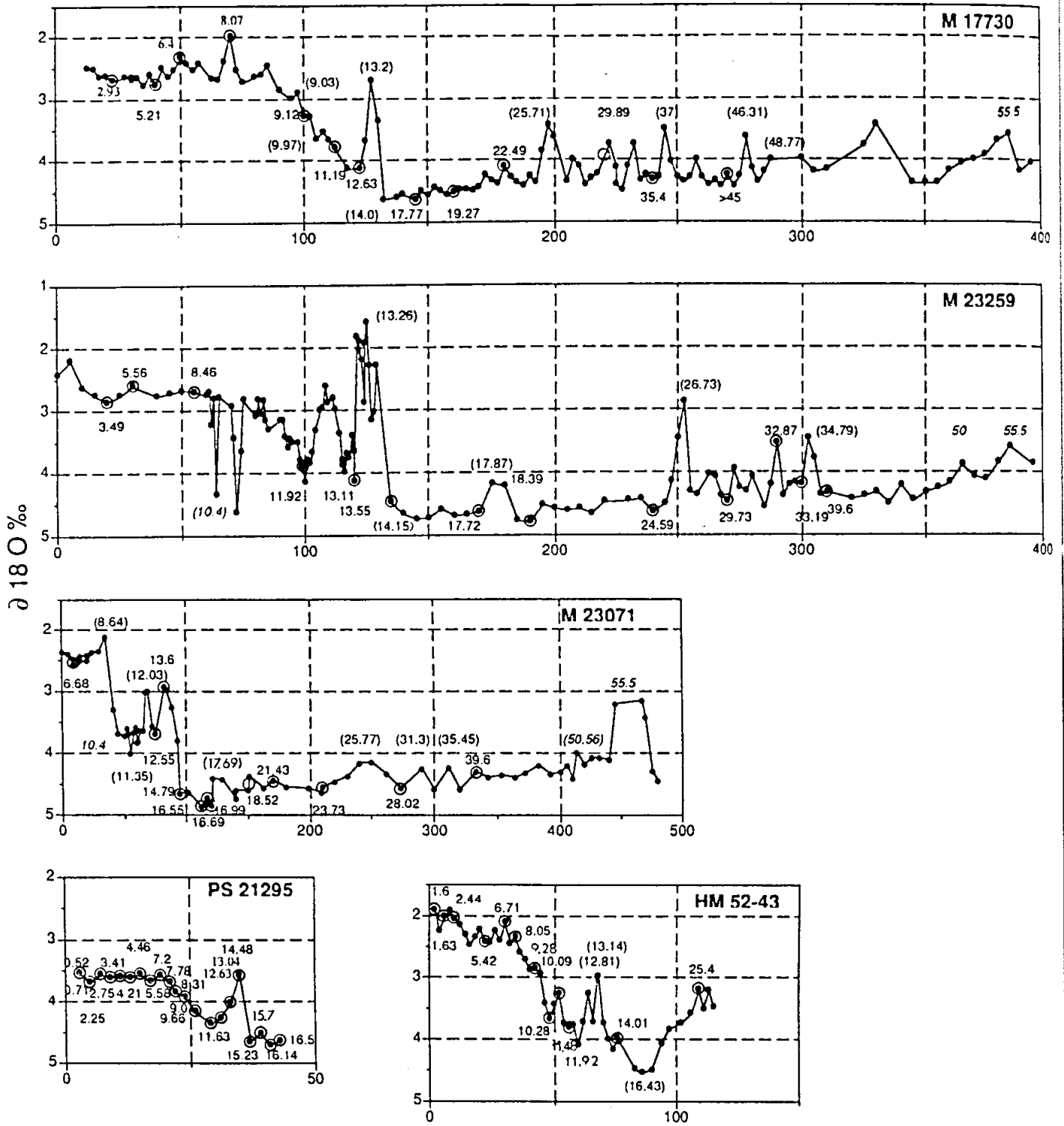


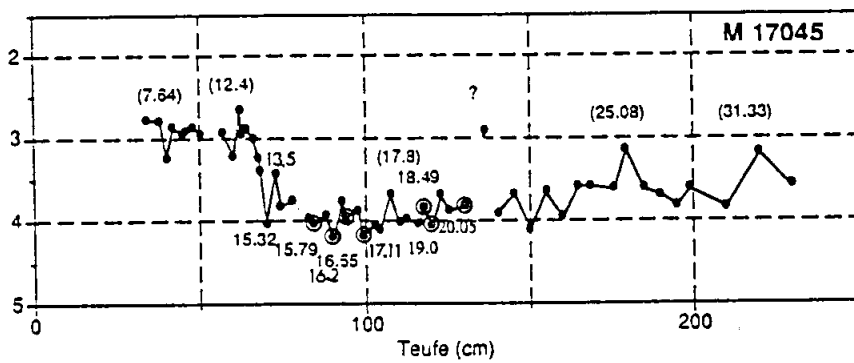
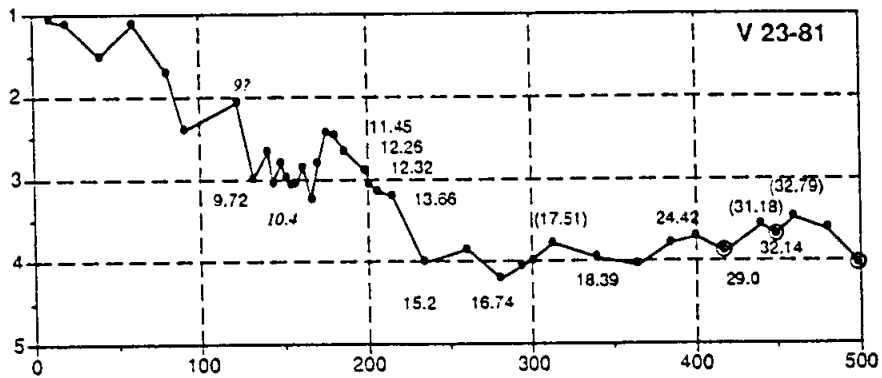
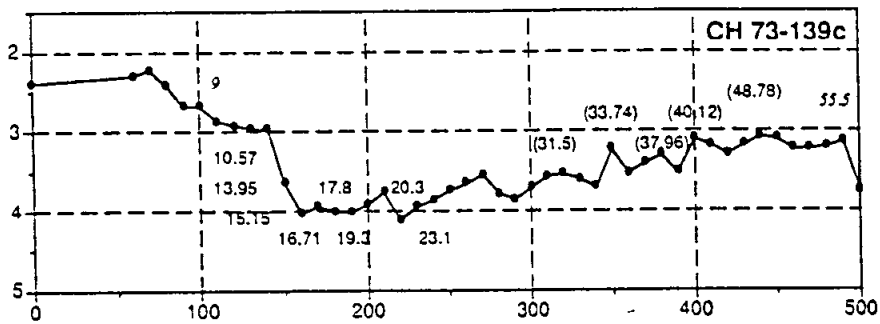
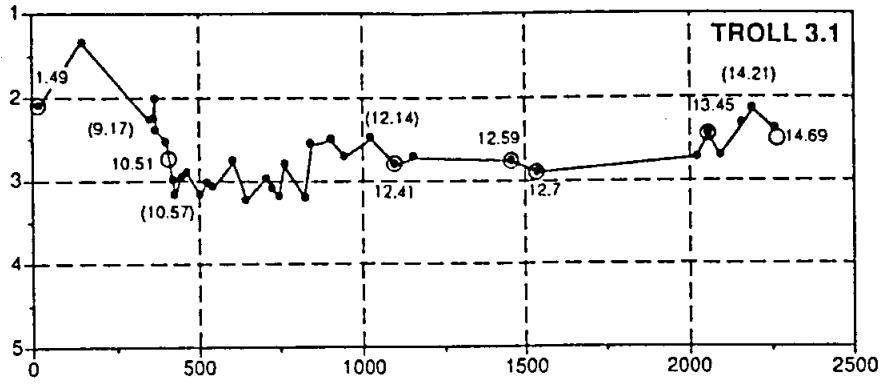
$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$



$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$







Teufe (cm)

Tab. 5. Alter, lokaler O-Isotopenwert und Teufe der Schmelzwasser-Ereignisse und Kältemaxima in absolut datierten Sedimentkernen. d=direkt datiert, i=interpoliert, e=extrapoliert; die Alter für 3.31 wurden zwischen den ältesten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen und dem SPECMAP-Alter von 3.33 interpoliert (vgl. Paterne et al., 1986: 55.450 J.v.h.).

<b>Ereignis</b>	<b>7 ka</b>			<b>9 ka</b>			<b>10.4 ka</b>			<b>11.7 ka</b>		
<b>Kernnr.</b>	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)
CH 73-139	70?	2.23	6.92e	100	2.68	9.67e	-	-	-	-	-	-
HM 52-43	30	2.11	6.71d	42	2.86	9.28d	48	3.67	10.2d	60	4.1	11.92d
M 17045	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
M 17730	-	-	-	65	2.96	8.64d	105	3.65	9.97i	117.5	4.13	11.91i
M 23071	20	2.4	7.12i	35	2.11	8.64i	50	3.71	10.1i	61	3.81	11.35i
M 23259	50	2.68	7.88i	60	2.76	8.80i	62-74	3.86	?	99	3.92	11.92d
PS 21295	18.5	3.58	7.20d	21.5	3.85	8.31d	-	-	-	-	-	-
PS 21535	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
POS 0006	-	-	-	-	-	-	-	-	-	21	3.65	11.6d
POS 0020	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TROLL 3.1	-	-	-	369	2.39	9.17i	425	3.18	10.57i	825	3.2	11.73d
V 23-81	-	-	-	-	-	-	154	3.07	10.4d	-	-	-
<b>Ereignis</b>	<b>12.4 ka</b>			<b>12.9 ka</b>			<b>13.6 ka</b>			<b>14.9 ka</b>		
<b>Kernnr.</b>	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)
CH 73-139	-	-	-	-	-	-	-	-	-	145	4.02	15.15d
HM 52-43	64	3.26	12.81i	-	-	-	76	3.99	13.2d	-	-	-
M 17045	-	-	-	-	-	-	-	-	-	80	4.0	15.32i
M 17730	-	-	-	-	-	-	127.5	2.71	13.2i	132.5	4.63	14.0i
M 23071	69	2.98	11.93i	75	3.67	12.5d	82	2.91	13.6d	94	4.66	14.79d
M 23259	108	2.62	12.43i	120	3.66	13.11d	125	1.59	13.26	140	4.67	14.51i
PS 21295	-	-	-	32.5	4.02	13.04d	34.5	3.58	14.4d	36.5	4.65	15.23d
PS 21535	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
POS 0006	-	-	-	-	-	-	32	3.2	14.25i	34	4.6	15.0d
POS 0020	-	-	-	-	-	-	111	2.64	13.4d	141	4.61	15.5i
TROLL 3.1	1099	2.49	12.41i	1454	2.76	12.7i	2194	2.15	14.21i	-	-	-
V 23-81	198	2.9	12.3d	-	-	-	206	3.15	13.66d	234	4.01	15.2d
<b>Ereignis</b>	<b>18ka</b>			<b>3.1 a</b>			<b>3.1 b1</b>			<b>3.1 b</b>		
<b>Kernnr.</b>	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)
CH 73-139	-	-	-	270	3.55	26.11e	320	3.54	31.5e	350	3.23	33.74e
HM 52-43	-	-	-	109	3.2	25.4d	-	-	-	-	-	-
M 17045	107.5	3.68	17.8i	179.5	3.15	25.08e	220	3.19	31.11e	-	-	-
M 17730	152.5	4.44	18.52i	197.5	3.44	25.71	220	3.7	29.89d	232.5	3.76	32.62i
M 23071	121	4.4	17.69i	240	4.14	25.77i	290	4.24	31.3i	-	-	-
M 23259	175	4.18	17.87i	252.5	2.89	26.73i	272.5	3.96	30.11i	290	3.53	32.87d
PS 21535	55.5	4.55	18.61d	78	4.3	26.51i	90	4.1	30.8e	98	4.05	33.83e
V 23-81	313	3.79	17.51i	400	3.71	26.91i	440	3.57	31.18i	460	3.48	32.79i
<b>Ereignis</b>	<b>3.1 c</b>			<b>3.1 d</b>			<b>3.31</b>			<b>3.33</b>		
<b>Kernnr.</b>	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Alter (ka)
CH 73-139	380	3.3	37.96e	400	3.1	40.12e	440	3.07	48.78i	490	3.13	55.45
M 17730	245	3.5	37.0e	-	-	-	300	3.98	48.77i	339	3.43	55.45
M 23071	311	4.32	35.45i	333	4.29	39.6d	414	3.97	50.57i	476	3.14	55.45
M 23259	302.5	3.47	34.79i	-	-	-	365	3.89	51.22i	385	3.6	55.45
PS 21535	-	-	-	112	3.8	39.14e	158	3.85	48.34i	190	4.0	55.45

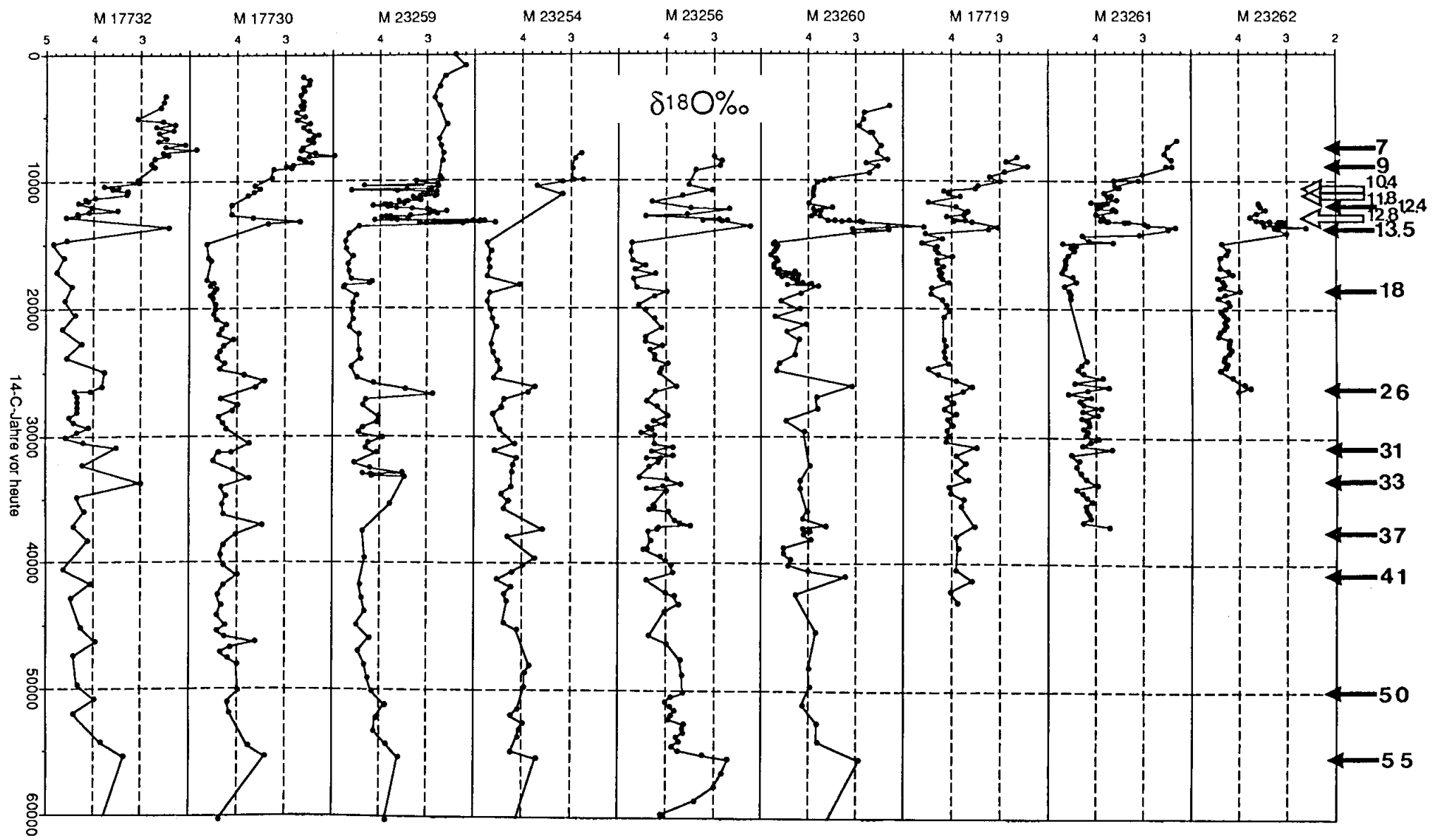
## EISZEITTERMINATION I

Der Verlauf der letzten Abschmelzphase (Termination I) wurde von Duplessy et al. (1988) in 2 Stufen von jeweils etwa 0.7-0.8‰  $\delta^{18}\text{O}$ -Abnahme (IA von 15.300-13.300 und IB von 10.000-8.000 J.v.h.) gegliedert. Nach Mix & Ruddiman (1985) schlosse sich daran eine dritte Enteisungsphase (Ic) an, die von 8.000 bis 6.000 J.v.h. dauerte. Allerdings stammten deren  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten ausschließlich aus niedrigen Breiten, so daß diese These bisher kaum reproduzierbar ist. Fairbanks (1989) belegte an O-Isotopen-Profilen von Korallenriffen 2 Phasen abrupten Meeresspiegelanstieges vor 12.000 und 9.500 Jahren, die sich in jeweils weniger als 100 Jahren vollzogen.

In den vorliegenden hochauflösenden planktischen Sauerstoff-Isotopenprofilen aus dem Europäischen Nordmeer (Abb.5 - 7) spiegelt sich der Ablauf der Abschmelzphase als komplexe Abfolge von  $\delta^{18}\text{O}$ -Minima und -Maxima wider. Diese Ereignisse sind in Tab. 3 mit ihren durchschnittlichen Altern definiert. Die durchschnittlichen Alter ergeben sich aus der Mittelung von Einzel-Altern in AMS- $^{14}\text{C}$ -datierten Sauerstoff-Isotopenkurven ( Abb.6, Tab.5).

Die Termination I beginnt im allgemeinen bei  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten um 4.7-4.8‰. Darauf folgen zwei markante  $\delta^{18}\text{O}$ -Minima vor durchschnittlich 13.500 und 12.400 Jahren. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden zwischen dem LGM-Niveau und diesen Minima erreichen, speziell in der Osthälfte des Europäischen Nordmeeres, lokal bis zu 3‰ (z.B. M 23259, Abb. 5-6 und M 23260, Abb.5 und 7) und übersteigen damit bereits drastisch den gesamten Glazial-Interglazialhub von 1.1 bis 1.3‰ (z.B. Duplessy et al. 1988), der auf den globalen Meeresspiegelanstieg zurückzuführen ist und als Ganzes erst vor etwa 9.000 Jahren erreicht wurde (z.B. Bard 1987). Da auch Temperaturanstiege in dieser Größenordnung (3‰  $\delta^{18}\text{O}$  entsprechen ca. einem 12°C-Temperaturanstieg) und Abruptheit (s.u.) während der frühen Abschmelzphase unwahrscheinlich sind, müssen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Minima als Ergebnisse von Schmelzwasserpulsen gedeutet werden, die dem Oberflächenwasser in großem Umfang  $^{16}\text{O}$ -Isotopen zuführten. Die lokale Verbreitung dieser Schmelzwasseranomalien, die hier ebenfalls als Argument für Süßwassereintrag vorgebracht werden kann, wird in einem späteren Kapitel ausführlich behandelt.

Drei kurzfristige  $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima, in denen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wieder auf 3.7 bis 4.2‰ ansteigen (z.B. direkt datiert in den Kernen M 23071 auf 12.550 J.v.h. und M 23259 auf 13.110 bzw. 11.900 J.v.h., Abb.6) beobachten wir vor durchschnittlich 12.800, 11.700 und vor ca. 10.300 Jahren (Tab.3 und 5). Damit wurde jeweils nahezu wieder das glaziale Temperatur- und Salinitäts-Niveau erreicht (vgl. Tab. 4), berücksichtigt man die damals bereits erfolgte Reduktion des Eiseffektes von ca. 0.2 - 0.6‰  $\delta^{18}\text{O}$  (Vogelsang 1990) im Vergleich zum Hochglazial.



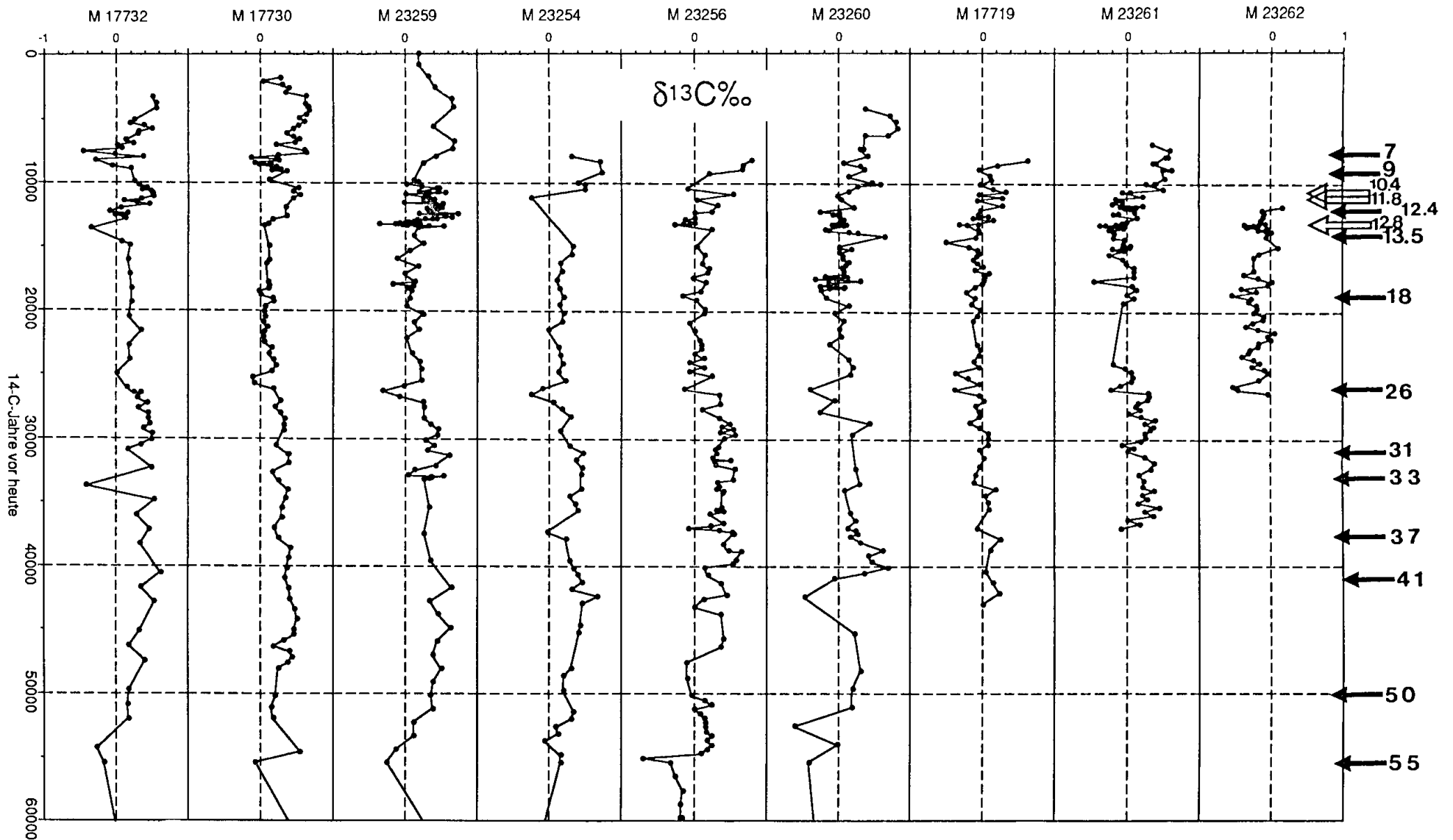


Abb. 7. Alterseinstufung der in dieser Arbeit neu bearbeiteten O- und C-Isotopenkuven aus dem nördlichen Europäischen Nordmeer. Pfeile markieren die in Tabelle 3 definierten Ereignisse (in ka BP)



In Übereinstimmung zu dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum vor 11.700 Jahren rekonstruierten Steinsund et al. (1990) anhand datierter benthischer Foraminiferenfaunen ein Kältemaximum im Bodenwasser der Barentssee vor 11.800 Jahren. Eine zeitliche Übereinstimmung der beiden älteren Maxima mit den aus der terrestrischen Klimastratigraphie bekannten Eisvorstößen der "Ältesten Dryas" und "Älteren Dryas" (Mangerud et al, 1978) scheint naheliegend, konnte aber bisher nicht vollständig bewiesen werden. Bestens belegt ist dagegen die Übereinstimmung der kurzen Kaltphase der "Jüngeren Dryas" im europäischen Landklima (Eiskerne, Dansgaard et al. 1989; Broecker und Peng 1989) mit dem "Kältetal" in den Isotopenprofilen vor ca. 10.800 bis 10.300 Jahren.

In der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von M 23259 (s. Abb.6), die die Abschmelzphase mit 120-Jahres-Schritten auflösen kann (vgl. Tabelle D im Anhang), bildet sich die "Jüngere Dryas" als doppeltes Kältetal ab. Maximale  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bis zu 4.6‰ deuten auf damals extrem abgekühltes Oberflächenwasser hin, soweit sie nicht durch selektive Karbonatlösung zum Schweren hin fraktioniert worden sind (Berger 1978). Allerdings ist gerade in diesem Kern das interpolierte  $^{14}\text{C}$ -Alter mit 9.200 J.v.h. deutlich jünger als das Mittel für die Jüngere Dryas (Tab.3). Hier ist mit einer einseitigen bioturbaten Einmischung jüngerer Foraminiferen zu rechnen, da die Proben unterhalb dieses Niveaus kaum Foraminiferen enthielten, demnach täuschten die Foraminiferen ein zu zu geringes Alter vor (vgl. Häufigkeitskurve, Abb.9).

Auf die "Jüngere Dryas" folgt die rasche  $\delta^{18}\text{O}$ -Abnahme zum Holozän, entsprechend Termination IB. In Übereinstimmung mit anderen, absolut datierten Tiefseekernen (z.B. Bard 1987, Mix & Ruddiman 1988) aus unterschiedlichen Regionen wurde das Ende der Termination IB und damit der Beginn des Holozäns auf ca. 9.000 J.v.h. datiert (Tab.3, Abb 6). Im Verlauf gut aufgelöster  $\text{O}$ -Isotopen-Profile (z.B. M 17730 und HM 52-43, Abb. 6) bildet sich das Ende der Abschmelzphase als "Schulter" ab, auf die noch ein weiterer leichter Gipfel vor ca. 6.500-8.000  $^{14}\text{C}$ -Jahren folgte, etwa der von Mix & Ruddiman postulierten Termination Ic entsprechend.

### **Das Letzte Glaziale Maximum (LGM)**

Die jüngste Hauptvereisungsphase dauerte nach dem Zeugnis der hier diskutierten  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von 18.000 bis 14.800 J.v.h. (Abb.6-7, Tab.3 und 5). Damals fanden sich im gesamten Europäischen Nordmeer die schwersten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit 4.5 bis 4.9‰; im Nordostatlantik lagen sie bei 4‰ (Abb.6, Tab.5). Das Ende der Eiszeit wurde bereits von Vogelsang (1990) in Übereinstimmung mit Bard et al. (1987) und Broecker et al. (1988) bei 14.800 J.v.h. definiert, von Jones & Keigwin (1989) wurde es bei 15.000 J.v.h. nahezu gleichlautend definiert.

In den Kernen 23259 und 17730 aus dem Barentssee-Fächer wurde der Wendepunkt mit 14.150 bzw. 14.000 J.v.h. (Abb.6, Tab.5) datiert. Dieser Widerspruch kann wahrscheinlich nicht als tatsächliche Zeitverschiebung der ersten Abschmelzereignisse gedeutet werden, sondern vielmehr als das Resultat einer Altersinterpolation bei ungleichmäßigen Sedimentationsraten und einer einseitig von oben nach gerichteten bioturbaten Vermischung (Abb.9). Dem LGM unmittelbar voraus geht ein leicht negativer  $\delta^{18}\text{O}$ -Aus Schlag auf bis zu 3.75‰ (vgl. Abb.7, Kern V23-81), dessen Alter mit durchschnittlich 18.000 Jahren eingestuft wurde (Tab.3). Die Bandbreite der Einzeldatierungen (Tab.3, Abb.8) liegt mit +610 bzw. -490 in einem sehr engen Rahmen.

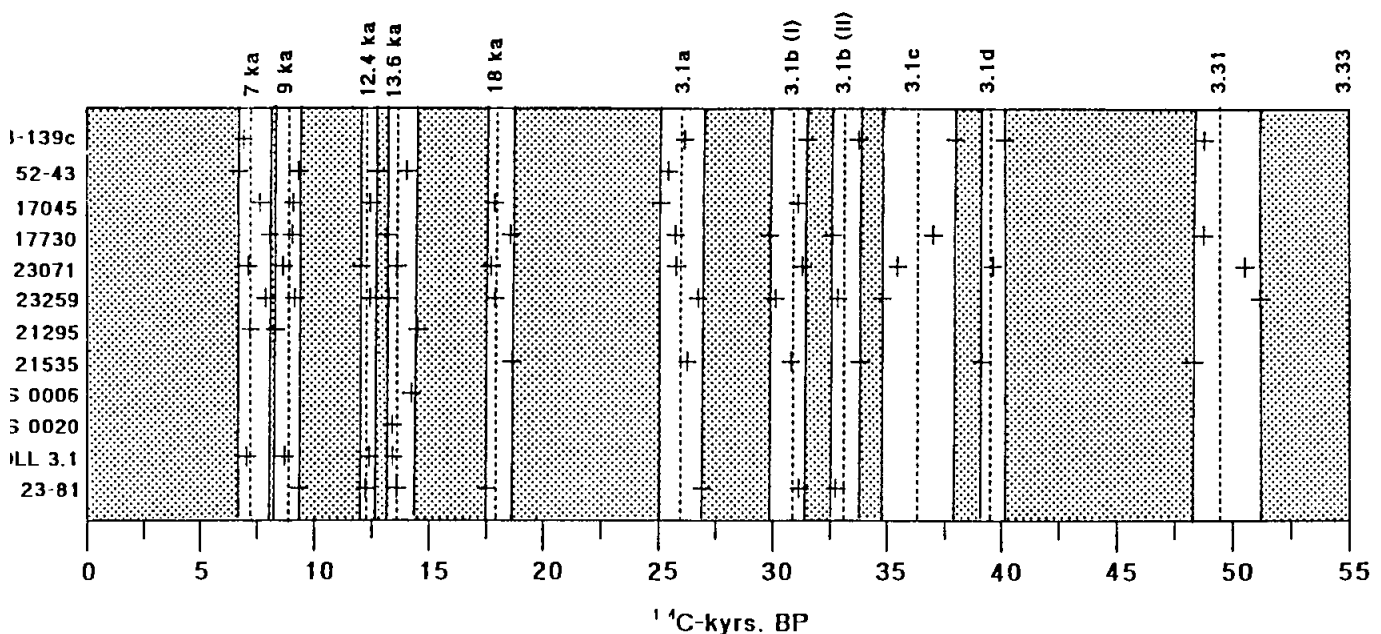


Abb. 8. Bandbreite der Datierung von Schmelzwasser-Ereignissen. Gestrichelte Linien entsprechen Datierungsmittellinien aus Tab.3. Die Unschärfe nimmt erwartungsgemäß mit dem Alter zu, aufgrund abnehmender Probanddichte und durch Extrapolation entstandene Fehler.

### Isotopenstadium 3

Die marine Stratigraphie und Chronologie des Zeitabschnittes von 60.000 bis 24.000 Jahren war bisher noch wenig differenziert. In den gestapelten Sauerstoff-Isotopenkurven aus allen Ozeanen (Pisias et al. 1984, Shackleton 1987) wurden nur zwei leichte Fluktuationen als Ereignisse 3.1 und 3.3 unterschieden, deren orbital angepaßte Alter von Martinson et al. (1987) mit 27.000 (3.1) bzw. 55.450 Jahren (3.3) eingestuft wurden. Paterne et al. (1986) stufen darüber hinaus mittels datierter Aschenlagen an einem extrem hochauflösenden Kern (ca. 10cm/ka) aus der Thyrrhenischen See

$\delta^{18}\text{O}$ -Minima auf 31.000 (+/-1.500), 33.400 (+/-1.600), 37.500 (+/-2.000), 37.500 (+/-2.000), 49.000 (+/-2.000), 52.400 (+/-2.200), 57.000 (+/-2.200) und vor 60.500 (+/-2.200) J.v.h. ein. Sie deuteten diese Minima als kurzfristige interstadiale Erwärmungsphasen.

In den hier untersuchten, hochauflösenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven wurden - ähnlich wie bei Pateme et al. (1986) - zusätzlich zu den global bekannten Substadien 3.1 und 3.33 innerhalb von Stadium 3 noch vier bis fünf weitere  $\delta^{18}\text{O}$ - Minima neu identifiziert (Tab.3 und 5, Abb. 8). Ähnlich wie die "Gipfel" während der Termination dürften diese Minima vermutlich Schmelzwasserschübe in das Europäische Nordmeer signalisieren, vielleicht auch teilweise Erwärmung (s. Diskussionskapitel). Die Ausschläge der Minima erreichen dabei einmal nur 4.3 (z.B. Gipfel 3.1d in Kern M 23071, Tab.5, Abb.5-7 ) und in anderen Fällen maximal 2.9‰ (z.B. 3.1a in M 23259; Abb.7). Die gemittelten Alter der Minima sind in Tab.3 aufgeführt, die zugrundeliegenden Einzeldatierungen in Tab.5. Mit Ausnahme des Ereignisses 3.31 werden sämtliche O-Isotopenminima stets von mehr oder weniger deutlichen C-Isotopenminima begleitet (Abb.5 und 7, Tab.B im Anhang)

Ähnliche kurzfristige Fluktuationen innerhalb von Stadium 3 zeigen sich auch in den  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\text{CO}_2$ -Kurven von Eisbohrkernen, besonders bei den grönländischen Kernen DYE 3 und dem neuen SUMMIT-Kern (Johnsen et al., 1992). Wahrscheinlich stehen dahinter vor allem massive Verschiebungen in der atlantischen Zirkulation und im ozeanisch-atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Austausch. Leider ist die absolute Datierung der grönländischen Eiskerne noch nicht zuverlässig, so daß über eine zeitliche Korrelation zu unseren  $\delta^{18}\text{O}$ -Ausschlägen nur spekuliert werden kann. Siegenthaler (1988) stufte solche  $\text{CO}_2$ -Maxima, die auf eine kurzfristige Erwärmung hinweisen könnten, zwischen 30.000 und 40.000 J.v.h. ein, schließt aber auch nicht aus, daß es sich dabei um ein Artefakt handeln könnte. Die neuen Untersuchungen am SUMMIT-Eiskern räumen diesen Verdacht aus und bestätigen eine Serie kurzer interstadialer Phasen innerhalb der letzten Eiszeit anhand von  $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima, die eine wiederholte Erwärmung über dem Zentrum des grönländischen Eises um bis zu 7°C anzeigen (Johnsen et al. 1992). In einer - vorläufigen - Datierung stuften Johnsen et al. diese Phasen mit 22.500, 25.500, 26.500, 29.000, 30.000, 31.000, 33.500, 35.000, 35.700 und 37.000 J.v.h. ein.

Jouzel (1991) beobachtet auch in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven aus den antarktischen Eiskernen Dome C, Byrd und Vostock vor 26.000, 32.000, 39.000, 48.000 und vor 53.000 Jahren wiederum "warme Gipfel". Auch diese Gipfel könnten zeitgleich mit denen der vorliegenden subarktischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven aus dem Europäischen Nordmeer sein.

Ein deutlicher, zeitlicher Zusammenhang könnte schließlich zwischen diesen vermutlichen Schmelzwasser-Ereignissen im Nordmeer und sogenannten "Heinrich Lagen" (Bond et al. 1992) bestehen. Dies sind Sedimentschichten, reich an eistransportiertem Material und mit einer Karbonatlage jeweils etwas tiefer im Kern, die nach Ansicht der Autoren beim Vordringen laurentischer

Eisberge bis weit in den zentralen Atlantik hinein entstanden. Sie erstrecken sich in einem Gürtel bei ca. 50°N quer über den Nordostatlantik. Anhand von DSDP-site 609 geben Broecker et al.(1992) die Alter dieser Lagen mit 15.000, 20.000, 27.000, 40.000 und 50.000 Jahren vor heute an (Tab.6). An den Tiefsee-Kernen V 23-16 und HU 75-55 aus der Labrador-See, wurden AMS<sup>14</sup>C-Alter von 14.500, 21.000, 28.000, ca. 40.- und 50.000 Jahren ermittelt (Bond et al., 1992). Aufgrund der Datierungsunschärfe von AMS-<sup>14</sup>C-Messungen in Stadium 3 (mindestens 600-1.000 Jahre) und der möglichen Fehler, die z.B. durch Extrapolation unter Annahme linearer Sedimentationsraten entstanden sind, kann derzeit nicht entschieden werden, ob die Lagen H3 bis H5 und die Schmelzwassergipfel 3.1a, 3.1d und 3.31, wie in Tab.6 versuchsweise gegenüber-gestellt, wirklich gleichaltrig sind. Die jüngeren "Heinrich-Lagen" scheinen gerade jeweils etwas älter als ihre Gegestücke in den untersuchten  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven aus dem Nordmeer zu sein, ein bisher ungeklärter Widerspruch.

Tab. 6 Vergleich der Alter der Heinrich-Lagen (Bond et al. 1992) und von Schmelzwasserereignissen im europäischen Nordmeer.

Heinrich-Lagen	$\delta^{18}\text{O}$ - Minima
H1: 14.500	13.5ka: 13.500
H2: 21.000/20.000	2.3 : 18.300
H3: 28.000/27.000	3.1a: 26.100
H4: ca. 40.000	3.1d: ca. 41.000
H5: ca.50.000/51.000	3.31: ca. 50.000

### 3.2.Sedimentationsraten und zeitliche Auflösung

Da die Sedimentationsraten im Europäischen Nordmeer nicht nur starken räumlichen, sondern auch zeitlichen Schwankungen unterliegen, wurden die Raten zunächst einmal für getrennte Zeitabschnitte gemittelt (im Einzelnen schwanken die Raten noch viel kurzfristiger, vgl. Abb.9 und 10). Der Berechnung wurden kalendrische Alters-Fixpunkte zugrunde gelegt (s.o.). Eine Tabelle der Sedimentationsraten und Probendichten, aus denen sich die zeitliche Auflösung der einzelnen Kernprofile ergibt, findet sich im Anhang.(Tab.D) Die Alters-Teufenbeziehungen sind in Abb.9 dargestellt.

$\delta^{18}\text{O}$ -Ereignis 3.33 bis 3.1a (55.450 astronomische - 26.000 <sup>14</sup>C.J.v.h.) Maximale Sedimentationsraten von mehr als 10cm/1000J. werden im inneren Sedimentfächer vor der Barentssee und auf dem inneren Vöring-Plateau erreicht. Die geringsten Sedimentationsraten liegen im zentralen Bereich des Europäischen Nordmeeres (>2cm/1000J.). In der Framstraße werden 3-4cm/1000J. erreicht. Im Vergleich zu den jüngeren Zeitabschnitten waren die Raten dort um das Doppelte erhöht.

$\delta^{18}\text{O}$ -Ereignis 3.1a bis zum Ende der letzten Eiszeit (26.000 - 14.900  $^{14}\text{C}$  J.v.h.). Maximale Werte bis zu 30cm/1000J. werden immer noch im Barentssee-Sedimentfächer erreicht. Sie ermöglichen somit eine zeitliche Auflösung von 300 - 400 Jahren. Besonders in der Nähe des Eisrandes wurde die pelagische Sedimentation wahrscheinlich durch Sedimente ähnlich Gletschermilch-Ablagerungen (vgl. Kernbeschreibung, Hirschleber et al. 1988) verdünnt. Pfirman und Solheim (1988) beschreiben solche Sedimente rezent aus einem Spitsbergen-Fjörd. Geringste Sedimentationsraten kommen in der Islandsee (>2cm/1000) und in der Framstraße (<2-3cm/1000J.) vor.

Eiszeitermination I (14.900 - 9.000  $^{14}\text{C}$  J.v.h.) Besonders in der Abschmelzphase nach der letzten Eiszeit, mit ihren dramatischen Eisberg- und Schmelzwasserentladungen aus den aufschwimmenden und zerfallenden Eisschilden, muß mit extremen Schwankungen der Sedimentationsraten gerechnet werden. Mittlere maximale Raten werden wiederum im Barentssee-Fächer mit bis zu >30cm/1000 Jahre erreicht. Bei einer Probendichte von 2.5 - 10cm wurde hier also eine zeitliche Auflösung von 120 - 300 Jahren erreicht (z.B. bei Kern M 23258, M 23262, M 23261 und M 17719, Abb. 5 und 6); in den Sedimentkernen aus der Framstraße konnten bei Raten von weniger als 2cm nur 2.000-4.000 Jahres-Schritte aufgelöst werden. Die Kerne CH 73-139c und M 17045 (Abb. 7) aus der Feni-Drift weisen in dem entsprechenden Abschnitt Lücken auf, die darauf hindeuten, daß dieses Hochsedimentationsgebiet zeitweise der Erosion ausgesetzt war.

Holozän (9.000  $^{14}\text{C}$ -J.v.h. - heute). Hohe Sedimentationsraten von 8cm/1000J. werden lokal in der Grönlandsee und nordöstlich von Island, sowie auf dem Rockall-Plateau erreicht (4-12cm/1000J.). In den meisten hochauflösenden Kernen aus dem Barentssee-Sedimentfächer ist nur der älteste Teil des Holozäns erhalten. Ob es sich dabei um ein Artefakt durch die Probennahme handelt, konnte nicht geklärt werden. Eine Ausnahme bildet M 23258 aus dem Hochakkumulationsgebiet in der Nähe der Bäreninsel (Abb. 5 und 6), wo 25cm/1000J. im Holozän durchgehend abgelagert wurden. Die kontinentferneren Kerne M 17730, M 17732 und M 23259 (Abb. 5 - 7) erreichen immer noch Raten von 6-10cm/1000J., so daß bei einem Probenabstand von 2.5-1cm eine zeitliche Auflösung von 130-370 Jahren erzielt wurde. Geringe Raten von nur 1-2cm/1000J. kennzeichnen die Kerne aus der Framstraße und im südlich zentralen Bereich. Die Positionen in der Framstraße können die Eiszeitermination nur mit 1.200-4.900 Jahren auflösen, die aus dem südlich zentralen Bereich bei dichter Beprobung mit ca. 700-1.500 Jahren.

### **3.3. Maximale Dauer einzelner Schmelzwasser-Ereignisse**

Die exakte Dauer von kurzfristigen O-Isotopengipfeln ist schwierig zu erfassen, weil wahrscheinlich ist, daß eine stark veränderliche Zufuhr von eistransportiertem Material die Sedimentationsraten lokal rasch fallen oder ansteigen ließ. Auch Änderungen der biologischen Produktivität als Reaktion auf

veränderte Umweltbedingungen sind eine wahrscheinliche Einflußgröße auf die Sedimentationsraten. Deshalb wird hier versucht, die Dauer exemplarisch nur für Einzelfälle aus Sedimentationsraten zu errechnen, wo möglichst direkte und engständige Datierungen zur Verfügung stehen.

In Kern M 23259 (Abb. 6) wurde die Basis des  $\delta^{18}\text{O}$ -Minimums zu Beginn der Abschmelzphase direkt auf 13.550<sup>14</sup>C-Jahre vor heute datiert. Für das Isotopenminimum selbst wurde ein Alter von 13.260 Jahren interpoliert. Der Abschmelzzeitraum betrüge also hier maximal 300 Jahre. Die Sedimentationsrate (34cm/1000 J.) wäre demnach gegenüber der mittleren Rate während der Abschmelzphase (8cm/1000 J.) um den Faktor 4 erhöht gewesen. Jones & Keigwin (1988) schlagen für dasselbe Ereignis in der Framstraße eine Dauer von weniger als 500 Jahren vor. Allerdings erlaubt der dortige Kern PS 21295 (Abb.7) wegen geringer Sedimentationsraten (ca. 2cm) keine präzisen Schlüsse.

Der erste schwere  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert nach dem Abbau der Schmelzwasseranomalie wurde in Kern M 23259 (Abb.6) mit 13.100<sup>14</sup>C-Jahren datiert. Bedingt durch das <sup>14</sup>C-Plateau in diesem Bereich (nach Lotter et al.[1992] entsprechen 13.100-13.200<sup>14</sup>C-Jahre vermutlich dem Zeitraum von 15.100-16.700 Kalender-Jahren; vgl. Tab.2 und Abb. 4) wird der Eindruck erweckt, daß der Abbau des Eisberg- und Schmelzwasserdeckels vor der Barentssee in weniger als 200 Jahren vonstatten ging. Realistischer ist eventuell jedoch ein Zeitraum von ca. 1.500 Jahren (nach Lotter et al. 1992).

Das darauffolgende  $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum (12.4ka) wird in M 23259 durch die absolut datierten  $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima vor 13.110 und 11.920 Jahren eingegrenzt. Daraus ergibt sich eine maximale Gesamtdauer von 1.200 Jahren. Die Sedimentationsrate in diesem Abschnitt (17cm/1000 J.) war demnach gegenüber der mittleren um das Doppelte erhöht. Hier fällt die Basis des "Gipfels" in den oberen Grenzbereich des oben genannten <sup>14</sup>C-Plateaus und könnte daher etwas älter sein.

Das Ereignis 2.3 wurde in Kern M 23259 (vgl.Abb.6) auf 18.200 bis 17.700 <sup>14</sup>C-Jahre datiert, dauerte also ca. 500 Jahre. Hier stiegen die Sedimentationsraten vorübergehend auf das 3-fache gegenüber der mittleren Sedimentationsrate an. Da die Sedimentpakete der Schmelzwassergipfel generell in die Berechnung der mittleren Sedimentationsraten eines Zeitabschnittes miteingingen, ist der tatsächliche Anstieg der Sedimentationsraten gegenüber den "normalen" Sedimentationsverhältnissen ohne Schmelzwasserereignisse noch höher zu bewerten.

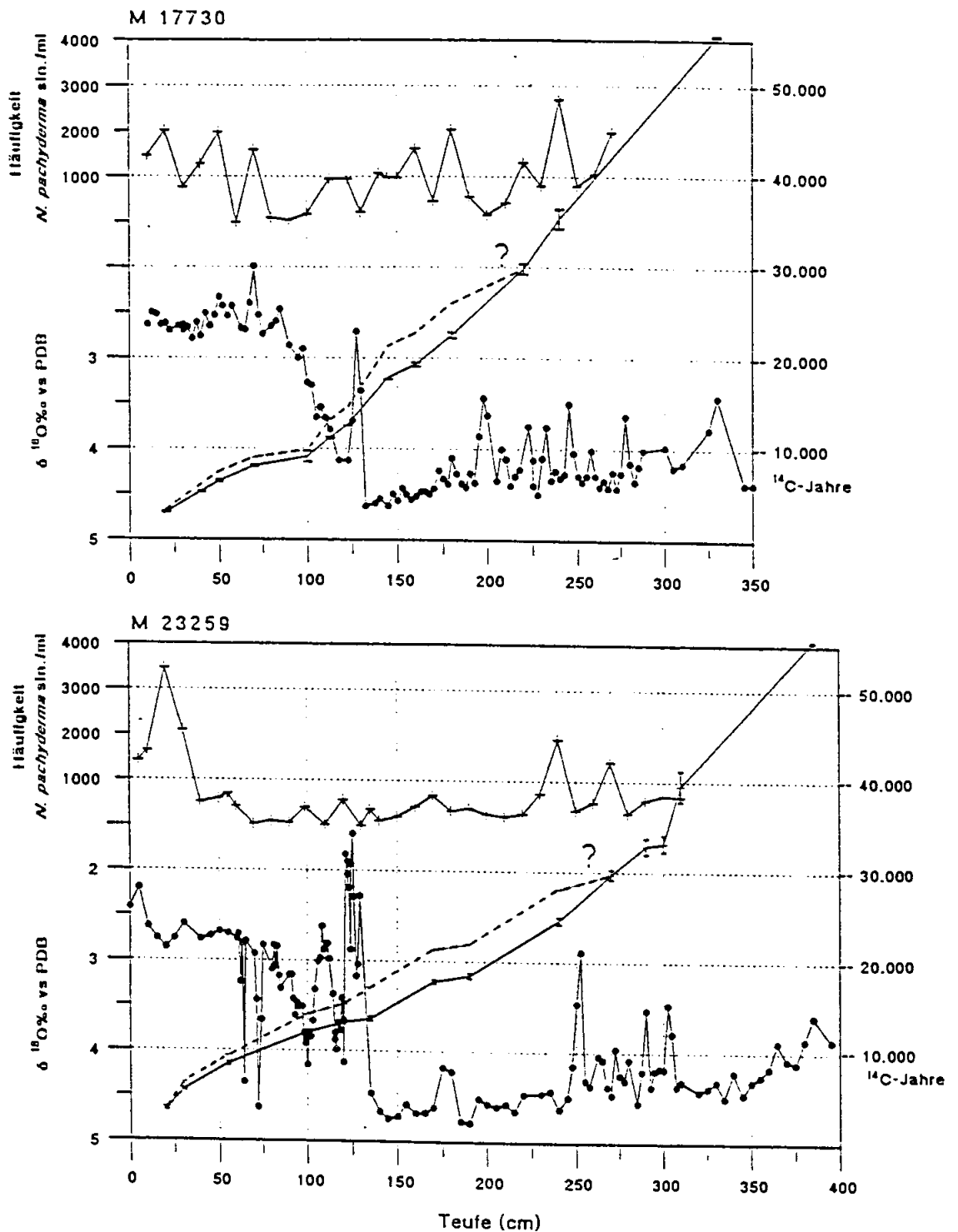


Abb.9. Alters-Teufen-Beziehungen der AMS<sup>14</sup>C-datierten Kerne M 17730 und M 23259 (Messungen von M. Arnold, CFR-CNRS, Gif sur Yvette, Frankreich). Durchgehende Linie folgt <sup>14</sup>C-Altern; Meßpunkte sind mit Fehlerbalken (1σ) markiert (Tab.4); gestrichelte Linie folgt kalendrischen Altern (siehe Text). Zusätzlich sind die Sauerstoffisotopenkurven und die Häufigkeitsverteilung von *N. pachyderma sin.* dargestellt, deren Maxima für die AMS<sup>14</sup>C-Analyse beprobt wurden.

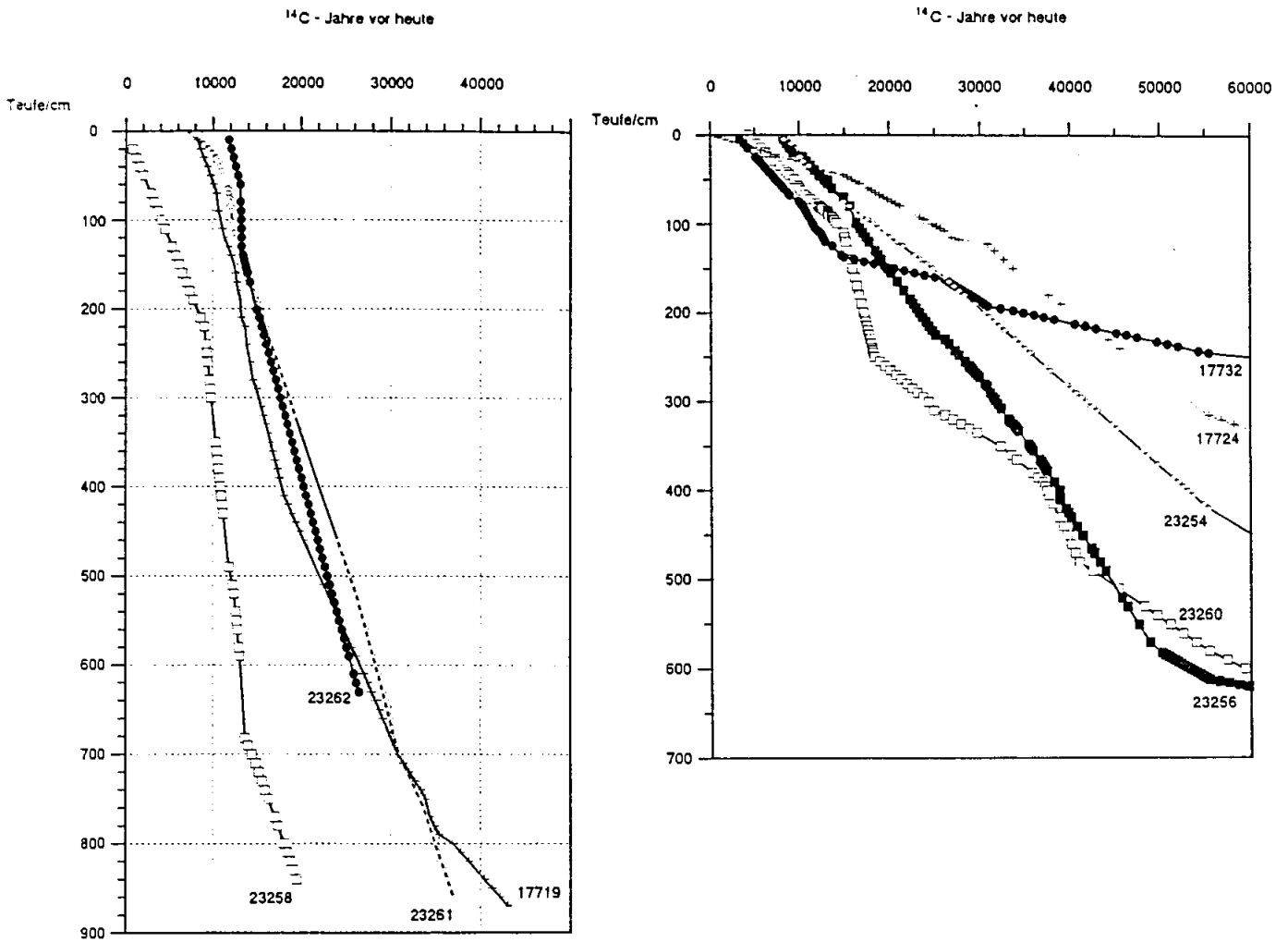


Abb.10. Alters-Teufen-Beziehungen der anderen Sedimentkerne, die in dieser Arbeit neu analysiert wurden. a: M 17719, M 23250, M 23260, M 23261, M 23262 vom inneren Barentssee-fächer. b: M 17730, M 17732, M 23269, M 23294, M 17724, M 17728 aus dem nördlich zentralen Bereich des Europäischen Nordmeeres und aus der Framstraße.



## 4. ZEITSCHIEBEN

### 4.1. REKONSTRUKTIONSMETHODEN SYNOPTISCHER ZEITSCHIEBEN

#### a) Rekonstruktion der Isolinienmuster.

Die Kartierung von planktischen Isotopensignalen ermöglicht es, die räumlichen Verbreitungsmuster charakteristischer Oberflächenwassermassen von ca. 0-50m (Kalzifizierungstiefe von *N. pachyderma* sin., frdl. mdl. Mitteilung, E. Jansen) während bestimmter, eng definierter Zeitintervalle zu identifizieren (Abb.8). Aus der Abfolge solcher synoptischer Rekonstruktionen soll die Geschichte der Oberflächen-Wasserkörper im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre entschlüsselt werden.

Ein erster Versuch, die frühere Verteilung der Wassermassen im Europäischen Nordmeer für mehrere Klimastadien zu rekonstruieren, wurde von Kellogg (1976, 1978) mit Hilfe von Artengemeinschaften planktischer Foraminiferen und der Karbonatgehalte in den Sedimenten unternommen, allerdings noch mit einer relativ groben räumlichen und zeitlichen Auflösung. Ein weiterer Versuch, der bereits auf (noch recht weitmaschigen) Verbreitungsmustern stabiler Isotopen beruhte, stammt von Vogelsang (1990).

Die vorliegende Arbeit kann bereits auf mehr als 60 Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven zurückgreifen, die in den letzten Jahren von verschiedenen Autoren (Tab. 1b), insbesondere im Rahmen des SFB 313, des Nationalen Klimaprojektes, des Framstraßenprojektes und von einer Arbeitsgruppe der Universität Bergen erstellt wurden. Mit diesem Datensatz wird nunmehr, vor allem im S und E, eine engmaschige Flächendeckung des gesamten Nordmeeres ermöglicht, die sämtliche rezenten Wassermassen erfaßt (vgl. Abb. 11 und 12) und eine genaue Rekonstruktion der großmesoskaligen Strukturen erlaubt, z.B. des heutigen arktischen Wirbels oder des Norwegenstromes. In der Osthälfte des Nordmeeres ist die durchschnittliche Maschenweite des Probennetzes enger als ca. 3°, allerdings mit unregelmäßigen Stations-Abständen. Wegen der geringen Zahl von langen Kernprofilen wird die Maschenweite naturgemäß mit zunehmendem Alter der Zeitscheiben größer. Lediglich in der Grönland-See ist das Netz noch lückenhaft: Unter dem heutigen Strich des Ostgrönlandstromes stehen kaum Probenpunkte zur Verfügung. Klein-mesoskalige Strukturen, die im Europäischen Nordmeer in einem Durchmesser von 5km vorkommen (Legutke 1989), können mit einem solchen Netz von Sedimentkernen natürlich nicht erfaßt werden. Ihr zufälliges Anschneiden könnte vielleicht die Ursache örtlich "fleckiger" Verteilungsmuster sein, die manche Zeitscheiben

kennzeichnen. Auch schmelzende Eisberge aus den kalbenden kontinentalen Eismassen führen zu kleinräumigen Schmelzwassermustern. Die unterschiedlichen Möglichkeiten, solche kleinräumigen Salinitätsunterschiede aus den Isolinienmustern abzuleiten, lassen sich aufgrund folgender Annahmen stark einengen, die sich aus der geographischen Lage des Nordmeeres ergeben:

- O-isotopisch aberrant leichtes Wasser geht im allgemeinen von eng begrenzten, z.T. punktförmigen Quellen aus und verdünnt sich in Strömungsrichtung allmählich mit isotopisch schwererem Wasser. Dies gilt besonders für Schmelzwässer, aber auch für den warmen Norwegenstrom.
- Niedrigsaline Wasserströme sind im allgemeinen mit Kaltwasserströmen wie dem Ostgrönlandstrom gekoppelt (rezente Ausnahme: der warme Norwegische Küstenstrom, der in Kaltstadien allerdings kein Gegenstück gehabt haben dürfte).
- Warmwasserströme sind vollsalin (Ausnahme: Norwegischer Küstenstrom), also O-isotopisch relativ schwer, weil sie aus dem offenen Atlantik von S her eindringen.

Weitere ozeanographisch-physikalische Regeln zur Deutung der Paläoströmungsmuster sind:

- Hochsaline, kalte Wassermassen bilden wegen ihrer hohen Dichte "Dellen", die wegen der Korioliskraft zyklonisch (gefüllt und) umströmt werden
- Süßwasserlinsen führen dagegen zu leichten "Beulen" niedriger Dichte und werden antizyklonisch umströmt.

## b) Eliminierung des Eisvolumeneffektes im $\delta^{18}\text{O}$ -Signal

Die zeitliche Variation des Sauerstoffisotopensignals, das in den Karbonatschalen von *N. pachyderma* sin. überliefert ist, wird, wie allgemein bekannt, zu einem großen Teil außer durch Temperatur- und Salinitätseffekte durch Veränderungen im globalen Eisvolumen (also auch im Meeresspiegel) bestimmt. Der  $\delta^{18}\text{O}$ -Hub während des letzten Glazial-Interglazial-Überganges, der auf diesen Effekt zurückgeht, beträgt 1.1-1.4‰ (Labeyrie et al. 1987, Fairbanks 1989, Chappell & Shackleton 1987). Da der "Eiseffekt" alle  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte innerhalb einer eng definierten Zeitscheibe gleichermaßen betrifft, kann er dort bei der Betrachtung regionaler Variationen außer acht gelassen werden. Für den Vergleich der  $\delta^{18}\text{O}$ -Variation zwischen den einzelnen Zeitscheiben wurde das von Labeyrie et al. (1987) bzw. von Vogelsang (1990) aus benthischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten aus der norwegischen Tiefsee abgeleitete Maß für den Eiseffekt herangezogen (z. B. für das LGM 1.2‰).

### **c) die Bedeutung des Kohlenstoffisotopenverhältnisses**

Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis, das in den Schalen von *N. pachyderma* sin. überliefert ist, dokumentiert den  $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalt gelösten  $\text{CO}_2$  (DIC = dissolved inorganic carbon) im Oberflächenwasser mit einer regelmäßigen Abweichung von  $-0.82\text{‰}$  (Labeyrie und Duplessy 1985. Neue, unveröffentlichte Daten von Johannesen [1992] deuten auf eine eventuell etwas höhere Abweichung.) und gibt damit ein Maß für den Nährstoffgehalt und die Belüftung (Broecker & Peng 1982, Kroopnik 1984) und mittelbar auch für die Umwälzung des Ozeans. So äußert sich z.B. eine schlecht belüftete und nährstoffreiche Wassermasse wie der heutige Norwegische Küstenstrom in extrem leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten ( $-0.25\text{‰}$ , unkorrigiert, Abb. 13), während das Oberflächenwasser in der Islandsee, wo in einer Konvergenzzone ein intensiver Austausch mit der Atmosphäre erfolgt, durch schwere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen  $0.75$  und  $0.95\text{‰}$  gekennzeichnet ist (vgl. Kap. 3a). In einer kombinierten Felderdarstellung (Abb. 14, 18) mit dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis kann somit das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis mit dazu eingesetzt werden, um einzelne Wassermassen innerhalb von Zeitscheiben zu identifizieren.

### **d) Auswahl der Zeitscheiben**

Die Auswahl der Zeitscheiben erfaßt als erstes 8 markante Schmelzwasserereignisse vor, zu Beginn und während der letzten Eiszeit, die tiefgreifende Veränderungen in den Eigenschaften und der Dynamik der Oberflächenwassermassen vermuten lassen und deren Isotopensignale sich zeitlich und räumlich gut identifizieren lassen: Substadium 3.33, 3.31, 3.1d, 3.1c, 3.1bI, 3.1bII, 3.1a und 2.3 (Alter s. Tab. 3, vgl. Abb.8). Die Dauer der Zeitscheiben beträgt ca. 1.000 bis 1.500 Jahre.

Außerdem wurden als Referenzniveaus die rezenten Isotopenwerte der Sedimentoberfläche und das Intervall des späten Letzten Glazialen Maximums (LGM) von 18.000 bis 14.800 J.v.h. rekonstruiert. Letzteres Niveau repräsentiert das hochglaziale Endglied der möglichen Zustände des Nordmeeres, eventuell ähnlich dem der heutigen Arktis.

Die rasche Abfolge von Abschmelz- und Kältephasen während der Eiszeitermination I wurde in weiteren 7 Zeitscheiben in feiner Auflösung festgehalten, die die dynamische Entwicklung der Oberflächenwassermassen (und -Strömungen) während dieses Umbruches reflektieren sollen: so vor 13.600, 12.800, 12.400, 11.700, 10.400, 9.000 ka und 7.000 Jahren. Der Umfang dieser Zeitscheiben variiert dabei zwischen mindestens 560 Jahren für das Kaltereignis vor ca. 12.900 Jahren und 1.200 Jahren für den Gipfel vor ca. 7.000 Jahren (Tab. 3 und Abb. 8). Schwierigkeiten der Datierung aufgrund des damaligen  $^{14}\text{C}$ -Plateaus (Lotter et al. 1992) könnten bewirken, daß die Dauer

der Zeitscheibe vor 12.900 Jahren 1.000-1.200 Jahre weit übertrifft. Insgesamt werden hier also 17 Zeitscheiben betrachtet.

#### 4.2. Ergebnisse zu den fossilen Zeitscheiben

Im Folgenden sollen für einzelne Zeitscheiben die  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Verbreitungsmuster in chronologischer Folge vom Älteren zum Jüngeren vorgestellt werden.

55.500 J.v.h. (Substadium 3.33). Weite Teile des Europäischen Nordmeeres sind vor 55.500 Jahren von einem im Vergleich zu vorher verminderten  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis und, gleichzeitig, einem stark reduzierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis gekennzeichnet (Abb.11a)

Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte variieren in einem breiten Spektrum zwischen 2.3 und 4.3‰. Mehrere kleinräumige Zungen leichter  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte setzen sich von der nordöstlichen Norwegensee aus bis weit ins Beckeninnere fort (Abb.11a). Der Schwerpunkt einer solchen Anomalie liegt bei den randnahen Positionen M 23256 und M 23260 vor der Barentssee, deren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf weniger als 3‰ reduziert sind. Eine weitere negative Anomalie zeichnet sich über dem südlichen Vøring-Plateau ab (Position M 23068 2.3‰  $\delta^{18}\text{O}$ ). Schwere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 4 bis 4.25‰ finden sich bei den zentralen Positionen M 23063, M 23065, PS 23243 und K11 in einem engbegrenzten, sichelförmigen Bereich mit steilen Gradienten nach allen Seiten hin. Relativ Schwere Werte von 3.7-3.95‰ kommen auch in der östlichen Framstraße vor.

Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis in St 3.33 (Abb.11a) ist nahezu an allen Positionen im Vergleich zu St. 4 in den negativen Bereich verschoben. Die Werte variieren im allgemeinen zwischen 0.00 und -0.48‰. Ein extrem niedriges  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis von -0.9‰ findet sich im NE-Atlantik (Position CH 73-139c), das mit -0.48‰ auch bis in die Norwegensee östlich von Island hineinreicht. Auch vor der Barentssee (M 23256 und M 23260) ist das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis auf weniger als -0.3 bis -0.4‰ reduziert. Derart leichte C-Isotopenverhältnisse sind aus dem Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer heute unbekannt. Etwas höhere Werte von 0-0.15‰ kennzeichnen die zentrale Position K 11 (0.18‰) und Positionen in der Framstraße. Daraus folgt, daß extrem nährstoffreiche,  $^{13}\text{C}$ -arme Wässer damals von Süden her bis zum Vøring-Plateau reichten. Nördlich davon, westlich der südlichen Barentssee, zeichneten sich wohl kleinräumige Wirbel von sehr kaltem Wasser ab. Kleinräumige, wohl eher zyklonische, Wirbel weiter im Westen sind wegen der geringen Probedichte nicht aufzulösen.

50.000 J.v.h. (Substadium 3.31) Im Unterschied zu Substadium 3.33 war dieses  $\delta^{18}\text{O}$  -Ereignis nicht mit besonders negativen C-Isotopensignalen verbunden (Abb.11b). Mit Ausnahme der Positionen am inneren Barentssee (M 23256:  $\delta^{13}\text{C}$  -0.1) und in der Framstraße (0.05), liegen alle  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Europäischen Nordmeer zwischen 0.15 und 0.38‰, so wie rezent im Norwegenstrom.

Im Gegensatz dazu weist der NE-Atlantik (Position CH 73-139c) eine stärker  $^{13}\text{C}$ -verarmte Wassermasse (wie bereits in St.3.33) auf. Hier liegt gleichzeitig der leichteste  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 3.07‰ vor. Im Nordmeer variieren die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte nur wenig von 3.9 bis 4.3‰ im Zentrum (K11, M 23063) und einem randlichen Band etwas leichterer Werte (3.5-3.9‰; Abb.11b). Abzüglich eines Eiseffektes von 0.3 bis 0.4‰ vor 50.000 Jahren (Duplessy et al., 1989; Vogelsang, 1990), lagen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des zentralen Nordmeeres in einem Bereich, der rezent etwa die Wassermassen der Arktischen Domäne charakterisiert (vgl. Tab.8). Die randlichen Wassermassen entsprachen in ihrer isotopischen Zusammensetzung hingegen eher der des Ostgrönland- oder Jan Mayen-Stromes, also der heutigen polaren Domäne.

41.000 J.v.h. (Substadium 3.1d) Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte waren vor ca. 41.000 Jahren nördlich der Island-Färöer-Schwelle ziemlich homogen und variierten lediglich um 1‰ zwischen 3.24 und 4.29‰ (Abb.11c). Schwere Werte (4.25 - 4.29‰) kommen östlich von Island (Position CH 77-07) bis zum Vöring-Plateau (Positionen M 23063, M 23071 und PS 23199) vor. Die zentralen Positionen K11, M 23063 und M 23065 weisen gleichzeitig auch die schwersten C-Isotopenwerte (0.42 - 0.44‰) auf. Zu den Rändern hin nehmen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, wie gewöhnlich, auf unter 0‰ ab. Dies gilt für die Positionen M23260 und M 23074 vor dem norwegischen Kontinentalrand und östlich von Island, speziell für die eng begrenzte, immer wieder anzutreffende Zunge leichter  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-0.06 - 0.18‰) vom Ostrand bei 72°N bis hin zu der zentralen Position M 23269. Hier sind gleichzeitig die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit 3.24 - 3.86‰ relativ niedrig, ein Hinweis auf eine örtlich reduzierte Salinität. Ein leichter  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert (3.55‰), gekoppelt an einen sehr leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (-0.12‰), findet sich auch auf der Westseite des Beckens, bei Position M 23294 in der heutigen arktischen Domäne. Im offenen Atlantik, westlich von Irland, sind die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um mehr als 1‰ leichter als in der südlichen Norwegensee, die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte liegen bei 0 bis -0.15‰.

37.000 J.v.h. (Ereignis 3.1c) Ein zonaler Gradient bei ca 70°N gliederte damals das Nordmeer in einen nördlichen Bereich, in dem das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis von 3.9 bis 3.5‰ schwankt, und einen südlichen Bereich mit schweren Werten von 4-4.42‰ (Abb.11d). Der Schwerpunkt dieses Bereiches

liegt nordwestlich des Voering-Plateaus (Pos. M 23063, M 23065). Im NE markieren Positionen M 17730 und M 23259 das Zentrum einer kleinräumigen negativen Anomalie südöstlich der Bäreninsel. Bei Sedimentkern CH 73-139c, dessen Isotopenkurve dieses Ereignis im NE-Atlantik als einzige auflösen kann, sinkt das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis wieder auf 3.3‰.

Bei der  $\delta^{13}\text{C}$ -Verbreitung (Abb.11d) zeichnen sich zwei Bereiche relativ schwerer Werte von über 0.3 ab: Der erste umfaßt die südlich zentralen Positionen und erstreckt sich bis hin über das Voering-Plateau, der zweite liegt südlich der Framstraße. Dazwischen erstreckt sich eine schmale Zone mit niedrigen Werten von weniger als 0.05 - 0.00‰. Extrem  $^{13}\text{C}$ -verarmtes Wasser findet sich bei Position M 23074 vor Mittelnorwegen (-0.52‰ entspricht 0.3‰  $\delta^{13}\text{C}$  DIC in Meerwasser,).

30.000 bis 33.400 J.v.h.(Ereignis 3.1b). Während dieses Doppel-Ereignisses 3.1b (vgl. Abb.11e und f) zeichnet sich ein ähnliches zonales Muster ab wie bereits vor 37.000 Jahren. Wie bei den meisten anderen Zeitscheiben ist eine Zone ostnordöstlich von Island durch schwere  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse mit Werten 4.2‰ bis 4.4‰ gekennzeichnet (diese spiegeln offenbar vollsaline Verhältnisse wider und können deshalb als Referenzwerte dienen). Das erste Ereignis vor 33.400 (3.1b) Jahren wurde im südlichen Nordmeer allerdings nur in der Isotopenkurve von Kern CH 77-07 identifiziert. Entweder können die anderen Kerne hier dieses kurzfristige Ereignis nicht auflösen, oder sie blieben von einer der beiden Anomalie unberührt. Deutlich ist eine negative  $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalie, die die Werte auf bis zu 3.0‰ (3.1bII) bzw. 3.5‰ (3.1bI) abfallen läßt, hingegen an den Positionen im Nordosten. Hier, im NE ist diese Anomalie wohl auch am besten belegt, weil hier besonders hochauflösende Isotopenkurven vorliegen. Aber auch die Positionen in der Grönlandsee sowie in der südlichen Framstraße dokumentieren vor ca. 30.000 Jahren auf 3.5‰ reduzierte Werte. Da hier die Auflösung wegen niedriger Sedimentationsraten viel geringer ist (ca. 1.500 Jahre gegenüber 500 Jahre im Osten; vgl. Tab.D im Anhang) muß gerade hier damit gerechnet werden, daß die  $\delta^{18}\text{O}$ -Minima nicht vollständig erfaßt wurden bzw. ihre Amplitude durch Bioturbationseffekte geglättet und damit gedämpft wurde.

Wasser mit den entsprechenden isotopischen Eigenschaften (ca 3.8‰), abzüglich eines Eiseffektes von 0.5 bis 0.65‰ (Vogelsang 1990) für die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, kommt heute in der polaren Domäne vor. Die sehr leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse von 3‰, wie sie z.B. an den Positionen M 17732 und M 23260 vor 33.400 Jahren erreicht wurden, kommen heute nur in warmem atlantischem Wasser oder, noch bezeichnender, im Oberflächenwasser der Arktis vor, dessen Salinität auf bis zu 31‰ vermindert ist (Levitus 1982).

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb.11e und f) variieren zwischen 0.36 und -0.18‰ vor 30.000 Jahren und zwischen 0.45 und -0.12 vor 33.400 Jahren. Relativ schwere Werte von mehr als 0.3-0.4‰ finden sich in der Framstraße und an vereinzelt zentralen Positionen (M 23254 und M 23259) vor 33.400 Jahren. Vor 30.000 Jahren zieht ein Streifen mit Werten  $>0.25\text{‰}$  von der Framstraße bis zum Vöring-Plateau. Negative Werte markieren jeweils nur die randlichen Positionen im E und W, sowie Position CH 77-07 nordöstlich Islands. Westlich von Irland markiert Position M 17048 mit -0.61‰ das extreme Minimum der Verteilung, so wie bereits bei einer Reihe vorangegangener Zeitscheiben.

26.100 J.v.h. (Ereignis 3.1a) Vor rund 26.000 Jahren ist das Europäische Nordmeer durch starke lokale Gegensätze geprägt, viel ausgeprägter als in allen zuvor beschriebenen Zeitscheiben (Abb.11g). Das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis variiert zwischen 2.9 und 4.4 um 1.5‰. Der gesamte zentrale Bereich wird durch schwere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von über 4-4.4‰ bestimmt. Nach Süden hin wird dieses Gebiet bei ca. 65°N durch einen steilen zonal streichenden Gradienten begrenzt. Im Nordatlantik, westlich vor Irland, variieren die Werte ebenfalls kleinräumig zwischen 3.15 und 3.71‰, ähnlich die südöstlichste Position (HM 52-43) in der Norwegensee. Innerhalb des Nordmeeres zeichnen sich zwei markante negative Anomalien ab: Eine räumlich engbegrenzte negative  $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalie liegt mit Position M 23259 im Zentrum (2.89‰  $\delta^{18}\text{O}$ ); gegen N, NE und W nehmen die Werte von dort rasch auf 3.75‰ zu. Aus dieser Verteilung läßt sich ähnlich wie bei älteren Zeitscheiben eine zungenförmige Wassermasse rekonstruieren, die von in Richtung NW vorstößt. Eine weitere negative Anomalie (3.5-3.7‰) macht sich an den wenigen Positionen aus der Grönlandsee bemerkbar, wo heute die polare und Teile der arktischen Domäne liegen. Zwei Ausläufer mit negativeren Werten setzen sich in die östliche Framstraße und zu den zentralen Positionen PS 23243 und V 28-38 fort. Da vor Grönland keine weiteren  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven zur Verfügung stehen, konnte der Schwerpunkt, d.h. die Quelle dieser Anomalie nicht genauer eingegrenzt werden. Eventuell liegt sie im südlichen Spitsbergen (vgl. Spielhagen 1990).

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verbreitung (Abb.11g) wird durch generell niedrige Werte geprägt (0.36 bis -0.54‰). Im NE-Atlantik liegen sämtliche Werte im negativen Bereich zwischen -0.11 (Pos. M 17045) und einem extremen Minimum von -0.89‰ (entsprechend -0.06‰ ! für DIC in Meerwasser) an Position M 17048. Innerhalb des Nordmeeres ergibt sich ein kleinräumiges Muster mit häufig nur lokalen Variationen. Ein ausgeprägtes  $\delta^{13}\text{C}$  Minimum bildet einen breiten Streifen entlang des Ostrandes mit Extremwerten von -0.55‰ (Position M 23231 und M 23262). Eine weitere Anomalie liegt nordöstlich von Island. Die relativ schwersten Werte ( $>0.3\text{‰}$ ) beschränken sich auf einen schmalen Streifen, der von der Islandsee nach Nord-Osten bis zu den zentralen Positionen M 23059 und M 23269 reicht, sowie auf Proben östlich von Island.

18.000 J.v.h. (Ereignis 2.3) Dem Hochglazial geht eine schwach ausgeprägtes  $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum unmittelbar voraus, dessen Extremwerte in den nordöstlichsten und südwestlichsten Bereiches des Nordmeeres auftreten (Abb.11h). Insgesamt waren damals nur schwache Gradienten ausgebildet, das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis variiert lediglich zwischen 4.6 und 3.8‰. Die Zunge mit den relativ leichtesten Werten (kleiner als 4.0 bis 3.8‰) vor Nordnorwegen deutet auf einen verstärkten Eintrag leichter  $^{16}\text{O}$ -Isotope aus dem Bereich der Barentssee, die westlich und nördlich von Island auf einen Einstrom aus der Irminger-See. Schwere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte kommen, abgegrenzt durch die 4.5‰ -Isolinie, in einem zentralen NS-Keil vor, der Positionen in der westlichen Framstraße und die zentralen Positionen bis nordwestlich des Voering-Plateaus einschließt. Im NE-Atlantik variieren die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 4.0 und 3.7‰, sind also generell deutlich leichter, ähnlich wie vor Nordnorwegen.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte variieren zwischen 0.28 und -0.6‰ (Abb.11h). Ein extremes  $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum kennzeichnet den Ostrand vor der Barentssee (-0.25 bis -0.55‰). Ebenso niedrig sind die Werte im NE-Atlantik (-0.2 bis -0.6‰). Werte über 0.1‰ kommen in der Framstraße und in der Islandsee vor.

18.000 bis 14.800 J.v.h. (Letztes Glaziales Maximum, Stadium 2.2). Dieses Zeitintervall mittelt die letzten 3.000 Jahre aus der letzten Hauptvereisung, als der Meeresspiegel seinen Tiefststand von minus 120-130 m (Duplessy et al. 1992, Fairbanks 1989) und die Eisschilde ihre maximale Ausdehnung erreicht hatten. Auch die Barentssee war damals von einem Eisschild bedeckt (Vorren, 1986; Elverhoi, in prep.). Diese Zeitscheibe umfaßt daher auch innerhalb der letzten 60.000 Jahre die höchsten planktischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (>4.5‰). Sie bleiben im Allgemeinen zwischen 18.000 und 15.000 ( $^{14}\text{C}$ -) J.v.h. relativ konstant, spiegeln also eine Zeit klimatischer Stabilität wider. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Karte (Abb.11i) zeigt, daß das Oberflächenwasser im zentralen Nordmeer durch sehr einheitliche O-Isotopen-verhältnisse von 4.7 bis 4.9‰ geprägt war, die sich bis in die östliche Framstraße nach N fortsetzen. Lokal extrem schwere Werte von 4.96‰ finden sich bei Position M 23074 auf dem südöstlichen Vöring-Plateau und auf Station HM 71-17 nördlich von Island. In Nähe der kontinentalen Eisränder nehmen die Werte geringfügig ab, auf 4.5‰ am östlichen Vöring-Plateau, 4.42-4.5‰ östlich von Grönland bis 4.33‰ vor dem Barentssee-Eis. Der Südrand des Nordmeeres ist durch einen steilen, zonal verlaufenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Gradienten über der Island-Färöer-Schwelle gekennzeichnet, wo die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von N nach S um gut 0.6‰ abnehmen. Südlich der Schwelle erstreckt sich im NE-Atlantik eine O-isotopisch weithin einheitliche Wassermasse, die mit 3.99-4.09‰ deutlich niedrigere O-Isotopenwerte besitzt als das Nordmeer. Südwestlich von Island hingegen verlaufen die Gradienten anders. Hier führen schwerere Werte von 4.23 bis 4.45‰ zu vorwiegend meridional verlaufenden Isolinien.



Die insgesamt leichten  $\delta^{13}\text{C}$ Werte schwanken zwischen 0.27 und -0.35‰ im südlich zentralen Europäischen Nordmeer und -0.39‰ westlich von Irland (Abb.11i). In Nähe der Eisränder liegen negative Werte von -0.14 bis -0.2‰.

13.500 J.v.h. Schon während der frühesten Abschmelzphase wird das einheitliche Bild des LGM durch ein völlig neues  $\delta^{18}\text{O}$ -Muster (Abb.11j) abgelöst, in dem steile E-W-Gradienten vorherrschen. Das  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal in den Schalen von *N. pachyderma* sin. variierte um 2.7‰ zwischen 4.28 und 1.59‰ stärker als das heutige. Im Osten war das Europäische Nordmeer in weiten Bereichen durch negative  $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalien gekennzeichnet mit Werten kleiner als 3‰. Die Westgrenze dieses Gebietes verläuft ungefähr entlang des 0-Meridians und wird durch auffällig steile Gradienten definiert (z.B. von 3.5-4.0‰ auf 2.5-2.75‰). Der Kern des  $\delta^{18}\text{O}$ -Minimums (1.6‰) lag bei den Positionen M 23259 und M 23260, bei 72°N und 9-11°E. Seit dem LGM (Abb.11i) sanken hier die örtlichen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um mehr als 3‰. Rezent kommen ähnlich leichte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (1.6‰ abzüglich mindestens 0.8-1.0‰ Eiseffekt = 0.6-0.8‰, Vogelsang 1990) nicht einmal im niedrigrsalinen und warmen norwegischen Küstenstrom (1.1‰) vor. Die 2.3‰ -Isolinie umschließt ein zungenförmiges Gebiet vor Norwegen, das gegen N durch höhere Werte (trotz hochauflösender  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven) blockiert erscheint. Nach Süden breitet sich die Anomalie, allmählich abklingend, bis ca. 65°N aus: die Positionen M 23233 und M 23331 (Gammelbanken und inneres Vöring-Plateau) zeigen immer noch Werte von 2.0/2.1‰, während die Werte vor Mittelnorwegen an den Positionen HM 31-33 und HM 25-09 bereits 2.66 bzw. 3.98‰ erreichen. Bemerkenswert ist, daß lokal vor der Barentssee die Werte unmittelbar am östlichen Eisrand wiederum zunehmen, so an Pos. M 23258 und M 23262 auf 2.79 und 2.62‰. Anhaltend hohe  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte größer als 4‰ markieren ein Gebiet, das sich von der östlichen Islandsee nach NE ins Beckenzentrum ausdehnt (Positionen CH 77-07, HM 57-07 und M 23059). Eine weitere schmale Zunge mit leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von 2.64 (Pos. 0020) bis 3.2‰ (Pos. POS 0006, HM 71-19) erstreckt sich von Süd-Grönland her bis südlich von Jan Mayen und begrenzt hier das Gebiet mit hohen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in der Islandsee in Richtung Norden.

Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis (Abb.11j) schwankt kleinräumig mit leichten Werten von 0.2 bis -0.8‰. Von den kleinräumigen Variationen ist wiederum, wie in älteren Zeitscheiben, die Osthälfte des Nordmeeres stärker betroffen. Besonders negative Werte kennzeichnen hier einige Positionen unmittelbar am Ostrand (M 23331 und POS 16343 mit -0.55 und -0.8‰). Die relativ schwersten Werte (größer als 0.15‰) beschränken sich auf die Islandsee und die westliche Framstraße und einige zentrale Positionen. Auf Werte von DIC im Wasser umgerechnet, entsprechen diese Werte 0.27 bis -0.02‰.

12.900 J.v.h.(Ätteste Dryas) Vor etwa 12.900 Jahren (wegen eines  $^{14}\text{C}$ -Plateaus ist der genaue Umfang dieser Zeitscheibe z.Zt. kaum feststellbar, Lotter et al. 1992) war das beschriebene  $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum vor 13.500 Jahren wieder weitgehend abgebaut und das Nordmeer durch einen kurzfristigen "Rückschlag" zu "glazialen" Verhältnissen geprägt (Abb.11k). Leider kann dieser nur in wenigen hochauflösenden Isotopenkurven genau identifiziert werden. Die relativ große Streuung der Werte in Abb.11k könnte ebenfalls Ergebnis dieser häufig mangelhaften stratigraphischen Auflösung sein. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte variieren im Nordmeer zwischen 3.7 und 4.7‰, im NE-Atlantik von 3.15 bis 4‰. Der leichteste Wert (2.76) liegt vor der norwegischen Rinne (Bohrung Troll 3.1). Der Einfluß relativ leichter Werte setzt sich von dort bis in die südliche Norwegensee fort (Position HM 31-33: 3.26‰  $\delta^{18}\text{O}$ ). Auch auf dem südlichen Voering-Plateau ist das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis auf 3.67‰ erniedrigt. Schwere Werte von 4.5-4.8‰ kommen in der Islandsee, aber auch im zentralen Nordmeer (M 23059, PS 23243) und in der Framstraße vor.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte variieren zwischen 0.49 und -0.15‰, wobei die schwersten Werte im südlichen Zentrum (PS 23243, K11, M 17732) und in der Islandsee (HM 71-12) vorkommen. Negative Werte säumen den Kontinentalrand vor der Barentssee und vor allem vor Südnorwegen (Abb.11k).

12.400 J.v.h.(Bölling) Nach der Kaltphase der "Ättesten Dryas" läßt sich im Europäischen Nordmeer erneut eine ausgeprägte negative  $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalie beobachten (Abb.11l) Während des Höhepunktes dieses Ereignisses, vor 12.400 Jahren, schwankte das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis lokal zwischen 4.27 und 2.3‰, d.h. um fast 2‰. Vor der Barentssee dokumentieren die Positionen M 23258, M 23256 und M 23259 mit 3.0, 2.68 und 2.66 ein nordöstliches Zentrum dieser Anomalie, gegen S und SE begrenzt durch die Positionen M 17732, M 23260,-61,-62 und M 17719 mit 3.46 - 3.68. Daraus läßt sich eventuell eine von NE aus der Storfjord-Rinne nach SW verlaufende Zunge konstruieren, auf der Karte durch die 3‰-Isolinie veranschaulicht. Auf der SW-Seite des Nordmeeres liegt eine weitere Anomalie vor Grönland (Positionen POS 0020 und HM 71-14). Mit 2.29/2.78‰ sind die Werte kleiner als im heutigen Ostgrönlandstrom (3.1-3.2‰, Abb.11l), was bei einer Berücksichtigung eines Eiseffektes von damals ca. 0.5-0.6‰ auf eine deutliche Reduktion der Salinität deutet. Ein breites Band mit niedrigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten erstreckt sich auch auf der Ostseite vom NE-Atlantik bis vor Mittelnorwegen. Darin bleiben die Werte von 2.43/2.66‰ im NE-Atlantik, westlich von Irland, 2.61 - 2.99‰ vor Südnorwegen und 2.40 - 2.98‰ vor Mittelnorwegen etwa gleich. Schwere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 4.04 - 4.27‰ kennzeichnen die Positionen HM 71-12 und CH 77-07 in der östlichen Islandsee, sowie die zentrale Framstraße. Sie bedeuten hier allerdings noch anhaltend glaziale Bedingungen. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind nämlich im Vergleich zu den glazialen lediglich durch die Unterschiede im globalen Eisvolumen verschoben (ca. 0.5-0.6‰ im Vergleich zu heute; Vogelsang 1990).

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb.11l) sind insgesamt stark reduziert, besonders in den Gebieten mit negativen  $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalien, so an Pos. M 23258 südwestlich vor der Storfjord-Rinne auf  $-0.67\text{‰}$  und vor dem Scoresbysund in Ost-Grönland (POS 0020 und HM 71-14) auf  $-0.37$  bzw.  $-0.16\text{‰}$ . Etwas schwerere Werte von  $0.15$ - $0.48\text{‰}$  charakterisieren den gesamten zentralen Bereich des Nordmeeres. Auch die Positionen CH 73-139c im NE-Atlantik und SU90I08 im (heutigen) Irmingerstrom sind durch solche Werte charakterisiert.

11.800 J.v.h.(Ältere Dryas) Vor rund 11.800 Jahren war das Europäische Nordmeer erneut durch maximale  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte geprägt (Abb.11m). Mit Ausnahme der etwas leichteren Werte im Südosten ( $<3.5\text{‰}$ ) variierten die Werte mit  $4$  bis  $4.5\text{‰}$  nur geringfügig. Die negativen Anomalien, die vor 12.400 Jahren das Gebiet vor der Barentssee kennzeichneten, waren abgebaut. Unter Berücksichtigung des damaligen  $\delta^{18}\text{O}$ -„Eiseffektes“ (ca.  $0.7\text{‰}$  im Vergleich zu  $1.2\text{‰}$  während des LGMs; Vogelsang 1990, Fairbanks 1989) würde im zentralen Nordmeer damit etwa wieder das glaziale  $\delta^{18}\text{O}$ -Niveau ( $4.7\text{‰}$ ) erreicht. Ein extrem erhöhtes  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis von  $4.4$ - $4.5\text{‰}$  dokumentieren die Positionen in der Framstraße (MG 123 und PS 21291). Mit  $3.1$ - $3.3\text{‰}$  ähneln hingegen die Werte vor Südnorwegen denen im NE-Atlantik ( $2.96$ - $3.25\text{‰}$ ;  $0.6$ - $0.8\text{‰}$  höher als rezent). Die Positionen M 23071 und M 23068 auf dem südlichen Voering-Plateau zeigen mit  $3.8\text{‰}$  den nordwärts abklingenden Einfluß dieser negativen Anomalie an. Die Positionen SU 90I08 und V 28-14 unter dem heutigen Irmingerstrom zeigen mit  $3.5\text{‰}$  mittlere Werte zwischen denen aus Nordmeer und NE-Atlantik.

Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis variiert in einem weiten Spektrum zwischen  $0.64\text{‰}$  (westlich von Irland) bis zu  $-0.58\text{‰}$  (vor Südnorwegen). Relativ schwere Werte ( $0.3$ - $0.5\text{‰}$ ) kamen im NE-Atlantik und im westlichen Bereich des heutigen Norwegenstromes sowie in der Islandsee vor. Vergleichbar hohe Werte kommen rezent im Bereich des Norwegenstromes vor (Abb.12m). Von  $-0.15$  bis auf  $-0.58$  extrem reduzierte Werte kommen vor Südnorwegen vor, wobei zum Kontinentalrand hin eine Abnahme zu beobachten ist. Auch Position M 23258 westlich der Bäreninsel und HM 71-14 unter dem Ostgrönlandstrom waren durch besonders niedrige Werte von  $-0.15$ - $-0.02\text{‰}$  gekennzeichnet.

Jüngere Dryas (Ende ca.10.400 J.v.h.) Während der Kälteschwankung der Jüngeren Dryas (Abb.11n) war das Europäische Nordmeer vom Nordatlantik weithin durch einen zonal streichenden steilen  $\delta^{18}\text{O}$ -Gradienten getrennt, in dem das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis in Richtung Süden um mehr als  $1\text{‰}$  abfiel. Nur ganz im Osten wurde dieses zonale Muster von einer Zunge mit leichten Werten durchbrochen, die sich vom NE-Atlantik aus in den südlichsten Bereich der Norwegensee hinein erstreckte. Dort war das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis mit  $3.22$  bis  $2.99\text{‰}$  fast so niedrig wie im NE-Atlantik ( $2.87$ -

3.05‰). Eine auf 3.6-3.7‰ abgeschwächte Fortsetzung dieser negativen Anomalie reicht nach Nordwesten bis südlich von Jan Mayen. Sie trennte zwei Gebiete, die durch schwere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 4 und 4.4‰ charakterisiert waren und damit eine Rückkehr zu glazialen Bedingungen signalisieren. Deren Schwerpunkte liegen in der Islandsee, in einer Zunge von Jan Mayen Richtung ESE und nahe der Framstraße. Bei einem bereits um die Hälfte (auf 0.5-0.6‰) geschrumpften globalen  $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffekt (z.B. Labeyrie et al. 1992) würde mit den Werten von 4.25-4.4‰ (entsprechend 4.75-5.0‰ bei LGM-Eiseffekt) sogar das glaziale  $\delta^{18}\text{O}$ -Niveau (ca 4.7-4.9‰) übertroffen.

Relativ leichtere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte kommen nochmals vor der Barentssee vor, wo sie zum Kontinentalrand hin auf 3.5‰ (Pos. M 17719/M 23256) abnehmen. Unklar ist bisher, ob diese niedrigen Werte zu denen vor Mittelnorwegen eine direkte Verbindung haben. Gleichzeitig ist dieser Bereich auch durch negative  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-0.1 bis -0.16‰) gekennzeichnet. Ein leichtes  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis (-0.02) findet sich auch unter dem heutigen Ostgrönlandstrom und in der Nähe des heutigen Norwegischen Küstenstromes. Im Gegensatz dazu bezeugen die meisten anderen Positionen mit Werten von 0.3 bis 0.6‰ ein  $^{13}\text{C}$ -angereichertes Oberflächenwasser. Maximale Werte von über 0.5‰, ähnlich wie heute im westlichen Norwegenstrom, werden in einem schmalen Streifen in der südlich zentralen Norwegensee und südlich von Jan Mayen erreicht, fast deckungsgleich mit dem Streifen relativ leichter  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte.

9.000 J.v.h. Das Bild der  $\delta^{18}\text{O}$ -Rekonstruktion (Abb.11o) zu Beginn des Holozäns wird von einem meridionalen Muster beherrscht. Die 2.5- und 3‰ -Isolinien ziehen sich vom Nordatlantik her in Süd-Nord-Richtung durch das gesamte Nordmeer bis in die Framstraße und gliedern es in eine westliche "schwere" und eine östliche "leichte" Hälfte. Dieses Muster, so wie die Bandbreite der  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse zwischen 1.63 und 3.9‰ weicht nur minimal von den rezenten Werten (1.13-3.8‰) ab.

Die niedrigsten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Abb.) von 1.63 bis 2‰ kommen vor der norwegischen Rinne und in einem schmalen Band entlang des norwegischen Kontinentalhanges vor (im Vergleich zu heute allerdings um 0.35-0.5‰ erhöht). Vom NE-Atlantik aus nehmen die Werte in der Osthälfte des Nordmeeres allmählich von 2.23‰ (Pos. CH 73-139c) auf 2-2.86‰ vor Südnorwegen (Pos. HM 28-18), auf 2.11-2.7‰ vor Mittelnorwegen und schließlich auf 2.36-2.9‰ vor Nordnorwegen und in der südlichen Framstraße allmählich zu. Vom Vöring-Plateau aus ist die 2.5‰-Isolinie zu den zentralen Positionen M 23063/-62/-64 nach NW ausgebaucht und ähnelt damit auch im Detail dem rezenten Muster. Westlich wird dieser breite Streifen durch einen relativ steilen Gradienten begrenzt, in dem die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte rasch auf 3‰ abfallen (Im Rezenten grenzt die 3‰-Isolinie grob atlantische von arktischen Wassermassen ab und zeichnet damit ungefähr den Verlauf der arktischen Front nach). Maximale

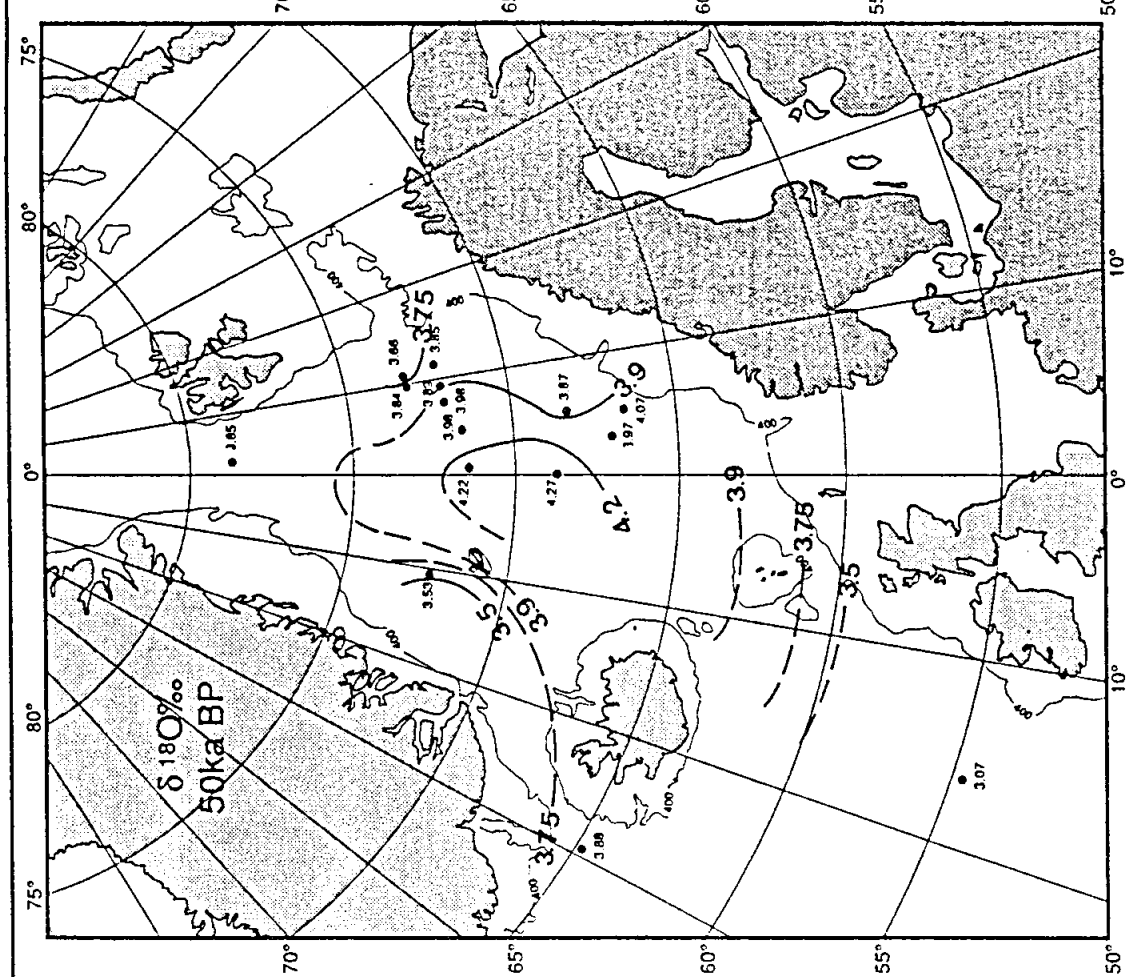
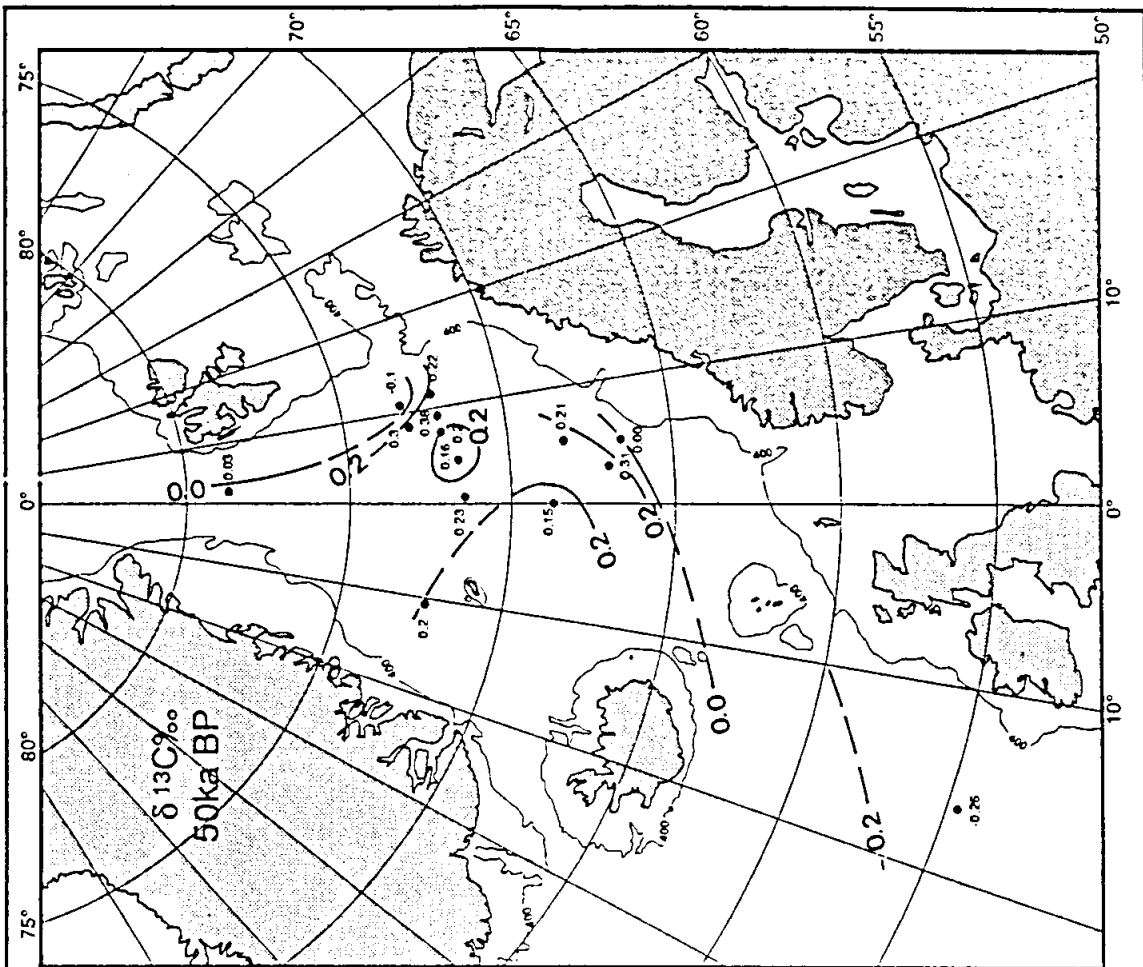
$\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 3.5-3.9‰ beschränken sich auf ein schmales Gebiet in der Islandsee, das bis westlich von Jan Mayen streicht. Position HM 71-14, die heute vom Ostgrönlandstrom überflossen wird, zeigt dagegen ein  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis von nur 3.13‰.

Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis schwankt breit zwischen -0.32‰ und 0.7‰ und ist damit insgesamt etwas niedriger als das rezente (0.1-0.95‰). Zwei kleine Bereiche besonders schwerer Werte um 0.7‰ werden durch die Positionen HM 71-12/-17 in der Islandsee und M 17724 in der südöstlichen Framstraße repräsentiert. Mittlere bis schwere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von 0.4 bis 0.6‰ kennzeichnen auch das Gebiet zwischen Vöring-Plateau und Zentrum. Die niedrigsten Werte kommen entlang des Ostrand und über der Island-Färöer-Schwelle vor.

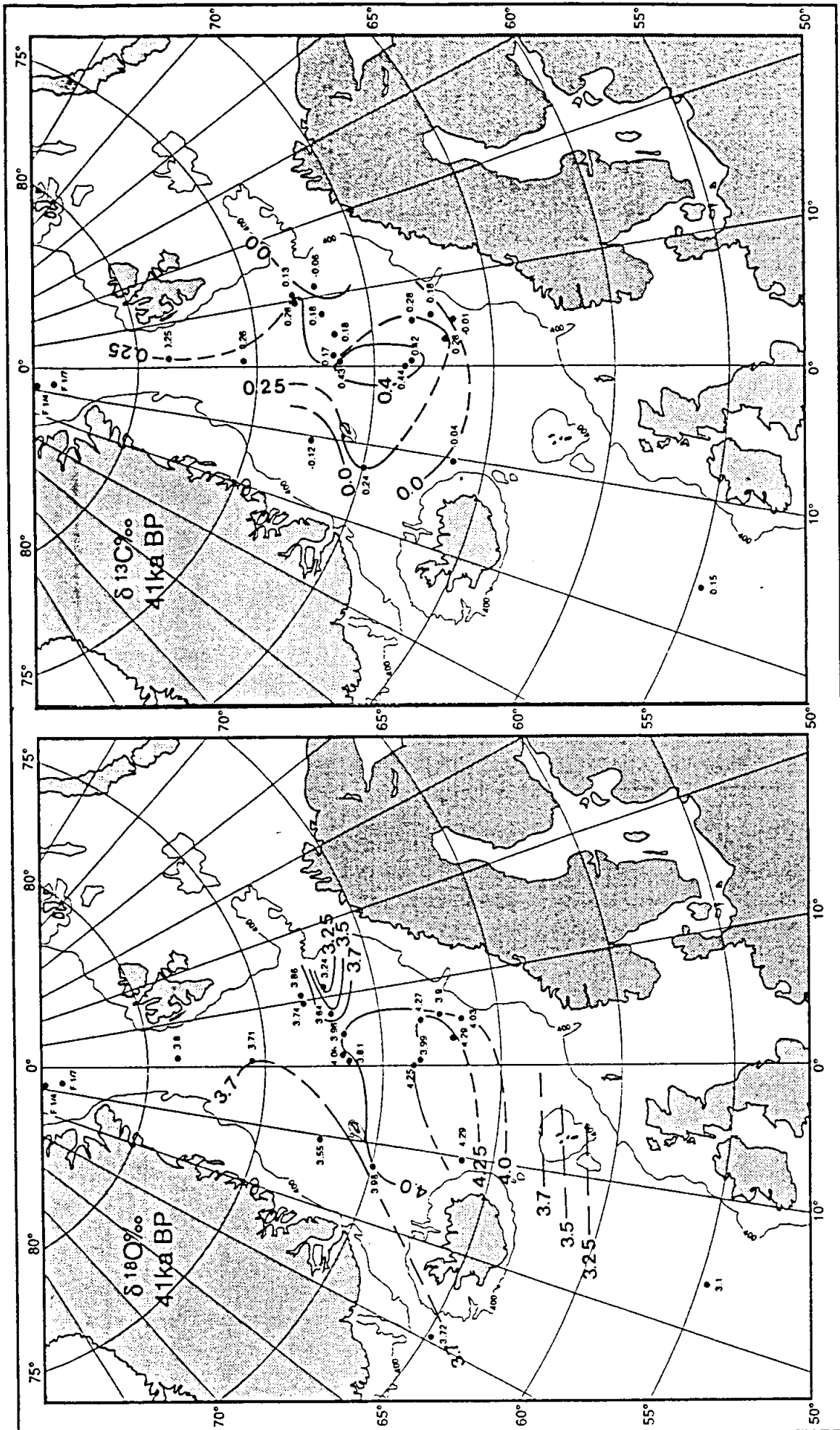
7.000 J.v.h. Die S-N-gerichtete Zunge, die sich vor 9.000 Jahren in der Osthälfte des Nordmeeres etablierte, spiegelt sich in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten 7.000 Jahren (Abb.11p) noch verstärkt wider: Einerseits nahmen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Norwegenstrom (z.B.Pos. M 17732) auf 2.0-2.7‰ noch weiter ab. Andererseits war die Zunge nach Westen erweitert und erfaßte mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von unter 3‰ auch Bereiche, die heute der arktischen Domäne angehören.

Gleichzeitig ist ein deutlicher Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zu verzeichnen (Abb.11p) Im nördlichen Norwegenstrom steigen die Werte auf 0.4-0.65‰ an und sind damit im Vergleich zu heute (0.25-0.4‰) um 0.15-0.25‰ erhöht. Das trifft auch auf den NE-Atlantik zu, wo Pos. V 23-81 ein  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis von 0.47‰ widerspiegelt.

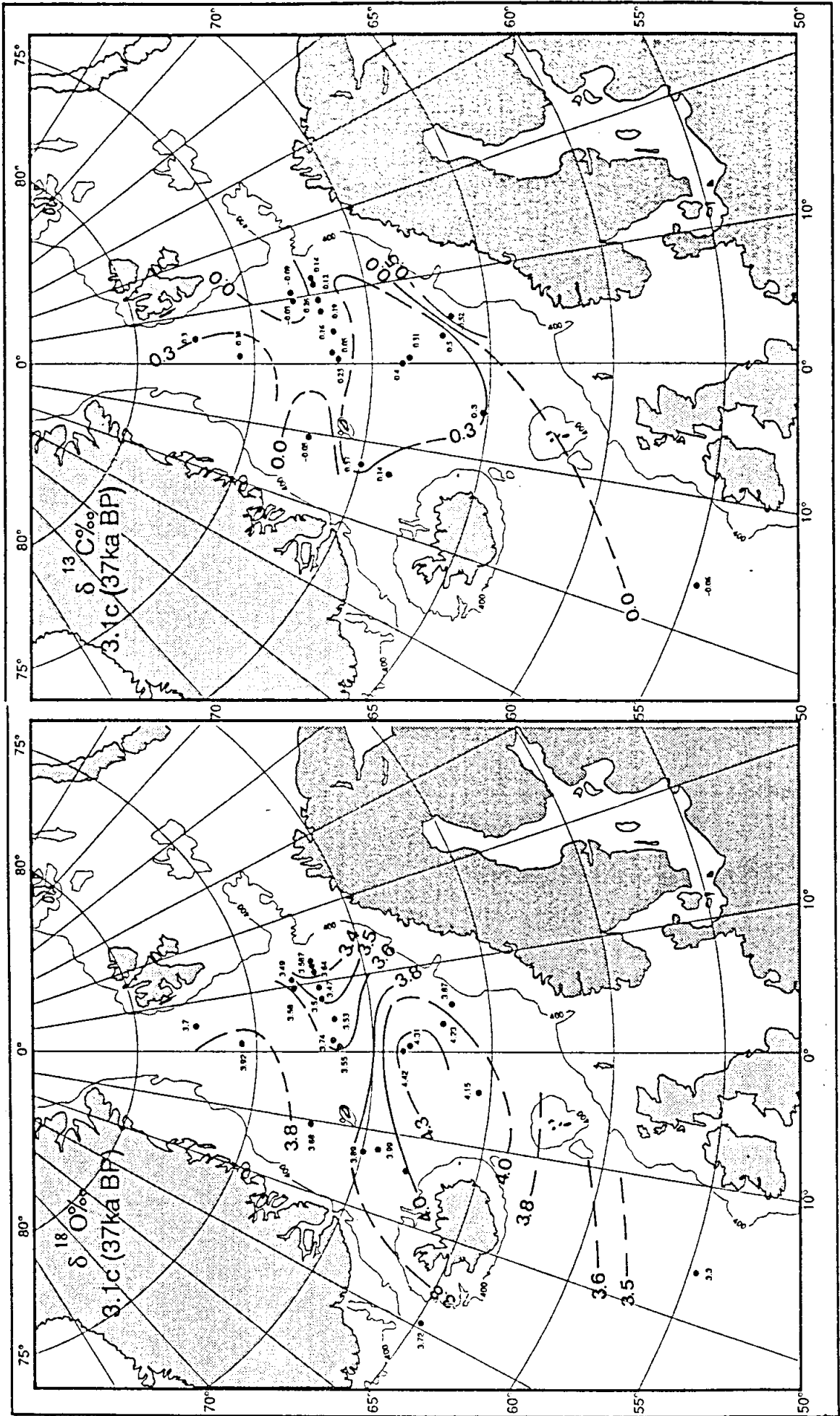




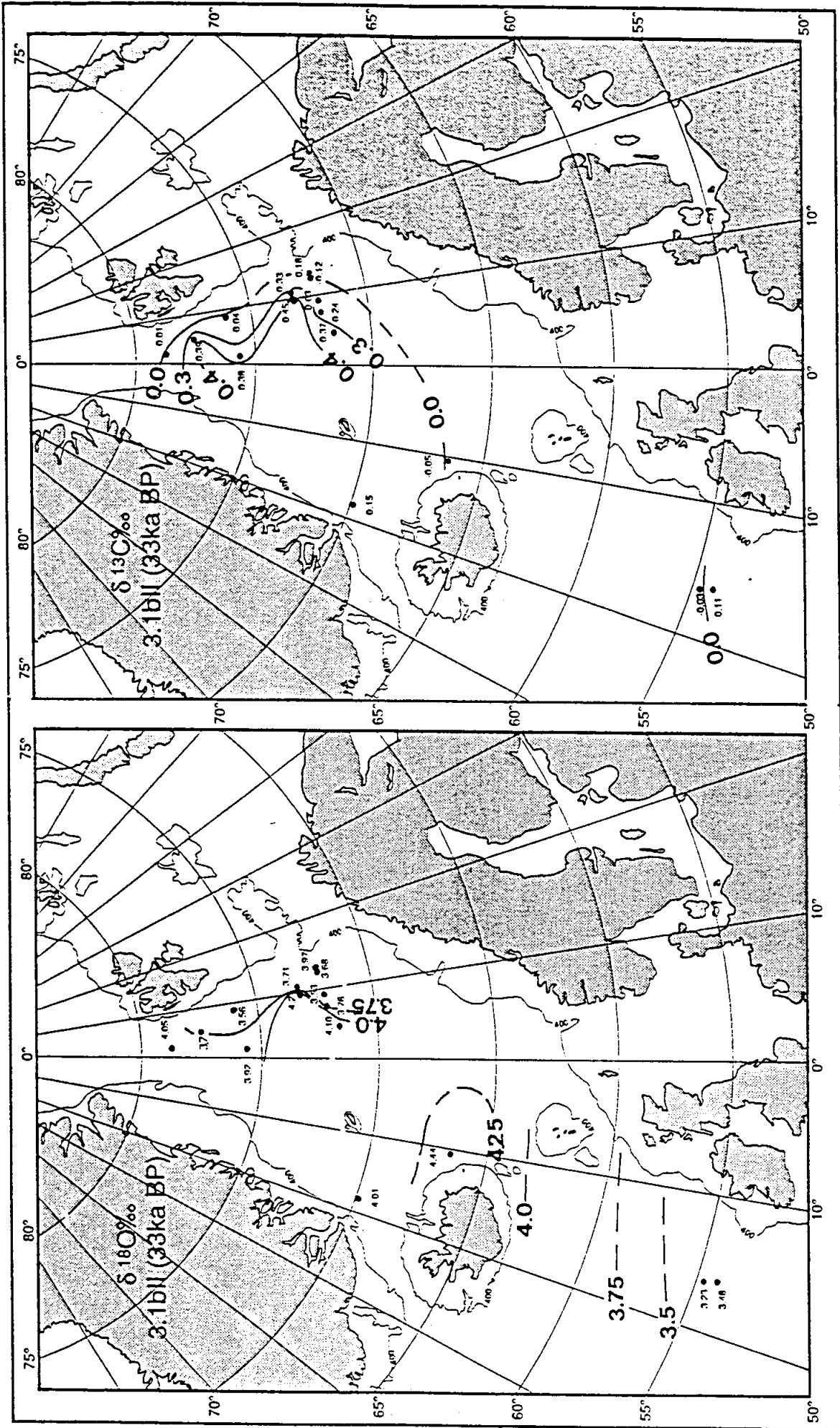
**b**

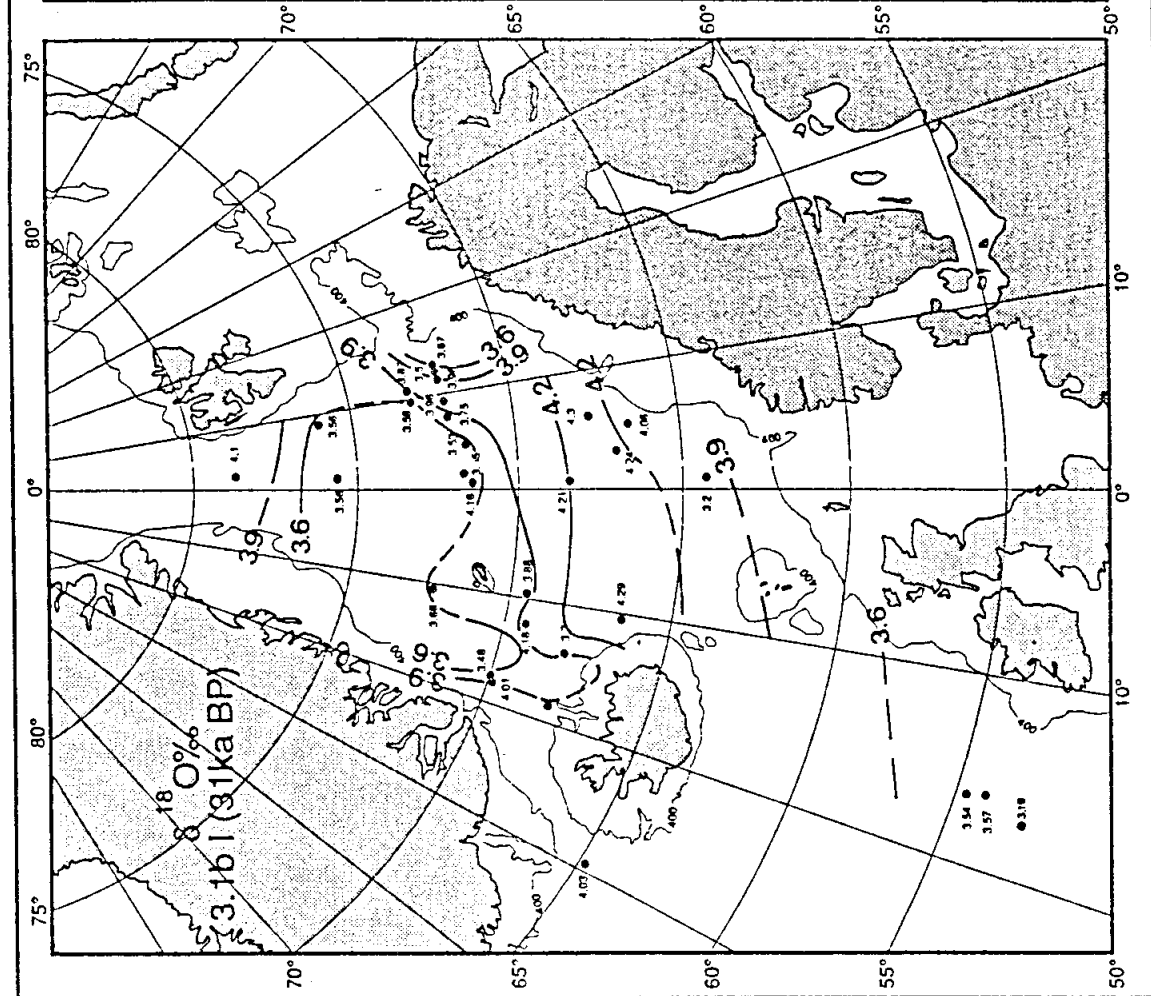
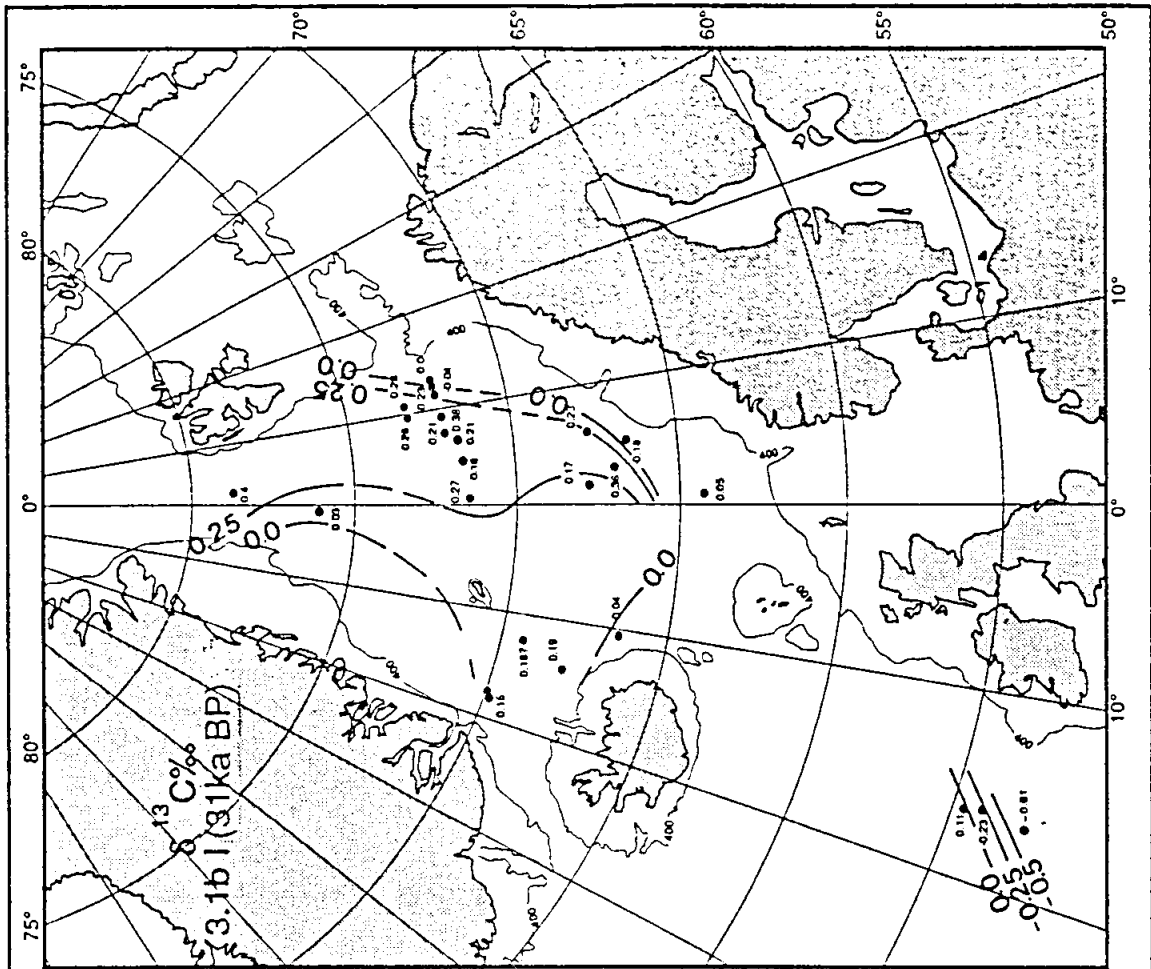


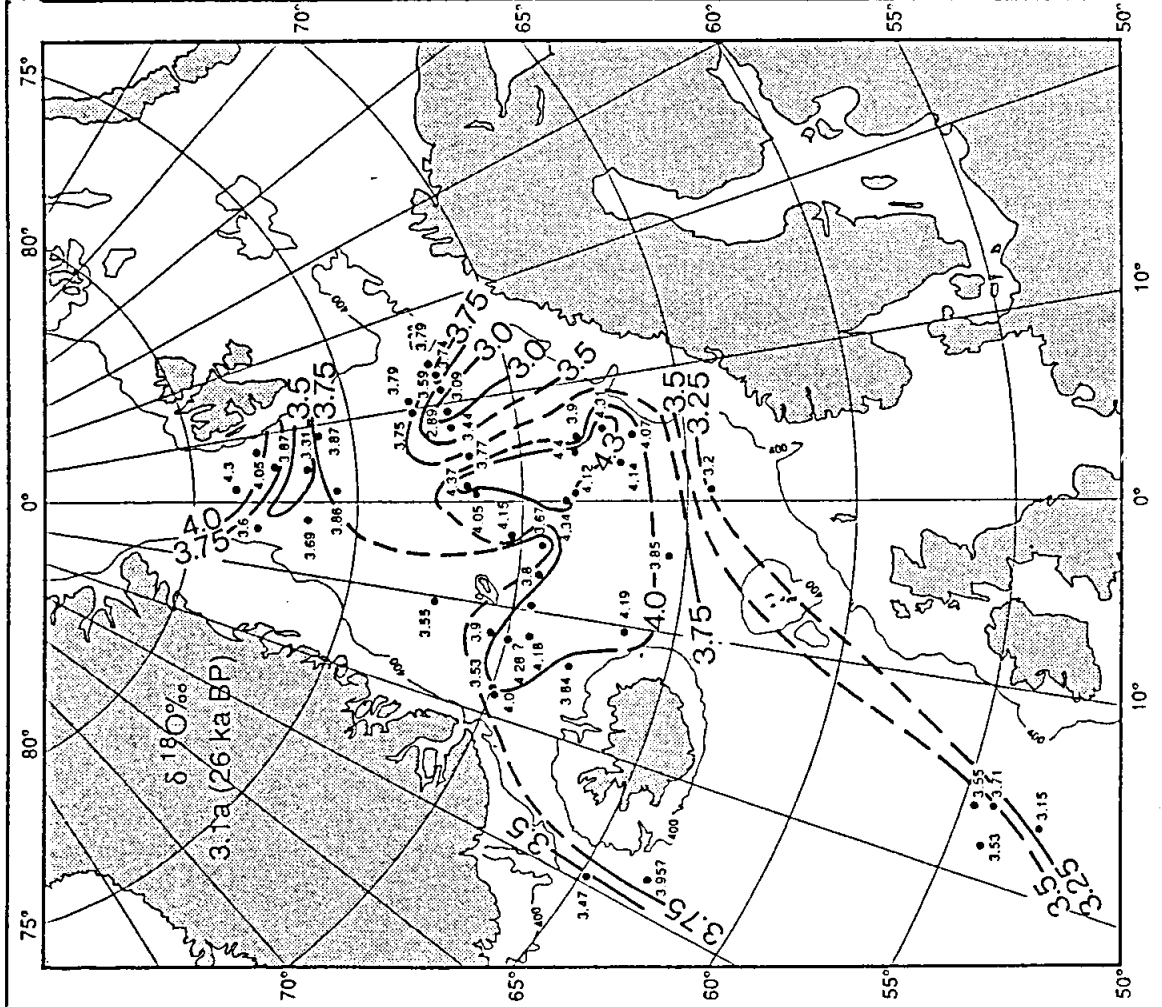
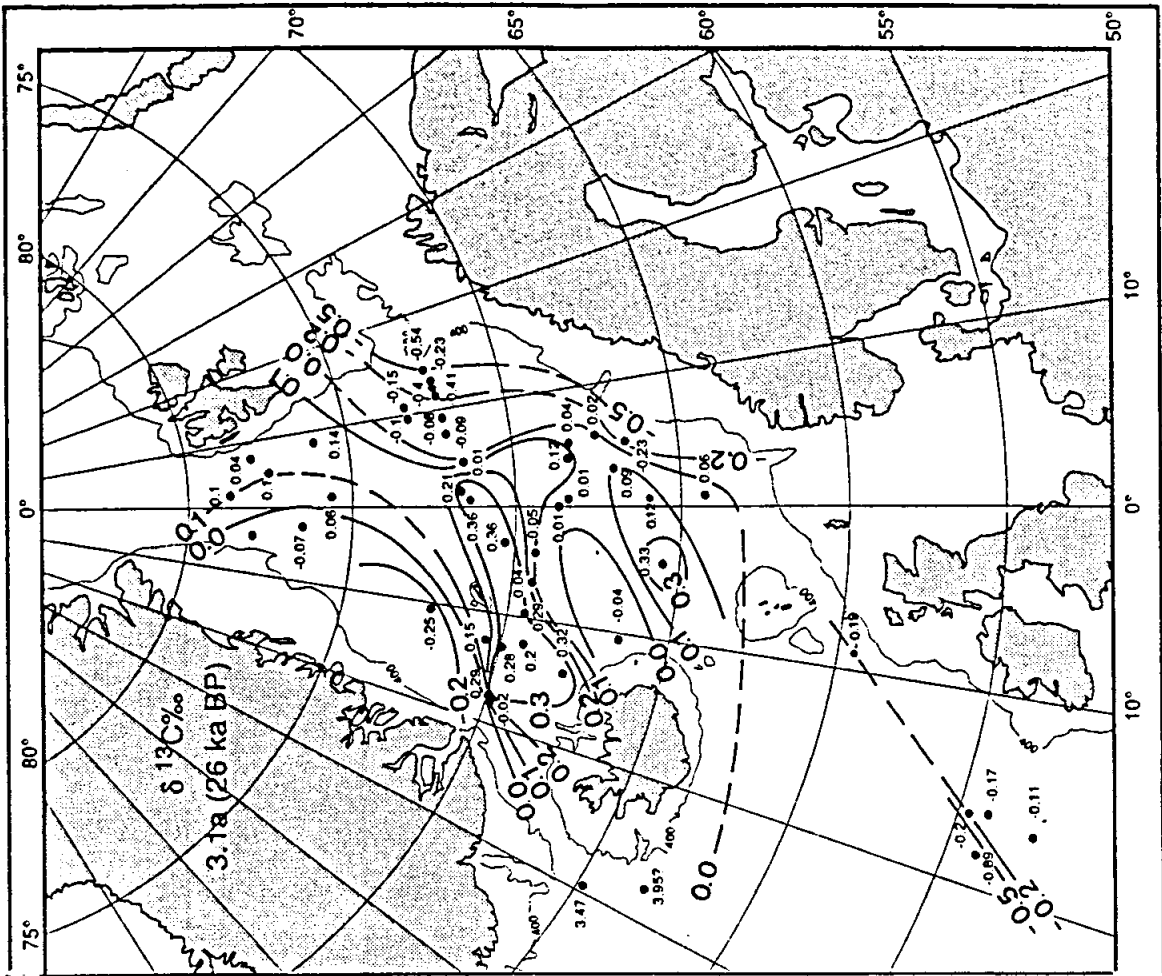


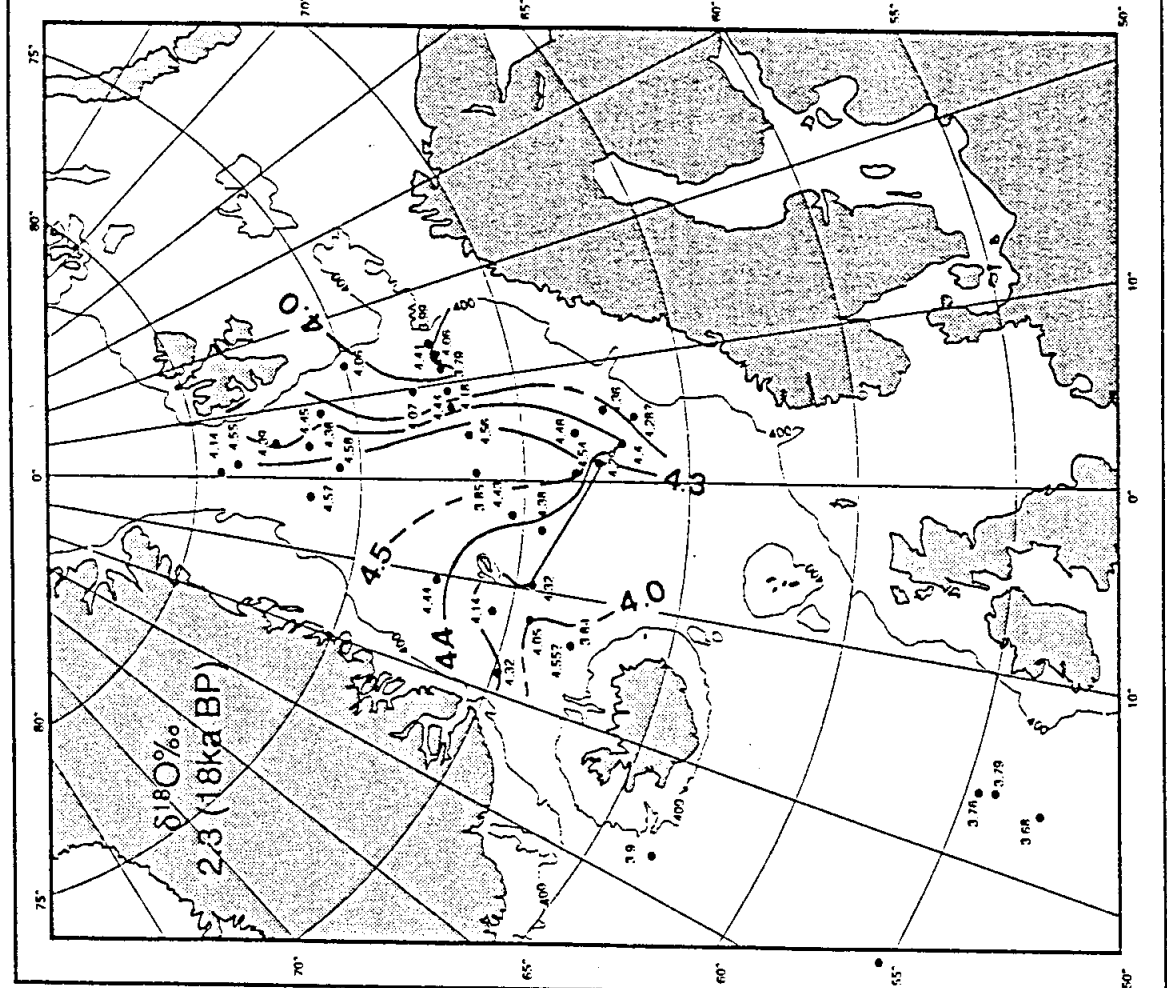
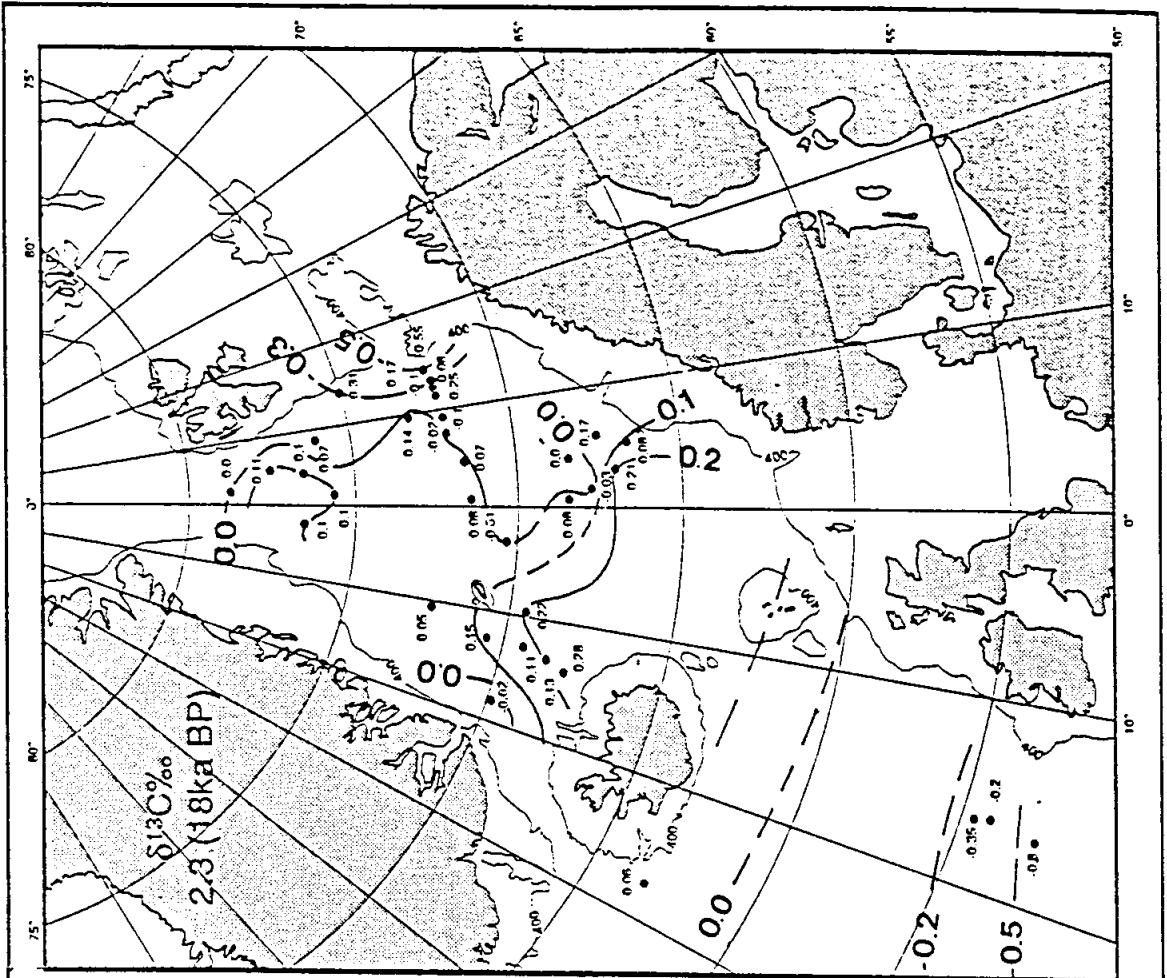


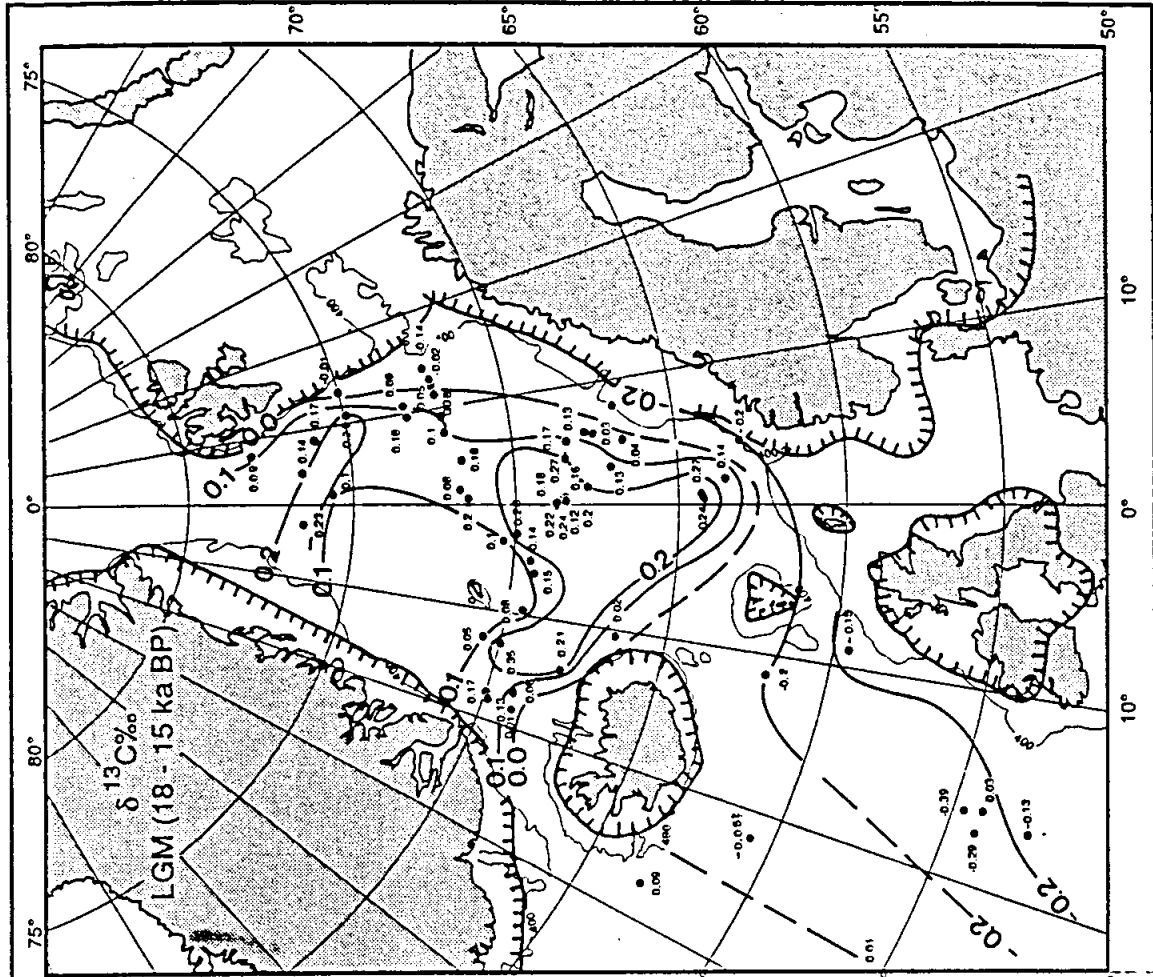
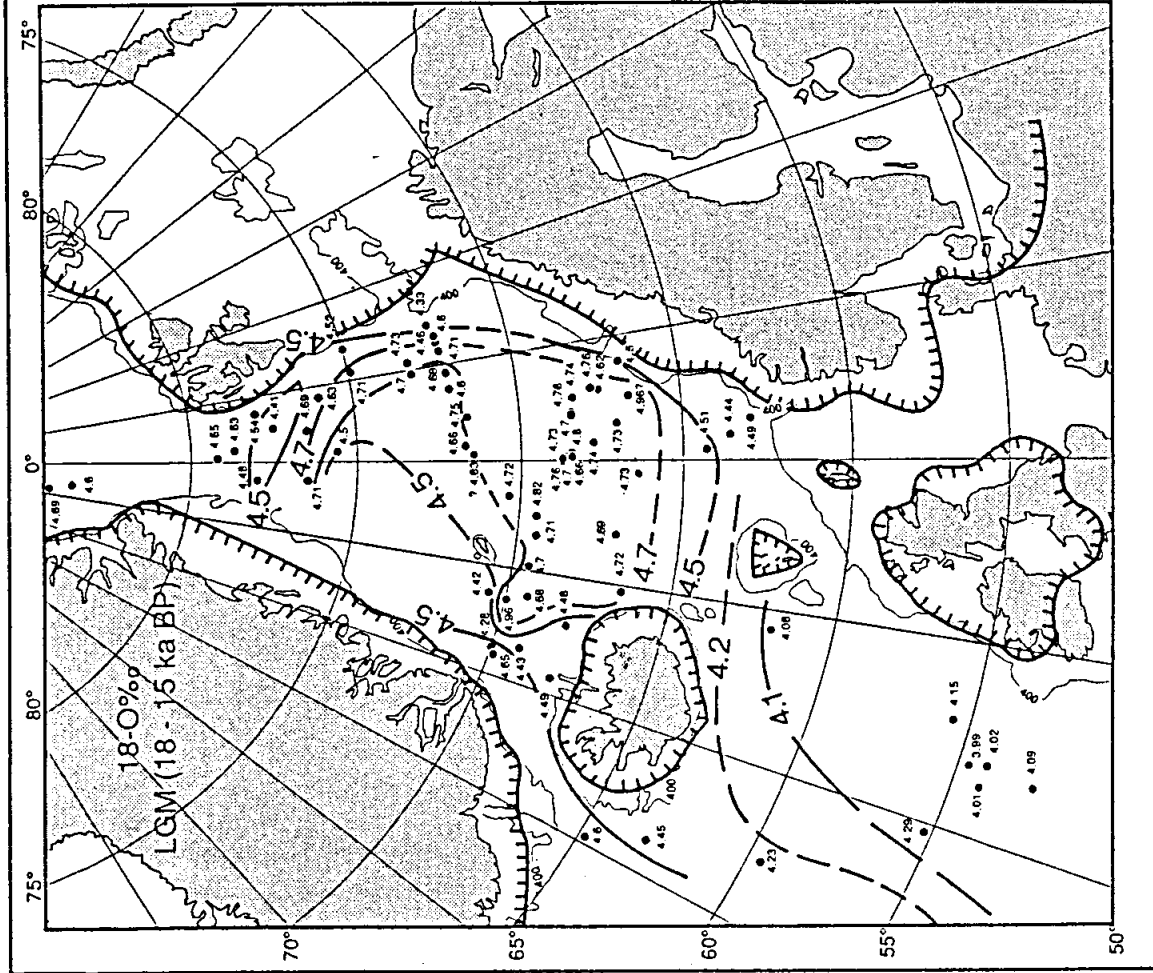
**d**



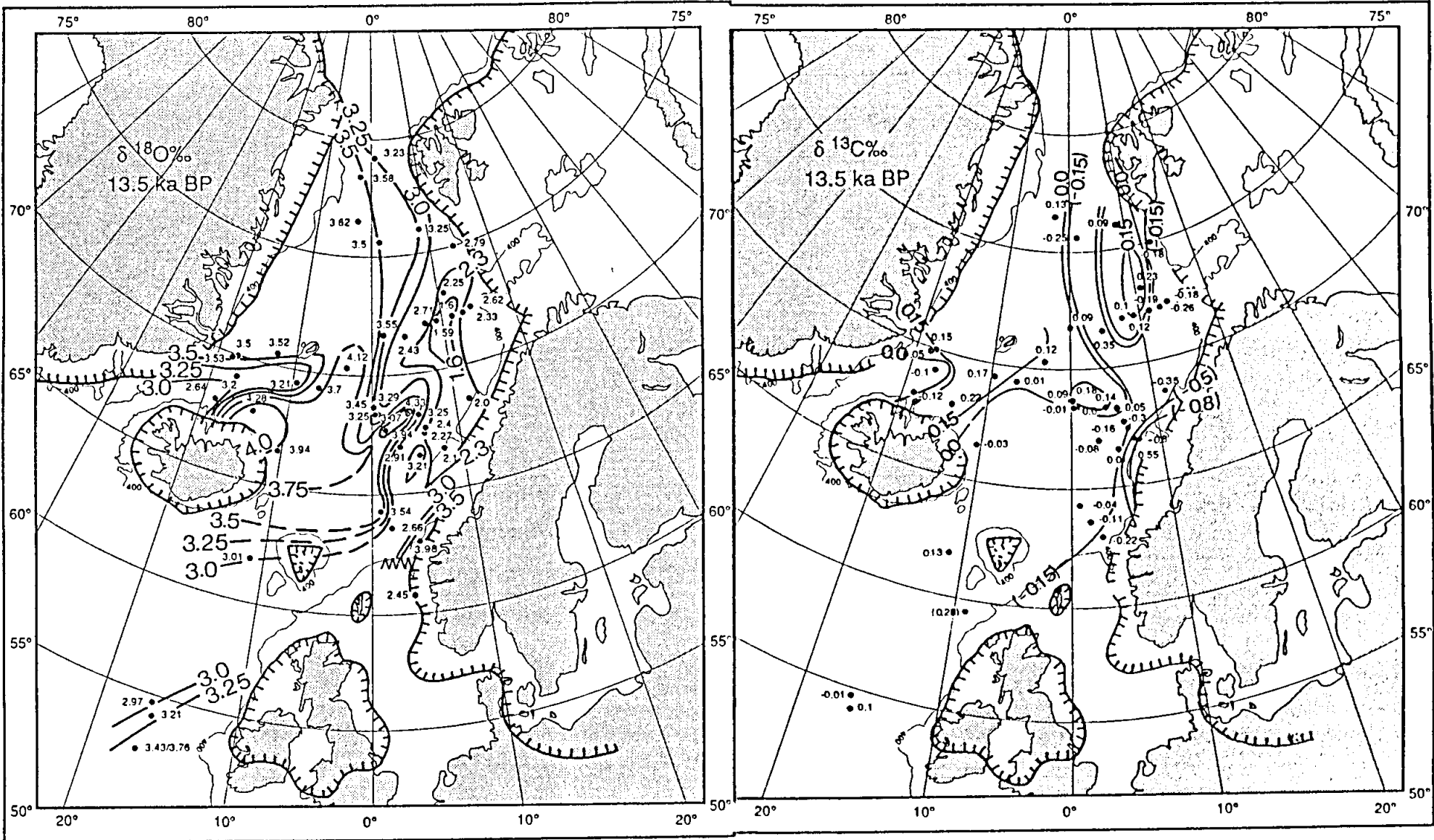




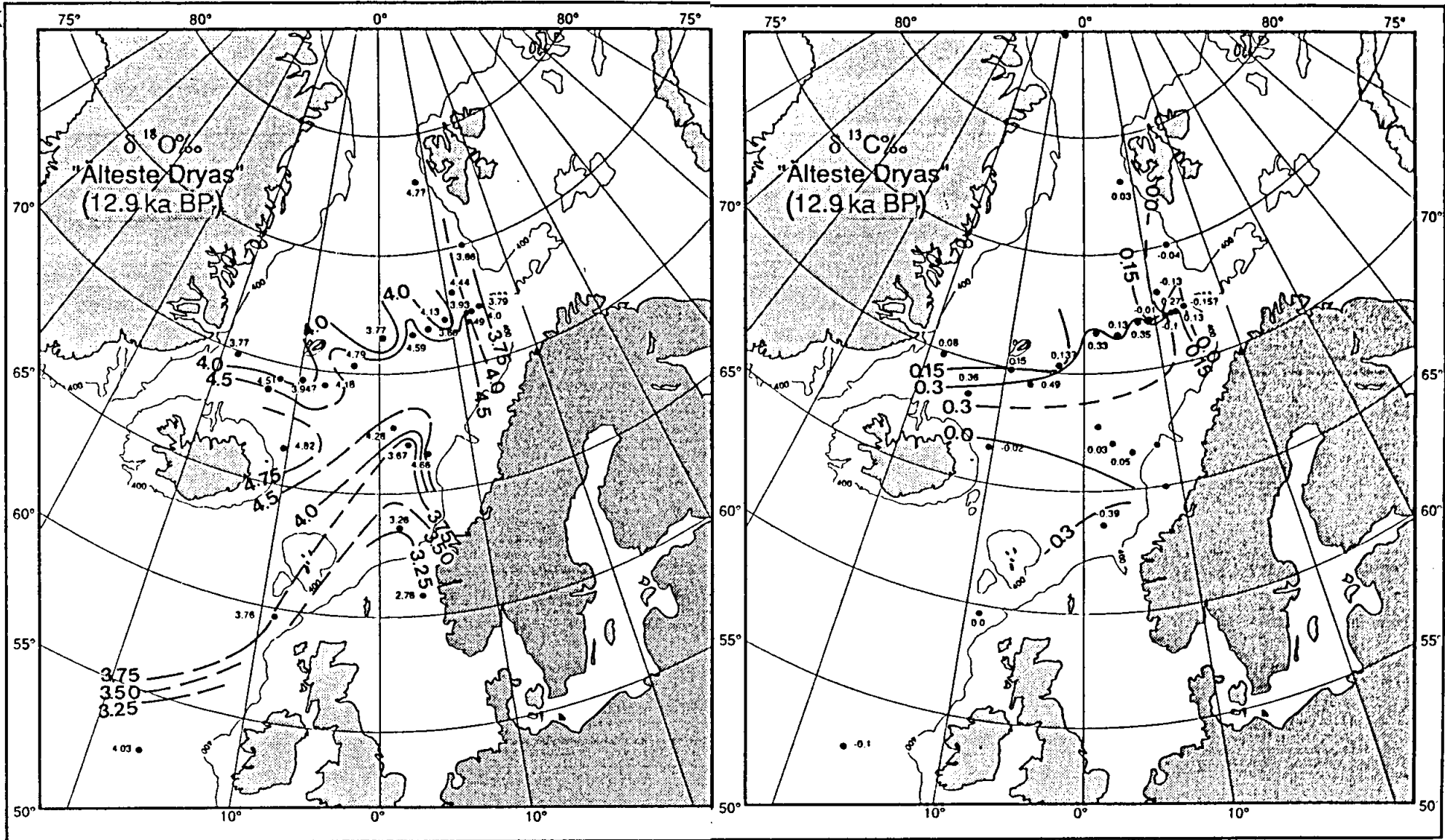




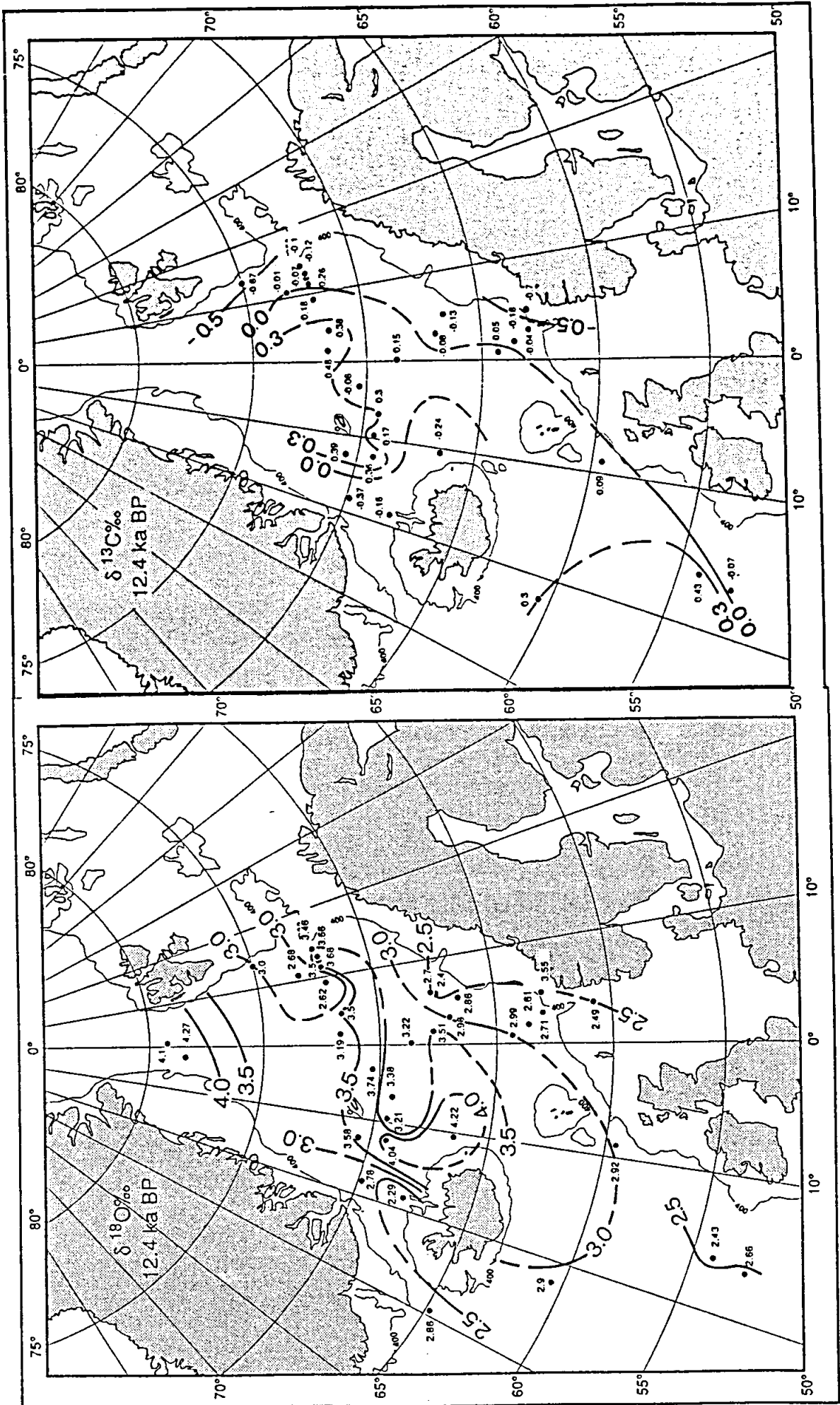
j

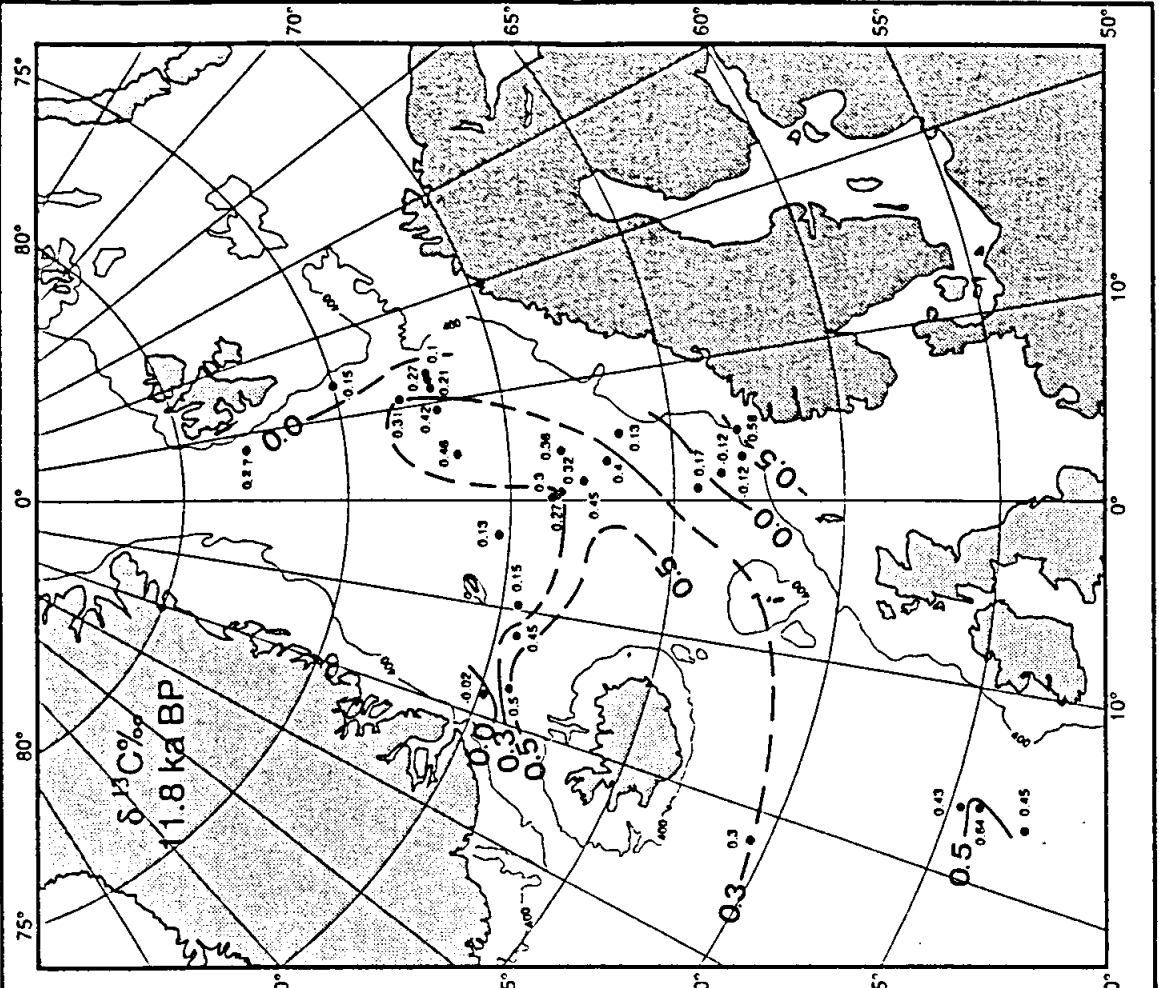
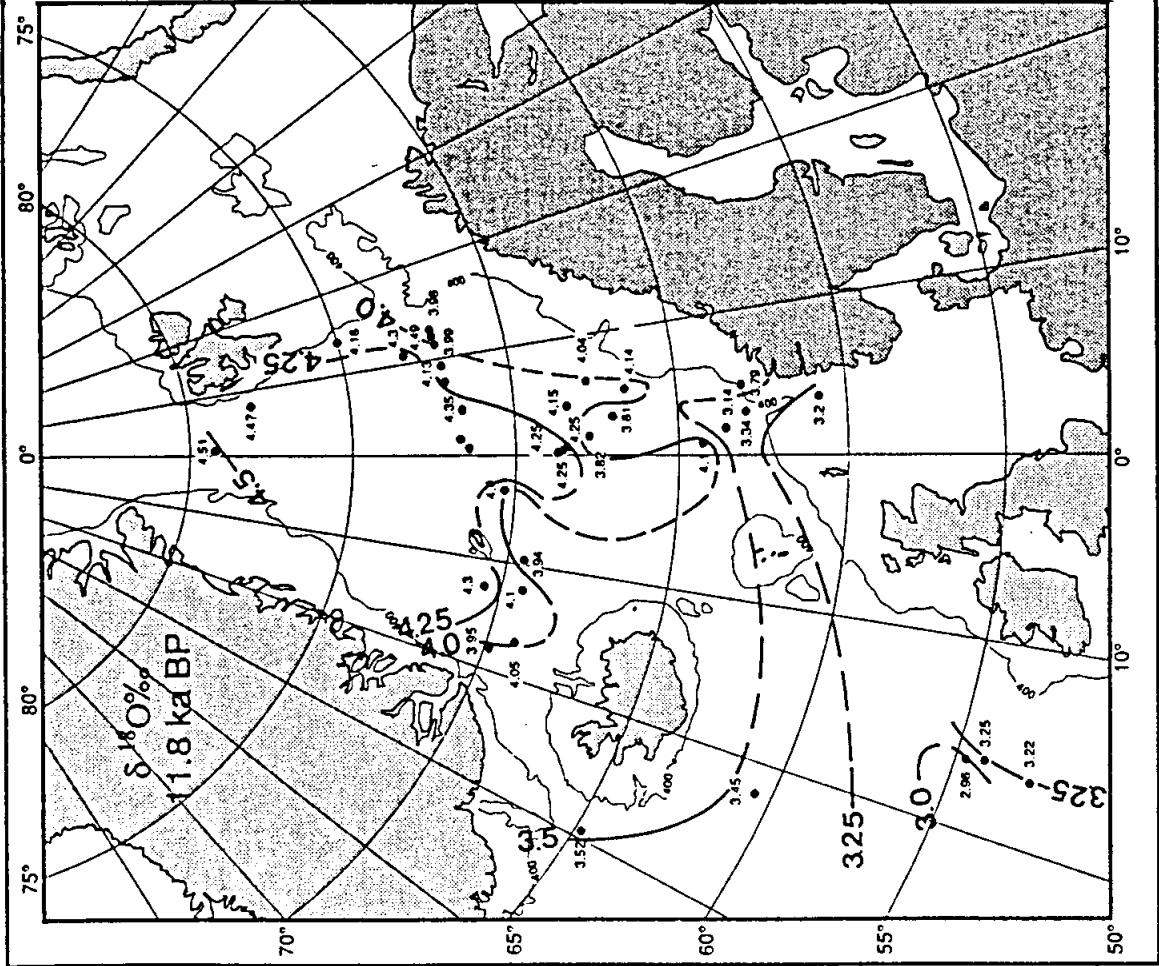


k

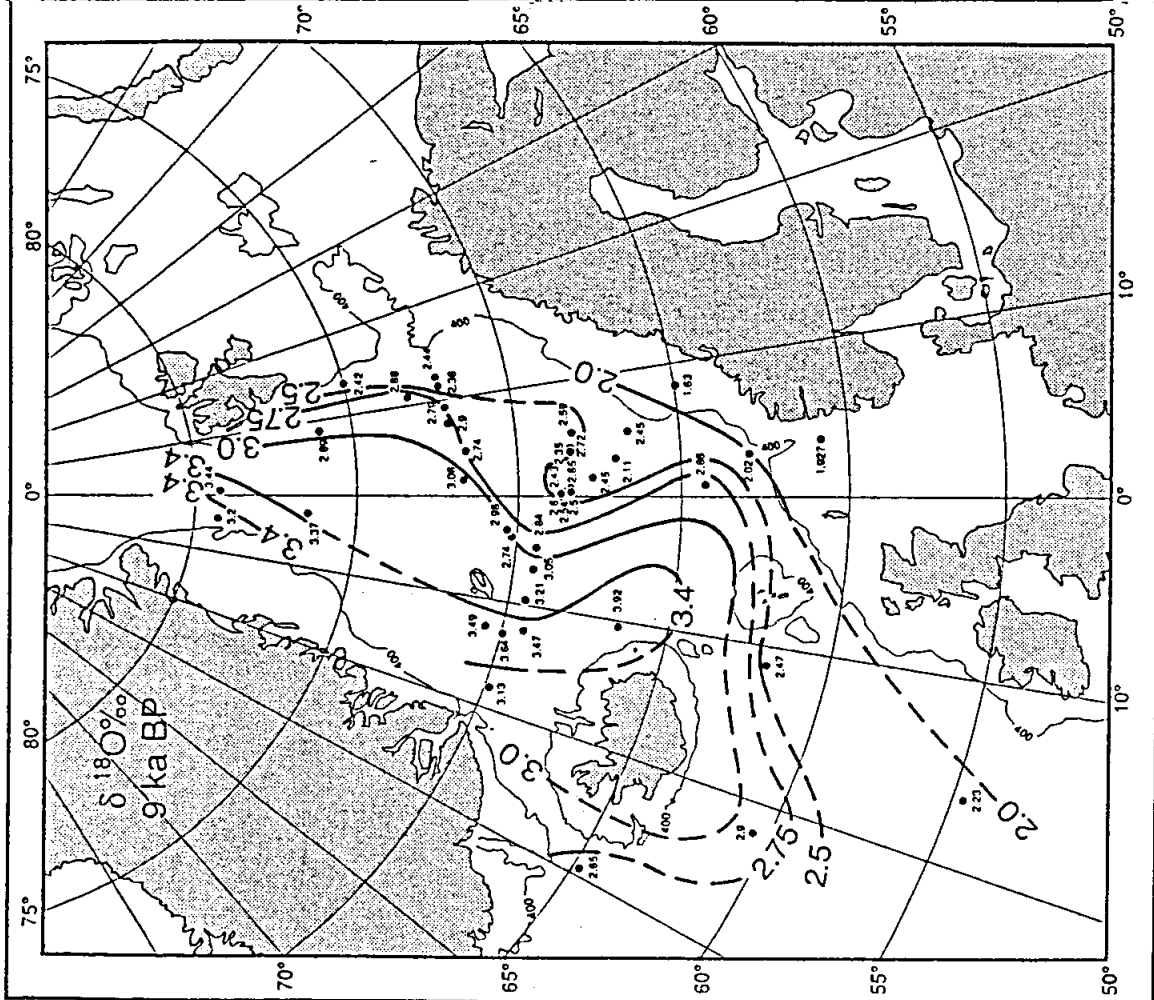
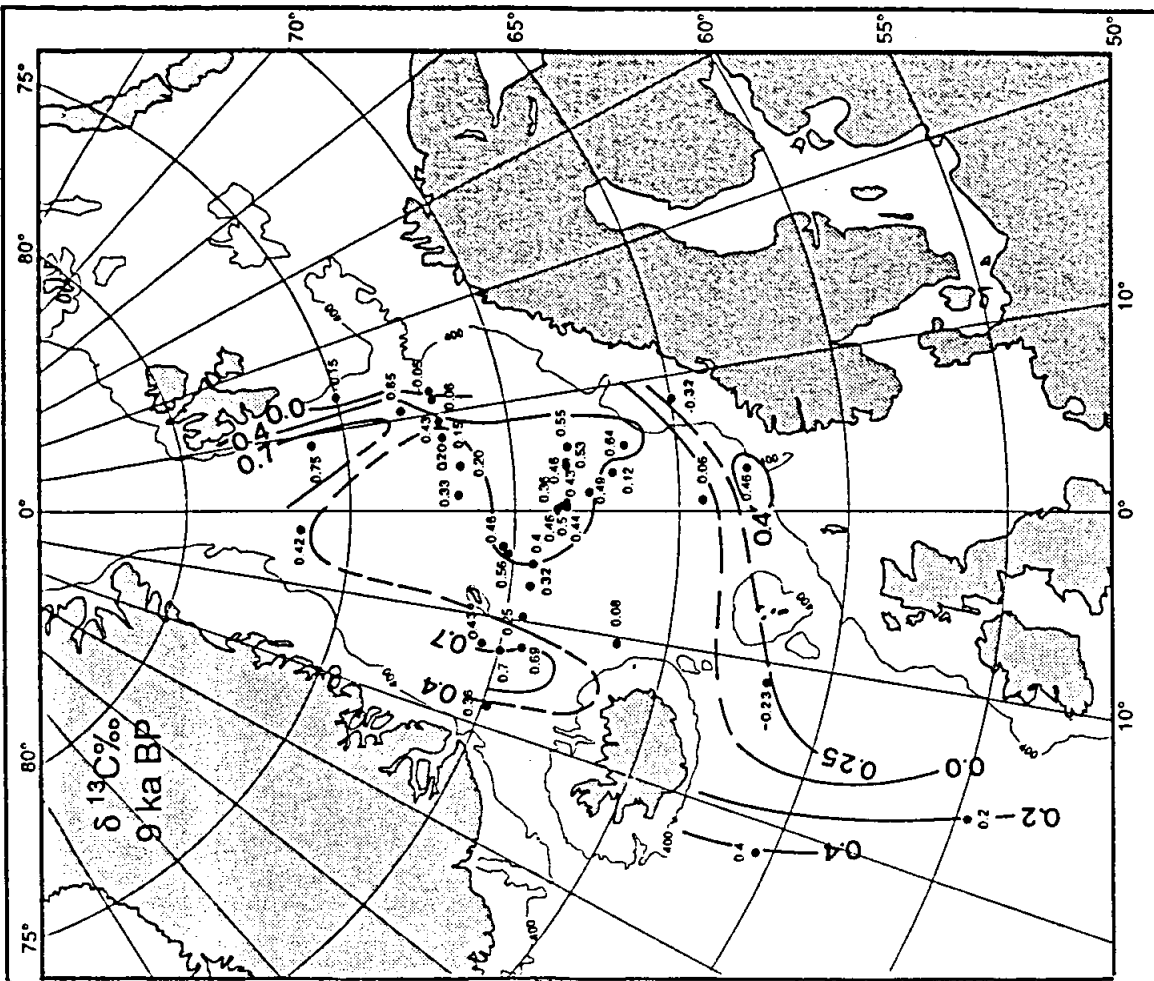


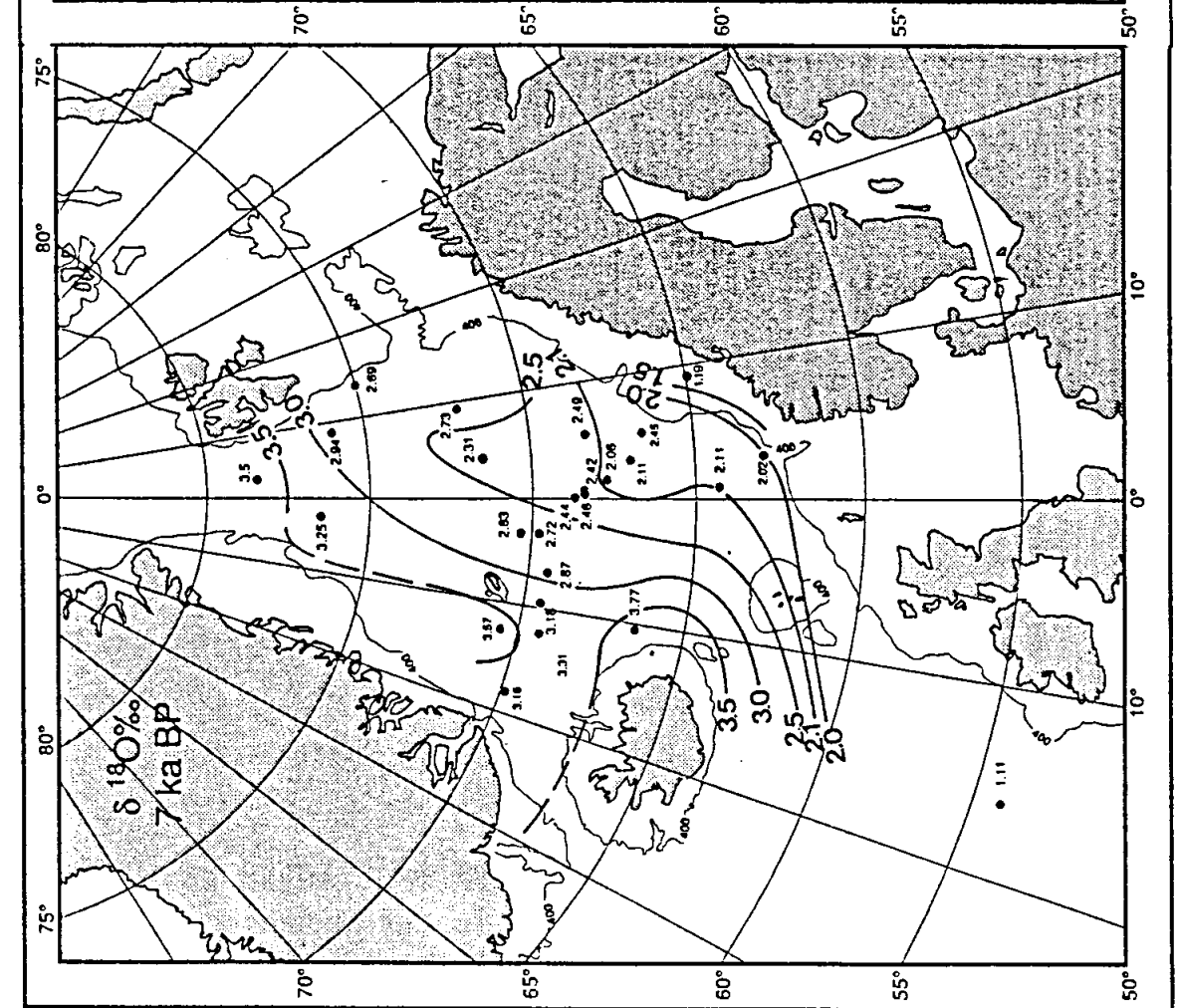
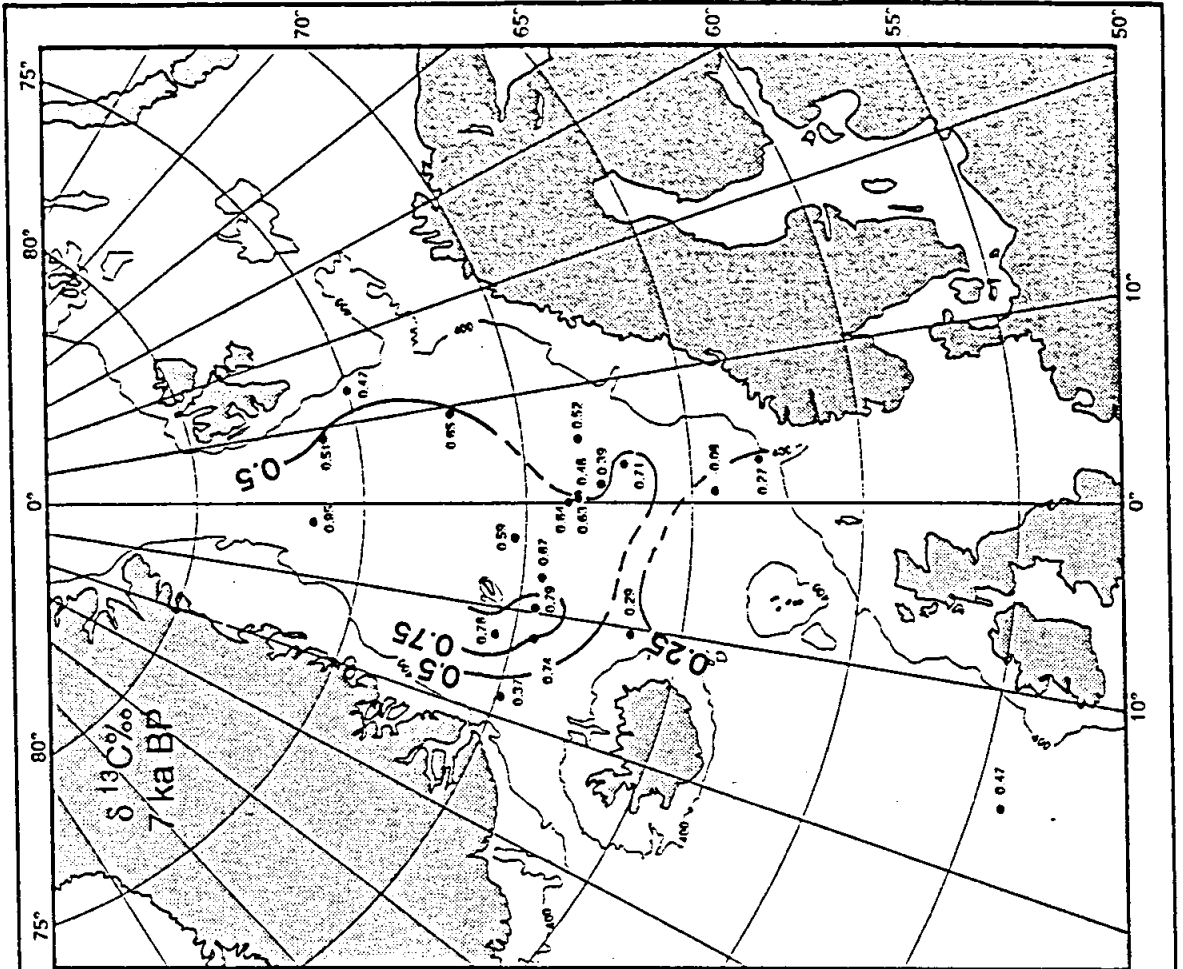












## 5. DISKUSSION

### 5.1. VERBREITUNG DER STABILEN ISOTOPEN IN DER SEDIMENTOBERFLÄCHE ALS ABBILD DER REZENTEN HYDROGRAPHIE

#### a) Allgemein

Anhand der Verbreitungsmuster der  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Signale von *N. pachyderma* sin. aus der Sedimentoberfläche (Abb.12) soll demonstriert werden, inwieweit die rezenten hydrographischen Bedingungen der Oberflächenwassermassen (Abb.11) darin zu dokumentieren sind. Dabei ist das zentrale Problem, Temperatur- und Salinitätseffekte aus dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal quantitativ zu unterscheiden, was erst bei einer Kenntnis von Temperaturwerten aus andersartigen (Proxy)-Messungen möglich ist.

Die Osthälfte des Europäischen Nordmeeres wird durch den breiten Einstrom des Norwegenstromes dominiert, der warmes (8-11°C) und relativ salzhaltiges (34.9-35.3‰) Atlantik-Wasser nach Norden transportiert. Nördlich von Norwegen gabelt sich der Strom in einen Ast, der sich nach E in die Barentssee fortsetzt, und in einen zweiten, nordgerichteten Ast, den Westspitzbergen-Strom. Auch hier werden noch Sommer-Temperaturen von 5-6°C erreicht. Die O-Isotopenwerte von *N. pachyderma* sin. nehmen unter dem Strich des Norwegenstromes von 1.6-1.9 vor Süd- und Mittelnorwegen auf ca. 2.5‰ über dem Voering-Plateau und auf 3.25‰ in der östlichen Framstraße zu (Abb.12). Das entspräche, allein auf Temperatureffekte umgerechnet, insgesamt einer Abkühlung von 4.8-6.1°C bei einer Zunahme von 0.23‰  $\delta^{18}\text{O}$  pro 1°C-Temperaturabnahme (Shackleton 1974), also dem tatsächlich zu beobachtenden Temperaturgradienten (Abb.11). Die Wärmeabgabe zwischen dem Rockall-Plateau, wo in der Sedimentoberfläche  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 1.1-1.45‰ verbreitet sind, und dem Westspitzbergen-Strom betrüge 6.7-8°C.

Über dem norwegischen Kontinentalhang wird der Norwegenstrom auf seiner Ostflanke vom norwegischen Küstenstrom überlagert, der seinen Ursprung in brackischem Ostseewasser und etwas niedrigrsalinarerem Nordseewasser hat und während seines Verlaufes nach Norden zusätzlich durch Süßwassereintrag aus den norwegischen Fjorden gespeist wird. Seine bis auf 32‰ herabgesetzte Salinität spiegelt sich in dem extrem leichten rezenten  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von 1.13‰ des küstennahen Kernes B78/2 (Roekongen et al. 1990, Abb.13) wider (nicht mehr hingegen in Werten von 2.1-1.8‰) der Kerne von Gamlen- und Röstbanken; Blaume 1992).

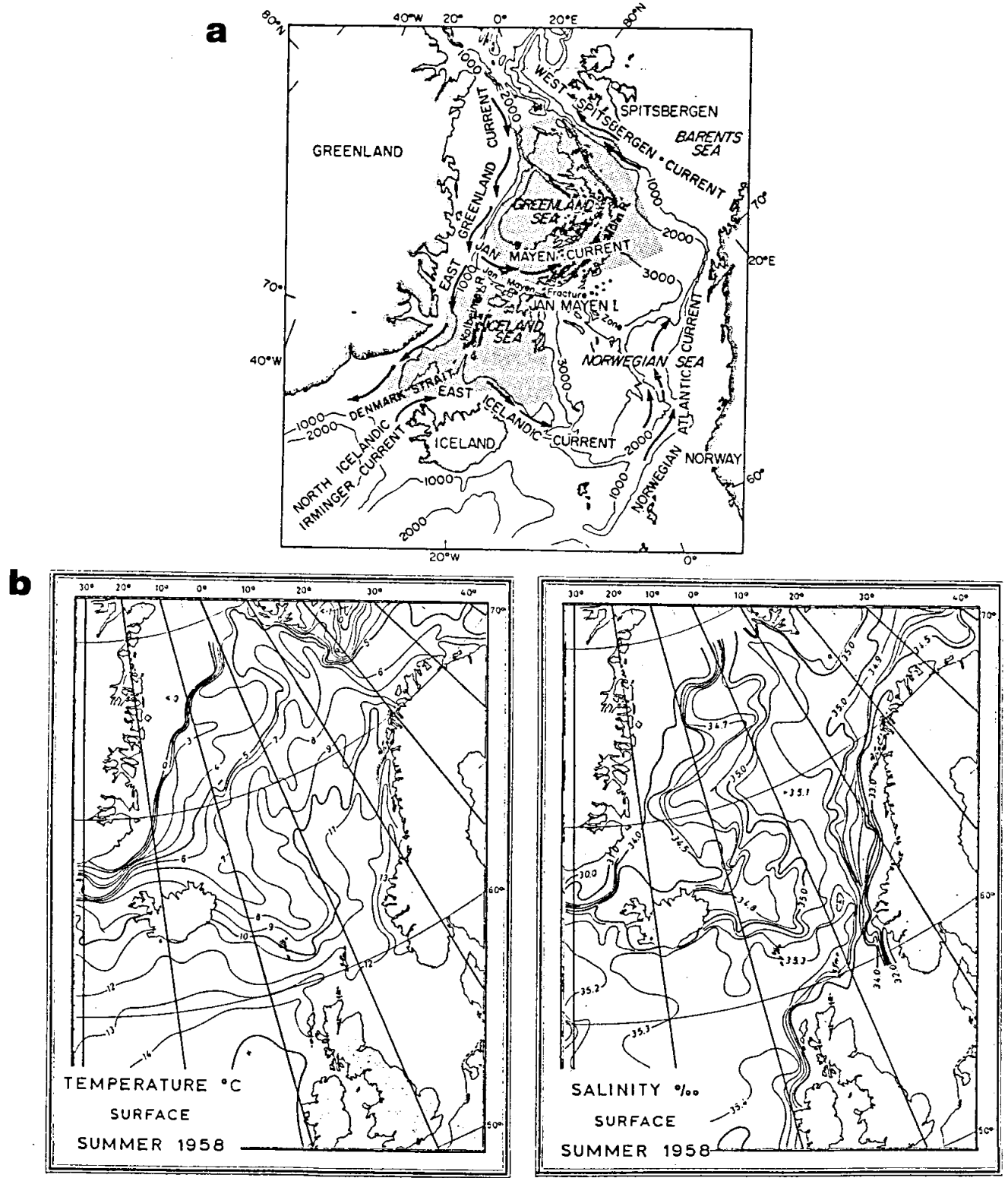


Abb.12a. Heutige Oberflächenströmungen im Europäischen Nordmeer (aus Aagard & Swift, 1981). b. Heutige Oberflächentemperaturen (Dietrich 1969). c. Heutige Oberflächensalinitäten (Dietrich 1969).

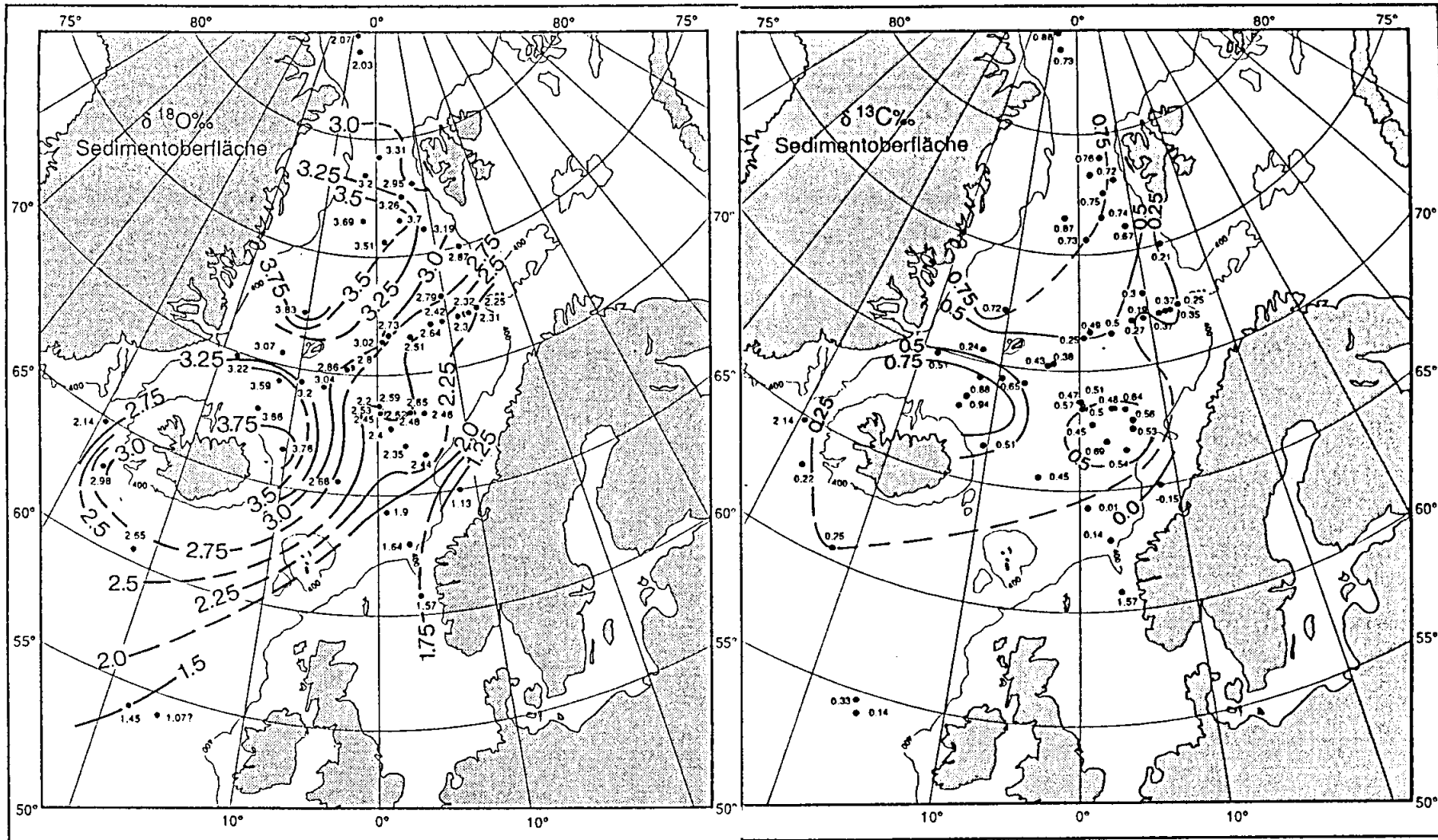


Abb.13.  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung (*N. pachyderma* sin.) in der Sedimentoberfläche.



Auf der Westseite des Europäischen Nordmeeres transportiert der Ostgrönlandstrom packeisbeladene, polare Wassermassen entlang der grönländischen Küste und durch die Dänemarkstraße in den Atlantik. Mangels Proben unmittelbar unter dieser Wassermasse können keine direkten Aussagen über ihre Isotopensignale in der Sedimentoberfläche getroffen werden. Lediglich die westlichste Position des E-W-Profiles von Vogelsang (1990), Kern HM 71-14 und Position M 23353 westlich von Jan Mayen, dürften randlich von diesen Wassermassen betroffen sein. Sie liegen unter dem Nordisland-Strom, also dem südlichen der zwei Äste des Grönlandstromes, die kleine Mengen polaren Wassers in das Beckeninnere transportieren und sich in  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von ca. 3.07 bis 3.2‰ äußern.

Zwischen der atlantischen Domäne des Norwegenstromes und der polaren Domäne des Ostgrönlandstromes erstreckt sich, beiderseits begrenzt durch Fronten, das weite Gebiet der Arktischen Domäne (Abb. 12, Swift & Aagard, 1981). Diese Wassermasse ist zwar saliner und wärmer als polares Wasser, jedoch weniger salin und kälter als atlantisches Wasser. Daher unterscheidet sich ihr O-Isotopenmisch-Signal mit 3.2-3.7‰ nur wenig deutlich von dem der umgebenden Wassermassen, so um 0.1-0.5‰ von den Werten unter den Ausläufern des Ostgrönlandstromes. Die Grenze zwischen atlantischen und arktischen Wassermassen zeichnet sich in der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kartierung hingegen im allgemeinen als steiler Gradient ab, in dem die Werte von 2.5-2.75‰ auf 3.5-3.7‰ von E nach W ansteigen.

Nach Swift & Aagard (1981) hebt sich die Arktische Domäne gegenüber den angrenzenden Gebieten durch eine besonders herabgesetzte Stabilität in der oberen Wassersäule ab, so daß hier unter winterlicher Abkühlung Wassermassen mit einer Dichte von  $\sigma_t > 28$  entstehen, die bis zum Tiefseeboden absinken können. Dies ist (mit Ausnahme des Mittelmeeres) global die höchste Dichte von ozeanischem Oberflächenwasser. Folgerichtig kommt in der arktischen Domäne das am besten belüftete Oberflächenwasser mit  $> 9 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$  (Koltermann, 1987) vor, aufgrund der raschen winterlichen Umwälzung. Die schwersten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N. pachyderma* sin erreichen hier 0.75 bis 0.95‰ (entsprechend 1.6-1.8‰  $\delta^{13}\text{C}$  für DIC Wasser), so in der zentralen Framstraße und nördlich von Island, wo in Konvergenzzonen Tiefenwasser gebildet wird (Meincke et al. 1990). *N. pachyderma*-Proben unter dem Norwegenstrom haben hingegen deutlich leichtere  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von 0.5 - 0.6‰ auf dem Vöring-Plateau und von nur 0.3-0.4‰ im Barentsseeächer. Sie lassen auf nur mäßige bis schlechte Belüftung schließen. Am leichtesten sind die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der *N. pachyderma*-Proben vom Rockall-Plateau und unter dem Irmingerstrom (0.1 -0.2‰), in denen das Signal des Nordatlantikwassers mit seinem relativ hohen Nährstoff- und niedrigem  $\text{O}_2$ -Gehalt noch unvermischt dokumentiert ist.

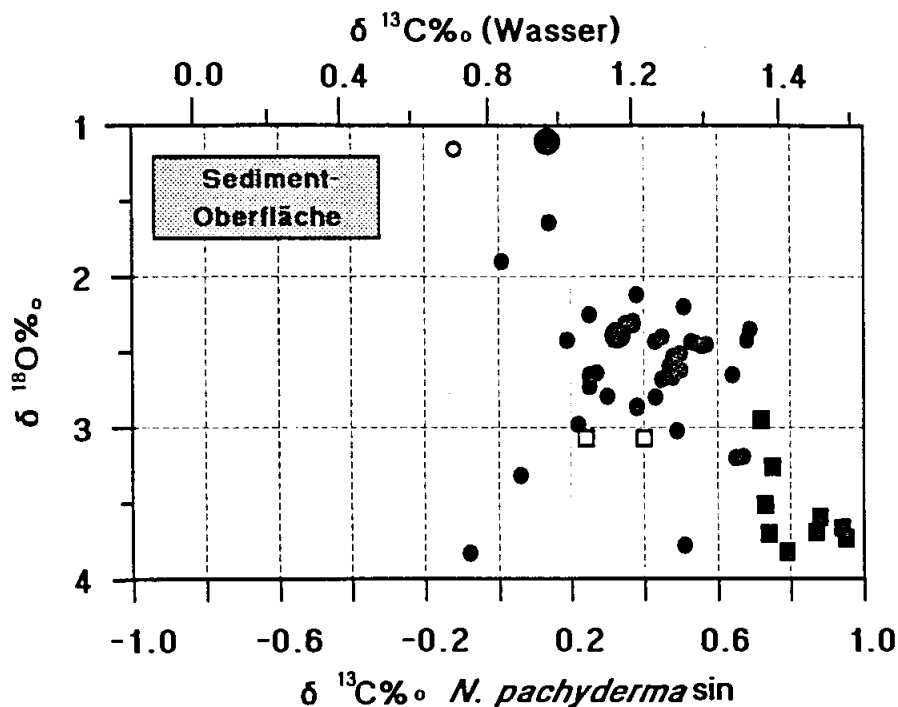


Abb. 14  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Felder der heutigen Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer, dokumentiert in Meßwerten von *N. pachyderma sin.* aus der Sedimentoberfläche (erweitert nach Vogelsang 1990). (●) Norwegenstrom, (■) arktische Domäne, (□) Ostgrönlandstrom, (○) Norwegischer Küstenstrom und (●) nordatlantischer Einstrom im offenen Nordatlantik Obere  $\delta^{13}\text{C}$ -Skala auf DIC umgerechnet.

Die  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Felderdarstellung in Abb. 14 zeigt schematisch, wie die rezenten Wassermassen durch ihre O- und C-Isotopenverhältnisse charakterisiert sind (erweitert nach Vogelsang 1990). Darin zeichnet sich generell eine positive Korrelation der C- und O-Isotopenwerten ab: je leichter das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis, desto leichter ist auch das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis. Die beiden Endglieder bilden dabei das kalte, gut belüftete Oberflächenwasser in der Islandsee einerseits und das warme, nährstoffreiche nordatlantische Wasser andererseits. Das Bindeglied zwischen diesen beiden Feldern bildet der Norwegenstrom. Das Feld der Ostgrönlandstromproben ist gegenüber den Islandsee- und auch Framstraßenproben durch deutlich leichtere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und ein wenig leichtere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte versetzt. Deutlich von den anderen Feldern abgesetzt ist auch die Probe aus dem brackischen, nährstoffreichen norwegischen Küstenstrom. Diese "Abseitslage" deutet darauf hin, daß zwischen norwegischem Küstenstrom und Norwegenstrom zunächst keine Vermischung stattfindet. Die rezenten isotopischen Eigenschaften dieser einzelnen Wassermassen sind nochmals in Tab. 7 zusammengefaßt.

Tab. 7. Isotopenwerte von *N. pachyderma* sin. in den heutigen Oberflächen-Wassermassen im Europäischen Nordmeer

	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	
a) Norwegenstrom	1.65-1.9	0.10 -0.15	im Südosten
	2.40 -3.0	0.25 - 0.70	im Norden/Westen
b) arktische Domäne	3.20 -3.7	0.5 -0.95	
c) norwegischer Küstenstrom	1.15-1.6	-0.15- ?	
d) Ostgrönlandstrom	3.1 -3.20	0.25-0.5	
e) Nordatlantikstrom, Rockallplateau	1.1 -1.45	0.1 -0.15?	

Analog zu den rezenten Wassermassen (Tab.7) sollten sich auch den Paläo-Wassermassen aufgrund ihrer isotopischen Zusammensetzung bestimmte Eigenschaften qualitativ zuordnen lassen, berücksichtigt man den für ein Zeitintervall jeweils gültigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffekt (Labeyrie et al. 1987). Da sich die vorliegende Studie überwiegend mit der Geschichte des Oberflächenwassers im Europäischen Nordmeer während der Kaltzeiten von Stadium 2 und 3 und der darauffolgenden Abschmelzphase befaßt, ist ein direkter Vergleich mit der warmzeitlichen Konstellation von heute nur eingeschränkt möglich: Einerseits trat damals der Einfluß der atlantischen Wassermasse mit der Reduktion des Norwegenstromes wohl stark zurück. Andererseits kamen früher wahrscheinlich Wassermassen zum Tragen, die im heutigen Nordmeer kein rechtes Äquivalent mehr haben. Schließlich dürfte sich das primäre  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis von absinkendem, gut belüftetem Oberflächenwasser verändert haben (Leuenberger et al., 1992; Marino et al. 1992) Die dem zugrunde liegende Variation des atmosphärischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisses konnte allerdings bisher noch nicht verläßlich quantifiziert werden (ca.  $\Delta 0.3-0.7\text{‰}$  für das LGM).

#### b) Herleitung der Paläosalinität.

Um die Dynamik, d.h. vor allem die Dichte der einzelnen Wassermassen genauer zu verstehen, ist es notwendig, aus den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten Paläosalinität und Paläotemperatur möglichst quantitativ zu unterscheiden. Die Paläosalinität nordatlantischen Oberflächenwassers läßt sich aus dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal von *N. pachyderma* sin. quantitativ rekonstruieren, wenn unabhängig davon die Meeresoberflächen-Temperaturen mit Transferformeln bekannt sind (Duplessy et al. 1991). Damit kann die temperaturbedingte Fraktionierung aus dem O-Isotopensignal einer Kalkschale ( $\delta^{18}\text{O}_K$ ) rechnerisch eliminiert werden, indem die Paläotemperaturformel von Shackleton (1974), (Gleichung 1) nach dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des umgebenden Meerwassers  $\delta^{18}\text{O}_W$  (Gleichung 2) aufgelöst wird. (Stillschweigende

Voraussetzung ist eine Schalenkalkifizierung im O-isotopischen Gleichgewicht mit dem umgebenden Meerwasser).

$$T = 16.9 - 4.38 \cdot (\delta^{18}\text{O}_K - \delta^{18}\text{O}_W) + 0.1 \cdot (\delta^{18}\text{O}_K - \delta^{18}\text{O}_W)^2 \quad (1)$$

$[\delta^{18}\text{O}_K\text{‰ vs PDB}]$

Daraus ergibt sich für  $\delta^{18}\text{O}_W$ , das  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des umgebenden Meerwassers, folgende Auflösung:

$$\delta^{18}\text{O}_W = -21.9 + \delta^{18}\text{O}_K + 5 \cdot (12.4244 + 0.4 \cdot T)^{1/2}$$

$$[\delta^{18}\text{O}_W\text{‰ vs SMOW} = \delta^{18}\text{O}\text{‰ vs PDB} + 0.27] \quad (2)$$

Aufgrund einer Eichung von Oberflächenproben grenzen Duplessy et al. (1991) den (Sommer-) Temperaturbereich auf 3° bis 10°C ein, in dem die  $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen von *N. pachyderma* sin. mit den Sommer-Oberflächentemperaturen linear korreliert sind. Bei sehr kaltem Oberflächenwasser (3 bis -1°C) hätte *N. pachyderma* sin. ihre Schale hingegen in einer etwas tieferen Wassermasse unterhalb 50m, d.h. bei konstant ca. 0-1°C kalkifiziert.

Innerhalb jenes "optimalen Temperaturbereiches" von 3-10°C weichen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen relativ regelmäßig um -2.5°C von den Oberflächentemperaturen ab (Abb.15). Zum Ausgleich dieser Differenz führten Duplessy et al. (1991) den Parameter  $T^* = T - 2.5$  ein.

Die vorliegenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an *N. pachyderma* sin. aus der Sedimentoberfläche hoher Breiten (Tab.C, Anhang) einschließlich des Arktischen Ozeans (Daten aus Köhler 1991) ermöglichen eine verbesserte Eichung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen im kalten Temperaturbereich. Demnach ergibt sich auch im Temperaturintervall von -2 bis 4.5°C noch eine Steigung der Regressionsgeraden. Im Unterschied zu Duplessy et al. (1991) liegt dabei der Wendepunkt der Regression nicht bei 3°C, sondern bei 4.5°C. Der  $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturanstieg von 0.42 pro 1°C-Oberflächentemperatur ist aber im kalten Bereich (-2 bis 4.5°C) viel geringer als das 1:1-Verhältnis im wärmeren Bereich >4.5°C (Abb.15). Bei Oberflächen-Temperaturen unter 0.68°C würde die Isotopentemperatur im Vergleich zur Isotopen-temperatur "wärmer". Die breite Streuung der Daten in diesem kalten Bereich ist möglicherweise auch ein Ergebnis lokal schwankender Oberflächen-Salinitäten bei Eisbedeckung ("Salz- und Süßwasserpflützen")

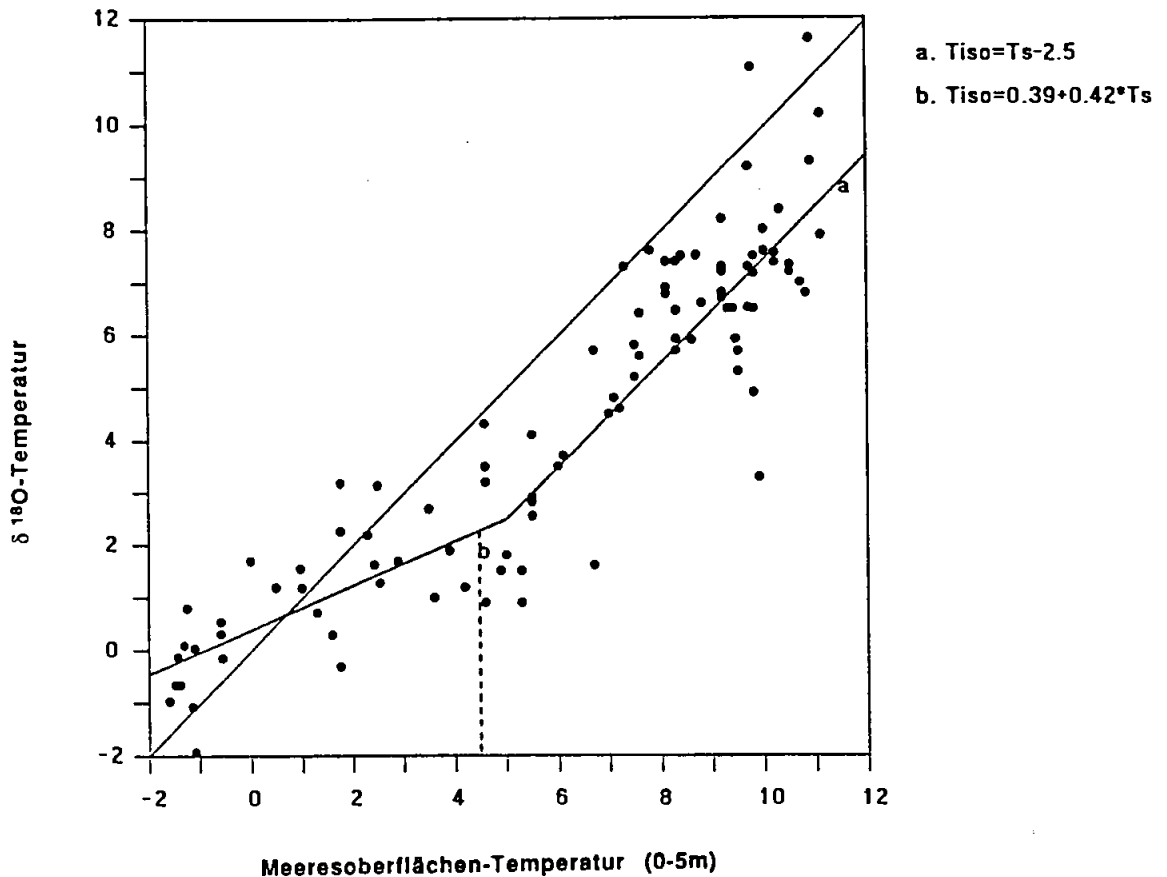


Abb.15. Vergleich von  $\delta^{18}O$ -Temperaturen (berechnet aus den  $\delta^{18}O$ -Messungen von *N. pachyderma* sin. aus 108 Sedimentoberflächenproben) mit Sommer-Oberflächentemperaturen (erweitert nach Duplessy et al. 1991; Daten aus dem Arktischen Ozean aus Köhler 1991). Regressionsgerade a:  $T_{iso}=T_s-2.5$  für  $4.5-10^\circ C$  und Gerade b:  $T_{iso}=0.39+0.42 \cdot T_s$  für  $>4.5-10^\circ C$ .

Da während der letzten 60.000 Jahre das Oberflächenwasser des Europäischen Nordmeeres die Temperatur von  $10^\circ C$  nur lokal und in seltenen Zeitabschnitten überschritten haben dürfte, wurden jene gemäß Abb.14 modifizierte Korrekturmaße von Duplessy et al. (1991) auch für die Berechnung der Paläosalinitäten der fossilen Zeitscheiben in dieser Arbeit übernommen. Berücksichtigt man den für ein Zeitintervall jeweils gültigen Eiseffekt ( $\Delta$ ), so lassen sich die für eine Zeitscheibe typischen lokalen  $\delta^{18}O_W$ -Abweichungen (Anomalien) zum rezenten lokalen Sauerstoffisotopenverhältnis des Meerwassers ( $\delta^{18}O_{W(rez)}$ ) durch Gleichung (3) wie folgt berechnen:

$$\delta^{18}O\text{-Anomalie} = \delta^{18}O_{WX} - \delta^{18}O_{W(rez)} - \Delta \text{ (Eiseffekt)} \quad (3)$$

Dabei bezeichnet  $\delta^{18}O_{WX}$  das lokale  $\delta^{18}O$ -Verhältnis der fossilen Wassermasse zum Zeitpunkt x.

Zwischen der lokalen Salinität und dem lokalen  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des Meerwassers besteht nach Craig & Gordon (1965) im allgemeinen eine lineare Beziehung. Demnach nimmt mit 1‰ Salinität das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis um ca. 0.5‰ zu. Für die Bestimmung der Paläosalinität wird nunmehr im Sinne von Duplessy et al. (1991; im Gegensatz zu Vogelsang 1990) die vereinfachende Annahme gemacht, daß die Steigung dieser Geraden in der Vergangenheit unverändert geblieben sei. Damit würde für die Paläosalinität zum Zeitpunkt x Gleichung (4) gelten:

$$\text{Sal}_x = \text{Sal}_{\text{rez}} + 34.7 \cdot \text{Meeresspiegeldifferenz/mittl. Meerestiefe} - (2 \cdot \delta^{18}\text{O-W-Anomalie}), \quad (4)$$

wobei 34.7 die mittlere globale Salinität in heutigem Meerwasser ist. Die Meeresspiegeldifferenz ergibt sich aus dem jeweiligen Eiseffekt. Dieser Eiseffekt wurde für die letzten 125.000 Jahre von Labeyrie et al. (1987) und von Vogelsang (1990) mithilfe des  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisses benthischer Foraminiferen aus der norwegischen Tiefsee ermittelt. Das jeweilige Mittel der globalen Meerestiefe entspricht 3900m (heutige mittlere Meerestiefe) minus der Meeresspiegeldifferenz. Richtete man sich nach der Annahme von Vogelsang (1990), die im Umkreis schmelzender Eisberge berechtigterweise ein  $\delta^{18}\text{O}$ -Endglied von -37‰ postuliert, entfielen der Faktor 2 aus dem Subtrahenden in Gleichung (4) für alle Zeitscheiben mit Schmelzwasser-Ereignissen.

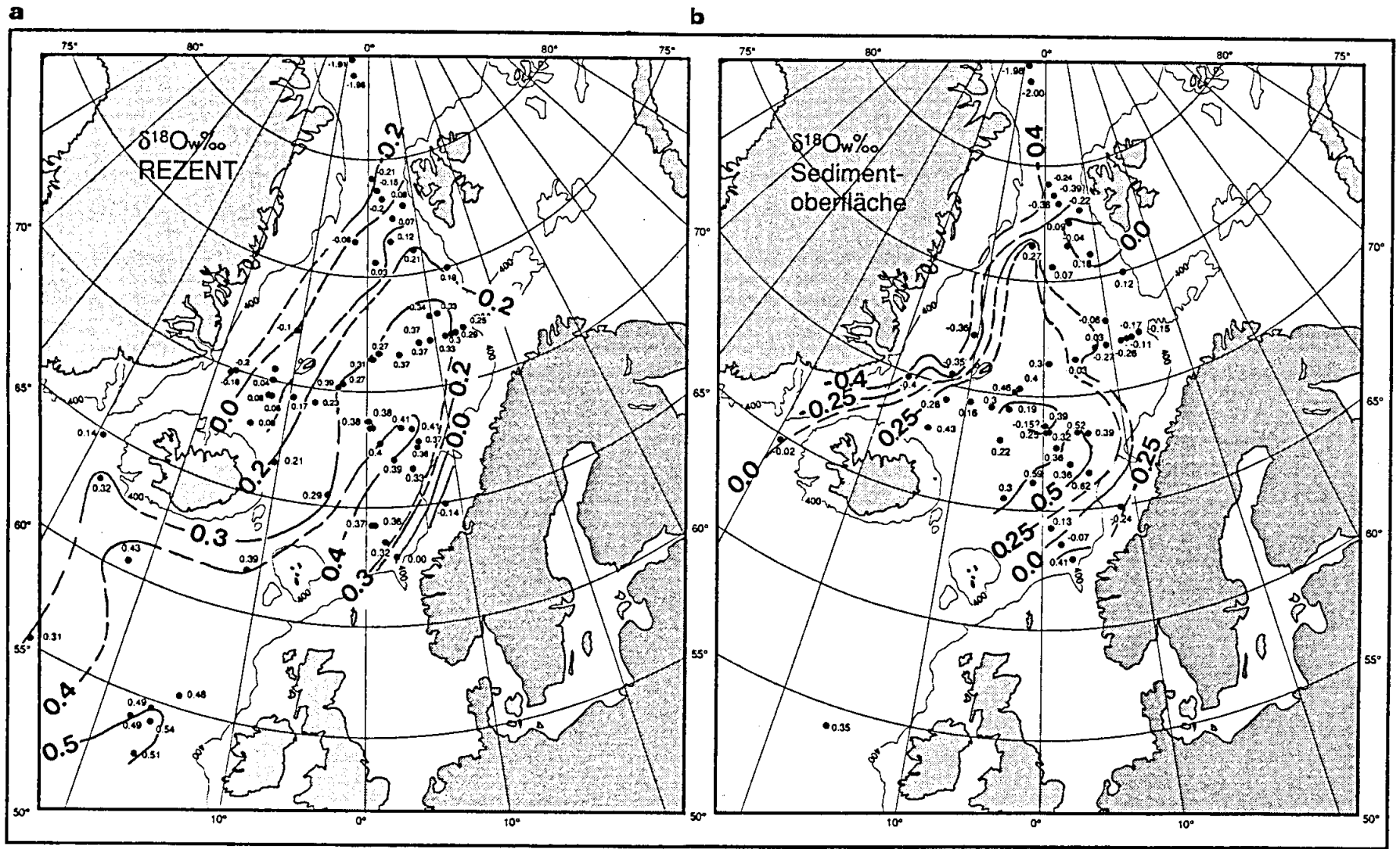


Abb.16 . a. Lokale Sauerstoffisotopen-Zusammensetzung von Oberflächenwasser im Europäischen Nordmeer, berechnet aus Oberflächensalinitäten nach der empirischen Gleichung von GEOSECS (siehe Text). b. Lokale Sauerstoffisotopen-Zusammensetzung, rekonstruiert aus den  $\delta^{18}O$ -Verhältnissen von *N. pachyderma* sin. (siehe Text).

Abbildung 16a zeigt die heutige räumliche Verbreitung des rezenten  $\delta^{18}\text{O}_W$  berechnet aus der Meeresoberflächen-Salinität (Levitus 1982) nach der empirischen Regression von GEOSECS (1987, Gleichung 5).

$$\delta^{18}\text{O}_W = 0.558 \cdot \text{Sal.} - 19.264 \quad (5)$$

Die aus den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *N. pachyderma* sin. hergeleiteten  $\delta^{18}\text{O}_W$ -Werte stimmen mit diesem Datensatz nach Levitus-Daten im wesentlichen überein (Abb.16b). Allerdings ergeben sich auch deutliche Abweichungen: Besonders vor Nordnorwegen und vor Südnorwegen wurden - im Vergleich zu den nach Gleichung (5) berechneten - deutlich negativere Werte rekonstruiert. D.h. die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Planktonkarbonats spiegeln hier nicht genau die  $\delta^{18}\text{O}$ -Zusammensetzung atlantischen Wassers wider, vielmehr die von leicht ausgesüßtem Wasser. Dafür gäbe es mehrere mögliche Erklärungen: Erstens hat unter Umständen *N. pachyderma* hier ihre Schalen nicht im Gleichgewicht mit dem umgebenden Wasser kalzifiziert. Zweitens könnte ins Gewicht fallen, daß eine Sedimentoberflächenprobe ja im Gegensatz zu der Momentaufnahme eines ozeanographischen Atlas einen längeren Zeitraum umfaßt, ein Mischsignal von mindestens 100 (z.B. aus der östlichen Norwegensee bei Sedimentationsraten von 10cm/1000 Jahre) bis hin zu mehr als 1.000 Jahren (z.B. bei den niedrigen Raten in der Grönlandsee). Darin könnten auch Zeiträume enthalten sein, in denen sich niedrigrisalinäres polares Wasser aus der nördlichen Barentssee weiter nach S ausdehnte als heute oder der Norwegische Küstenstrom vor Südnorwegen sich nach Westen verbreitert hatte. Die erste Deutung ist eher unwahrscheinlich, weil es für eine lokal beschränkte Abweichung von dem Gleichgewichts-Fraktionierungs-Prinzip keinen plausiblen Grund gibt. Wahrscheinlich ist eher die letzte These zutreffend, nach der die negative  $\delta^{18}\text{O}_W$ -Abweichung auf weniger salzhaltiges (oder wärmeres) Oberflächenwasser zurückzuführen ist.

Umgekehrt sind im Bereich des westlichen Norwegenstromes und der arktischen Domäne die aus den  $\delta^{18}\text{O}_K$ -Werte hergeleiteten  $\delta^{18}\text{O}_W$ -Werte z.T. schwerer als die aus der Salinität berechneten (vgl. Abb.16). Das heißt, daß innerhalb des in der Sediment-Oberflächenprobe dokumentierten Zeitraumes das Wasser dort im Mittel salzhaltiger (und/oder kälter) gewesen sein könnte als heute, also die arktische Front wohl weiter nach Osten verlagert gewesen wäre. Zum anderen ist der Levitus-Datensatz mit Gitterabständen von 1° gerade im Bereich ozeanographischer Fronten recht ungenau und gibt Temperatur- bzw. Salinitätsgradienten nur abgeschwächt wider. Daher könnten z.B. zu warme Oberflächentemperaturen aus diesem Datensatz, die in die Rekonstruktion des  $\delta^{18}\text{O}_W$ -Wertes eingehen (Gleichung 2), jene positive Abweichung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bewirken und umgekehrt. Deshalb soll hier von einer detaillierteren Deutung der subrezentenen Wassermassen abgesehen werden.



Die Berechnung der örtlichen Salinitätsschwankungen ist im Fossilen im Europäischen Nordmeer insoweit nur beschränkt möglich, daß nur an wenigen Kernpositionen gute Paläo-Temperaturwerte verfügbar sind. Es können außerdem nur die Sommer-Oberflächensalinitäten rekonstruiert werden, weil *N. pachyderma* sin. ihre Schalen zu über 95% (trdl. mdl. Mitteilung J. Carstens, 1991) in den Sommermonaten kalzifiziert. Zur Beurteilung der potentiellen Tiefenwasserbildung in wärmeren Zeitintervallen ohne geschlossene Meereisdecke wäre hingegen auch die Winter-Temperatur und -Salinität ausschlaggebend, weil gerade dann die Dichte ihr Maximum erreicht.

### c) Abbild der Paläodichte-Verteilung

Temperatur, Salinität und Druck bestimmen die Dichte eines Wasserkörpers und damit seine potentielle Tiefenlage im Gleichgewicht mit den umgebenden Wassermassen (Pickard & Emery 1988). Für Oberflächenwasser kann der Druck vernachlässigt werden. Cox et al.(1970) faßten jene nichtlineare Temperatur-/Salinitäts-/Dichte-Beziehung für einen Salinitätsbereich zwischen 9 und 41‰ und einem Temperaturbereich von 0-25°C in eine mathematische Formel (Grundlage für Abb.17 und 19). Im heutigen Europäischen Nordmeer liegen die mit ihrer hohen Salinität dichtesten Oberflächenwassermassen ( $\sigma_t > 28$ ) in der Islandsee und in der zentralen Framstraße (Dietrich 1967, Koltermann 1989).

Wie Abb. 17 zeigt, sinken diese schweren Oberflächenwässer bei winterlicher Abkühlung ab und bilden schließlich mit -1°C direkt das Tiefenwasser der Norwegen-Grönland-See. Daraus folgt für die Rekonstruktion von Paläodichte-Verhältnissen, daß die potentielle Siedlungstiefe von Wassermassen primär durch ihre Ausgangssalinität gesteuert wird, weil die Dichte von Oberflächenwasser zwar überall durch Abkühlung, hingegen aber nur in seltenen Ausnahmen durch eine Salinitätserhöhung weiter gesteigert werden kann. Eine solche Ausnahme ist die Bildung von Salzsolen durch Ausfrieren von Meereis wie z.B. heute in der Weddell-See. Bei sehr kalten Wassermassen spielt im übrigen die Salinität für die Dichte eine viel größere Rolle als bei warmen Wassermassen, wo sich Temperaturunterschiede viel deutlicher auswirken. Abb. 17 zeigt im Einzelnen die Lage der rezenten Dichtewerte im Europäischen Nordmeer, wie sie sich aus den  $\delta^{18}\text{O}_K$ -Daten (Tab.Anhang) und den Oberflächentemperaturen (nach Levitus 1982) ergeben, im Temperatur-/Salinität-/Dichte-Feld. Die Salinitätswerte wurden dafür aus rezenten  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen von *N. pachyderma* sin. rekonstruiert, die dazugehörigen (Sommer-)Oberflächentemperaturen wurden dem Levitus-Atlas (Levitus 1982) entnommen.

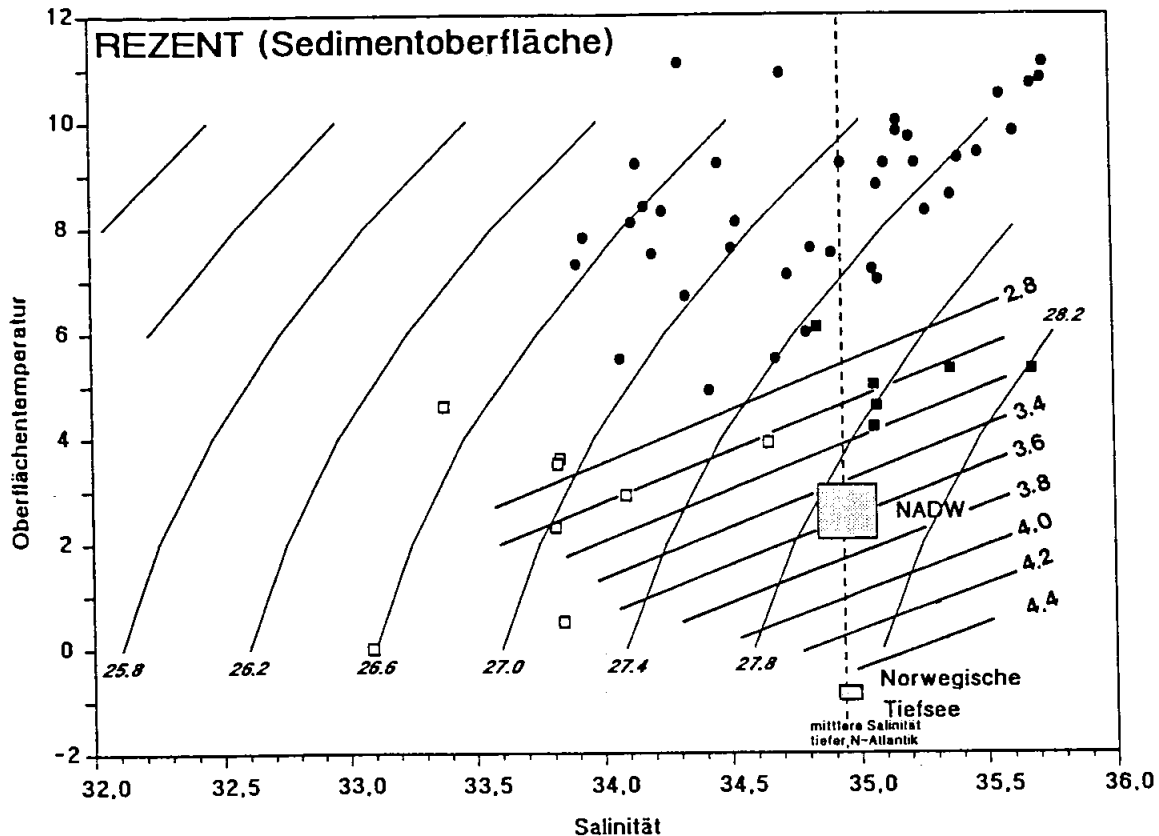


Abb.17. Temperatur-/Salinität-/Dichtefeld des Ozeans nach Cox et al. (1970) mit der Lage heutiger Wassermassen aus dem nördlichen Nordatlantik. Tiefenwasserkörper (rekonstruiert aus den Sauerstoff-Isotopen-Werten benthischer Foraminiferen) und  $\delta^{18}\text{O}$ -Fraktionierungslinien aus Labeyrie et al. (1992). Lage der Oberflächenwassermassen aus dem Europäischen Nordmeer nach ihren aus den  $\delta^{18}\text{O}_K$ -Werten rekonstruierten Salinitäten (siehe Text und Tab. C im Anhang) und ihren Oberflächentemperaturen (aus Levitus 1982). Norwegenstrom: ● arktische Domäne: ■ Polare Domäne: □  
Anmerkung: Weil die  $\delta^{18}\text{O}_K$ -Werte temperaturnormiert verwendet worden, ergibt sich eine Verschiebung bzgl. der  $\delta^{18}\text{O}_K$ -Linien (siehe Text).

Die eindeutig höchsten Dichtewerte ( $\sigma_0 = 28.1-28.2$ ) erreicht demnach erwartungsgemäß das Oberflächenwasser an den Positionen aus der Islandsee (HM 71-12, HM 57-07 und PS 23246) und an einer Position aus der mittleren Framstraße. Eine weitere Abkühlung dieser im Sommer 4-5°C warmen Wassermassen auf 0 bis -1°C ließe ihre Dichte um maximal 0.2 -0.4 ansteigen. All diese Positionen liegen im Bereich der Arktischen Front. Hohe potentielle Dichtewerte dokumentieren auch zahlreiche Werte im warmen Norwegenstrom (9-11°C, 35-35.8‰ Salinität). Im Verlauf des Norwegenstromes bleiben die Ausgangs-Dichtewerte von 27.2 bis 27.6 im Wesentlichen erhalten, weil einerseits zwar die Salinität, andererseits aber auch seine Temperatur nach Norden hin abnimmt. Ausnahmen bilden, wie erwähnt, nur äußerst niedrige Dichtewerte westlich der Barentssee und vor Südnorwegen, wo die rekonstruierten Salinitätswerte im Vergleich zu den gemessenen deutlich niedriger liegen. Niedrige Dichtewerte kennzeichnen die Wassermassen der polaren Domäne (ca. 26.3-27.5, z.B. Positionen HM 71-14, MG 123). Auch ein winterliches Abkühlen dieser ohnehin schon sehr

kalten Wassermassen in die Nähe des Gefrierpunktes würde ihre Dichte auf höchstens 27.4 erhöhen. Die geringe Dichte polarer Wassermassen wird nur noch im norwegischen Küstenstrom mit  $\sigma_0$  ca. 26 unterschritten.

Im folgenden Text sollen nunmehr für gutdefinierte Zeitscheiben wie die Jüngere Dryas, 13.500 J.v.h., das LGM, Substadium 3.1a, für die hinreichend Paläosalinitätswerte und Paläo-Oberflächen-Temperaturen vorliegen, auch die fossilen Dichteverhältnisse der Wasserkörper in Diagrammen analog zu Abb. 16 rekonstruiert werden. Zur Diskussion steht dabei, wann und inwieweit das Oberflächenwasser im Europäischen Nordmeer als Quellgebiet für die atlantischen Tiefen- und Zwischenwässer in Frage kam.

## 5.2. DIE WASSERMASSEN UND STRÖMUNGSMUSTER IM LGM

In der Hauptvereisungsphase bilden die Sauerstoffisotopen im Europäischen Nordmeer eine **zentrale homogene Wassermasse** ab, gekennzeichnet durch schwere Werte um 4.7-4.9‰ (Abb.11i). Lediglich in Nähe der kontinentalen Eisränder nehmen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um ca. 0.25-0.45‰ auf 4.3-4.5‰ leicht ab. Auf Höhe der Island-Färöer-Schwelle trennt ein steiler, zonal streichender Gradient das Nordmeer vom NE-Atlantik, der durch ebenfalls sehr einheitliche  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um 4.0-4.15‰ gekennzeichnet ist. Bereinigt man die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um den glazialen Eiseffekt von 1.2‰ (Labeyrie et al. 1992), so rücken die Werte aus dem zentralen Nordmeer genau in den Bereich, der heute mit 3.5-3.75‰ die arktische Domäne prägt, während die Werte aus Eisrandnähe mit 2.3-2.55‰ eher in den Bereich der heutigen polaren Domäne oder des westlichen Norwegenstromes rücken (vgl. Tab. 7, Abb.13). Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N. pachyderma* sin. waren damals mit 0.2-0.3‰ im Zentrum und -0.1 bis -0.3‰ in den randlichen Zonen deutlich niedriger als heutzutage in den entsprechenden Gebieten und signalisieren damit insgesamt ein wesentlich schlechter ventiliertes Oberflächenwasser (-0.55-0.65‰  $\delta^{13}\text{C}$  für Wasser entsprechend  $\Delta 100-125\mu\text{mol}/\text{IO}_2$ ; Michel 1992). Im NE-Atlantik war das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis mit 2.8-2.95‰ (um den Eiseffekt korrigiert) im Vergleich zu heute um 1.35-1.5‰ angereichert, das Oberflächenwasser war hier also deutlich kälter und/oder salzreicher. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte deuten hier mit 0 bis -0.4‰ (entsprechend 0.82-0.42‰ für DIC in Meerwasser) auf eher schlechte Belüftung.

In der  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Felderdarstellung (Abb. 18h) nehmen die Datenpopulationen aus dem Nordmeer einerseits und aus dem NE-Atlantik andererseits deutlich voneinander abgesetzte Felder ein, die um 0.6-0.9‰  $\delta^{18}\text{O}$  und um ca 0.4‰  $\delta^{13}\text{C}$  gegeneinander versetzt liegen und sich fast nirgendwo überlappen. Einzig die Proben SU 90108 und M 17049 aus dem heutigen Irmingerstrom und dem zentralen Nordatlantik besetzen einen Übergangsbereich (4.3-4.45‰  $\delta^{18}\text{O}$ ). Die Meßwerte

aus unmittelbarer Nähe zum skandinavischen Eisrand, die leichte  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und reduzierte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (im Vergleich zu den zentralen Nordmeerpositionen) haben, sind den Werten aus dem NE-Atlantik noch am ähnlichsten.

Wie diese Ähnlichkeiten und Unterschiede der Verbreitungsmuster genauer zu deuten sind, läßt sich durch einen Vergleich mit **eiszeitlichen Meeresoberflächen-Temperaturen** (Schulz 1993, in prep.) entscheiden. Diese Temperaturen belegen, daß das Temperaturgefälle zwischen dem östlichsten NE-Atlantik (4-6°C) und dem östlich-zentralen Nordmeer (3-4°C) nur äußerst flach war. Grundfrage ist dabei natürlich, ob die eingesetzte Temperaturgleichung (Pflaumann et al., 1993, in prep.) in diesem (kalten) Temperaturbereich überhaupt noch so feine Unterschiede von 1-2° erkennen läßt, was aber durch Pflaumann (frdl. mdl. Mitt.) ausdrücklich bestätigt wird (Standardabweichung 1.3-1.7°). Ein Temperaturunterschied von nur 1-2°C könnte jedoch nur einen Anteil von 0.23-0.46‰ des  $\delta^{18}\text{O}$ -Unterschiedes von 0.6-0.9‰ zwischen den beiden Wassermassen südlich und nördlich der Island-Färöer-Schwelle erklären. Die verbleibenden 0.14-0.67‰ müßten also mit einem Abfall der Salinität um ca. 0.3-1.35‰ im Nordmeer im Vergleich zum NE-Atlantik erklärt werden. Die rekonstruierte Paläosalinität (Tab.C, Anhang, Abb.19a) ergibt dementsprechend für den NE-Atlantik Werte von nur 34.25-34.80‰ (Ausnahme Pos. V 23-81 mit knapp 35‰). Demgegenüber hätte das Oberflächenwasser im Nordmeer Werte von 35.3-35.8‰ gehabt. Wenn aber das Oberflächenwasser im Nordmeer salzhaltiger war als im östlichen NE-Atlantik, außerdem die Sommertemperaturen in beiden Meeren etwa gleich niedrig, so bedeutet das notwendig, daß während des LGM hier kein Einstrom vom Ostatlantik in das Europäische Nordmeer erfolgen konnte.

Die vorliegende Rekonstruktion für das Europäische Nordmeer steht im Widerspruch zu der Annahme von Duplessy et al. (1991), wonach dort die Salinität während der letzten Eiszeit 34.5‰ generell nicht überschritten hätte. Dieser Schätzwert basierte auf den nicht reproduzierbaren Temperatur-Schätzungen der CLIMAP- Gruppe, die nördlich von 65° eine ganzjährige Meereisdecke und einheitliche Sommertemperaturen gegen 0°C annahm.

Die im Sommer auf 3-4°C leicht erhöhten Oberflächentemperaturen im östlichen Nordmeer (nach Schulz 1993, in prep.) zeigen vielmehr, daß das Meereis im LGM mindestens kurzfristig im Sommer aufgerissen sein muß. Andererseits sprechen hier die niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für einen stark eingeschränkten Gasaustausch mit der Atmosphäre. Auch der gleichmäßig niedrige Karbonatfluß (Henrich, 1992) zeigt, daß die Lebensbedingungen planktischer Organismen damals sehr eingeschränkt waren.

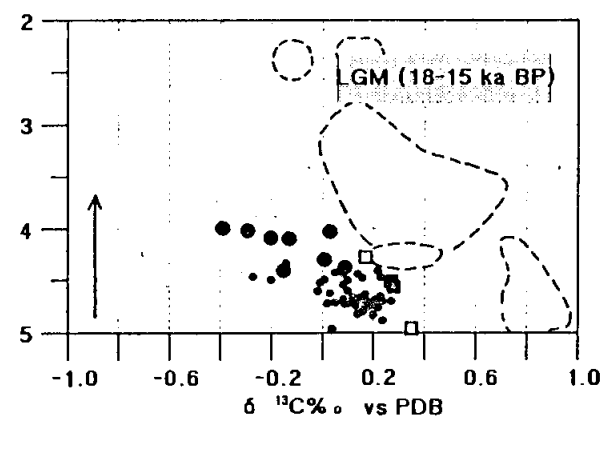
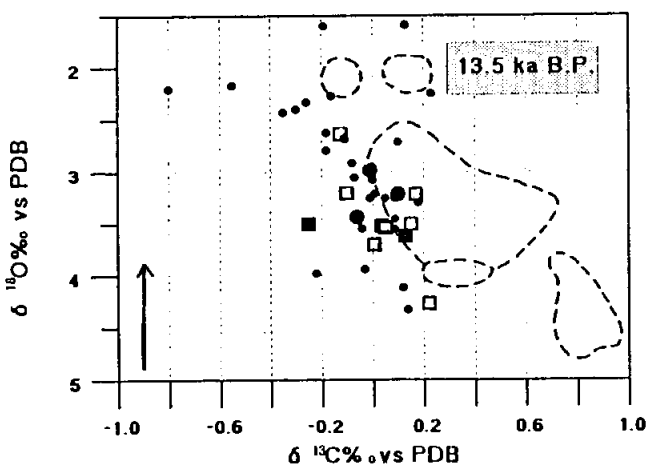
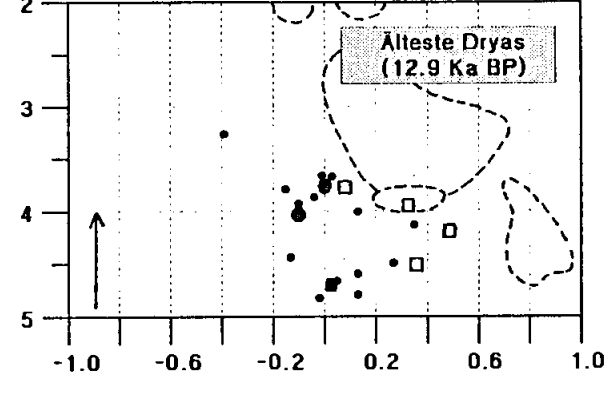
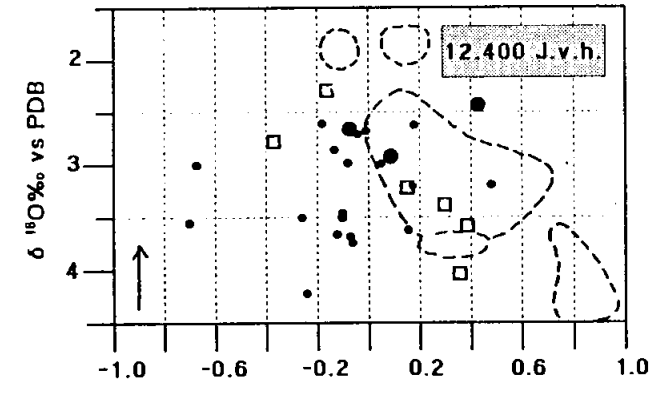
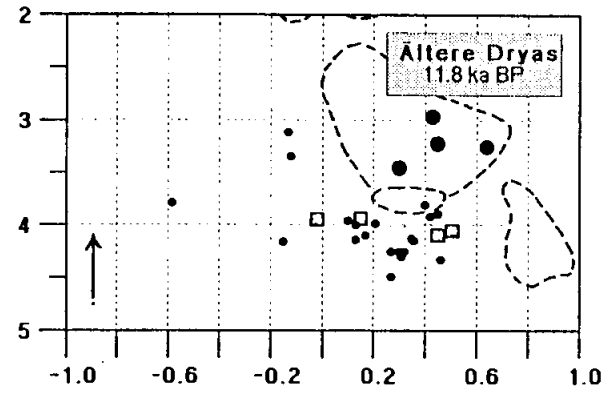
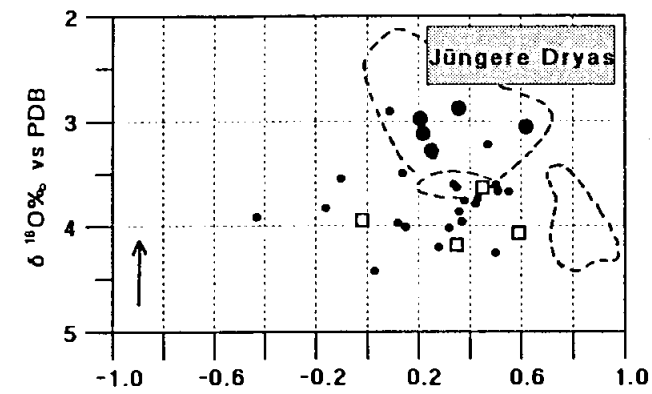
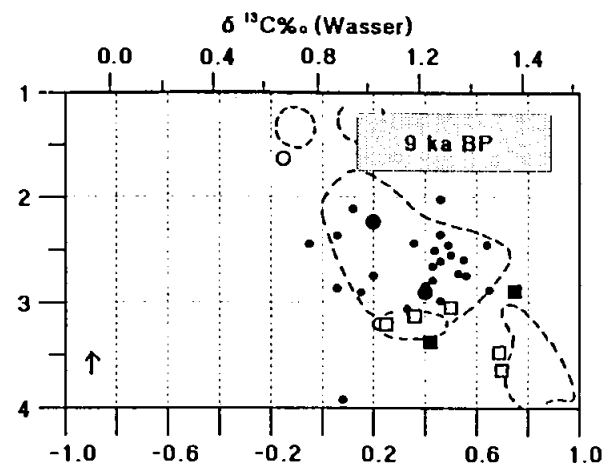
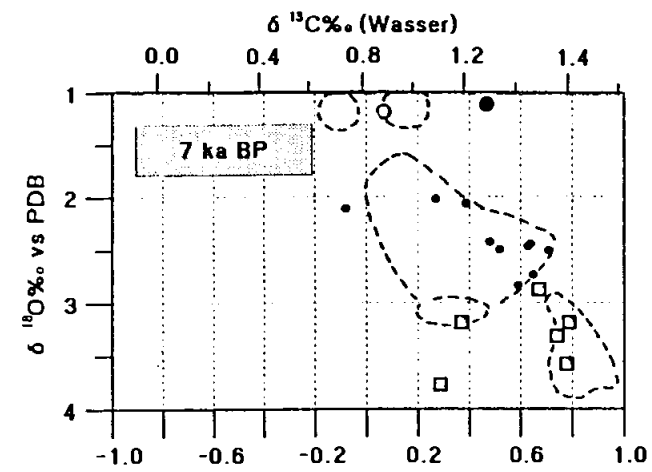
Eine höher salinare Wassermasse im Nordmeer, wie sie sich aus der vorliegenden Studie ergibt, erfordert aber für die Eiszeit zwingend eine **anhaltende Advektion von salzreichem Wasser aus niedrigen Breiten**. Andernfalls hätten sich im gesamten Nordmeer allmählich niedrigsalinare

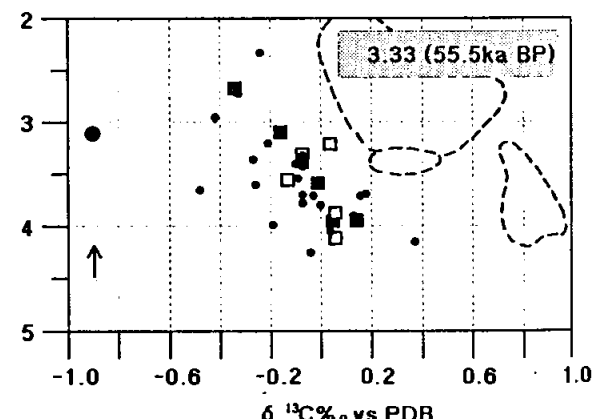
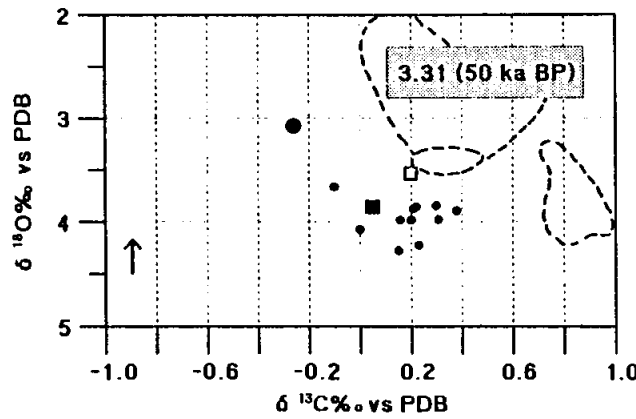
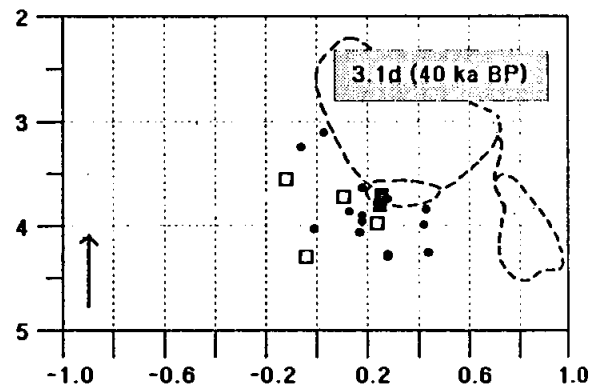
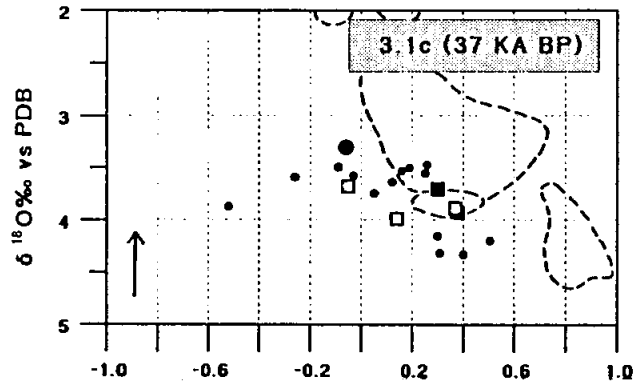
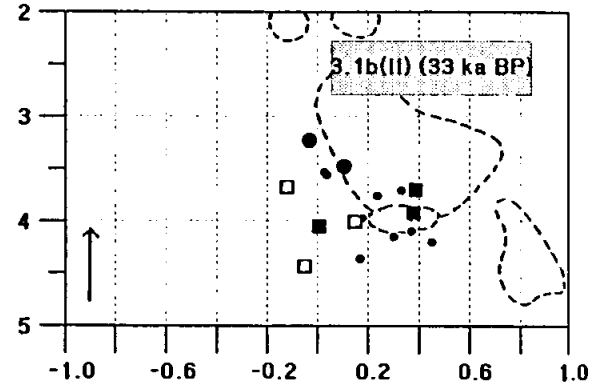
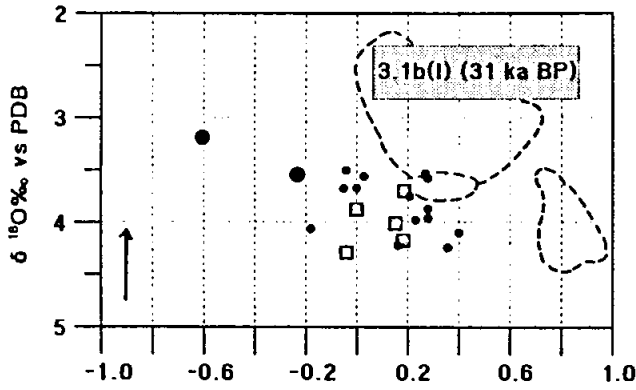
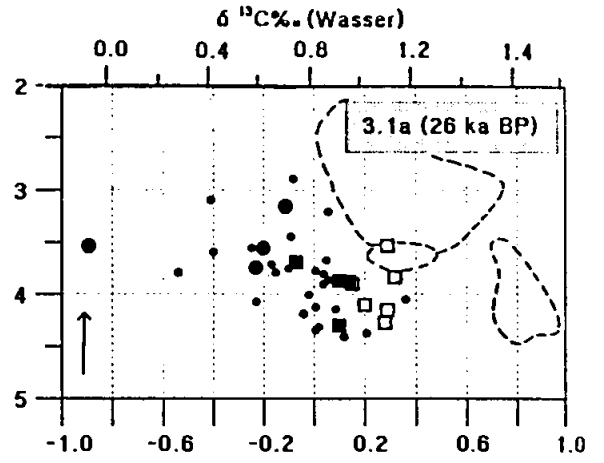
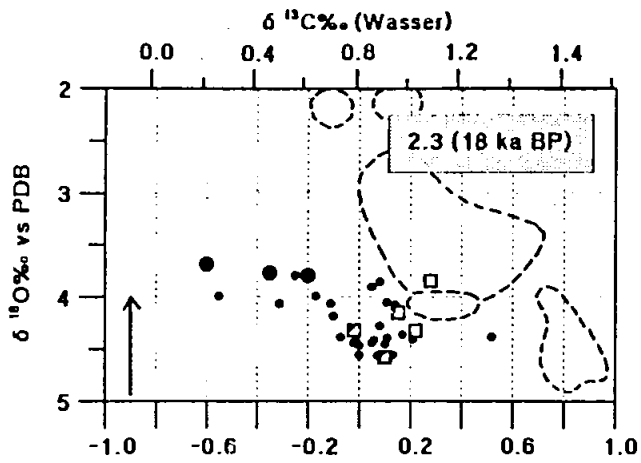
polare Wassermassen durchsetzen müssen. Dabei wäre ein Szenario entstanden, das dem heutigen Arktischen Ozean mit seinem niedrigrisalinarem Oberflächenwasser unter einer ganzjährigen Meereisdecke ähnelte. Dort beträgt die Salinität weniger als 33‰. Entsprechend liegen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte nur bei  $<2\text{--}2.6\text{‰}$  und waren wohl auch während des LGM nur um den generellen Eiseffekt von  $1.2\text{‰}$  angereichert (frdl. mdl. Mitteilung R. Spielhagen 1992).

Da ein Norwegenstrom als Transportweg von atlantischem Oberflächenwasser im Glazial nicht existierte (s.o.), muß ein Zustrom weiter nach Westen verlagert gewesen sein (oder als ästuariner Einstrom in die Tiefe). Nach der Rekonstruktion von Duplessy et al. (1991) erreichte eine Zunge subtropischen Wassers den zentralen Nordatlantik (bei ca.  $45\text{--}55^\circ\text{N}$  und  $30\text{--}40^\circ\text{W}$ ) und erhöhte dort lokal die Salinität auf über  $36\text{‰}$ . Die NE-Flanke dieser Zunge zeichnet sich noch in der vorliegenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Karte ab (Abb.11i), wo südwestlich und westlich von Island das weiter östlich im wesentlichen zonale Muster durch relativ erhöhte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von  $4.3\text{--}4.6\text{‰}$  durchbrochen wird, die dort auf eine erhöhte Salinität deuten. Daraus läßt sich vermuten, daß ein Ausläufer dieses salzreicheren Wassers das Europäische Nordmeer über die Dänemarkstraße erreichte. Die rekonstruierte Paläosalinität liegt bei der dortigen Station sehr wohl im Variationsbereich der zentralen Nordmeerproben und könnte damit den geforderten Zufluß aus Südwesten belegen. Für Position V 28-14 westlich von Island gibt H. Schulz (1993, in prep.) eine eiszeitliche Temperatur von  $3.5^\circ\text{C}$  an. Dies entspricht bei einem  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von  $4.6\text{‰}$  einer Paläo-Salinität von  $35.45\text{‰}$  (im Vergleich zu  $35.3\text{--}35.8\text{‰}$  im Nordmeer). Am Ostrand des Nordmeeres hätte dagegen die Salinität Werte von nur  $34.4\text{--}35.3\text{‰}$  erreicht. Offenbar waren hier dort (geringe) glaziale Schmelzwässer vorhanden. Dieser Schluß beruht auf der Annahme etwa gleich hoher Temperaturen bei im Vergleich zum zentralen Nordmeer um  $0.25\text{--}0.45$  niedrigeren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten.

Aufgrund seiner relativ hohen Dichte ( $\sigma_0$  ca  $27.9\text{--}28.4$ , Abb.18a) muß der Wasserkörper im Inneren des Nordmeeres eine große "Delle" geformt haben, die an den Rändern zyklonisch von weniger dichtem Wasser umflossen wurde. Die O-isotopisch leichten Werte entlang des Ostrandes vor Norwegen würden somit den Verlauf eines ausgesüßten Ostrandstromes von S nach N nachzeichnen. Anders lägen die Verhältnisse westlich Irlands und südlich Islands. Wie bereits bei Duplessy et al. (1991) zu sehen, erkennt man hier einen südwärts gerichteten Ostrandstrom

Abb.18a-p.(nächste und übernächste Seite)  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Felderdarstellung der Isotopenwerte aus dem Europäischen Nordmeer und dem NE-Atlantik für verschiedene Zeitscheiben (erweitert nach Vogelsang 1990). (●) Norwegen-See; (□) Islandsee; (■) Framstraße; (●) NE-Atlantik. Pfeillänge bezeichnet den für ein Zeitintervall jeweils gültigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffekt (nach Vogelsang 1990 und Labeyrie et al. 1987), um den die Meßpunkte i.Vgl. zu den rezenten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten auf der Ordinate versetzt sind. Gestrichelte Konturen markieren Felder der rezenten Wassermassen (vgl. Abb.13), dem jeweils gültigen Eiseffekt angepaßt (z.B. für das LGM  $\delta^{18}\text{O}$ -Korrektur um  $+1.2\text{‰}$ ). Untere  $\delta^{13}\text{C}$ -Skala für *N. pachyderma*-Meßwerte, obere Skala für DIC im Meerwasser umgerechnete Werte nach Labeyrie et al. (1985).





entlang des westeuropäischen Kontinental-Randes. Er wurde vermutlich durch die ausgedehnte negative Salinitätsanomalie gesteuert, die den östlichen NE-Atlantik aufgrund schmelzender Eisberge prägte und dort zu einer "Beule" führte. Die Grenze zwischen diesen beiden gegenläufigen großen Wirbeln bildet sich in dem auffälligen, steilen N-S-Gradienten über der Island-Färöer-Schwelle ab (Abb.11i)

Das Nordmeer spielt eine zentrale Rolle in der derzeitigen Diskussion über Tiefenwasserbildungsstätten im eiszeitlichen Nord-Atlantik. Labeyrie et al. (1992) analysierten dafür als erste systematisch die **vertikale Struktur des glazialen Nordatlantiks** anhand von Paläo-Oberflächen-temperaturen und O-Isotopensignalen von planktischen und benthischen Foraminiferen. Demnach müßte das glaziale Oberflächenwasser eine Salinität von mindestens 35.8‰ gehabt haben, um die Ausgangsdichte von  $\sigma_0 = 28.3-28.5$  bei 6-8°C (im Sommer) zu erlangen, die erforderlich war, um bei einer winterlichen Abkühlung auf -1-0°C das eiszeitliche Tiefenwasser mit einer Dichte von  $\sigma_0 = 28.8$  zu bilden. Diese Dichte war zwangsläufig höher als heute ( $\sigma_0 = 28.1$ , Abb.16), weil im Glazial die mittlere globale Salinität um 1.1‰ gesteigert war (vgl. Abb.19a).

Nach der vorliegenden Studie wäre die für Tiefenwasserbildung erforderliche Ausgangsdichte im östlich zentralen Nordmeer lokal tatsächlich erreicht worden. Eine winterliche Abkühlung des Oberflächenwassers bis nahe an den Gefrierpunkt hätte das auch im Sommer relativ kalte Oberflächenwasser im Nordmeer auf  $\sigma_0=28.5-28.8$  (Pos. M 23056) verdichtet. Dieses Wasser wäre dann lokal ebenso dicht wie das (winterlich abgekühlte) Oberflächenwasser im zentralen Nordatlantik (bis  $\sigma_0=29$ ) nach der Rekonstruktion von Duplessy et al. (1991). Demnach hätte die Dichte im Europäischen Nordmeer lokal für eine **Tiefenkonvektion** im offenen Nordmeer ausgereicht und müßte dann ein **glaziales anti-ästuarines Strömungssystem** zum Nordatlantik hin angetrieben haben. Diese Möglichkeit würde die These von Veum et al.(1992) bestätigen, die anhand einer Koppelung von benthischen und planktischen O-Isotopenwerte aus der südlichen Norwegensee ebenfalls ein solches Strömungsmodell postulieren. Allerdings ist noch unsicher, ob die benthische Foraminifere *C. wüllerstorfi*, die sonst in den glazialen Sedimenten des Nordmeeres generell fehlt, hier tatsächlich in situ vorkommt oder umgelagert ist (Vogelsang, 1990). Auch die in dieser Arbeit angestellten Rekonstruktionen bedürfen noch weiterer Probenpunkte, um vollständig zu überzeugen.

Das Oberflächenwasser im östlichen NE-Atlantik erreichte dagegen auch bei maximaler Abkühlung niemals Dichten von mehr als 28 (Position V 23-81), weil dort während des LGM die Salzgehalte nirgends 35‰ überschritten haben.



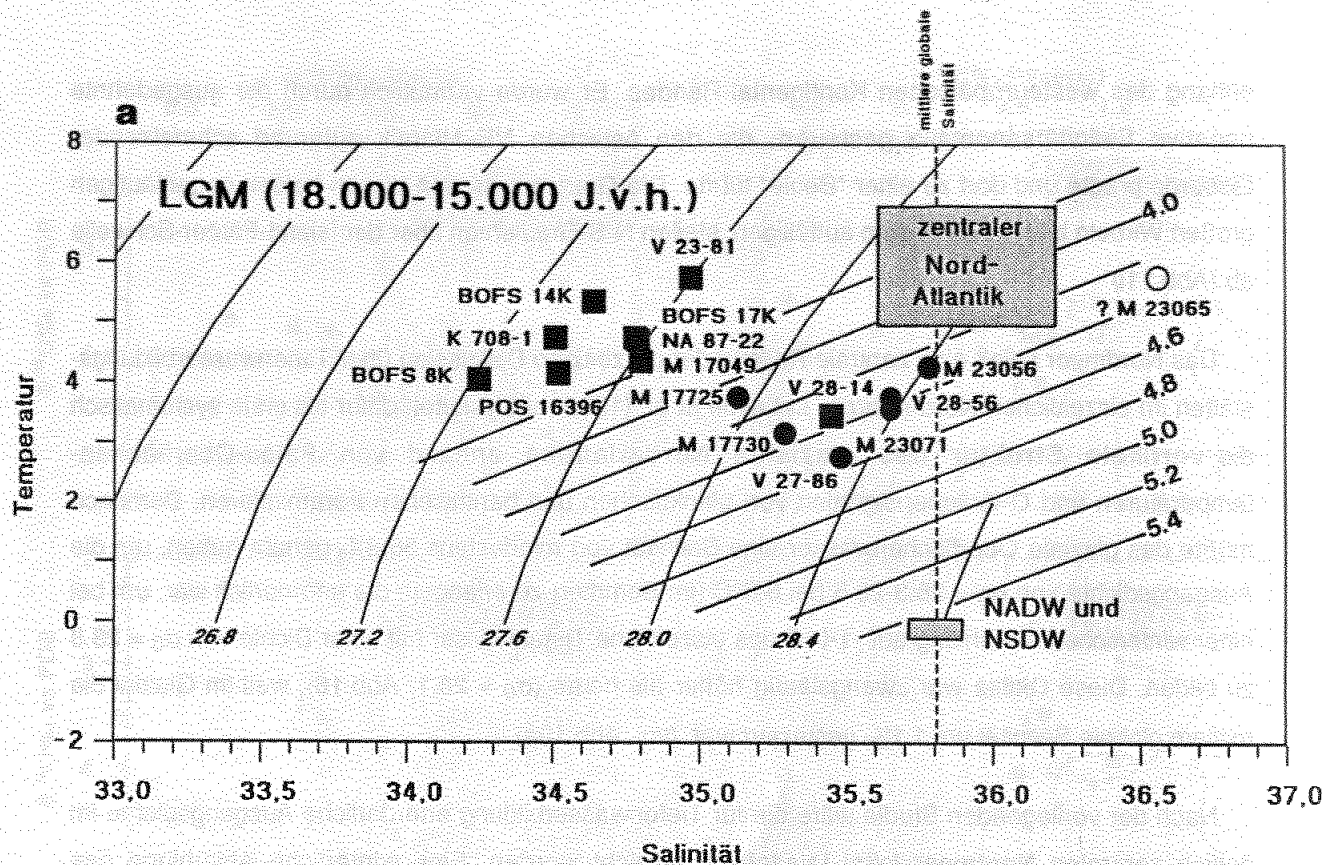
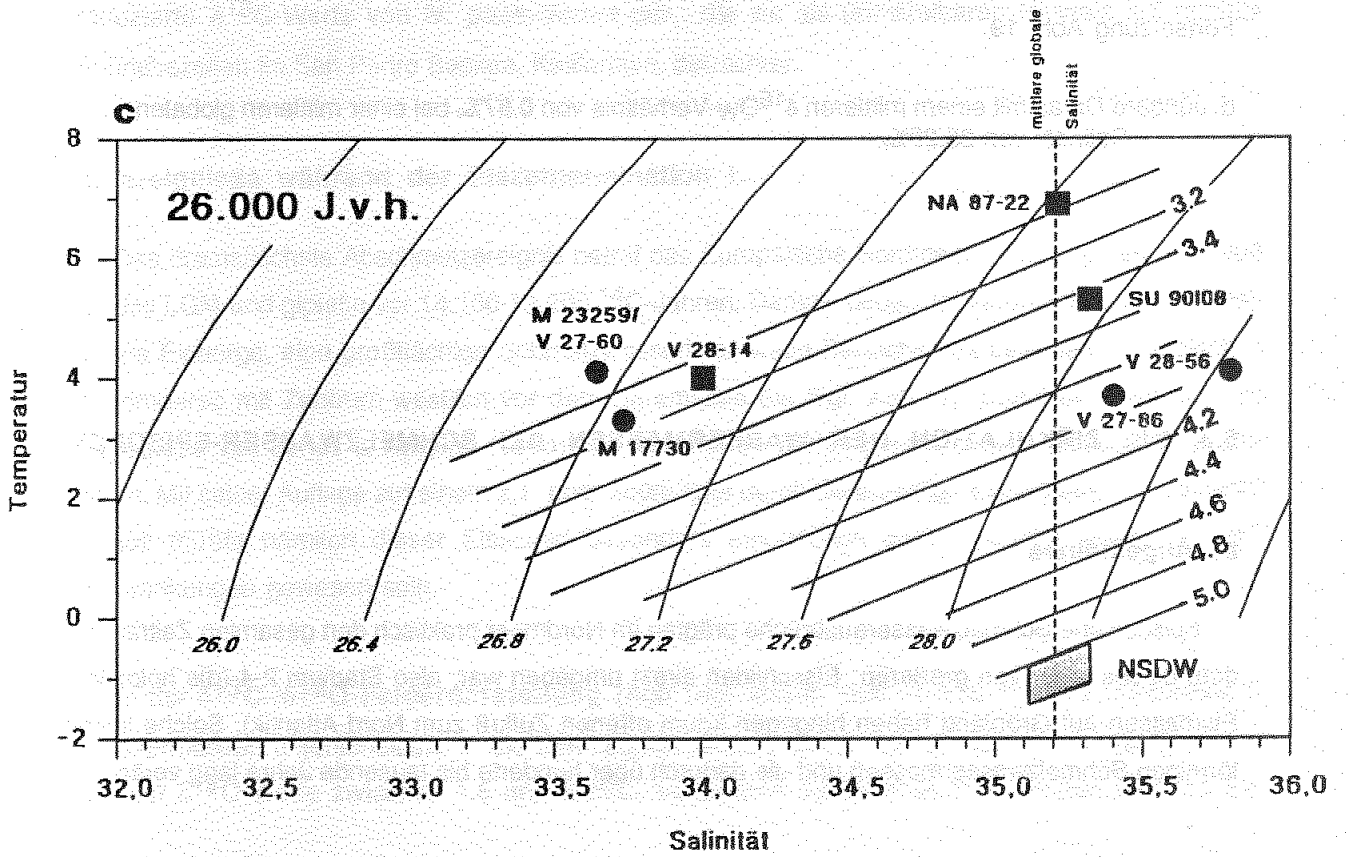
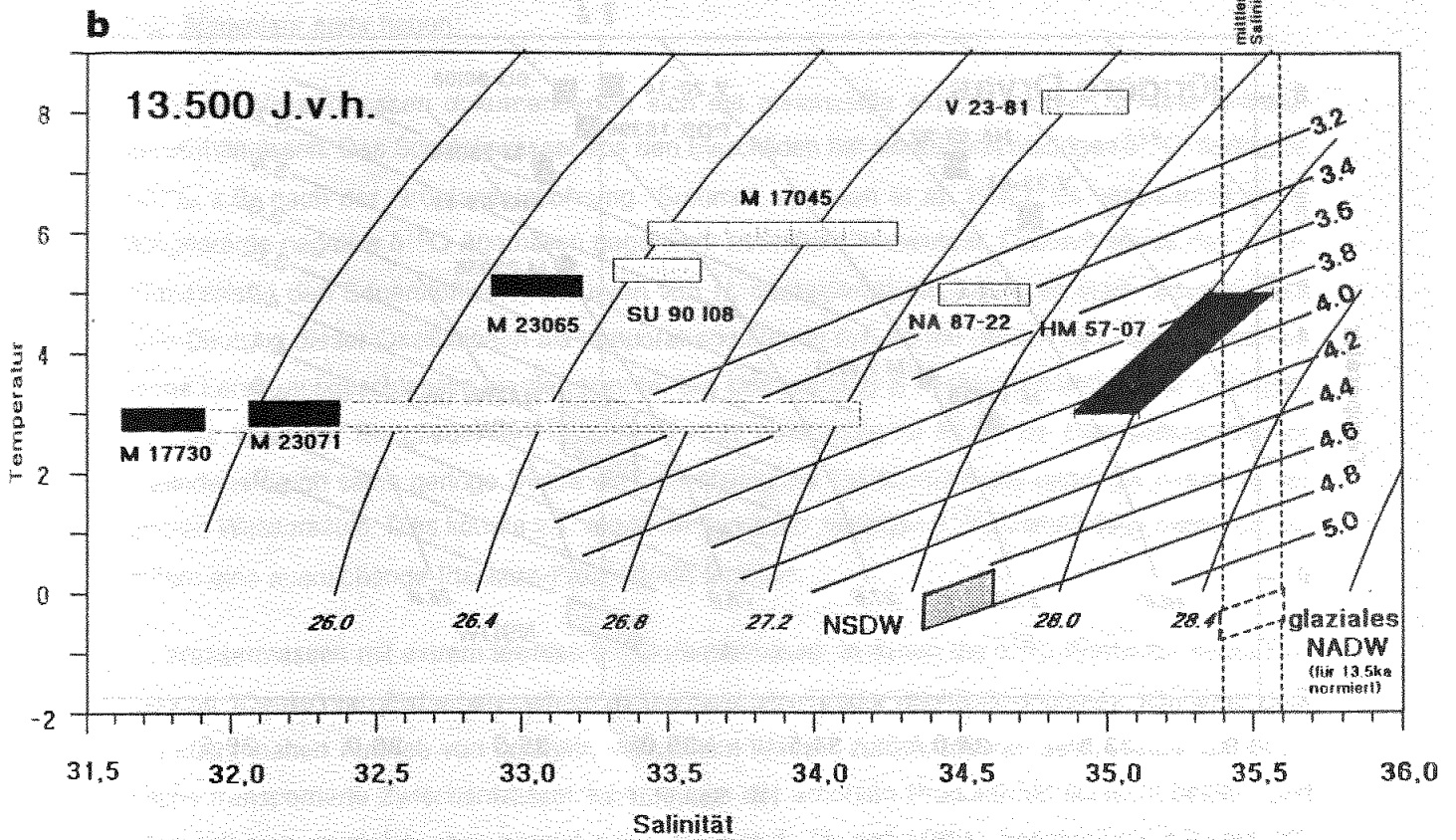
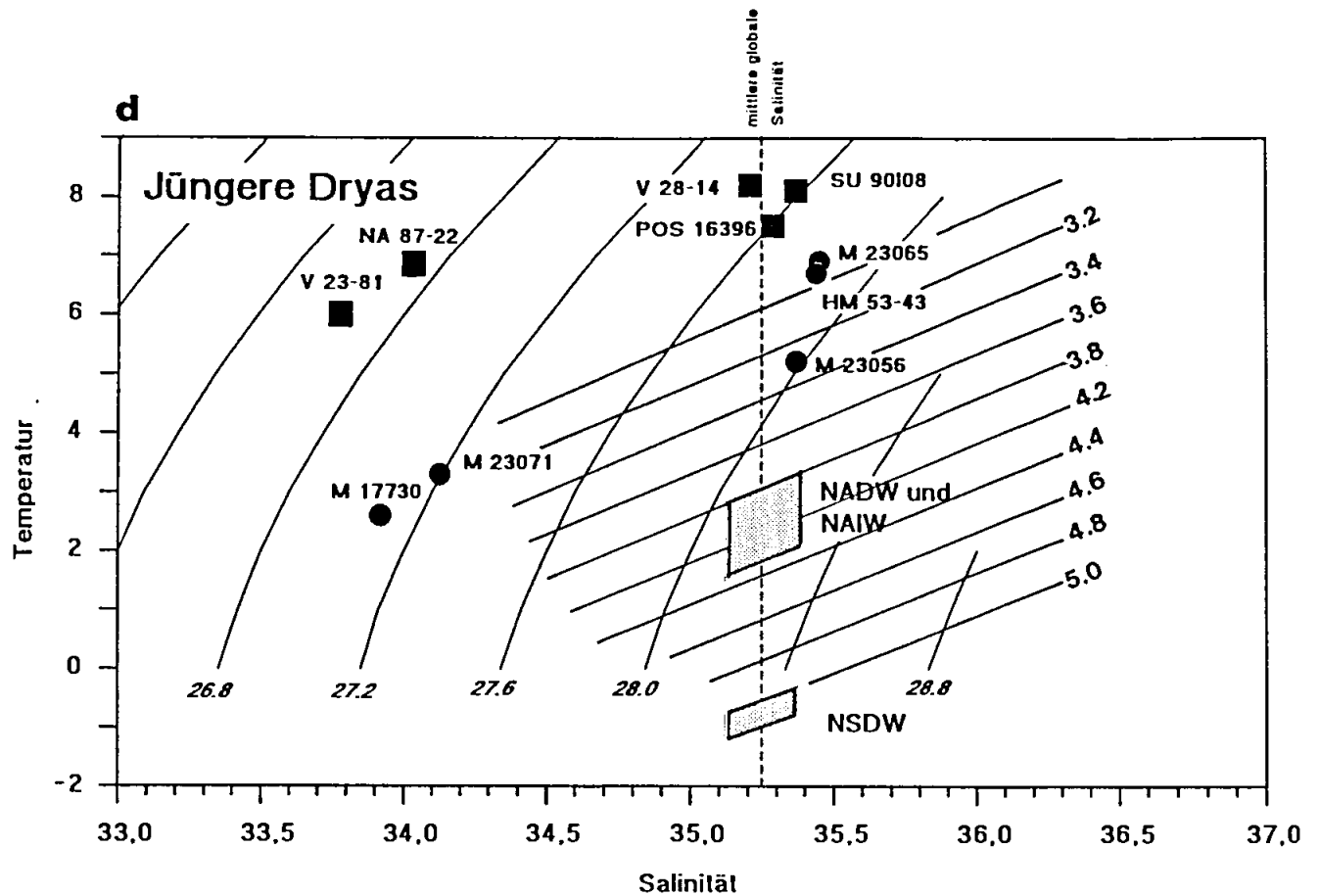


Abb.19a-d. Nach Temperatureffekten normierte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (vgl. Abb.14) aus dem Europäischen Nordmeer (●) und dem NE-Atlantik (■) im Temperatur-/Salinitäts-/Dichtefeld des Ozeans (Diagramm nach Cox et al. 1970). Paläo-Oberflächen-temperaturen nach Schulz (1993, in prep.), für 26.000 J.v.h. zusätzlich nach Kellogg (1987). Senkrechte gestrichelt Linie zeigt mittlere globale Salinität und zugleich etwa die Tiefenwassersalinität einer Zeitscheibe an, korreliert mit der Größe des globalen Eisvolumens. Isolinien für  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Karbonat}}$  nach Labeyrie et al. (1992). Die Tiefenwasser-Felder wurden aus dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis benthischer Foraminiferen aus der Norwegischen Tiefsee bzw. aus dem N-Atlantik hergeleitet (nach Labeyrie et al, 1992; Vogelsang 1990, Sarnthein & Winn, 1993 und eigenen Daten). Mittlere  $\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ -Verhältnisse gegen SMOW-Standard (PDB-Standard +0.27).

- a. LGM mit einem mittleren  $\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ -Verhältnis von 1.47‰ und einer mittleren globalen Salinität von 35.8‰. Schematisches Feld des glazialen zentralen Nordatlantiks aus Dyplessy et al. (1991) bzw. Labeyrie et al. (1992).
- b. 13.500 J.v.h. mit einem mittleren  $\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ -Verhältnis von 1.12‰ und einer mittleren globalen Salinität von 35.5‰.
- c. 26.000 J.v.h. mit einem mittleren  $\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ -Verhältnis von 0.82‰ und einer mittleren globalen Salinität von 35.2‰.





Fortsetzung Abb. 19

d. Jüngere Dryas mit einem mittleren  $\delta^{18}\text{O}_\text{W}$ -Verhältnis von 0.87‰ bei einer mittleren globalen Salinität von 35.25‰.

### 5.3. DIE ZIRKULATION DER WASSERMASSEN BEI SCHMELZWASSER-EPISODEN

#### a) Allgemeines

Episodische Schmelzwasserausbrüche prägten im Nordmeer praktisch den gesamten Zeitraum, in dem dieses Meer von größeren Eisschilden direkt umgeben war, also Stadium 2-4 (die holozänen Eismassen auf Grönland haben hingegen kaum offenen Zufluß zum Nord-Atlantik). Solche linsenförmigen Schmelzwassermassen und die dadurch über hunderte bis tausende Jahre lang veränderte

Zirkulation führten zu Wassermassen mit Eigenschaften und Strukturen, die im heutigen Nordmeer kein Äquivalent mehr haben:

Diese Wassermassen dokumentierten sich mit gleichzeitig extrem leichten O- und C-Isotopenverhältnissen. Das Schmelzwasser aus den Eisschilden hat ein äußerst niedriges  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis (-37‰ z.B. nach der Grönlandeisbohrung "Summit", Johnsen et al. 1992). Es verursachte somit ausgeprägte negative  $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalien gegenüber normalem Seewasser. Dadurch wurde das  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis in den Sauerstoffisotopenkurven von *N. pachyderma* sin. häufig so stark reduziert, daß eine Deutung dieser Oszillationen als temperaturbedingt in den hohen Breiten des Nordmeeres von vorne herein ausgeschlossen werden konnte. Die Umrechnung in Paläosalinitäten wurde schwierig, weil die Wahl der Endglieder der Mischreihe nicht vollständig zu klären ist. Das Schmelzwasser behinderte durch seine geringe Dichte die Umwälzung der Deckschicht und damit die Belüftung der oberen Wassersäule. Dies konnte z.T. direkt die besagten niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse herbeiführen, sofern eine ausreichende Plankton-Produktivität bestand.

Wassermassen mit extrem leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen, in denen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zur Küste hin, also zur "Quelle" von Eisbergen und Schmelzwässern hin wieder merklich zunehmen, können zudem auf küstennahen Auftrieb von tieferem, vollsalinem Wasser zurückzuführen sein. Dieses zur Oberfläche transportierte Zwischenwasser wäre infolge der erhöhten Produktivität schlecht belüftet und nährstoffreich, zugleich aber normal salin. Sautter & Thunell (1991) beschreiben z.B. auf 0‰ reduzierte  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N. pachyderma* dex., die sie als unmittelbaren Hinweis auf rezente Auftriebszellen im San Pedro Becken, Kalifornien, betrachten.

#### **b) Ereignisse während der Eiszelttermination I.**

Das dramatischste Abschmelzereignis betraf das Europäische Nordmeer unmittelbar im Anschluß an das LGM und gipfelte vor 14.100-13.200  $^{14}\text{C}$ -Jahren. Damals bedeckte, verursacht durch schmelzende Eisberge, eine großflächige Schmelzwasserlinse weite Bereiche des östlichen Europäischen Nordmeeres mit Zentrum westlich vor dem Barentssee-Eis (vgl. Abb.11). Damit bestätigt sich die Hypothese von Jones & Keigwin (1988), die den frühen Zerfall gerade dieses Eisschildes postulieren. Mit seiner Auflage auf einem z.T. über 400m oder durch die damalige Eisisostasie noch tieferen Schelf müßte nämlich dieser Eisschild besonders empfindlich gegen geringe Meeresspiegelschwankungen gewesen sein.

In der  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Felderdarstellung (Abb.18g) lassen sich damals in einer Mischreihe 3 Wassermassen unterscheiden: 1. die Schmelzwasserlinse selbst. Sie umfaßt ein breites Spektrum leichter  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 1.6 und 3.25‰, verbunden mit leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von -0.2 bis

0.2‰. Im Rezenten läßt sich zum Vergleich mit diesem Feld höchstens der ausgesüßte - aber warme und nährstoffreiche - norwegische Küstenstrom heranziehen (Tab.8). 2. Unmittelbar vor Norwegen lag eine weitere Wassermasse mit leichten (aber nicht extrem leichten)  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen (2.1-2.8‰), allerdings mit extrem niedrigem  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis (-0.2 bis -0.55‰). Diese Wassermasse hat im rezenten Nordmeer kein Äquivalent. 3. Ein Feld relativ schwerer  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 3.5-4.3‰ und zugleich relativ schwerer  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -0.15-0.2‰ umfaßt die Positionen aus dem zentralen Nordmeer und der Islandsee und repräsentiert hier die normalsaline Wassermasse, im Vergleich zu heute etwa den isotopischen Eigenschaften polarer Wassermassen entsprechend (vgl.Tab.7). Gut belüftetes Oberflächenwasser, wie es heute die arktischen Domäne kennzeichnet, konnte damals hingegen nirgendwo nachgewiesen werden.

**Salinitäts- und Dichterekonstruktionen.** Weil die Oberflächentemperaturen im Europäischen Nordmeer damals fast so kalt wie im LGM waren (3-5°C, Schulz 1993, in prep.), muß die starke Abnahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in der Osthälfte des Europäischen Nordmeeres - abgesehen von einer erst leichten Reduktion im globalen Eiseffekt (um ca.0.2-0.4‰ $\delta^{18}\text{O}$ )- fast ausschließlich der Zufuhr von kontinentalem Schmelzwasser zugeschrieben werden. Im Zentrum der Anomalie wäre demnach die Salinität - bei einem maximalen  $\delta^{18}\text{O}$ -Hub von 3.1‰ - gegenüber dem glazialen Niveau um 3 bis 6‰ reduziert gewesen (je nach Annahme der unterschiedlichen Endglieder der Mischreihe zwischen Schmelzwasser und Meerwasser). Weiter südlich und westlich in Richtung der abklingenden Anomalie, wo absolute Salinitätswerte rekonstruiert werden konnten, war die Salinität immer noch um bis zu 3‰ auf 31.7-33.5‰ herabgesetzt (Abb. 19b, Tab.C, Anhang). Damit wäre die Dichte dieser Wassermasse mit maximal 26.2 extrem niedrig gewesen.

Bei einem Eiseffekt von 0.8-1.0‰ muß die mittlere globale Salinität damals immer noch auf ca. 35.4-35.6‰ erhöht gewesen sein. Demnach müßte Oberflächenwasser auf mindestens 28.3-28.6 verdichtet werden, um das nordatlantische Tiefenwasser bilden zu können (Abb.19b). Auf der Suche nach einer dichten Oberflächenwassermasse im Europäischen Nordmeer kommen nur die Positionen aus der Islandsee mit ihren schweren Isotopenwerten (s.o.) in Betracht. Dort wurden zwar keine Paläo-Temperaturen berechnet, auf Grund der Temperaturen an benachbarten Stationen kann aber ein Bereich von maximal 3-5°C als realistisch eingegrenzt werden. In der Rekonstruktion ergäben sich daraus Salinitäten von 34.9 bis 35.7‰. Damit könnte dieses Wasser theoretisch im Winter tatsächlich auf die erforderlichen  $\sigma_0$ -Werte von 28.4 bis 28.6 so weit verdichtet worden sein, daß es als Tiefenwasser absank. Dem widersprechen aber die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-0.15-.02‰), die keinen Hinweis auf eine Konvektion in diesem Wasserkörper geben (s.o.). Wahrscheinlich war also die Oberflächentemperatur hier kälter als 5°C. Im NE-Atlantik müßte bei Temperaturen von 5-8°C die Bandbreite der Paläo-Salinitäten von 33.5 bis 35.0‰ gereicht haben, so daß auch hier die Dichte höchstens 28.2 erreicht hätte.

Folgte man der Hypothese von Vogelsang (1990, siehe Diskussion Seite.72), müßte bei der Salinitätsrekonstruktion die Schmelzwasserkomponente in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten etwa um die Hälfte geringer bewertet werden. Auch in diesem Fall hätte die Dichte in der Osthälfte des Nordmeeres durch maximale Abkühlung höchstens 27.8 erreicht. Das Oberflächenwasser im NE-Atlantik, hätte hingegen bei Salinitäten bis über 36‰ auf 28.8 verdichtet werden können und käme dann, wie hypothetisch auch das Wasser in der Islandsee, für eine Tiefenkonvektion tatsächlich wieder in Frage. Allerdings kommt dort ein Schmelzwasser-Endglied von -37‰ kaum in Frage, weil der dortige Süßwassereintrag weitgehend durch Niederschläge kontrolliert wird. Einer Tiefenkonvektion widerspricht auch eine neue Rekonstruktion der ostatlantischen Tiefenzirkulation für dieses Zeitintervall von Sarnthein et al. (1993).

Die Schmelzwasserlinse in der nordöstlichen Norwegensee müßte mit ihrer - im Vergleich zum umgebenden Wasser - deutlich geringeren Dichte eine "Beule" geformt haben, deren seitlich abströmende Wässer einen antizyklonischen Wirbel antrieben. Dieser Wirbel müßte in einem südgerichteten Ostrandstrom schmelzende Eisberge entlang des norwegischen Kontinentalrandes transportiert haben. Eine solche Bewegungsbahn von Eisbergen folgerte auch schon Bischof (1990) aus der Herkunft und Verbreitung von eistransportiertem Material in den Sedimenten der Norwegensee. Für das nordwesteuropäische Klima muß ein brackischer Kaltwasserstrom aus dem Norden eine eminente Bedeutung gewonnen haben: Er verhinderte für einige Zeit eine postglaziale Erwärmung, was umgekehrt zu einem massiven Klimarückschlag auf dem Festland geführt haben muß.

Der Ausstrom von niedrigrisalinarem Wasser aus dem Europäischen Nordmeer muß ein **ästuarines Strömungssystem zwischen Atlantik und Europäischem Nordmeer** zur Folge gehabt haben. In diesem ästuarinen System müßte der Oberflächen-Ausstrom in den Nordostatlantik durch einen Einstrom von nordatlantischem Zwischenwasser über die Island-Färöer-Schwelle kompensiert worden sein (Vogelsang 1990).

Seidov (in prep.) gelang es, ein solches System in einem 3d-Strömungs-Modell unter glazialen Windstress (Lautenschlager, 1991) zu simulieren. Dabei entwickelten sich vor dem Ostrand der Norwegensee **lokale Auftriebszellen**. Möglicherweise deuten die lokal reduzierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte am Ostrand der Norwegensee folgerichtig, wie aus dem Modell zu fordern, auf lokales Auftriebsgeschehen. Hier könnte nährstoffreiches,  $^{13}\text{C}$ -verarmtes Zwischenwasser aus dem Atlantik an die Oberfläche aufgedrungen sein. Weitere Indizien für die daraus resultierende erhöhte Produktivität entlang des Ostrand es könnten auch die Befunde von Scherfestigkeitshorizonten in den Sedimenten dort geben, die Kassens (1990) auf eine erhöhte  $\text{SiO}_2$ -Produktion zurückführte.

Dieses veränderte Strömungsmuster nahezu ohne Tiefenkonvektion muß einen kurzfristigen Zusammenbruch in der Bildung des nordatlantischen Tiefenwassers zugunsten eines Einstromes aus dem Süden bewirkt haben, wie ihn die niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte benthischer Foraminiferen aus dem Nord-Atlantik tatsächlich belegen (z. B. Samthein & Tiedemann 1990, Samthein et al., 1993).

Ein etwas anderes Strömungsmuster ergibt sich aus der Verbreitung erneuter Schmelzwasseranomalien vor **12.400 Jahren** (Abb.11l). Damals erstreckte sich eine Schmelzwasserzunge von Süd-Spitzbergen etwa über die der Storfjordrinne nach Südwesten ins Beckeninnere. Eine weitere Schmelzwasseranomalie lag zwischen Island und Grönland. In der  $\delta^{18}\text{O}$ -/ $\delta^{13}\text{C}$ -Felderdarstellung (Abb.18e) belegen diese Wassermassen ein Feld niedrigsalinaren und schlecht belüfteten Wassers ohne rezentes Gegenstück. Die Temperaturen blieben mit  $4.5^\circ\text{C}$  an der Station in der südlichen Dänemarkstraße kalt (Schulz 1993, in prep.) Die Existenz eines Ostgrönlandstromes ist allerdings noch nicht zu beweisen. Im Gegensatz zu heute müßte seine Salinität mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von 2.3-2.9‰ (abzüglich des damaligen Eiseffektes ca. 1.7-2.3) um 3-4‰ reduziert gewesen sein, vermutlich durch den verstärkten Eintrag schmelzender (grönländischer) Eisberge.

Ebenfalls niedrige  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (2.4-3.0‰) kennzeichnen sowohl die Stationen aus dem NE-Atlantik als auch die vor Süd- und Mittelnorwegen. Sie dürften hier auf den Einfluß wärmeren Oberflächenwassers hindeuten: Das erste Auftreten subpolarer planktischer Foraminiferenarten und wärmeliebender Diatomeen in den Sedimenten vom Vøring-Plateau spricht hier für eine erstmalige Etablierung des Norwegenstromes nach dem LGM (Bauch 1992, Karpuz & Jansen 1992). Lehmann & Keigwin (1992) belegen auch an dem extrem hochauflösenden Bohrkern TROLL 3.1 vor der norwegischen Rinne einen gleichzeitigen, abrupten Rückgang polarer Foraminiferen.

Eine isotopisch relativ schwere Wassermasse lag in der Islandsee (Abb.17e). Deren Isotopenwerte ( $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 3.6-4.2‰ korrigiert um den damaligen Eiseffekt von ca. 0.6‰, und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte 0.36-0.39‰), waren im Bereich heutiger polarer Wassermassen

Demnach könnte sich vor 12.400 Jahren kurzfristig ein dem heutigen durchaus vergleichbares anti-astuarines Strömungsmuster entwickelt haben, in dem auf der Ostseite der Norwegensee wärmeres atlantisches Wasser einströmte und in der Islandsee Tiefenwasser gebildet wurde.

### **Schmelzwasserereignisse in Isotopenstadium 2 und 3**

Im Zeitraum von 55.000 bis 18.000 J.v.h. bilden die Isotopenkurven aus dem Europäischen Nordmeer (mindestens) 8 Schmelzwasserepisoden in unregelmäßigen Abständen ab. Wie im einzelnen in Kapitel 4 beschrieben, wiederholen sich dabei jeweils ähnliche  $\delta^{18}\text{O}$ -Verbreitungsmuster

(Abb.11a-h): Schwerpunkte von negativen Anomalien liegen sowohl vor Grönland als auch vor Nord-Norwegen in einer eng begrenzten, westlich gerichteten Zunge. Letzteres Minimum deutet auf eine punktförmige Quelle der Schmelzwässer im Bereich der nordskandinavischen Gletscher.

Die Sequenz von Schmelzwasserereignissen ist in Abb.20 nochmals am Beispiel von Kern M 17730 zusammengefaßt, für den auch eine durchgehende Paläo-Temperaturkurve vorliegt (Schulz 1993, in prep.), und somit die Salinitätsschwankungen der letzten 40.000 Jahre quantifiziert werden können.

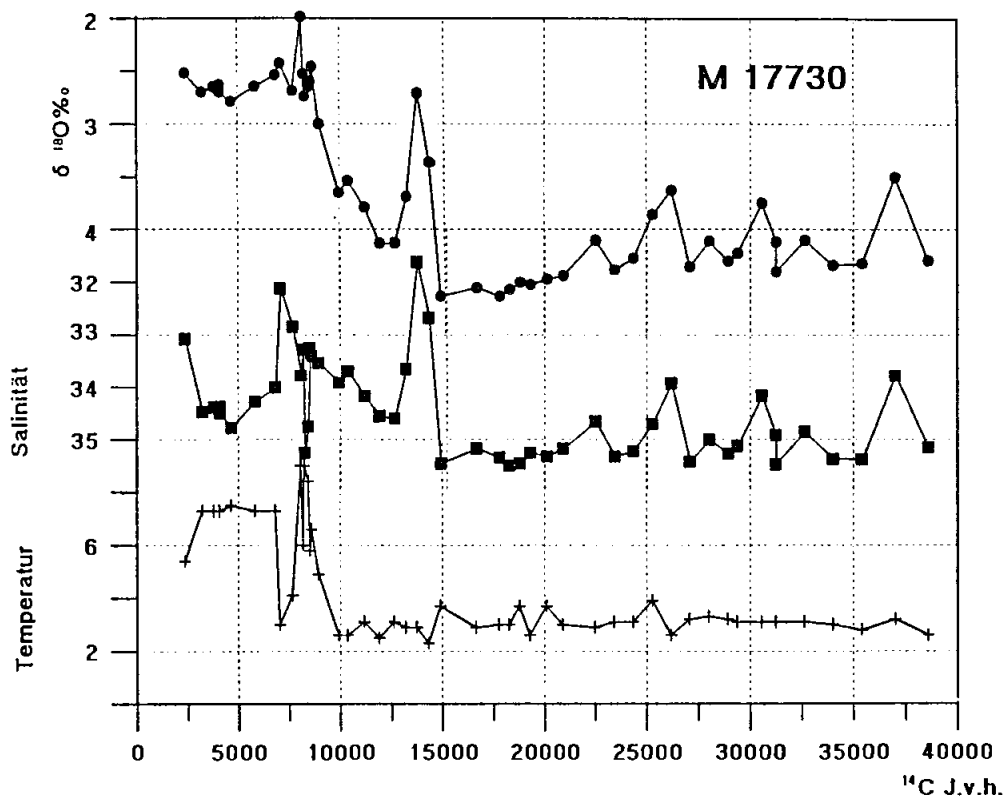


Abb.20.  $\delta^{18}\text{O}$ -, Oberflächentemperatur- und Salinitätskurven von Sedimentkern M 17730. Oberflächentemperaturen nach Schulz (1993, in prep.). Die Salinitäten wurden nach der im Text beschriebenen Methode rekonstruiert.



Am besten dokumentiert ist die Schmelzwasser-Episode **3.1a vor 26.000 Jahren**. In der Felderdarstellung (Abb.18j) lassen sich vielleicht 2 Datenpopulationen unterscheiden: Eine erste, breit streuende Population stammt zum Teil aus den Schmelzwasseranomalien vor Nordnorwegen und Grönland, mit niedrigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen 2.9 und 3.7‰ und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zwischen 0 und -0.55‰. Häufigkeits-Minima von *N. pachyderma* sin.sprechen bei den Kernen M 17730 und M 23259 (vgl. Abb.9, Seite) für kalte, eisbeladene Wassermassen. Ähnlich niedrige  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse ( $\delta^{18}\text{O}$ :3.15-3.7/ $\delta^{13}\text{C}$ :-0.89-0) charakterisierten aber auch das Oberflächenwasser im NE-Atlantik und in der südlichsten Norwegensee (Abb.Karten). Lokal auf 20‰ erhöhte Karbonatwerte weisen aber in diesem zweiten Bereich (Henrich 1990) darauf hin, daß die niedrigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wahrscheinlich auf wärmeres (und normalsalines) Wasser zurückgehen. Nach Abzug des damaligen  $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffektes (ca. 0.55‰) (Vogelsang 1990) entsprachen diese Wassermassen in ihrer  $\delta^{18}\text{O}$ -Zusammensetzung zwar etwa dem heutigen polaren Wasser oder dem Norwegenstrom. (Tab. 8). Im Unterschied zu heute müssen sie aber äußerst schlecht belüftet gewesen sein:  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -0.07 bis 0.88‰ (umgerechnet auf DIC in Meerwasser) entsprächen einem Sauerstoffgehalt von nur 30-200  $\mu\text{mol/kg}$ , Michel 1991).

Zwischen diese beiden isotopisch schwer unterscheidbaren Wassermassen im Westen/ Nordosten und im Südosten schob sich eine der heutigen arktischen Domäne vergleichbare Wassermasse mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen 4 und 4.4‰ (korrigiert um den Eiseffekt: 3.45-3.95‰) und  $\text{DIC}\delta^{13}\text{C}$ -Werten von 1.12-1.2 bis‰ (rezent: 1.12-1.2‰) in der Islandsee und der südlich-zentralen Norwegensee (Abb.11g). Die höchsten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte besetzten dort einen schmalen Streifen in SW-NE-Richtung, vermutlich ein Bereich intensiver Konvektion.

Diesem Befund entspricht eine Rekonstruktion der Tiefenwasser-Zirkulation von Sarnthein et al. (1993). Anhand epibenthischer  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von ca.1.25‰ vom Tiefseeboden südlich der Island-Färöer-Schwelle schlossen sie auf einen Tiefenwasserausstrom aus dem Nordmeer.mit genau derselben  $\delta^{13}\text{C}$ -Zusammensetzung wie in dem oben beschriebenen Quellgebiet.

Analog zu heute müßte eine arktische Domäne auch damals ein Mischprodukt polarer und atlantischer Wassermassen gewesen, ihre Entstehung also auf die Advektion von salzreichem Oberflächenwasser aus niedrigen Breiten zurückgegangen sein. Dieser Zustrom von salzhaltigem atlantischem Oberflächenwasser im südlichsten Bereich der Norwegensee konnte auch durch eine **Salinitätsrekonstruktion** nur indirekt nachgewiesen werden, weil die damaligen Oberflächentemperaturen dort nicht bekannt sind. Das Oberflächenwasser im südlich zentralen Bereich hätte aber bei kalten Oberflächentemperaturen von ca. 4°C (Schulz 1993, in prep) und Kellogg et al. (1978) eine Salinität von 35.4 bis 35.8‰ (Abb.19c) gehabt. Die Dichte des Oberflächenwassers hätte 28.2-28.4 betragen. Sie konnte demnach schon durch geringfügige Abkühlung so weit gesteigert werden, daß

sie der von Tiefenwasser ( $\sigma_0=28.3-28.4$ ) in der Norwegensee entsprach, bei benthischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von 5.08-5.21‰ (Vogelsang 1990) und einer mittleren globalen Salinität von 35.2‰ (Abb. 19c). Vollsalines Oberflächenwasser (35.4‰) ergibt sich damals auch für die Stationen NA 87-22 und SU 90108 im NE-Atlantik, wo die Temperatur 5-7°C betrug. Demnach müßte der Einstrom salzreichen Wassers auf der Ostseite erfolgt sein, so wie heute. Für die Schmelzwasserlinse vor Nordnorwegen und auch an Position V 28-14 in der Dänemarkstraße, wo die Salinität bei niedrigen Temperaturen von 4°C nur 33.3 bis 34.0‰ erreichte, ergeben sich (erwartungsgemäß) in der Rekonstruktion niedrige Dichtewerte von 25.8 bis 26.6 ..

Damit müßte im Europäischen Nordmeer auch vor 26.000 Jahren ein **anti-ästuaries** **Strömungssystem** geherrscht haben, vermutlich angefacht durch einen schwachen Norwegenstrom, der sich nicht so weit wie heute nach Norden ausbreiten konnte und im Zentrum des Nordmeeres zu einer dichten Wassermasse führte. Dementsprechend lag der zentrale zyklonale Wirbel im Vergleich zum heutigen arktischen Wirbel weiter im SE. Auf der Westseite des Nordmeeres bis in die Dänemarkstraße hinein weisen niedrigrisalinare, polare Wassermassen auf einen Ostgrönlandstrom .

Auch während der früheren Episoden **vor 33.000 Jahren** (Abb. 18k), **vor 37.000 Jahren** (Abb.18m) und **vor 40.000 Jahren** (Abb.18n) und innerhalb von Stadium 2 vor **18.000 Jahren** (Abb.18i) läßt sich eine der arktischen Domäne ähnliche Wassermasse identifizieren. Ihre räumlicher Schwerpunkt lag auch damals im südlich zentralen Nordmeer . Gleichzeitig könnte sich jeweils vor Grönland eine Schmelzwasseranomalie gebildet haben, die eventuell einen Ostgrönlandstromes andeutete. Spielhagen (1990) und Lackschewitz (1991) schlossen in diesem Sinne aus damals erhöhten Anteilen von grobem eistrans-portierten Material und in der Framstraße bzw. am Kolbeinsey-Rücken auf eine eine verstärkte Eisbergdrift entlang Grönlands im mittleren Isotopenstadium 3. Bond et al. (1992) schlossen aus Sedimenthorizonten ("Heinrichlagen" 4 und 5) mit eistransportiertem Material auf einen Vorstoß schmelzender Eisberge bis in den zentralen Nordatlantik vor ca. 40.000 und 50.000 Jahren, ungefähr zeitgleich mit den hier definierten Schmelzwasser-Episoden 3.1d und 3.31. Sie erfordern wohl eine verstärkte Mobilität des grönländischen und. laurentischen Eises insgesamt .

Anders vor **55.000 Jahren (Stadium 3.33)** (Abb.18p): Die damaligen großflächigen Schmelzwasseranomalien im Nordmeer lagen an ähnlichen Positionen vor der Barents-See wie vor 13.500 Jahren. Ebenso waren die niedrigrisalinaren Wassermassen insgesamt schlecht belüftet. Dieses Muster läßt sich wiederum am besten durch ein anti-ästuaries Strömungssystem erklärt werden, ähnlich wie auch vor 13.500 Jahren.

Der gesamte Zeitabschnitt von 55.000 bis 18.000 J.v.h. war offenbar besonders durch die **Instabilität der nordatlantischen Zirkulation** geprägt. Nach dem Zeugnis der stabilen

Isotopenkurven kam es bei lokal eisfreien Verhältnissen wohl immer wieder über mehrere 1000 Jahre zu Tiefenwasserbildung. Umgekehrt hat dann wieder der verstärkte Eintrag von Schmelzwasser die Bildung einer geschlossenen Meereisdecke gefördert und die Oberflächenschichtung stabilisiert und damit die Tiefenkonvektion unterdrückt. Möglicherweise waren jene Phasen, in denen die "Wärmepumpe" kurzfristig funktionierte, direkt mit Phasen abrupter Erwärmung ("Dansgaard-Oeschger"-Ereignisse) über dem grönländischen Eis korreliert, die die kurzfristigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima in den grönländischen Eiskernen belegen. Nach der vorläufigen Stratigraphie von Johnsen et al. (1992) gäbe es allein im Zeitabschnitt zwischen 40.000 und 22.000 (Kalender-) J.v.h. 10 solcher Phasen, die z.T. nur wenige hunderte Jahre lang dauerten. Eine so detaillierte Aufzeichnung von Zeitserien ist allerdings auch von hochauflösenden marinen Isotopenkurven kaum zu erwarten. Interessant sind auch deutliche zeitliche Parallelen zwischen den  $\delta^{18}\text{O}$ -Minima von Sedimentkernen aus dem Nordmeer und solchen aus dem Mittelmeer (Paterne et al. 1986, vgl. Stratigraphie-Kapitel), die dort als interstadiale Erwärmungsphasen gelten und eventuell auf einen globaleren klimatischen Zusammenhang hinweisen.

#### 5.4. Strömungsmuster während der Ältesten, Älteren und Jüngeren Dryas

Der Abschmelzprozeß nach dem Letzten Glazialen Maximum wurde von 3 "Stillstandphasen" bzw. Eisvorstößen unterbrochen, die sich in den Sedimentkernen aus dem Nordmeer als  $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima abbilden. Dabei wurde teilweise wieder das glaziale  $\delta^{18}\text{O}$ -Niveau erreicht. Die beiden älteren dieser Ereignisse, wohl entsprechend der Ältesten und Älteren Dryas folgten unmittelbar den Schmelzwasserepisoden vor 13.500 und 12.400 Jahren, nämlich vor 12.800 und 11.800 ( $^{14}\text{C}$ -)Jahren. Im Unterschied dazu ging der Jüngeren Dryas kein nennenswerter Schmelzwassereintrag voraus (Sarnthein et al. 1991, Fairbanks 1989).

**Jüngere Dryas.** In der  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Felderdarstellung (Abb.18n) sind die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aus dem Nordmeer (3.6-4.4‰) um 0.3-1.5‰ schwerer und damit deutlich von den Werten aus dem NE-Atlantik und der südöstlichsten Norwegensee (2.9-3.3‰) abgesetzt. Hohe  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse (0.2-0.6‰) deuten auf eine allgemein mäßige bis gute Belüftung dieser Wassermassen. Meereis hatte damals vermutlich keine große Bedeutung mehr. Die schwersten Werte (0.5-0.6‰, entsprechend 1.33-1.43‰  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) dokumentieren dabei eine der heutigen arktischen Domäne analoge Wassermasse, die sich von den südlich zentralen Positionen bis in die Islandsee hinein erstreckte (Abb.11n). Schmelzwasser scheint damals nur noch unmittelbar vor der Barentssee eine Rolle gespielt zu haben, wo lokal auf -0.1--0.15‰ reduzierte  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und leicht reduzierte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte eine leicht ausgesüßte und schlecht belüftete Wassermasse dokumentieren, vergleichbar heutigen polaren Wassermassen, wahrscheinlich mit Ursprung in der Barentssee.

Wie schon im LGM kann auch der zonal streichende  $\delta^{18}\text{O}$ -Gradient, der das Nordmeer vom NE-Atlantik am Ende der Jüngerer Dryas trennte, nur teilweise durch das Temperaturgefälle zwischen diesen beiden Meeren erklärt werden. Nach Schulz (1993, in prep.) fielen die Oberflächentemperaturen im östlichsten NE-Atlantik nämlich damals kurzfristig auf 6-7°C und unterschieden sich damit nur unwesentlich von denen im südlich zentralen Nordmeer. (5-7°).

In der **Salinitätsrekonstruktion** (Abb.19d, Tab C, Anhang) ergäben sich infolgedessen westlich von Irland relativ niedrige Salinitätswerte (33.8-34.0‰). Im Unterschied zu heutigen oder glazialen niedrigrisalinaren Wassermassen, war jene Wassermasse nach ihren schweren  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen zu schließen (s.o.) aber gut belüftet - oder ihre biologische Produktivität gering. Niedrigrisalines, polares (33.9‰) Wasser ergibt sich auch für Position M 17730 auf 72° N bei extrem niedrigen Temperaturen (3°C).

Die Wassermasse im südlich zentralen Nordmeer mit analogen isotopischen Eigenschaften wie in der heutigen arktischen Domäne müßte hingegen vollsalin gewesen sein (35.3-35.45‰). Weil damals das globale Eisvolumen bereits etwa auf die Hälfte geschrumpft war, müßte die mittlere globale Salinität ca. 35.25‰ betragen haben (Labeyrie et al. 1992). Dementsprechend müßte bei benthischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von 5.0-5.2‰ das kalte NSDW eine Dichte von ca. 28.4 ohne weiteres erreicht haben (Abb.18d), wenn das Oberflächenwasser im Winter um 4-6°C abkühlte, eine Dichte die die von damaligem NADW deutlich überschritt. (Labeyrie et al. 1992). Daraus folgt, daß zwischen Nordmeer und Nordatlantik auch damals ein anti-ästuarines Strömungssystem mit Oberflächeneinstrom und Tiefenwasserausstrom bestanden hat. Diesen Ausstrom beobachten wiederum Sarnthein et al (1993) anhand schwerer benthischer  $\delta^{18}\text{C}$ -Werte (1.3‰) westlich des Rockall-Plateaus.

Während der Jüngerer Dryas müßte demnach im Nordmeer (im Vergleich zu heute nach Südosten verlagert) intensiv Tiefenwasser gebildet worden sein, wie auch Labeyrie et al. (1992) und Veum et al. (1992) aufgrund des dichten Oberflächenwassers bzw. gut belüfteten Tiefenwassers dort postuliert haben. Allerdings vermuten Veum et al. (1992) einen anderen Mechanismus für die Tiefenkonvektion, bei dem die zum Absinken erforderliche Dichte durch Ausfrieren von Meereis erreicht würde.

Vollsalines Wasser ergibt sich auch für die Positionen südlich und südöstlich von Island, sowie für die Dänemarkstraße bei Temperaturen um 8°C (Schulz 1993, in prep.). Möglicherweise war auch in der Jüngerer Dryas, so wie wahrscheinlich im LGM, der Zustrom von salzreichem Wasser im Vergleich zu heute weiter nach Westen verlagert. Nach Labeyrie et al. (1992) war aber hingegen das Wasser im zentralen Nordatlantik, anders als im LGM, salzärmer. In diesem Falle bliebe die Herkunft des salzreichen Wassers im Nordmeer und südlich von Island noch unklar.

Die vorliegenden Befunde und Rekonstruktionen stützen insgesamt die These, daß die "Förderbandzirkulation" des Atlantiks auch während der Jüngerer Dryas-Schwankung nicht abriß, vielmehr nur räumlich und qualitativ modifiziert war. (vgl. Zahn, 1992).

In den Kälte-Episoden **vor 11.800 und 12.900 Jahren** waren die stabilen Isotopenwerte aus dem Nordmeer in der  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Felderdarstellung im Vergleich zum LGM jeweils nur um den unterschiedlichen  $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffekt (0.7-0.6‰) verschoben (Abb.18d und f). Dies spricht wiederum für kalte und vollsaline Wassermassen. Deutlich niedrigere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte prägten den NE-Atlantik. Wahrscheinlich war das Oberflächenwasser dort deutlich wärmer oder wiederum salzärmer. Das Muster niedriger  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte setzte sich bis in den südöstlichsten Abschnitt der Norwegensee fort (Abb. Karten). Allerdings spiegelte es dort wohl nicht allein den Einfluß von wärmerem Atlantikwasser wider. Hier spielte wahrscheinlich auch eine Schmelzwasseranomalie aus dem Nord-Ostseeraum, die Entladung des "Baltischen Eissees", eine Rolle (Nordberg & Bergsten, 1992).

### **5.5. Warmzeitliche Strömungsmuster**

Nach ihrem Abbild in den stabilen Isotopen zu schließen, unterschied sich die Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer **vor 9.000 Jahren** weder in ihren Eigenschaften noch in ihrer Verbreitung wesentlich von den heutigen (Abb.18b).

**Vor 7.000 Jahren** hatte hingegen der Norwegenstrom seinen Einfluß verstärkt und weiter nach Westen ausgedehnt und erfaßte auch den zentralen Bereich des Europäischen Nordmeeres. Im Norden und Westen um ca. 0.3‰ reduzierte  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse könnten mit um ca. 1°C wärmere Temperaturen erklärt werden.

## 6. SCHLUSSFOLGERUNGEN

In hochauflösenden Sauerstoff-Isotopenkurven aus dem Europäischen Nordmeer wurden während der Isotopenstadien 3 und 2 und der letzten Eiszeitermination insgesamt 14 kurzfristige negative Ausschläge identifiziert, deren Amplituden die der generellen Isotopenstratigraphie deutlich übersteigen und deren Dauer im allgemeinen 1000-2000 Jahre kaum überschreitet. D.h., sie liegen z.T. außerhalb der Grenze zeitlicher Auflösung von marinen Sedimentserien. Sie prägten das Oberflächenwasser im Europäischen Nordmeer in unregelmäßigen Abständen vor 55.000, 50.000, 42.000, 37.000, 33.000, 31.000, 26.000, 18.000, 13.500 und 12.400 ( $^{14}\text{C}$ )-Jahren, ihre Frequenzen lagen also deutlich über denen der Orbital-Zyklen. Mithilfe dieser Zeitserien wurde im Nordmeer eine verfeinerte Regional-Stratigraphie entwickelt, die für 17 Zeitscheiben eine synoptische Kartierung der Paläo-Wassermassen mit charakteristischen Temperatur-/Salinitäts-Eigenschaften ermöglichte.

Die wechselnde räumliche Verbreitung unterschiedlicher Oberflächen-Wassermassen, die etwa den heutigen polaren, atlantischen und arktischen Wassermassen entsprechen oder auf spät-eiszeitliche Schmelzwasserlinsen zurückgehen, läßt auf variable Oberflächenströmungsmuster mit zyklonischen und antizyklonischen Strukturen schließen. Daraus folgten wiederum massive Veränderungen im Austausch der Wassermassen zwischen Nordatlantik und Europäischem Nordmeer:

1. Aus der Kombination von  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen und Paläo-Temperaturen ließen sich mit einer neuen Gleichung die Paläosalinität und -dichte des Oberflächenwassers erstmals im Kaltwasserbereich (-2 bis 4.5°C) rekonstruieren. Damit konnte die Tauglichkeit der Oberflächenwässer für Tiefenwasserbildung abgeschätzt werden, und, im Vergleich zum Nordatlantischen Tiefenwasser, die Ausbildung von anti-ästuarinen (wie heute) oder ästuarinen Zirkulationssystemen zwischen Nordmeer und Nordatlantik.

2. wurde nachgewiesen, daß zu Beginn der letzten Abschmelzphase vor 13.500  $^{14}\text{C}$ -Jahren aus dem zerfallenden Barentssee-Eisschild große Mengen von Eisbergen freigesetzt wurden, deren Abschmelzen in der östlichen Hälfte des Nordmeeres zu einer ausgedehnten Schmelzwasserlinse führten. Aufgrund seiner niedrigen Dichte bewirkte dieser Wasserkörper eine Aufwölbung und durch Corioliskräfte eine Umkehrung der Oberflächenzirkulation in den Uhrzeigersinn. Diese unterdrückte die Zufuhr von wärmerem und salzreichem atlantischem Wasser vor Norwegen. Parallel dazu wurde durch die stabile Schichtung die Tiefenkonvektion unterbunden. Dadurch konnte sich kurzfristig zwischen Nordmeer und Nordatlantik ein ästuarines System mit Oberflächenausstrom und Zwischenwassereinstrom etablieren, das einen Kälterückschlag im nordwesteuropäischen Klima provozierte, das sich damals unter verbesserten Insulationsbedingungen gerade erwärmte.

3. Ähnliche Situationen können auch für Stadium 3.3, vor 55.500 Jahren und einige andere Schmelzwasserereignisse in Stadium 3 angenommen werden, die räumlich bisher allerdings erst weniger präzise dokumentiert sind. Diese Ereignisse würden im wesentlichen mit den "Dangaard-Oeschger-Ereignissen" zusammenfallen und eventuell zu ihrer Deutung beitragen.

4. Die rekonstruierten Paläosalinitäten und -dichten zeigen darüber hinaus, daß im Gegensatz zu den Schmelzwasserereignissen der Zufluß von salzreichem Wasser aus niedrigen Breiten während des Letzten Glazialen Maximums und während der Kaltphase der Jüngeren Dryas im Europäischen Nordmeer nicht abriß, wie bisher mehrfach angenommen. Auch damals gab es also im Europäischen Nordmeer gutbelüftete Oberflächenwasserkörper mit hoher Dichte, die als potentielle Stätten der Tiefenwasserbildung gedeutet werden müssen. Im Unterschied zu heute war aber der Zustrom von atlantischem Wasser weiter nach Westen und die möglichen Konvergenzzonen nach Südosten in den südlich zentralen Bereich des Nordmeeres verschoben, so daß der atmosphärische Wärmefluß in hohe Breiten Europas nur gering blieb. Somit kann für diese Phasen, und große Abschnitte von Stadium 3, ein modifiziertes anti-ästuarines Strömungssystem angenommen werden, in dem aus dem Nordmeer auch Tiefenwasser ausströmen und sich Nordatlantisches Tiefenwasser bilden konnte.

Diese Schlußfolgerungen hängen allerdings wesentlich von der Qualität der Paläo-Temperaturwerte ab, die mit 3-4°C für das LGM relativ hoch liegen. Mit der Unverlässlichkeit der als Eichgrundlage dienenden rezenten Levitus-Daten in eisrandnahen Gebieten des Nordmeeres, könnten sich diese Schätzwerte als falsch erweisen, und infolgedessen die eiszeitlichen Dichtewerte zu hoch eingeschätzt worden sein.

5. Das gegenwärtige Strömungs-System mit einem Norwegenstrom, der Wärme bis in hohe Breiten transportiert, etablierte sich erst im Anschluß an die Jüngere Dryas vor rund 10.000 (<sup>14</sup>C)-Jahren. Mit seiner relativen Stabilität über die letzten 10.000 Jahre kontrastiert es deutlich zu den anhaltend instabilen Verhältnissen in Stadium 3 und während der Termination I, ähnelt hingegen den relativ stabilen Verhältnissen während des LGM. Sein letzter Höhepunkt wurde dabei vor 7.000 (<sup>14</sup>C)-Jahren erreicht, als der Norwegenstrom nach Westen verbreitert war.

## 7. DANK

Für die Anregung zu dieser Arbeit und sein beständiges Interesse an ihrem Fortgang, den er mit zahlreichen fruchtbaren Diskussionen unterstützt hat, danke ich Prof. Dr. M. Sarnthein herzlich.

Dem SFB 313 ich für seine Unterstützung und seinen Mitgliedern für die gute Zusammenarbeit. Er hat mir die Teilnahme an mehreren Expeditionen und Tagungen ermöglicht.

H. Schulz und Dr. U. Pflaumann haben mir großzügig unveröffentlichte Paläo-Temperaturdaten zur Verfügung gestellt. Dr. H. Erlenkeuser hat kritische Anmerkungen beigesteuert. Er und seine Mitarbeiter H. Cordt und I. Klein (Institut für Reine und Angewandte Kernphysik) haben die Erstellung des Isotopen-Datensatzes - unter teilweise erschwerten Bedingungen. - ermöglicht. Dr. J.C. Duplessy und M. Arnold (Centre des Faibles Radioactifs, Gif sur Yvette) haben im Rahmen des EPOCH-Projektes die AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen durchgeführt. Dr. E. Vogelsang und Dr. H. Kassens haben mich freundschaftlich mit Rat und Tat unterstützt.

Die Besatzung der "Meteor" war an der erfolgreichen Probengewinnung während der Nordmeer-Expeditionen maßgeblich beteiligt. Bei Laborarbeiten und der Bewältigung technischer Probleme haben mir M. Buck, H. Hensch, S. Ivert, I. Neumann, S. Petke, M. Schumann und W. Rehder geholfen.

Ihnen allen sei für ihr Engagement herzlich gedankt.

Mein besonderer Dank gilt meinem Mann Martin, der mich bedingungslos in jeder Hinsicht unterstützt hat, und meiner Tochter Theresa, die früh lernen mußte, daß promovierende Mütter oftmals recht langweilig sind.



## 8. LITERATURVEZEICHNIS

- Aagard, K. & Swift, J.H. & Carmack, E.C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas.- *Journal of Geophysical Research*, **90**, (C3), 4833-4846.
- Aksu, A.E. & Vilks, G. (1987): Stable isotopes in planktonic and benthic foraminifera from Arctic Ocean surface sediments.- *Can. J. Earth Sci.*, **25**, 701-709.
- Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J.C. (1987a): Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry.- *Nature*, **328**, 791-794.
- Bard, E. (1988): Correction of Accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  ages measured in planktonic foraminifera:paleoceanographic implications.- *Paleoceanography*, **3**,(6), 635-645.
- Bard, E.; Hamelin, B.; Fairbanks, R.G. & Zindler, A. (1990): Calibration of the  $^{14}\text{C}$  timescale over the past 30.000 years using mass spectrometric U - Th ages from Barbados corals.- *Nature* **345**,
- Bauch, H. (1992): Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer - Ihre Bedeutung für die paläoozeanographische Interpretation während der letzten 600.000 Jahre.- *Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel*, 108 Seiten.
- Becker, B.& Kroner, B. (1992): Tree-ring  $^{14}\text{C}$  Calibration at 10.000BP.-. In Bard, e. & W.S. Broecker (eds.), *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies*; Springer Verlag.
- Bischof, J. (1990): Dropstones im Europäischen Nordmeer.- *Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel*, 127 Seiten.
- Blaume, F. (1992): Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster.- *Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel*.
- Bond, G., Heinrich, H., Huon, S, Broecker, W.S., McManus,J., Clasen, S. Tedesco, K., Jantschick, , Simet, C.& Klas, M. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial Northern Atlantic.- (eingereicht bei Nature).
- Broecker, W.S. (1988): Preliminary estimates for the radiocarbon age of deepwater in the glacial ocean.- *Paleoceanography*, **3**, (6), 659-669.
- Broecker, W.S. , Bond, G., Mieczyslaw, K., Clark, E. & McManus, J. (1992): Origin of the North Atlantic's Heinrich layers.-*Climate Dynamics*, **6**, 265-273.
- Broecker, W.S. & Peng, T.-H. (1982): *Tracers in the Sea*.- Eldigio Press, Palisades, New York, 689 Seiten.
- Carstens, J. (1988): Verteilung planktischer Foraminiferen in Oberflächenwässern der Framstraße, Nordatlantik.- *Unveröffentl. Diplomarbeit, Universität Bremen*, 55Seiten.
- Chappell, J. & Shackleton, N.J. (1986): Oxygen isotopes and sea level.- *Nature*, **324**, 137-140.
- CLIMAP (1981): Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum, GSA Map and chart ser., MC-36, Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado.
- Cox, R.A., McCartney, M.J. & Culkin, f. (1970): The specific gravity /salinity / temperature relationship in natural seawater.- *Deep sea res.*, **17**, 679-689.

- Craig, H. & Gordon, L.I. (1965): Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: Tongiorgi, E. (ed.), Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures: Third SPOLETO conference on Nuclear Geology, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 9-130.
- Dansgaard, W., White, J.C. & Johnsen (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event.- *Nature*, **339**, 532-534.
- Dietrich, G. (1969): Atlas of the hydrography of the northern North Atlantic Ocean.- Conseil International pour l'Exploration de la Mer Service Hydrographique, 140 Seiten.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L. & Blanc, P.L. (1988a): Norwegian Sea deep water variation over the last climatic cycle: Paleo-oceanographical Implications.- In: Wanner, H. & U. Siegenthaler (eds.), Long and short term variability of climate, Springer Verlag.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Juillet-Leclerc, A., Maitre, F., Duprat, J. & Sarnthein, M. (1991): Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum.- *Oceanologica Acta*, **14**, (4), 311-324.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Arnold, M., Pateme, M., Duprat, J. & Van Weering, T.C.E. (1992): Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation.- *Nature* **358**, 485-487.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Juillet-Leclerc, A. & Duprat, J. (1992): A new method to reconstruct sea surface salinity: application to the North Atlantic Ocean during the Younger Dryas.- In: Bard, E. & W.S. Broecker, The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies; Springer Verlag.
- Elverhøi, A., Fjeldskaar, W., Solheim, A., Nyland-Berg, M., Russwurm, L. (1992): The Barents Sea ice sheet - a model of its growth and decay during the last ice maximum.- (submitted to *Quaternary Science Reviews*).
- Fairbanks, R.G. (1989): A 17.000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation.- *Nature*, **143**, 637-642.
- Gehring, H. (1989): Beitrag zur paläo-ozeanographischen Entwicklung der südwestlichen Norwegischen See während der letzten 405.000 Jahre.- unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Kiel, 98 Seiten.
- GEOSECS Atlantic, Pacific and Indian Ocean expeditions (1987): Shorebased data and graphics, GEOSECS Executive Committee, H.G. Ostlund, H. Craig, W.S. Broecker & D. Spencer (eds.), I.D.O.E., National Science Foundation, 7.
- Gerlach, S.A. & Graf, G. (1990): Europäisches Nordmeer. Reise Nr. 13, 6. Juli-24. August 1990.- *Meteor-Berichte*, Universität Hamburg, 1-217.
- Hamich, A. (1991): Sedimentologische Untersuchungen eines Kernes (GIK 21906-2) aus der Grönlandsee.- Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Kiel, 78 Seiten.
- Hebbeln, D. (1992): Stratigraphie und Paläoozeanographie in der Fram-Straße.- Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, 174 Seiten.
- Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years.- *Quat. Res.*, **29**, 143-152.
- Henrich, R. (1992): Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimenteinflüsse im Zeitraum 2.6 Ma bis rezent.- Habilitationsschrift Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, Seiten.

- Hirschleber, H., Theilen, F., Balzer, W., von Bodungen, B. & Thiede, J. (1988): Forschungsschiff Meteor, Reise 7 vom 1. Juni bis 28. September 1988: Berichte der Fahrtleiter, Ber. Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel, **10**, 1-257.
- Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, J., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. & Toggweiler, J.R. (im Druck): On the structure and origin of major Glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing.
- Jansen, E. & Erlenkeuser, H. (1985): Ocean circulation in the Norwegian Sea 15000 B.P. to present.- *Boreas*, **14**, 189-206.
- Jansen, E. & Veum, T. (1990): Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep water circulation.- *Nature*, **343**, 612-616.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. & Steffensen, J.P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core.- *Nature*, **359**, 311-313.
- Jones, G.A. & Keigwin, L.D (1989): Evidence from Fram Strait (78°) for early deglaciation.- *Nature*, **336**, 56-59.
- Jouzel, J., Raisbeck, G., Benoist, J.P., Yiou, F., Lorius, C., Raynaud, D, Petit, J.R., Barkov, N.I., Korotkevitch, Y.S. & Kotlyakov, V.M. (1989): A comparison of Deep Antarctic Ice Cores and their Implications for Climate between 65,000 and 15,000 Years ago.- *Quat. Research*, **31**, (2), 135-150.
- Jünger, B. (1990): Zur paläo-ozeanographischen Entwicklung der Islandsee während der letzten 360.000 Jahre.- Unveröffentl. Diplomarbeit, Universität Kiel, 69 Seiten.
- Karpuz, N.K. & Jansen, E. (1992): A High resolution Diatom Record of the Last Deglaciation from the SE Norwegian Sea: Documentation of Rapid Climatic Changes.- *Paleoceanography*, **7**, (4), 499-520.
- Kassens, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanography in der Norwegischen See.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 120 Seiten.
- Keigwin, L.D. & Boyle, E.A. (1989): late Quarternary paleochemistry of high-latitude surface waters.- *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, **3**, 85-106.
- Kellogg, T.B. (1976): Late Quarternary climatic changes: Evidence from deep sea cores of Norwegian and Greenland seas. - In: Cline, R.M. & J.D. Hays (eds.): *Investigation of Late Quarternary paleoceanography and paleoclimatology*, - *Geol. Soc. am. Mem.*, **145**, 77-110.
- Kellogg, T.B. (1980): Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian Greenland seas: Glacial and interglacial contrasts.- *Boreas*, **9**, 115-137.
- Kellogg, T.B., Duplessy, J.C. & Shackleton, N. (1978): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores.- *Boreas*, **7**, 61-73.
- Köhler, S. E.I. (1991): Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sin.).- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 104 Seiten.

- Koltermann, K.P. & L uthje, H. (1989): Hydrographischer Atlas der Grönland- und Nördlichen Norwegischen See (1979-1987).- Deutsches Hydrographisches Institut Hamburg, Nr. 2328, 274 Seiten.
- Kroopnick, P. (1980): The distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  in the Atlantic Ocean.- *EPSL*, **49**, 469-484.
- Kroopnick, P. (1985): The distribution of C-13 of  $\Sigma\text{CO}_2$  in the world oceans.- *Deep Sea Research*, **32**, 57-84.
- Labeyrie, L.D. & Duplessy, J.C. (1985): Changes in the oceanic  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio during the last 140,000 years: high latitude surface water records.- *Paleogeogr., Paleoclimat, Paleoecol.*, **50**, 217-240.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., Duprat, J., Juillet-Leclerc, A., Moyes, J., Michel, E., Kallel, N. & Shackleton, N. (1992): Changes in the vertical structure of the North Atlantic Ocean between glacial and modern times.- (submitted to *Quaternary Science Review*).
- Lackschewitz, K.S. (1991): Sedimentationsprozesse am aktiven mittelozeanischen Kolbeinsey R ucken (nördlich von Island).- Dissertation, Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 121 Seiten.
- Lautenschlager, M. (1991): Simulation of the ice age atmosphere - January and July means-.- *Geologische Rundschau*, **80**, (3), 513-534.
- Legutke, S. (1989): A numerical investigation of the Circulation in the Greenland and Norwegian Seas.- *Jour. Physic. Oceanography*, **21**, (1), 118-148.
- Lehmann, S., Jones, G.A., Keigwin, L.D., Andersen, E.S., Butenko, G. & Ostmo, S.-R.(1991): Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last glaciation.- *Nature*, **349**, 513-516.
- Lehman, S. & Keigwin, L.D. (1992): Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation.- *Nature*, **356**, 757-762.
- Leuenberger, M, Siegenthaler, U. & Langway, C.C. (1992): Ice -age  $\delta^{13}\text{C}$  of atmospheric  $\text{CO}_2$  from an Antarctic ice core.- *Nature*, **357**, 488-490.
- Levitus, S. (1982): Climatological Atlas of the World Ocean.- NOAA Professional papers, **13**, 173 Seiten.
- Lotter, A.F. (1992): Absolute dating of the glacial period in Switzerland using annual laminated sediments.- *Quaternary Research*, **35**, 321-330.
- Lotter, A.F., Beer, J., Hajdas, I. & Sturm, M. (1992): A step towards an absolute time-scale for the Late-Glacial: annually laminated sediments from Soppensee (Switzerland).- In: Bard, E. & W.S. Broecker, *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies*; Springer Verlag.
- Maier-Reimer, E. & Mikolajewicz, U. (1989): Experiments with an OGCM on the Cause of the Younger Dryas. In: Ayala-Castanares, A., Wooster, W & A. Yanez-Arancibia (eds.), *Oceanography 1988*, UNAM-Press, Mexico.
- Mangerud, J. (1987): The Allerod/ Younger Dryas boundary.- In: Berger, W.H. & L. Labeyrie (eds.): *Abrupt Climatic Change - Evidence and Implications*.- D. Riedel Publishing Company, 163-171.
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification.- *Boreas*, **3**, 110-127.
- Marino, B.D., McElroy, M.B., Salawitch, R.J. & Spauling, W.G. (1992): Glacial to interglacial variations in  $\delta^{13}\text{C}$  for atmospheric  $\text{CO}_2$ .- *Nature*, **357**, 461-466.

- Martinsson, D.G., Nicklas, G.P., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. & Shackleton, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300.000-years chronostratigraphy.- *Quat. Res.*, **27**, 1-29.
- Michel, E. (1991): L' Ocean au dernier maximum Glaciaire; le cycle du carbone et la circulation. Contraintes isotopiques et Modelisation.- Thèse, Université Paris Sud.
- Mix, A.C. & Ruddiman, W.F. (1985): Structure and timing of the last deglaciation: Oxygen isotope evidence.- *Quat. science Reviews*, **4**, 59-108.
- Morris, T.H. (1988): Stable isotope stratigraphy of the Arctic Ocean: Fram Strait to central Arctic.- *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, **64**, 201-219.
- Nordberg, K. & Bergsten, H. (1992): How did the recently presented drainage of the Baltic Ice Lake, from 12,700 B.P. affect the climatic development in the circum-Atlantic region? (abstract)- *Geomar Report*, **15**, 212.
- Paterne, M, Guichard, F., Labeyrie, L.D., Gillot, P.Y. & Duplessy, J.C.(1986): Tyrrhenian Sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60,000 years.- *Marine Geology*, **72**, 259-285.
- Pfirman, S. & Solheim, A. (1988): Subglacial meltwater discharge in the open-marine tidewater glacier environment: observations from Nordauslandet, Svalbard Archipelago.- *Marine Geology*, **86**, 265-281.
- Pflaumann, U., Duprat, J., Pujol, C., & Labeyrie, L.D.: SIMMAX, a Transfer technique to deduce Atlantic Sea Surface Temperatures from planktonic foraminifera - the EPOCH approach - (eingereicht bei *Paleoceanography*).
- Pickard, G.L. & Emery, W.J., (1988): *Descriptive Oceanography*.- Pergamon Press, Oxford.
- Piotrowski, A. (1990): Beitrag zur Rekonstruktion der paläoozeanographischen Entwicklung der Islandsee während der letzten 30,000 Jahre.- Unveröffentl. Diplomarbeit, Universität Kiel, Seiten.
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G., Morley, J.J., Pisias, N.G., Shackleton, N.J. & Streeter, H.F. (1986): Graphic Correlation of oxygen isotope stratigraphy application of the Late Quaternary.- *Paleoceanography*, **1**, (2), 137-162.
- Reynolds Sautter, L. & Thunell, R.C. (1991): Seasonal variability in the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of planktonic Foraminifera from an upwelling environment: sediment trap results from the San Pedro basin, Southern California Bight.- *Paleoceanography*, **6**, (3), 307-334.
- Rokoengen, K., Erlenkeuser, H., Lofaldi, M. & Skarbo, O. (1991): A climatic record for the last 12,000 years from a sediment core on the Mid-Norwegian Continental Shelf.- *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **71**, 75-90.
- Rooth, (1982): Hydrology and Ocean Circulation.- *Progress in Oceanography*, **VII**, 131-149.
- Ruddiman, W.F. & McIntyre, A. (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation.- *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, **35**, 145-214.
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.C. & Labeyrie, L.(1993): Changes in East Atlantic Deep Water Circulation over the Last 30,000 Years An Eight Time-Slice Record.- (eingereicht bei *Paleoceanography*).

- Sarnthein, M., Jansen, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Erlenkeuser, H., Flato, A., Veum, T., Vogelsang, E. & Weinelt, M. (1992):  $\delta^{18}\text{O}$ -time slice reconstruction of meltwater anomalies at Termination I in the North Atlantic between 50 and 80°N.- In: Bard, E & W.S. Broecker (eds.), The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies, Springer Verlag.
- Sarnthein, M. & Tiedemann, R. (1990): Younger Dryas-style cooling events at glacial Terminations I-VI: associated benthic  $\delta^{13}\text{C}$  anomalies at ODP Site 658 constrain meltwater hypothesis.- *Paleoceanography*, **6**, 1041-1055.
- Schulz, H.: Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik und in der Norwegisch-Grönlandischen See vor 9.000 Jahren. Auswirkungen des frühholozänen Insolationsmaximums.- (Dissertation, in prep.)
- Shackleton, N.J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level.- *Quaternary Science Reviews*, **6**, 183-190.
- Shackleton, N.J. (1974): Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthic foraminifera *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial.- *Colloques Internationaux du CNRS*, **219**, 203-209.
- Siegenthaler, U. (1987): Causes and effects of natural  $\text{CO}_2$  variations during the glacial-interglacial cycles.- In: Wanner, H. & U. Siegenthaler (eds.), Long and short term variability of climate, Springer Verlag.
- Spielhagen R. (1990): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 133 Seiten.
- Steinsund, P.I., Hald, M. & Poole, D. (1991): Modern benthic foraminiferal distribution in the southwestern Barents Sea.- *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **3**, 169-171.
- Stommel, H., (1961): Thermohaline convection with two stable regimes of flow.- *Tellus*, **13**, 224-230.
- Struck, U. (1992): Zur Paläo-Ökologie benthischer Foraminiferen im Europäischen Nordmeer während der letzten 600 000 Jahre.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 89 Seiten.
- Struck, U. & Nees, S. (1991): Die stratigraphische Verbreitung von *Siphotextularia rolshauseni* (PHLEGER & PARKER) in Sedimentkernen aus dem Europäischen Nordmeer.- *Geol. Jahrb.*, **A 128**, 243-249.
- Stuiver, M., Becker, B., Braziunas, T.F. & Kromer, B. (1991): Climatic, Solar, Oceanic, and Geomagnetic Influences on Late-Glacial and Holocene Atmospheric  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  change.- *Quat. Research*, **35**, 1-24.
- Swift J.H. & Aagaard, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas.- *Deep Sea Research*, **28A**, (1C), 1107-1129.
- Veum, T., Jansen, E., Arnold, M., Beyer, I. & Duplessy, J.C. (1992): Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the last 28.000 years.- *Nature*, **356**, 783-785.
- Vogelsang (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 136 Seiten.
- Vorren, T.O. & Kristoffersen, Y. (1986): Late Quaternary glaciation in the southwestern Barents Sea.- *Boreas*, **15**, 51-59.

Winn, K, Samthein M. & Erlenkeuser, H. (1991):  $\delta^{18}\text{O}$  Stratigraphy and Chronology of Kiel sediment cores from the East Atlantic.- *Berichte Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Universität Kiel* **45**, 99Seiten.

Zahn, R. (1992): Deep ocean circulation puzzle.- *Nature*, **356**, 744-746.

Zahn, R., Markussen, B. & Thiede, J. (1985): Stable isotope data and depositional environments in the late Quarternary Arctic Ocean.- *Nature*, **314**, 433-435.

---

**ANHANG**



Tabelle A Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen Daten von *N. pachyderma* sin.**M 17719**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
10	2.65	0.63	8200	440	4.20	-0.16	19350
20	2.88	0.21	8550	450	4.12	-0.03	19800
30	2.44	-0.05	8900	460	4.05	-0.08	20250
40	2.92	0.10	9350	470	4.17	-0.14	20700
50	3.21	0.12	9700	510	4.17	-0.08	22500
60	3.01	-0.03	10050	520	4.13	-0.03	22950
70	3.46	0.14	10400	530	4.17	-0.06	23400
90	3.52	0.32	10617	540	4.15	-0.13	23850
100	4.17	-0.06	10833	550	4.09	-0.05	24300
110	4.08	0.28	11050	560	4.49	-0.38	24750
120	3.84	-0.08	11267	570	4.29	-0.21	25200
130	4.49	0.27	11700	580	3.93	-0.04	25650
140	3.93	-0.03	12050	590	3.59	-0.40	26100
150	3.68	-0.07	12400	600	3.79	-0.05	26527
160	3.73	0.07	12533	610	4.12	0.02	26955
170	3.76	-0.14	12667	620	3.98	-0.10	27382
180	4.11	0.14	12800	630	4.17	-0.06	27809
190	3.72	-0.07	13118	640	3.93	-0.05	28236
200	3.95	-0.32	13150	650	4.10	-0.18	28664
210	3.58	-0.22	13194	660	4.00	-0.04	29091
220	3.05	-0.07	13600	670	4.11	0.08	29518
240	3.25	-0.05	13786	680	4.08	0.08	29945
260	4.55	-0.10	14157	690	4.14	0.07	30373
280	4.20	-0.51	14529	700	3.50	-0.04	30800
290	4.63	-0.20	14900	710	3.92	0.02	31450
300	4.31	-0.08	15158	720	3.72	-0.04	32100
310	4.34	-0.05	15417	730	3.93	-0.10	32750
320	4.29	-0.09	15675	740	3.68	-0.12	33400
330	4.00	-0.14	15933	750	4.06	0.18	33914
340	4.31	-0.08	16192	770	4.02	0.04	34429
350	4.31	0.00	16450	780	3.76	0.07	34943
360	4.18	-0.11	16708	790	3.81	0.09	35457
370	4.27	0.09	16967	800	3.54	-0.08	37000
380	4.22	0.03	17225	810	3.92	0.25	37860
390	4.25	0.02	17483	820	3.87	0.11	38720
400	4.20	-0.01	17742	840	3.92	0.04	40440
410	4.06	-0.11	18000	850	3.58	0.14	41300
420	4.41	-0.23	18450	860	4.03	0.23	42160
430	4.44	-0.11	18900	870	3.88	0.00	43020

**M 17724**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
2.5	3.19	0.67	891	47.5	4.59	0.07	15348
5.0	3.11	0.69	1702	50.0	4.46	0.07	15796
5.0	3.12	0.67	1702	52.5	4.40		16244
7.5	2.98	0.69	2513	55.0	4.70	0.08	16692
10.0	2.94	0.51	3324	60.0	4.57	0.19	17588
12.5	2.89	0.46	4135	62.5	4.75	0.23	18036
15.0	3.21	0.56	4946	65.0	4.74	0.20	18484
17.5	2.83	0.28	5756	67.5	4.75	0.26	18932
20.0	2.89	0.75	6567	70.0	4.51	0.20	19380
22.5	3.06	0.79	7378	72.5	4.63	0.26	19828
27.5	2.92	0.57	9000	75.0	4.40	-0.03	20276
27.5	4.39	0.34	9000	77.5	4.74	-0.02	20724
30.0	3.07	0.63	9717	80.0	4.38	-0.07	21172
35.0	3.40	0.43	11450	92.5	4.70	0.07	23412
42.5	3.25	0.09	13600	95.0	4.59	0.08	23860
45.0	4.71	0.27	14900	100.0	4.33	-0.09	24756

Tab. A : Fortsetzung

**M 17724**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
102.5	4.33	0.16	25204	190.0	3.97	0.44	38973
105.0	4.11	0.08	25652	210.0	4.03	0.53	41609
107.5	3.87	0.14	26100	220.0	4.03	0.35	42927
115.0	4.28	0.25	26900	230.0	4.06	0.25	44245
117.5	4.30	0.23	27700	240.0	3.82	0.07	45564
122.5	3.56		30900	315.0	3.10	-0.16	55450
130.0	4.15	0.36	31664	320.0	4.34	0.07	56846
140.0	4.29	0.33	32682	325.0	3.86	-0.17	58241
150.0	3.56	0.04	33700	350.0	4.26	0.25	65220
180.0	4.08	0.47	37655				

**M 17725**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
5.5	3.26	0.75		190.0	3.77	0.76	97673
10.5	3.44	0.44		195.0	3.83	0.70	102228
15.5	3.71	0.46		200.0	4.05	0.64	106782
20.5	4.08	0.16		205.0	4.08	0.69	111337
25.5	4.42	0.06	14800	210.0	3.88	0.67	115891
30.0	4.13	0.33	15793	215.0	3.82	0.64	120446
30.5	4.39	0.11	15903	220.0	3.20	0.40	125000
35.0	4.31	0.31	16897	225.0	3.19	0.11	
40.0	3.98	0.22	18000	285.0	4.66	0.09	
45.0	4.19	0.18	20667	290.0	4.27	-0.07	
50.0	4.12	0.10	23333	300.0	3.62	-0.23	
60.0	3.87	0.23	26000	310.0	4.19	-0.02	
70.0	4.08	0.31	31335	315.0	3.81	-0.19	
75.0	3.70	0.39	33170	320.0	4.37	0.04	
80.0	4.17	0.42	35085	325.0	4.17	0.06	
85.0	3.70	0.30	37000	330.0	4.16	0.08	
90.0	4.31	0.44	38333	335.0	3.92	0.00	
90.0	4.07	0.45	38333	375.0	3.90	-0.18	
95.0	3.73	0.16	39667	380.0	2.85	-0.69	
100.0	3.72	0.11	41000	385.0	4.22	0.15	
105.0	3.81	0.26	44613	390.0	4.08	0.42	
110.0	3.85	0.28	48225	395.0	3.82	0.56	
115.0	3.64	-0.01	51838	400.0	3.77	0.62	
120.0	3.59	0.06	55450	405.0	3.76	0.49	
125.0	4.01	0.03	56671	410.0	3.65	0.24	
145.0	3.83	0.02	61556	415.0	3.81	0.41	
148.0	3.97	0.02	62289	420.0	3.44	0.14	
155.0	4.24	0.30	63999	445.0	4.25	0.62	
160.0	4.18	0.20	65220	450.0	4.12	0.65	
165.0	4.20	0.58	72338	455.0	3.77	0.59	
170.0	3.75	0.52	79455	515.0	4.36	-0.16	
175.0	3.82	0.43	84010	520.0	4.30	-0.19	
180.0	3.66	0.70	88564	530.0	4.33	-0.07	
185.0	3.96	0.79	93119				

Tab. A : Fortsetzung

**M 17728**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter <sup>14</sup> C-Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter <sup>14</sup> C-Jahre
1.0	3.70	0.74		210.0	4.53	0.04	157100
2.5	3.79	0.73		215.0	4.48	0.22	160668
5.0	3.75	0.80	9000	220.0	4.37	0.21	164235
7.5	3.98	0.65	10633	225.0	4.01	-0.02	167802
10.0	4.02	0.60	13150	230.0	3.98	-0.03	171370
12.5	4.70	0.12	14800	240.0	4.59	0.18	174987
15.0	4.64	0.14	16423	265.0	4.21	0.42	184028
17.5	4.73	0.15	18046	270.0	4.19	0.67	185837
20.0	4.45	0.10	19670	275.0	3.99	0.67	187645
22.5	4.47	0.20	21293	280.0	3.85		189453
25.0	4.44	0.16	22916	290.0	3.50	0.23	193070
27.5	4.19	0.14	24539	295.0	3.52	0.34	197564
30.0	3.31		26000	300.0	3.14	-0.07	202058
35.0	4.17	0.19	29329	305.0	3.67	0.36	206552
40.0	4.08	0.40	32659	310.0	3.96	0.60	211046
45.0	4.32	0.45	35988	315.0	3.89	0.59	215540
60.0	4.33	0.44	42475	320.0	3.93	0.62	221313
65.0	4.39	0.48	44638	325.0	4.18	0.22	227086
70.0	4.47	0.57	46800	330.0	4.04	-0.02	232859
80.0	4.20	0.24	51125	335.0	4.35	-0.01	238632
85.0	4.13	0.12	53288	355.0	4.32	-0.11	261724
90.0	3.90	0.13	55450	360.0	4.16	-0.05	267497
95.0	4.35	0.17	60335	365.0	4.31	0.01	273270
100.0	4.54	0.32	65220	370.0	4.10	0.09	279043
105.0	4.41	0.20	68779	375.0	4.65	0.07	284816
110.0	4.42	0.59	72338	380.0	4.08	0.56	290589
115.0	4.23	0.70	75896	385.0	4.03	0.53	296362
120.0	3.98	0.79	79455	390.0	4.22	0.45	302135
125.0	4.14	0.95	89900	395.0	4.21	0.43	307908
130.0	3.97	0.68	100345	400.0	4.07	0.47	313681
135.0	4.19	0.71	110790	405.0	3.49	0.39	319454
140.0	4.07	0.74	116583	410.0	3.53	0.55	325227
145.0	3.46	0.58	122375	415.0	3.18	0.14	331000
150.0	3.56	0.46	123250	465.0	4.25	-0.16	374529
155.0	3.35	0.54	124125	470.0	4.21	0.39	378882
160.0	2.74	0.07	125000	475.0	4.28	0.51	383235
180.0	4.25	0.04	133080	485.0	4.17	0.58	391941
185.0	4.37	0.10	135100	490.0	4.03	0.70	396294
190.0	3.83	0.05	141330	495.0	3.73	0.90	400647
195.0	4.02	0.07	146587	500.0	3.35	0.92	405000
205.0	4.51	-0.03	151843				

**M 17730**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter <sup>14</sup> C-Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter <sup>14</sup> C-Jahre
10.0	2.64	0.27	1790	37.5	2.61	0.53	4925
12.5	2.50	0.03	2075	40.0	2.76	0.60	5210
15.0	2.52	0.29	2360	42.5	2.51	0.51	5508
17.5	2.64	0.39	2645	45.0	2.65	0.45	5805
20.0	2.62	0.34	2930	47.5	2.53	0.35	6103
22.5	2.70	0.62	3215	50.0	2.33	0.44	6400
27.5	2.65	0.61	3785	52.5	2.43	0.53	6609
30.0	2.64	0.64	4070	55.0	2.54	0.47	6818
30.0	2.70	0.66	4070	57.5	2.43	0.21	7026
32.5	2.66	0.67	4355	62.5	2.67	0.60	7444
35.0	2.79	0.62	4640	65.0	2.69	0.62	7653

Tab. A : Fortsetzung

**M 17730**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter <sup>14</sup> C-Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter <sup>14</sup> C-Jahre
67.5	2.40	0.23	7862	225.0	4.12	0.37	31245
70.0	1.99	-0.13	8070	225.0	4.40	0.39	31245
72.5	2.53	0.21	8158	227.5	4.50	0.38	31938
75.0	2.74	0.24	8245	230.0	4.10	0.16	32630
80.0	2.65	-0.09	8420	232.5	3.76	0.24	33323
82.5	2.60	0.14	8508	235.0	4.34	0.37	34015
85.0	2.46	-0.02	8595	237.5	4.24	0.34	34708
90.0	2.86	0.21	8770	240.0	4.32	0.29	35400
95.0	3.00	0.27	8945	242.5	4.28	0.29	36200
97.5	2.90	0.15	9033	245.0	3.50	0.19	37000
100.0	3.27	0.35	9120	247.5	4.04	0.24	37800
102.5	3.30	0.12	9760	250.0	4.29	0.41	38600
105.0	3.65	0.51	10400	252.5	4.36	0.38	39400
107.5	3.54	0.45	10663	255.0	4.29	0.36	40200
110.0	3.66	0.54	10927	257.5	4.01	0.33	41000
112.5	3.79	0.45	11190	260.0	4.29	0.39	41800
117.5	4.13	0.34	11910	262.5	4.41	0.40	42600
122.5	4.13	0.35	12630	265.0	4.34	0.47	43400
125.0	3.69	0.16	12867	267.5	4.42	0.50	44200
127.5	2.71	0.10	13200	270.0	4.25	0.46	45000
130.0	3.36	0.05	13343	272.5	4.43	0.46	45435
132.5	4.63	0.11	14914	275.0	4.26	0.31	45871
137.5	4.60	0.12	16057	277.5	3.64	0.18	46306
140.0	4.55	0.08	16294	280.0	4.15	0.40	46742
145.0	4.63	0.10	17770	282.5	4.36	0.43	47177
147.5	4.50	0.12	18020	285.0	4.19	0.37	47613
150.0	4.57	0.10	18270	287.5	4.01	0.24	48048
152.5	4.44	-0.02	18520	300.0	3.98	0.20	50225
155.0	4.50	0.00	18770	305.0	4.20	0.15	51096
157.5	4.56	0.16	19020	310.0	4.16	0.17	51966
160.0	4.52	0.17	19270	325.0	3.78	0.54	54579
162.5	4.47	0.06	19673	330.0	3.43	-0.07	55450
165.0	4.47	0.05	20075	345.0	4.38	0.41	60335
167.5	4.50	0.06	20478	350.0	4.38	0.49	65220
170.0	4.44	0.03	20880	355.0	4.38	0.57	67254
172.5	4.24	0.09	21283	360.0	4.17	0.66	69287
175.0	4.33	0.04	21685	365.0	4.05	0.60	71321
177.5	4.39	0.03	22088	370.0	4.00	0.58	73354
180.0	4.10	0.05	22490	375.0	3.92	0.48	75388
182.5	4.28	0.15	22951	380.0	3.69	0.36	77421
185.0	4.38	0.11	23411	385.0	3.57	0.71	79455
187.5	4.42	0.17	23872	390.0	4.18	0.87	84990
190.0	4.27	0.21	24333	395.0	4.03	0.78	90525
192.5	4.37	0.15	24793	405.0	4.02	0.71	94865
195.0	3.86	-0.11	25254	415.0	3.65	0.23	99205
197.5	3.44	-0.09	25714	425.0	3.60	0.28	103545
200.0	3.63	0.18	26175	430.0	4.04	0.60	107311
205.0	4.35	0.27	27096	440.0	3.83	0.57	114843
207.5	4.00	0.20	27557	445.0	3.48	0.58	118609
210.0	4.11	0.27	28018	450.0	2.58	0.12	122375
212.5	4.40	0.33	28478	475.0	2.47	0.22	124250
215.0	4.30	0.31	28939	480.0	2.45	0.10	124625
217.5	4.23	0.31	29399	485.0	2.46	0.13	125000
222.5	3.75	0.21	30552	495.0	2.74	0.33	125375

Tab. A : Fortsetzung

**M 17732**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
5.0	2.51	0.50	3300	142.5	4.77	0.19	17140
10.0	2.53	0.55	3748	145.0	4.46	0.21	18260
15.0	2.60	0.55	4196	147.5	4.60	0.21	19380
25.0	3.09	0.25	5092	150.0	4.39	0.17	20500
27.5	2.55	0.19	5316	152.5	4.65	0.34	21620
30.0	2.31	0.37	5540	155.0	4.25	0.17	22740
32.5	2.69	0.49	5764	157.5	4.57	0.19	23860
35.0	2.35	0.31	5988	160.0	3.77	0.01	24980
37.5	2.64	0.29	6212	162.5	3.82	0.15	26100
42.5	2.49	0.13	6668	165.0	4.07	0.24	26500
45.0	2.66	0.23	6884	165.0	4.40	0.34	26500
47.5	2.09	0.01	7108	167.5	4.36	0.29	26900
50.0	2.51	0.07	7332	170.0	4.35	0.43	27300
52.5	1.87	-0.46	7556	172.5	4.36	0.30	27700
55.0	2.55	-0.02	7780	175.0	4.35	0.44	28100
57.5	2.45	0.36	8004	177.5	4.52	0.44	28500
60.0	2.73	-0.30	8228	180.0	4.42	0.47	28900
65.0	2.81	-0.06	8676	182.5	4.10	0.37	29300
67.5	2.74	0.20	8900	185.0	4.35	0.50	29700
75.0	3.09	0.25	9910	187.5	4.59	0.49	30100
77.5	3.07	0.31	10130	190.0	4.21	0.34	30500
80.0	3.79	0.42	10400	192.5	3.53	0.16	30900
82.5	3.49	0.35	10530	195.0	4.23	0.49	32300
85.0	3.61	0.48	10660	197.5	3.02	-0.41	33700
87.5	3.30	0.50	10790	200.0	4.36	0.53	34845
90.0	3.30	0.50	10920	202.5	4.20	0.28	35989
92.5	3.32	0.52	11050	205.0	4.43	0.46	37134
97.5	3.98	0.34	11310	207.5	4.12	0.33	38279
100.0	4.17	0.11	11440	212.5	4.64	0.62	40568
102.5	4.12	0.28	11570	215.0	4.07	0.34	41713
105.0	4.33	0.46	11700	217.5	4.48	0.53	42858
107.5	4.05	0.06	12000	222.5	4.27	0.32	45147
110.0	3.50	-0.10	12300	225.0	3.96	0.18	46292
112.5	4.10	0.15	12425	227.5	4.42	0.40	47437
115.0	4.35	-0.02	12550	232.5	4.34	0.18	49726
117.5	4.34	0.11	12675	235.0	3.98	0.16	50871
120.0	4.59	0.13	12800	237.5	4.43	0.17	52016
125.0	2.43	-0.35	13600	242.5	3.85	-0.27	54305
135.0	4.56	0.07	14640	245.0	3.36	-0.17	55450
137.5	4.85	0.19	14900	255.0	4.24	0.17	65220
140.0	4.62	0.16	16020				

**M 23254**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
0	2.79	0.30	7900	95	4.74	0.10	17535
5	2.92	0.70	8320	100	4.07	0.14	18194
10	2.97	0.73	9135	105	4.69	0.19	18853
15	2.95	0.39	9950	110	4.74	0.14	19512
15	2.75	0.41	9950	115	4.67	0.19	20171
25	3.17	0.49	10112	120	4.64	0.17	20829
30	3.70	0.49	10471	125	4.56	-0.02	21488
35	3.17	-0.25	11129	135	4.66	0.13	22805
75	4.75	0.33	14900	140	4.63	0.15	23465
80	4.66	0.30	15559	145	4.53	0.18	24124
85	4.72	0.15	16218	150	4.48	0.12	24782
90	4.69	0.17	16876	155	4.61	0.22	25441

Tab. A : Fortsetzung

**M 23254**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter <sup>14</sup> C-Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter <sup>14</sup> C-Jahre
160	3.75	-0.10	26100	415	4.23	0.16	54884
165	3.88	-0.25	26566	420	3.71	0.16	55450
170	4.40	0.05	27133	465	4.34	-0.18	62780
175	4.44	0.17	27700	470	4.24	0.00	63590
180	4.62	0.29	28265	475	4.52	0.30	64410
190	4.49	0.15	29398	480	4.55	0.28	65220
200	4.17	0.28	30530	485	4.39	0.35	70910
205	4.59	0.47	31097	500	4.06	0.49	76610
210	4.13	0.37	31663	505	3.49	0.11	79460
215	4.20	0.45	32230	510	3.65	0.34	81040
220	4.22	0.44	32796	515	4.00	0.60	82620
230	4.23	0.44	33929	520	3.86	0.50	84200
235	4.45	0.28	34495	525	3.86	0.61	85780
240	4.29	0.36	35062	530	3.78	0.43	87360
245	4.40	0.40	35628	535	3.85	0.61	88940
260	3.58	-0.03	37327	540	4.17	0.63	90525
265	4.30	0.23	37893	545	3.97	0.56	92150
280	3.74	0.28	39592	550	4.09	0.73	93780
285	3.98	0.34	40159	555	4.00	0.61	95400
290	4.22	0.40	40725	560	4.13	0.73	97040
295	4.53	0.46	41291	565	4.08	0.62	98.66
300	4.23	0.31	41858	570	3.99	0.58	100290
305	4.38	0.67	42424	575	3.94	0.48	101920
310	4.32	0.46	42990	580	3.67	0.36	103550
325	4.40	0.43	44689	585	4.16	0.47	107170
330	4.12	0.41	45256	590	4.11	0.64	110790
355	3.84	0.30	48087	595	4.10	0.73	116580
360	3.94	0.20	48654	600	3.23	0.36	122375
370	3.95	0.19	49787	605	3.30	0.32	123030
385	4.09	0.34	51486	610	3.12	0.41	123690
390	4.24	0.30	52052	615	2.91	0.40	124340
395	3.99	0.09	52618	620	2.81	0.39	125000
400	4.06	0.12	53185	625	2.97	0.24	126500
405	4.10	-0.06	53751				

**M 23256**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter <sup>14</sup> C-Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter <sup>14</sup> C-Jahre
5.0	3.01	0.78	8200	99.0	4.72	0.10	16265
10.0	2.85	0.66	8550	105.0	4.45	0.19	16650
15.0	2.88	0.65	8900	110.0	4.66	0.17	17000
20.0	3.39	0.20	9250	115.0	4.24	-0.03	17350
25.0	3.54	-0.10	10400	120.0	4.69	0.15	17700
30.0	3.06	0.52	10833	130.0	4.62	0.08	18400
35.0	3.67	0.03	11267	135.0	3.99	-0.17	18750
40.0	4.30	0.31	11700	140.0	4.25	0.02	19100
45.0	3.49	0.23	12200	150.0	4.59	0.13	19800
46.0	2.68	-0.01	12300	155.0	4.45	0.12	20150
50.0	3.56	0.00	12700	165.0	4.26	-0.07	20850
51.0	4.44	-0.13	12800	175.0	4.11	-0.01	21550
52.0	2.89	0.00	13056	185.0	4.45	0.07	22250
53.0	3.25	-0.08	13134	190.0	4.45	0.09	22600
54.0	2.73	-0.16	13160	195.0	4.10	0.09	22950
55.0	2.85	-0.28	13188	200.0	4.35	0.00	23300
60.0	2.25	0.23	13600	205.0	4.25	0.12	23650
70.0	4.73	0.03	14900	210.0	4.25	-0.07	24000
80.0	4.74	0.14	15600	215.0	3.98	0.12	24350

Tab. A : Fortsetzung

**M 23256**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
220.0	4.12	-0.08	24700	420.0	4.13	0.57	39491
225.0	4.15	0.23	25050	425.0	4.03	0.52	39802
230.0	3.79	-0.15	26100	430.0	3.91	0.13	40113
235.0	4.23	0.34	26548	440.0	3.86	0.18	40736
242.5	4.41	0.35	27219	450.0	4.41	0.36	41358
247.5	4.20	0.10	27667	465.0	4.03	0.44	42292
255.0	3.97	0.34	28338	470.0	3.84	0.12	42604
260.0	4.27	0.48	28786	480.0	3.75	0.00	43226
262.5	4.05	0.37	29010	490.0	4.05	0.36	43849
265.0	4.40	0.52	29233	520.0	4.36	0.40	45717
267.5	4.30	0.35	29457	530.0	3.99	0.36	46340
270.0	4.53	0.55	29681	550.0	3.71	-0.11	47585
272.5	4.26	0.41	29905	570.0	3.67	-0.10	48830
280.0	4.25	0.32	30576	582.0	3.65	-0.04	50200
282.5	3.87	0.28	30800	584.0	3.90	0.13	50550
290.0	4.30	0.30	31141	586.0	4.03	0.23	50900
295.0	3.87	0.24	31482	588.0	3.92	0.00	51250
297.5	4.41	0.49	31653	590.0	3.83	0.08	51600
298.0	4.14	0.26	31687	592.0	3.91	0.13	51950
302.5	4.19	0.29	31994	594.0	3.95	0.15	52300
307.5	4.36	0.55	32335	596.0	3.64	0.15	52650
320.0	4.58	0.52	33188	598.0	3.68	0.16	53000
322.5	3.99	0.31	33359	600.0	3.66	0.23	53350
325.0	3.71	0.33	33700	602.0	3.79	0.17	53700
327.5	4.07	0.30	33883	604.0	3.75	0.23	54050
330.0	4.42	0.39	34067	606.0	3.89	0.17	54400
332.5	4.01	0.38	34250	608.0	3.76	0.09	54750
347.5	4.27	0.37	35350	610.0	3.25	-0.71	55100
350.0	4.25	0.30	35533	612.0	2.72	-0.33	55450
352.5	4.36	0.39	35717	614.0	2.84	-0.26	56536
355.0	3.96	0.21	35900	616.0	3.01	-0.16	57621
365.0	3.83	0.40	36633	618.0	3.41	-0.19	58707
367.5	3.72	0.22	36817	620.0	4.07	-0.17	59792
370.0	3.49	-0.09	37000	620.0	4.11	-0.19	59752
372.5	4.16	0.34	37156	622.0	4.20	-0.22	60878
375.0	4.21	0.51	37311	624.0	4.00	-0.26	61963
377.5	4.38	0.53	37467	626.0	3.95	-0.14	63049
390.0	4.33	0.39	38245	628.0	4.01	-0.12	64134
399.0	4.40	0.46	38806	630.0	4.20	-0.02	65220
410.0	4.49	0.64	38868	630.0	4.49	0.00	65220

**M 23258**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
20	2.82	0.32	809	170	2.69	0.48	6877
30	2.99	0.29	1213	180	2.71	0.31	7281
40	2.83	0.68	1618	190	2.90	0.47	7686
50	2.83	0.39	2022	210	2.50	-0.20	8495
70	2.99	0.69	2831	220	2.42	-0.15	8900
80	2.82	0.70	3236	240	2.97	0.02	9200
90	2.91	0.80	3640	250	3.01	0.11	9300
100	2.89	0.69	4045	260	3.19	0.16	9400
110	2.87	0.54	4450	280	3.23	0.05	9600
130	2.84	0.53	5259	290	3.42	0.21	9700
140	2.66	0.54	5663	300	3.65	0.31	9800
150	2.80	0.55	6068	350	3.85	0.24	10300
160	2.69	0.47	6472	360	4.01	0.15	10400

Tab. A : Fortsetzung

**M 23258**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
370	3.78	0.09	10500	682	2.79	-0.18	13600
380	4.01	0.23	10600	690	4.11	-0.15	13817
390	3.89	0.17	10700	700	3.95	-0.02	14088
400	4.16	0.03	10800	710	4.55	-0.13	14358
410	3.86	-0.01	10900	720	4.55	0.09	14629
420	3.88	-0.18	11000	730	4.74	0.06	14900
430	3.88	-0.19	11100	740	4.61	-0.03	15343
490	4.16	-0.15	11700	750	4.07	-0.10	15785
510	3.58	-0.27	12167	770	4.70	0.07	16671
520	3.00	-0.67	12400	780	4.54	-0.03	17114
540	3.70	-0.13	12514	800	4.06	-0.31	18000
550	3.88	-0.18	12571	810	4.39	-0.12	18443
560	3.91	-0.25	12629	820	4.63	0.05	18886
580	3.64	-0.11	12743	830	4.67	0.06	19329
590	3.86	-0.04	12800	840	4.73	0.28	19771

**M 23259**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
0.0	2.42	0.19	0	100.0	4.16	0.45	11977
5.0	2.20	0.19	850	101.0	3.80	0.29	12033
10.0	2.63	0.32	1700	102.0	3.85	0.37	12090
15.0	2.76	0.41	2550	103.0	3.67	0.36	12147
20.0	2.86	0.64	3420	104.0	3.33	0.32	12203
25.0	2.76	0.67	4080	106.0	3.01	0.43	12317
30.0	2.60	0.38	5560	107.0	2.97	0.72	12373
40.0	2.77	0.68	6720	108.0	2.62	0.18	12430
45.0	2.73	0.65	7300	109.0	2.88	0.54	12487
50.0	2.68	0.42	7880	111.0	2.81	0.55	12600
55.0	2.70	0.24	8460	112.0	2.98	0.64	12657
60.0	2.76	0.12	9730	114.0	3.37	0.37	12770
61.0	2.71	0.17	9887	115.0	3.80	0.27	12827
62.0	3.24	0.01	10074	115.0	3.88	0.43	12827
63.0	2.81	0.22	10262	116.0	3.99	0.16	12883
64.0	4.35	0.47	10400	117.0	3.69	0.18	12940
65.0	2.79	0.43	10443	118.0	3.77	0.12	12997
70.0	2.93	0.19	10661	119.0	3.42	0.03	13053
71.0	3.44	0.45	10704	120.0	3.66	-0.01	13110
72.0	4.63	0.55	10747	120.0	4.13	0.07	13110
74.0	3.66	0.32	10834	121.0	1.82	-0.09	13139
75.0	2.83	0.00	10878	122.0	1.90	-0.15	13169
80.0	3.10	0.27	11095	122.0	2.04	-0.11	13169
81.0	2.83	0.25	11138	123.0	2.19	0.04	13198
82.0	3.06	0.33	11182	124.0	2.88	0.20	13227
83.0	2.85	0.27	11225	124.0	1.93	-0.37	13227
84.0	3.17	0.24	11269	125.0	1.59	0.13	13257
85.0	3.31	0.40	11312	126.0	2.29	-0.05	13286
90.0	3.16	0.33	11529	127.0	3.17	0.01	13315
91.0	3.16	-0.03	11573	128.0	3.04	0.32	13347
92.0	3.43	0.52	11616	129.0	2.28	0.53	13374
93.0	3.61	0.37	11659	135.0	4.47	0.17	13550
94.0	3.47	0.42	11703	140.0	4.67	0.11	14146
95.0	3.51	0.43	11746	145.0	4.75	0.24	14741
97.0	3.51	0.39	11833	150.0	4.73	0.05	15337
98.0	3.80	0.44	11877	155.0	4.59	-0.12	15933
99.0	3.92	0.42	11920	160.0	4.69	0.17	16529
99.0	3.88	0.50	11920	165.0	4.68	-0.02	17124



Tab. A : Fortsetzung

**M 23259**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
170.0	4.62	0.13	17720	330.0	4.32	0.46	43827
175.0	4.18	-0.18	17887	335.0	4.50	0.63	44883
180.0	4.23	0.10	18055	340.0	4.22	0.44	45940
185.0	4.77	0.02	18223	345.0	4.46	0.38	46997
190.0	4.79	0.08	18390	350.0	4.32	0.50	48053
195.0	4.52	0.05	19010	355.0	4.26	0.39	49110
200.0	4.58	0.01	19630	360.0	4.17	0.35	50167
205.0	4.61	0.24	20250	365.0	3.89	0.38	51223
210.0	4.58	0.12	20870	370.0	4.08	0.11	52280
215.0	4.66	0.18	21490	375.0	4.12	0.12	53337
220.0	4.47	0.01	22110	380.0	3.86	-0.13	54393
230.0	4.46	0.09	23350	385.0	3.60	-0.26	55450
235.0	4.43	0.20	23970	395.0	3.87	0.28	60340
240.0	4.63	0.22	24590	405.0	4.34	0.11	65220
245.0	4.50	0.22	25445	410.0	4.30	0.09	68070
247.5	4.15	-0.03	25873	415.0	4.27	0.24	70910
250.0	3.46	-0.32	26300	430.0	4.01	0.43	79455
252.5	2.89	-0.08	26728	435.0	4.22	0.67	82460
255.0	4.31	0.24	27155	455.0	4.08	0.83	94450
257.5	4.37	0.26	27583	460.0	3.85	0.47	97450
262.5	4.04	0.26	28438	465.0	4.00	0.69	100450
265.0	4.08	0.35	28865	470.0	3.66	0.57	103450
267.5	4.38	0.45	29293	475.0	4.11	0.74	107120
270.0	4.47	0.44	29720	480.0	4.17	0.75	110790
272.5	3.96	0.28	30114	485.0	4.04	0.73	113000
275.0	4.25	0.40	30508	490.0	3.95	0.78	116000
277.5	4.31	0.30	30901	495.0	3.65	0.54	119000
280.0	4.08	0.61	31295	500.0	2.46	-0.05	122375
285.0	4.56	0.42	32083	505.0	2.83	0.16	123000
287.5	4.21	0.13	32476	510.0	2.60	0.19	123650
290.0	3.53	0.03	32870	515.0	2.51	0.15	124300
292.5	4.38	0.53	32934	520.0	2.46	0.18	125000
295.0	4.20	0.36	32998	530.0	2.61	0.26	125000
297.5	4.17	0.36	33062	540.0	2.86	0.21	125900
300.0	4.19	0.33	33126	565.0	1.89	-0.23	129500
302.5	3.47	0.26	33190	570.0	3.75	0.33	130000
305.0	3.79	0.33	35327	580.0	4.69	0.07	131000
307.5	4.37	0.26	37463	585.0	4.65	0.25	133500
310.0	4.32	0.35	39600	590.0	4.71	0.08	136000
320.0	4.43	0.64	41713	600.0	3.57	0.42	141000
325.0	4.39	0.34	42770				

**M 23260**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
0.0	2.30	0.37	4175	50.0	2.73	0.13	9425
5.0	2.83	0.71	4700	57.5	3.54	0.46	9900
10.0	2.85	0.79	5225	60.0	3.68	0.58	10050
15.0	2.94	0.82	5750	62.5	3.81	0.27	10200
20.0	2.71	0.69	6275	67.5	3.89	0.14	10613
20.0	2.66	0.37	6275	70.0	3.91	-0.02	10925
30.0	2.48	0.35	7325	72.5	3.90	0.03	11238
30.0	2.48	0.30	7325	77.5	3.99	0.21	11863
35.0	2.57	0.40	7850	80.0	3.50	-0.26	12175
40.0	2.36	0.06	8375	81.0	3.91	0.01	12300
42.5	2.79	0.30	8638	82.0	3.74	-0.09	12425
45.0	2.55	0.36	8900	83.0	3.86	0.01	12550

Tab. A : Fortsetzung

**M 23260**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
85.0	3.94	0.07	12800	265.0	4.19	-0.07	20100
85.0	3.76	0.04	12800	270.0	4.71	0.07	20700
86.0	3.59	-0.01	13150	275.0	4.07	0.00	21300
87.0	3.45	0.02	13160	280.0	4.47	0.03	21900
88.0	3.14	0.10	13180	285.0	4.21	-0.13	22500
89.0	2.91	-0.05	13200	295.0	4.30	0.14	23700
90.0	3.30	-0.10	13224	300.0	4.62	0.19	24300
91.0	2.87	0.06	13272	310.0	4.68	0.16	24900
92.0	1.60	-0.19	13600	315.0	3.09	-0.41	26100
93.0	2.33	-0.15	13672	320.0	3.84	-0.07	26986
95.0	3.08	0.13	13817	325.0	3.82	-0.27	27871
96.5	2.31	0.26	13889	330.0	4.49	0.43	28757
99.0	3.05	0.64	14106	335.0	4.10	0.18	29643
110.0	4.72	0.00	14900	350.0	3.98	0.23	32300
115.0	4.75	0.00	15021	360.0	4.18	0.29	33475
120.0	4.67	0.17	15143	365.0	4.18	0.08	34063
130.0	4.69	0.01	15386	380.0	4.03	0.16	35825
140.0	4.74	0.05	15629	385.0	4.14	0.23	36412
150.0	4.80	0.05	15871	390.0	3.64	0.12	37000
160.0	4.70	0.14	16114	395.0	4.14	0.23	37222
170.0	4.67	0.09	16357	400.0	3.98	0.26	37444
180.0	4.73	0.04	16600	405.0	4.12	0.16	37667
190.0	4.74	0.06	16843	415.0	3.96	0.30	38111
200.0	4.62	0.06	17086	430.0	4.54	0.62	38778
205.0	4.30	-0.20	17207	440.0	4.53	0.42	39222
210.0	4.66	0.11	17329	450.0	4.38	0.46	39667
215.0	4.22	-0.34	17450	460.0	4.43	0.69	40111
215.0	4.33	-0.04	17450	470.0	4.01	0.36	40556
220.0	4.58	0.30	17571	480.0	3.24	-0.06	41000
225.0	4.34	-0.15	17693	490.0	4.28	-0.48	42445
230.0	4.24	-0.04	17814	510.0	3.85	0.22	45335
235.0	4.26	-0.26	17936	530.0	4.00	0.31	48225
240.0	4.13	0.08	18057	540.0	3.98	0.19	49670
242.5	3.93	0.07	18118	550.0	4.14	0.18	51115
245.0	4.45	-0.14	18179	560.0	3.83	-0.62	52560
250.0	3.79	-0.25	18300	570.0	3.82	-0.02	54005
255.0	4.17	-0.18	18900	580.0	2.95	-0.42	55450
260.0	4.60	0.13	19500	630.0	4.30	-0.25	65220

**M 23261**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
0	2.31	0.35	6900	50.0	3.68	-0.16	11143
5.0	2.49	0.59	7400	55.0	3.76	-0.07	11329
5.0	2.57	0.57	7900	60.0	3.57	-0.21	11515
5.0	2.57	0.53	7900	65.0	4.10	0.21	11700
10.0	2.42	0.39	8400	70.0	3.77	-0.10	11766
10.0		0.36	8400	75.0	3.83	0.12	11832
15.0	2.53	0.62	8900	80.0	3.89	-0.04	11898
15.0	2.40	0.48	8900	85.0	3.97	0.04	11964
20.0	3.02	0.52	9530	90.0	3.90	0.08	12030
25.0	3.63	0.38	9970	101.0	3.96	0.10	12175
25.0	3.11	0.26	9970	105.0	3.65		12228
30.0	3.60	0.50	10400	110.0	3.66	-0.12	12294
35.0	3.51	0.04	10586	115.0	3.59	-0.20	12360
35.0	3.56	-0.07	10586	120.0	4.00	0.13	12634
45.0	3.83	0.22	10957	125.0	3.85	-0.01	12908

Tab. A : Fortsetzung

**M 23261**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
130.0	3.83	-0.07	12989	510.0	4.46	-0.10	25758
140.0	3.90	-0.06	13088	520.0	3.74	-0.23	26100
145.0	3.79	-0.16	13160	530.0	4.18	0.28	26367
150.0	3.74	-0.05	13178	540.0	4.59	0.30	26633
152.5	3.40	-0.30	13196	550.0	4.11	0.27	26900
155.0	3.32	-0.39	13202	560.0	4.35	0.15	27167
157.5	3.42	-0.11	13189	570.0	4.28	0.11	27433
160.0	2.99	-0.22	13326	580.0	3.90	0.17	27700
162.5	2.92	-0.06	13463	590.0	4.30	0.02	27966
165.0	2.33	-0.26	13600	600.0	3.97	0.18	28233
170.0	2.50	-0.18	13836	610.0	4.31	0.38	28500
177.5	3.09	-0.20	14190	620.0	4.17	0.24	28767
180.0	4.29	-0.04	14309	630.0	4.16	0.36	29033
187.5	4.16	-0.06	14664	640.0	4.27	0.31	29300
190.0	3.65	0.04	14782	650.0	4.18	0.24	29567
192.5	4.70	0.03	14900	660.0	4.22	0.25	29833
195.0	4.47	-0.07	14985	670.0	3.96	0.18	30100
197.5	4.41	-0.21	15071	680.0	4.13	-0.08	30367
201.0	4.53	-0.05	15191	690.0	4.30	0.08	30633
210.0	4.46	-0.25	15498	700.0	3.67	0.00	30900
220.0	4.59	-0.07	15840	710.0	4.52	0.24	31367
230.0	4.65	-0.02	16182	720.0	4.37	0.37	31833
240.0	4.65	0.08	16524	730.0	4.41	0.32	32300
250.0	4.67	0.09	16866	740.0	4.33	0.16	32767
260.0	4.71	0.08	17208	750.0	4.23	0.23	33233
270.0	4.49	-0.47	17550	760.0	3.98	0.21	33700
280.0	4.41	0.06	17892	770.0	4.41	0.37	34030
290.0	4.66	0.12	18234	780.0	4.30	0.20	34360
301.0	4.58	-0.01	18611	790.0	4.21	0.27	34690
310.0	4.54	0.09	18918	800.0	4.08	0.14	35020
320.0	4.55	-0.06	19260	810.0	4.23	0.44	35350
460.0	4.21	-0.20	24048	820.0	4.21	0.24	35680
470.0	4.32	-0.03	24390	830.0	4.16	0.36	36010
480.0	4.39	0.05	24732	840.0	4.11	0.00	36340
490.0	4.28	0.07	25074	850.0	4.28	0.17	36670
500.0	3.88	0.05	25416	860.0	3.73	-0.09	37000

**M 23262**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
10	3.60	0.16	11786	201	4.36	0.10	14900
20	3.58	-0.13	12041	220	4.24	-0.17	15435
30	3.46	-0.10	12296	230	4.27	-0.25	15702
40	3.64	-0.12	12551	240	4.41		15969
50	3.79	-0.15	12806	270	4.40	-0.25	16771
60	3.64	-0.08	13061	280	4.25	-0.38	17038
80	3.38	-0.17	13128	290	4.14	-0.18	17306
90	3.54	-0.37	13160	300	4.45	0.01	17573
100	3.11	-0.36	13169	310	4.35	-0.04	17840
110	3.19	-0.18	13180	320	4.31	-0.42	18108
130	3.07	-0.25	13190	330	4.41	-0.21	18375
140	3.12	-0.34	13345	340	3.99	-0.55	18642
145	3.48	-0.06	13473	350	4.29	-0.28	18910
150	2.62	-0.18	13600	360	4.44	-0.32	19177
152	3.27	-0.07	13651	370	4.25	-0.21	19444
155	3.20	0.00	13727	380	4.20	-0.20	19711
170	3.02	-0.07	14110	390	4.29	-0.24	19979

Tab. A : Fortsetzung

**M 23262**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
400	4.39	-0.10	20246	510	4.17	-0.31	23186
410	4.34	-0.11	20513	520	4.23	-0.41	23454
420	4.26	-0.26	20781	530	4.31	-0.24	23721
430	4.31	-0.35	21048	540	4.33	-0.16	23988
440	4.27	-0.18	21315	550	4.26	-0.27	24256
450	4.34	0.05	21583	560	4.30	-0.09	24523
460	4.40	-0.04	21850	570	4.41	-0.04	24790
470	4.43	0.00	22117	590	4.15	-0.17	25325
480	4.21	-0.17	22384	610	3.91	-0.54	25859
490	4.23	-0.19	22652	620	3.79	-0.47	26100
500	4.22	-0.29	22919	630	4.03	-0.04	26394

**M 23269**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
0.5	2.73	0.25		90.0	4.66	0.22	24135
2.0	2.73	0.44		100.0	4.05	0.36	26100
4.0	2.82	0.49		109.0	4.36	0.45	29483
6.0	2.72	0.05		119.0	4.36	0.47	33241
8.0	2.70	0.32		129.0	3.55	0.05	37000
10.0	3.04	0.44		139.0	4.36	0.44	37827
12.0	2.89	0.59		148.0	4.49	0.60	38571
14.0	2.82	0.43		155.0	4.32	0.57	39150
16.0	2.68	0.20		162.0	4.24	0.42	39729
18.0	2.24	0.39		169.0	3.84	0.43	40308
20.0	2.88	0.70		175.0	4.04	0.33	40803
22.0	2.75	0.57		181.0	4.15	0.48	41300
24.0	2.68	0.63		189.0	4.17	0.48	50008
32.0	4.27	0.27		194.0	3.69	0.18	55450
41.0	4.42	0.38		201.0	4.11	0.03	57404
42.0	4.45	0.30		208.0	3.98	0.11	59358
43.0	4.77	0.10	14900	229.0	4.37	0.31	65220
49.0	4.88	0.09	16079	241.0	4.13	0.66	68854
57.5	3.85	0.08	17749	247.0	3.97	0.60	70672
60.0	4.90	0.26	18240	254.0	3.80	0.46	72792
65.0	4.68	0.02	19223	261.0	3.52	0.39	74912
72.5	3.88	-0.01	20696	269.0	3.49	0.60	68854
75.0	4.78	0.16	21188	276.0	3.31	0.68	79455
81.0	4.76	0.26	22367				

**M 23294**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
1	3.85	0.72		50	2.62	0.52	
5	3.32	0.68		80	2.88	-0.04	
10	2.49			90	5.27	0.26	
15	3.14	0.70		95	3.58	-0.20	
20	3.63	0.87		100	3.22	0.04	13500
25	2.68	0.42		105	4.43	-0.10	14150
30	3.71	0.88		110	4.81	0.21	14800
35	2.91	0.26		115	4.31	0.09	16044
40	3.29			120	5.02	0.21	17289

Tab. A : Fortsetzung

**M 23294**

Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Alter $^{14}\text{C}$ -Jahre
125	4.44	0.05	18533	250	3.55	-0.12	41000
130	4.83	0.20	19778	255	3.83	0.11	41900
135	4.65	0.05	21022	260	4.40	0.16	42800
140	4.95	0.35	22267	265	3.92	-0.06	43700
145	4.58	0.21	23511	270	4.74	0.30	44600
150	4.18	-0.19	24756	275	4.32	0.15	45500
155	3.51	-0.28	26000	280	3.97	0.20	46400
160	4.60	0.24	27063	290	4.08	0.32	48200
165	4.63	0.10	28125	295	3.99	0.14	49100
170	5.10	0.15	29189	300	3.53	0.20	50000
175	4.47	0.04	30250	310	4.30	0.22	52725
180	4.72	0.26	31313	315	3.37	-0.07	55450
185	4.43	0.14	32375	320	4.21	0.23	56846
190	4.86	0.30	33438	330	4.15	0.35	59637
195	4.46	-0.02	34500	340	4.03	0.33	62429
200	4.15	0.07	35125	350	4.43	0.39	65220
205	4.53	-0.04	35750	390	3.94	0.17	
210	4.34	-0.01	36375	420	5.68	-0.01	
215	3.68	-0.05	37000	430	3.74	-0.03	
225	4.15	0.19	38143	440	4.17	-0.1	
230	3.89	0.12	38714	450	4.53	-0.01	
245	3.57	-0.10	40429				

Tabelle B Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten ( *N. pachyderma* sin.) der Zeitscheiben**7000 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH 77-07	40	3.77	0.29	M 23068	19	2.06	0.39
HM 28-18	60	2.02	0.27	M 23071	15	2.5	0.71
HM 52-43	30	2.11	-0.08	M 23258	160	2.69	0.47
HM 71-12	10	3.31	0.74	M 23259	45	2.73	0.65
HM 71-14	20	3.18	0.37	M 23353	12.5	3.57	0.78
HM 71-19	12	3.18	0.79	PS 21295	18.5	3.58	
M 17724	10	2.94	0.51	PS 21906	10	3.25	0.95
M 23059	10	2.83	0.59	PS 23199	17	2.49	0.52
M 23062	5	2.44	0.64	PS 23243	16.5	2.87	0.67
M 23064	5	2.46	0.63	V 23-81	60	1.11?	0.47?
M 23065	5	2.42	0.48				

**9000 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
B 78-2/2	55	1.63	-0.15	M 23063	11	2.60	0.46
CH 73-139	70	2.23	0.20	M 23064	10	2.50	0.44
CH 77-07	80	3.92	0.08	M 23065	10	2.65	0.43
HM 28-18	80	2.02	0.46	M 23068	25	2.45	0.49
HM 52-43	42	2.86	0.06	M 23071	36	2.11	0.12
HM 71-12	18	3.47	0.69	M 23074	5	2.45	0.64
HM 71-14	32	3.13	0.36	M 23256	15	2.88	0.65
HM 71-17	13	3.64	0.70	M 23258	220	2.42	-0.15
HM 71-19	24	3.21	0.25	M 23259	65	2.79	0.43
K 11	5	3.06	0.33	M 23260	40	2.36	0.06
M 17719	30	2.44	-0.05	M 23353	18.5	3.49	0.43
M 17724	20	2.89	0.75	MG 123	5	3.44	
M 17730	100	2.90	0.15	POS 16343	340	2.10	0.00
M 17732	67.5	2.74	0.20	PS 21906	15.5	3.37	0.42
M 23041	10	2.54	0.50	PS 23199	26	2.59	0.55
M 23043	10	2.74	0.56	PS 23243	29	3.05	0.50
M 23055	14	2.72	0.53	SU 90108	34	2.90	0.40
M 23057	6	2.35	0.46	TROLL 3.1	369	2.39	
M 23059	14	2.98	0.46	V 28-14	90	2.65	
M 23062	10	2.43	0.36	V 28-38	112	2.84	0.40

**Jüngere Dryas**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
B 78-2/2	110.0	3.33	0.26	M 17730	105.0	3.65	0.51
CH 73-110	20.0	3.11	0.22	M 17732	80.0	3.79	0.42
CH 73-139	110.0	2.87	0.36	M 23055	18.0	4.02	0.32
CH 77-07	100.0	4.42	0.03	M 23059	15.0	4.25	0.50
HM 25-09	55.0	3.94	-0.43	M 23063	15.5	4.20	0.28
HM 28-18	200.0	3.22	0.47	M 23064	18.0	3.60	0.34
HM 31-33	11.5	2.90	0.09	M 23065	16.0	3.63	0.35
HM 31-36	9.0	3.97	0.12	M 23068	34.0	3.60	0.50
HM 52-43	48.0	3.67	0.51	M 23071	45.0	3.67	0.55
HM 71-12	28.0	4.07	0.59	M 23074	25.0	3.96	0.37
HM 71-14	36.0	3.95	-0.02	M 23256	25.0	3.54	-0.10
HM 71-19	30.0	3.64	0.45	M 23258	360.0	4.01	0.15
K 11	16.0	3.74	0.43	M 23259	62-74	3.86	0.36
M 17048	50.0	2.97	0.21	M 23261	45/50	3.83	-0.16
M 17719	70.0	3.49	0.14	POS 0020	1.0	4.18	0.35

Tab. B : Fortsetzung

**Jüngere Dryas**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
POS 16396	80.0	3.39	-0.02	TROLL 3.1	425.0	3.18	
PS 23243	36.5	3.76	0.38	V 23-81	157.0	3.05	0.62
SU 90108	37.0	3.27	0.25	V 28-14	99.0	3.14	

**11.800 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH 73-139	130	2.96	0.43	M 23068	35	3.82	0.45
HM 25-09	103.5	3.79	-0.58	M 23071	60	3.81	0.40
HM 28-18	338	3.34	-0.12	M 23074	60	4.14	0.13
HM 31-33	31.5	3.14	-0.12	M 23256	40	4.30	0.31
HM 52-43	60	4.10	0.17	M 23258	490	4.16	-0.15
HM 71-12	32	4.10	0.45	M 23259	99	3.92	0.42
HM 71-14	40	3.95	-0.02	M 23260	77.5	3.99	0.21
HM 71-19	35	3.94	0.15	M 23261	101	3.96	0.10
M 17045	60	3.22	0.45	M 23353	33.5	4.3?	
M 17719	130	4.49	0.27	MG 123	32	4.51?	
M 17730	122.5/117	4.13	0.35	POS 0006	18	4.05	0.50
M 17732	105	4.33	0.46	POS 16343	444	4.04	0.30
M 23055	22	4.15	0.36	PS 21291	58	4.4?	0.20
M 23059	22	4.00	0.13	SU 90108	43	3.45	0.30
M 23062	20	4.25	0.30	TROLL 3.1	825	3.20	
M 23064	24	4.25	0.27	V 23-81	215	3.25	0.64
M 23065	22	4.25	0.32	V28-14	119	3.52	

**12.400 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH 73-110	60	2.92	0.09	M 23074	96	2.86	-0.13
CH 77-07	120	4.22	-0.24	M 23256	46	2.68	-0.01
HM 25-09	134	3.55	-0.70	M 23258	520	3.00	-0.67
HM 28-18	405	2.71	-0.04	M 23259	108	2.62	0.18
HM 31-33	41.5	2.61	-0.18	M 23260	80	3.50	-0.26
HM 52-43	68	2.99	0.05	M 23261	110	3.66	-0.12
HM 71-12	34	4.04	0.36	M 23262	30	3.46	-0.10
HM 71-14	48	2.78	-0.37	M 23331	220	2.40	-0.40
HM 71-19	38	3.21	0.17	M 23353	34.5	3.58	0.39
K 11	20	3.19	0.48	MG 123	43	4.10	
M 17045	62	2.66	-0.07	POS 0020	81	2.29	-0.16
M 17719	150	3.68	-0.07	PS 21295	30.5	4.27	
M 17732	110	3.50	-0.10	PS 23243	40.5	3.38	0.30
M 23055	25	3.62	0.16	SU 90108	48	2.90	0.30
M 23059	24	3.74	-0.06	TROLL 3.1	1009	2.49	
M 23062	22	3.22	0.15	V 23-81	175	2.43	0.43
M 23068	39	3.51		V 28-14	129	2.86	
M 23071	69	2.98	-0.08				

Tab. B : Fortsetzung

**12.900 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH 73-110	70	3.76	0.00	M 23071	75	3.67	0.03
CH 77-07	130	4.82	-0.02	M 23074	130	4.66	0.05
HM 31-33	60	3.26	-0.39	M 23256	51	4.44	-0.13
HM 71-12	40	4.51	0.36	M 23258	590	3.86	-0.04
HM 71-14	50	3.77	0.08	M 23259	120	3.66	-0.01
HM 71-19	35	?3.94	?0.15	M 23260	85	3.94	-0.10
K 11	25	3.77	0.33	M 23261	120	?4.00	?0.13
M 17045	70	4.03	-0.10	M 23262	50	?3.79	?-0.15
M 17719	180	4.17	0.02	PS 21291	50	?4.7	?0.03
M 17730	117.5	4.13	0.35	PS 21295	32.5	4.02	
M 17732	120	4.59	0.13	PS 23205	25	3.97	0.15
M 23059	27	4.64	-0.02	PS 23243	45	4.19	0.49
				TROLL 3.1	1454	2.76	
				V 23-81	310	3.15	

**13.500 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH 73-139C	140.0	2.97	-0.01	M 23071	82.0	2.91	-0.08
CH 77-07	133.0	3.94	-0.03	M 23074	122.0	3.21	0.01
HM 25-09	234.0	3.98	-0.22	M 23256	60.0	2.25	0.23
HM 31-33	71.5	2.66	-0.11	M 23258	682.0	2.79	-0.18
HM 31-36	18.0	3.54	-0.04	M 23259	125.0	1.59	0.13
HM 52-43	68	3.05	0.05	M 23260	92.0	1.60	-0.19
HM 79-6/4	390	3.03	-0.03	M 23261	165.0	2.33	-0.26
HM 71-12	42.0	4.28	0.22	M 23262	150.0	2.62	-0.18
HM 71-14	54.0	3.53	0.05	M 23323	?	2.40	-0.30
HM 71-15	37.0	3.50	0.15	M 23331	350.0	2.20	-0.80
HM 71-19	38.0	3.21	0.17	M 23353	39.5	3.52	0.04
K 11	25.0	3.55	0.09	MG 123	52.0	3.23	
M 17045	72.5	3.43	-0.06	POS 0006	32.0	3.20	-0.10
M 17701	65.0	2.00	-0.33	POS 0020	111.0	2.64	-0.12
M 17719	220.0	3.05	-0.07	POS 16343	550.0	2.17	-0.55
M 17724	42.5	3.25	0.09	PS 21295	34.5	3.58	
M 17730	127.5	2.71	0.10	PS 21906	25.5	3.62	0.13
M 17732	125.0	2.43	-0.35	PS 21910	25.0	3.50	-0.25
M 23055	33.0	4.33	0.14	PS 23199	58.0	3.25	0.05
M 23059	28.0	4.12	0.12	PS 23205	37.5	2.27	-0.16
M 23062	26.0	3.29	0.18	PS 23243	48.5	3.70	0.01
M 23063	24.0	3.45	0.09	SU 90108	53.0	3.20	0.07
M 23064	28.0	3.25	-0.01	TROLL 3.1	2194.0	2.45	
M 23065	25.0	3.07	0.00	V 23-81	215.0	3.21	0.10
M 23068	53.0	3.94	0.25				

**LGM**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH 73-110	100-110	4.00	-0.15	HM 31-33	112	4.44	0.14
CH 73-139C	160-190	3.99	-0.39	HM 52-43	83-90	4.51	0.27
CH 77-07	145-150	4.72	0.02	HM 57-07	34.5-42	4.48	0.16
Fram 1/4	15-18	4.70	0.24	HM 71-12	44-48	4.68	0.21
Fram 1/7	32-47	4.69	0.11	HM 71-14	64	4.65	0.23
HM 25-09	252-256	4.49	-0.20	HM 71-15	?40-50	4.28	0.17



Tab. B : Fortsetzung

**LGM**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
HM 71-17	37	4.96	0.35	M 23256	70-99	4.73	0.09
HM 71-19	42	4.70	0.08	M 23258	710-840	4.52	-0.01
K 11	30-56	4.66	0.15	M 23259	140-170	4.68	0.08
K 708-1	90-100	4.06		M 23260	110-140	4.71	0.05
M 17045	70-120	4.09	-0.13	M 23261	192.5-260	4.60	-0.02
M 17048	91-120	4.01	-0.29	M 23262	201-270	4.33	-0.14
M 17049	160-170	4.29	0.01	M 23269	43-49	4.83	0.20
M 17719	260-290	4.46	-0.27	M 23294	110-120	4.71	0.17
M 17724	45-67.5	4.63	0.17	M 23353	44.5-49.5	4.42	0.05
M 17725	25.5-30.5	4.41	0.22	MG 123	58-72	4.65	
M 17728	12.5-17.5	4.69	0.14	NA 87-22	355-400	4.15	
M 17730	132.5-145	4.60	0.10	POS 0006	34-40	4.43	0.08
M 17732	137.5-142	4.75	0.18	POS 0020	141-231	4.49	0.01
M 23041	30-36	4.70	0.24	POS 16343	582-668	4.30	
M 23043	30-38	4.56	0.28	PS 16396	198-310	4.08	-0.20
M 23055	35-40	4.76	0.17	PS 21291	85-105	4.54	0.08
M 23056	20-35	4.71	0.09	PS 21295	36-43	4.63	
M 23057	24-29	4.70	0.27	PS 21906	30.5-40.5	4.47	0.23
M 23059	29-32	4.72	0.10	PS 21910	35-40	4.50	0.10
M 23062	30-35	4.73	0.18	PS 23199	65-103	4.74	0.13
M 23063	31	4.76	0.22	PS 23205	50-90	4.62	0.03
M 23064	32-35	4.66	0.12	PS 23230	28-32	4.48	
M 23065	29-34	4.80	0.16	PS 23243	55	4.71	0.15
M 23068	61-75	4.74	0.20	V 23-81	234-300	4.02	0.03
M 23071	94-120	4.73	0.13	V 27-86	70-80	4.73	
M 23074	180-190	4.96	0.04	V 28-14	149-170	4.60	
M 23233				V 28-38	184-192	4.82	0.14
M 23254	80-95	4.70	0.18	V 28-56	260-280	4.69	

**18.000 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH 73-139	210	3.76	-0.35	M 23256	135	3.99	-0.17
HM 71-12	50	4.55?	0.13	M 23258	800	4.06	-0.31
HM 71-14	66	4.32	-0.02	M 23259	175	4.18	-0.10
HM 71-19	52	4.32	0.22	M 23260	250	3.79	-0.25
HM 57-07	46	3.84	0.28	M 23261	280	4.41	0.06
M 17045	107.5	3.68	-0.60	M 23262	340	3.99	-0.55
M 17719	410	4.06	-0.11	M 23269	57.5	3.85	0.08
M 17724	80	4.38	-0.07	M 23294	125	4.44	0.05
M 17725	30	4.39	0.11	M 23353	68	4.14	0.15
M 17728	20	4.45	0.10	MG 123	68	4.14	0.15
M 17730	152.5	4.44	-0.02	PS 21906	40	4.58	0.10
M 17732	135	4.56	0.07	PS 21910	40	4.57	0.10
M 23055	61	4.46	0.00	PS 21535	55.5	4.55	0.00
M 23059	36	4.43	-0.01	PS 21205	100	4.36	0.17
M 23065	43	4.54	0.08	PS 23246	31.5	4.05	0.11
M 23068	93	4.29	-0.03	SU 90107	37	3.90	0.05
M 23071	129	4.40	0.21	V23-81	313	3.79	-0.20
M 23074	187	4.28	0.08	V 28-38	248	4.38	0.52
M 23254	100	4.07	0.14	CH 73-139	320	3.54	-0.23

Tab. B.: Fortsetzung

**26.000 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$
CH73-139c	270	3.55	-0.20	M 23254	160	3.75	-0.10
CH 77-07	230	4.19	-0.04	M 23256	230	3.79	-0.15
HM 52-43	109	3.20	0.06	M 23259	252.5	2.89	-0.08
HM 57-07	72	3.84	0.32	M 23260	315	3.09	-0.41
HM 71-12	62	4.18	0.20	M 23261	520	3.74	-0.23
HM 71-14	82	4.00	-0.02	M 23262	620	3.79	-0.54
HM 71-15	87	3.53	0.29	M 23269	100	4.05	0.36
HM 71-17	70	4.28?	0.28?	M 23294	155	3.55	-0.25
HM 71-19	72	4.15	0.29	M 23353	120	3.90	0.15
K 11	65	4.37	0.21	M 23359	15	3.85	0.33
M 17045	180	3.15	-0.11	PS 21291	132	4.05	0.05
M 17748	155	3.53	-0.89	PS 21535	78	4.30	0.10
M 17719	590	3.59	-0.40	PS 21906	55.5	3.69	-0.07
M 17724	107.5	3.87	0.14	PS 21910	60	3.86	0.06
M 17725	60	3.87	0.10	PS 23199	131	3.90	0.04
M 17730	197.5	3.44	-0.09	PS 23205	180	4.31	0.02
M 17732	160	3.77	0.01	PS 23243	75	3.80	0.04
M 23055	89	4.40	0.12	V 23-81	400	3.71	-0.17
M 23059	70	4.15	0.36	V 27-86	120	4.25	0.12
M 23063	54	4.34	0.01	V 28-14	230	3.47	
M 23065	52	4.12	0.01	V 28-38	336	3.67	0.05
M 23071	240	4.14	0.09	V 28-56	120	4.39	
M 23074	320	4.07	-0.23				

**31.000 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$
CH 77-07	340	4.29	-0.04	M 23074	440	4.06	-0.18
HM 57-07	82	3.70	0.19	M 23254	200	3.58	0.28
HM 71-12	70	4.18	0.18	M 23256	282.5	3.87	0.28
HM 71-14	90	4.01	0.15	M 23259	272.5	3.96	0.28
HM 71-15	103	3.48		M 23260	350	3.98	0.23
K 11	85	4.16?	0.27	M 23261	700	3.67	0.00
M 17045	220	3.19?	-0.61	M 23269	129	3.55?	0.05?
M 17719	700	3.50	-0.04	PS 21906	90.5	3.56	0.03
M 17724	122.5	3.56		PS 21535	90	4.10	0.40
M 17730	222.5	3.75	0.21	V 23-81	440	3.54	-0.23
M 23065	61	4.21	0.17	V 28-14	260	4.03	
M 23071	290	4.24	0.36				

**33.000J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$
CH 73-139	350	3.23	-0.03	M 23254	215	4.20	0.45
CH 77-07	280	4.44	-0.05	M 23256	325	3.71	0.33
HM 71-14	90	4.01	0.15	M 23259	290	3.53	0.03
M 17719	740	3.68	-0.12	M 23261	600	3.97	0.18
M 17724	150	3.56	0.04	M 23359	30	4.15	0.30
M 17725	75	3.70	0.39	PS 21910	85	3.92	0.38
M 17730	232.5	3.76	0.24	PS 21535	98	4.05	0.01
M 17732	185	4.10	0.37	V 23-81	460	3.48	0.11

Tab. B : Fortsetzung

**37.000 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH 73-139	380	3.30	-0.06	M 23074	490	3.87	-0.52
HM 71-12	80	3.99	0.14	M 23254	260	3.58	-0.03
HM 71-17	97	3.89	0.37	M 23256	370	3.49	-0.09
K 11	115	3.74	0.25	M 23259	302.5	3.47	0.26
M 17719	850	3.58	-0.26	M 23260	390	3.64	0.12
M 17730	245	3.50	0.19	M 23294	215	3.68	-0.05
M 17732	192.5	3.53	0.16	M 23359	30	4.15	0.30
M 23063	104	4.42	0.40	PS 21910	85	3.92	0.38
M 23065	80	4.31	0.31	V 28-14	301	3.72	
M 23071	311	4.23	0.50				

**41.000 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH 73-139	400	3.10	0.03	M 23254	280	3.74	0.28
CH 77-07	340	4.29	-0.04	M 23256	440	3.86	0.13
HM 71-17	107	3.98	0.24	M 23260	480	3.24	-0.06
K 11	150	4.06	0.17	M 23269	169	3.84	0.43
M 17725	100	3.72	0.11	M 23294	250	3.55	-0.12
M 17730	277.5	3.64	0.18	PS 21910	100	3.71	0.26
M 17732	225	3.96	0.18	PS 21535	112	3.80	0.25
M 23063	132	4.25	0.44	PS 23199	172	4.27	0.28
M 23065	100	3.99	0.42	PS 23205	320	3.90	0.18
M 23071	333	4.29	0.28	V 28-14	301	3.72	
M 23074	540	4.03	-0.01				

**50.000 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH 73-139	440	3.07	-0.26	M 23256	570	3.66	-0.10
K 11	175	4.22	0.23	M 23259	365	3.89	0.38
M 17730	300	3.98	0.20	M 23260	510	3.85	0.22
M 17732	235	3.98	0.16	M 23294	300	3.53	0.20
M 23063	162	4.27	0.15	PS 21535	158	3.85	0.05
M 23071	414	3.97	0.31	PS 23205	400	3.87	0.21
M 23074	630	4.07	0.00	V 28-14	340	3.88	
M 23254	355	3.84	0.30				

**55.500 J.v.h.**

Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	Kernnummer	Teufe (cm)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$
CH73-139c	490/470	3.10	-0.90	M 17732	245	3.36	-0.27
HM 57-07	112	3.32	-0.07	M 23055	190	3.71	-0.03
HM 71-15	177	3.21	0.04	M 23059	140	3.70	-0.07
HM 71-17	120	3.56	-0.13	M 23062	150	3.78	-0.07
HM 71-19	87	3.88	0.06	M 23063	182	3.99	-0.19
K11	185	4.25	-0.04	M 23065	143	4.05	0.04
M 17724	315	3.10	-0.16	M 23068	247?	2.33	-0.24
M 17725	120	3.59	-0.01	M 23071	445	3.20	-0.21
M 17728	90	3.90	0.13	M 23074	680	3.54	-0.09
M 17730	330	3.43	-0.07	M 23254	420	3.71	0.16

Tabelle C Rekonstruierte Paläosalinitäten

**REZENT (Sedimentoberfläche)**

Kernnummer	$\delta^{18}\text{O}_k\text{‰}$ vs PDB	$\delta^{13}\text{C}_k\text{‰}$ vs PDB	Ober- flächen- salinität [‰]	Ober- flächen- temp. (Sommer) [°C]	T* [°C]	$\delta^{18}\text{O}_w\text{‰}$ vs Smow (nach Geosecs	Isotopen- temp.- [°C]	$\delta^{18}\text{O}_w\text{‰}$ vs Smow (aus $\delta^{18}\text{O}_k$ )	Rekon- struierte Ober- flächen- salinität [‰]
B 78-2/2	1.13	-0.15	34.28	12.5	10.0	-0.14	10.4	-0.24	34.08
CH 73-139	2.39	0.33	35.41	14.0	11.5	0.49	7.9	1.40	37.23
CH 77-07	3.78	0.51	34.90	6.7	4.2	0.21	1.6	0.93	36.34
FRAM 1/4	2.07	0.88	31.10	-1.3	0.6	-1.91	0.1	-1.98	31.00
FRAM 1/7	2.03	0.73	31.00	-1.1	1.0	-1.96	0.1	2.00	30.95
HM 28-18	2.12	0.38	34.92	11.1	8.6	0.00	7.9	0.41	35.74
HM 31-33	1.64	0.14	35.09	11.1	8.6	0.32	10.2	-0.07	34.31
HM 52-43	1.90	0.01	35.17	10.9	8.4	0.36	9.3	0.13	34.71
HM 57-07	3.66	0.94	34.66	5.3	2.8	0.08	1.5	0.43	35.36
HM 71-12	3.59	0.88	34.66	5.0	2.5	0.08	1.8	0.28	35.06
HM 71-14	3.22	0.51	34.24	2.3	1.4	-0.16	2.2	-0.40	33.81
HM 71-19	3.20	0.65	34.82	6.0	3.5	0.17	3.5	0.16	34.80
K 11	3.02	0.49	35.00	7.2	4.7	0.27	4.6	0.30	35.06
M 17719	2.32	0.37	35.06	8.3	5.8	0.30	7.4	-0.11	34.24
M 17724	3.19	0.67	34.90	6.1	3.6	0.21	3.7	0.18	34.84
M 17725	3.26	0.75	34.64	5.5	3.0	0.07	2.9	0.09	34.68
M 17728	3.70	0.74	34.74	4.9	2.4	0.12	1.5	-0.04	34.42
M 17730	2.64	0.27	35.19	7.6	5.1	0.37	6.4	0.03	34.51
M 17732	2.51	0.50	35.21	8.1	5.6	0.37	6.9	0.03	34.53
M 23039	2.43	0.53	35.19	10.5	8.0	0.37	7.2	0.56	35.57
M 23040	2.42	0.68	34.99	10.8	8.3	0.26	6.8	0.63	35.73
M 23041	2.53	0.48	35.19	9.2	6.7	0.37	6.8	0.33	35.11
M 23043	2.80	0.43	35.23	8.6	6.1	0.39	5.9	0.46	35.37
M 23055	2.67	0.48	35.26	9.4	6.9	0.41	6.5	0.52	35.48
M 23057	2.65	0.64	35.26	9.3	6.8	0.41	6.5	0.48	35.40
M 23059	2.86	0.38	35.01	8.3	5.8	0.27	5.7	0.40	35.27
M 23062	2.59	0.47	35.21	9.2	6.7	0.38	6.7	0.39	35.23
M 23063	2.20	0.51	35.20	9.2	6.7	0.38	8.2	-0.15	34.14
M 23064	2.45	0.57	35.20	9.2	6.7	0.38	7.2	0.25	34.94
M 23065	2.62	0.50	35.22	8.8	6.3	0.39	6.6	0.32	35.08
M 23068	2.40	0.45	35.24	9.8	7.3	0.40	7.5	0.36	35.16
M 23071	2.35	0.69	35.22	10.0	7.5	0.39	7.6	0.36	35.16
M 23074	2.44	0.54	35.11	10.7	8.2	0.33	7.0	0.62	35.69
M 23254	2.79	0.30	35.13	6.7	4.2	0.34	5.7	-0.06	34.33
M 23258	2.87	0.21	34.85	7.1	4.6	0.18	4.8	0.12	34.73
M 23259	2.42	0.19	35.18	7.3	4.8	0.37	7.3	-0.27	33.90
M 23260	2.30	0.37	35.11	7.8	5.3	0.33	7.6	-0.26	33.93
M 23261	2.31	0.35	35.04	8.1	5.6	0.29	7.4	-0.17	34.12
M 23262	2.25	0.25	34.97	8.4	5.9	0.25	7.5	-0.15	34.17
M 23269	2.73	0.25	35.08	7.5	5.0	0.31	5.8	-0.13	34.20
M 23294	3.83	0.72	34.35	3.6	1.9	-0.10	1.0	0.36	33.83
M 23353	3.07	0.24	34.58	4.6	2.1	0.03	3.5	-0.35	33.38
M 23359	2.68	0.45	35.04	12.1	6.0	0.29	6.0	0.45	35.36
MG 123	3.31		34.15	2.9	1.6	-0.21	1.7	-0.24	34.09
PS 21291	2.95	0.72	34.67	5.5	3.0	0.08	4.1	-0.22	34.07
PS 21295	3.46		34.16	0.5	0.6	-0.20	1.2	-0.38	33.84
PS 21535	3.10	0.49	34.26	3.5	1.9	-0.15	2.7	-0.39	33.82
PS 21906	3.69	0.87	34.41	4.6	2.1	-0.06	0.9	0.27	35.07
PS 21910	3.51	0.73	34.57	3.9	2.0	0.03	1.9	0.07	34.65
PS 23199	2.46	0.56	35.25	9.7	7.2	0.41	7.3	0.39	35.21
PS 23230	3.10		33.76	0.0	0.4	-0.43	1.7	-0.80	33.09
PS 23243	3.07	0.40	34.94	7.0	4.5	0.23	4.5	0.30	35.08
PS 23246	3.82	0.79	34.66	5.3	2.8	0.08	0.9	0.59	35.68
SU 90107	2.98	0.22	35.10	9.8	7.3	0.32	4.9	0.83	36.12
SU 90108	2.65	0.25	35.30	13.0	10.5	0.43	6.6	1.40	37.24
V 23-81	1.07	0.14	35.49	14.0	11.5	0.54	13.3	0.35	35.11
V 27-86	2.63	0.27	35.20	9.8	7.3	0.38	6.5	0.59	35.62
V 28-14	2.18		34.78	9.2	6.7	0.14	7.3	-0.02	34.46
V 28-38	2.80		35.10	7.6	5.1	0.33	5.6	0.19	34.82
V 28-56	2.86		35.00	7.5	5.0	0.27	5.2	0.22	34.90

Tabelle D: Sedimentationsraten und zeitliche Auflösung der Sedimentkerne

Zeitintervall Kernnr.	0-9.8 ka BP		9.8-18.3 ka BP		18.3-29 ka BP		29-55 ka BP	
	Sedr. [cm/ka]	Auflös. [Jahre]	Sedr. [cm/ka]	Auflös. [Jahre]	Sedr. [cm/ka]	Auflös. [Jahre]	Sedr. [cm/ka]	Auflös. [Jahre]
CH 73-110			11.76	850				
CH 73-139c			10	1000	10.27	974	6.54	1529
CH 77-07	8.16	1225	8.24	1214	7.14	1400		
HM 52-43	4.18	478	4.59	436	2.59	772		
HM 57-07	2.24	2673	1.47	4080	3.35	1493	1.54	3250
HM 71-12	2.24	891	2.82	708	1.45	1400		
HM 71-14	3.27	613	2.83	531	1.61	1244		
HM 71-15					4.2	953	3.46	1156
HM 71-17					2.95	1188	1.92	1820
HM 71-19	2.45	817	2.12	944	2.68	1120		
K 11			3.53	850	2.68	1120	4.62	650
M 17045	4.08	490	4.71	426	8.93	560		
M 17719			30.6	327	26.79	373		
M 17724	2.06	1225	2.94	1700	6.92	723	7.4	675
M 17725	1.02	4900	1.18	4250	3.57	1400	1.54	3250
M 17728	1.02	2450	0.59	4250	1.34	1867	2.31	2167
M 17730	10.2	245	3.8	654	5.8	431	5.1	491
M 17732	6.63	377	6.47	386	3.57	700	3.27	765
M 23055	1.43	700	2.47	405	3.13	1037	3.88	1287
M 23059	1.33	754	1.88	531	3.66	2732	2.69	3714
M 23062	1.53	1306	1.76	1133	4.46	10000?	2.69	3714
M 23063			2.35	1275	2.05	4870	4.92	2031
M 23065	1.22	1633	2.0	500	2.05	974	3.5	1429
M 23068	3.06	653	3.65	1371	7.95	1258	3.6	2766
M 23071	6.05	331-829	6.82	733	13.13	380	7.88	634
M 23074			21.18	472	12.5	800	13.85	722
M 23254			7.06	708	7.14	700	10	500
M 23256			7.65	654	13.39	373	14.69	136
M 23258	25.5	3.92	56.5	177				
M 23259	7.65	131-653	8.24	121	9.6	260-520	5.1	491-981
M 23260			8.24	121-304	12.5	400	8.85	565
M 23261			20.88	120-240	29.24	342		
M 23262			36.52	274				
M 23294	2.45	817	2.24	447-2237	5.09	982	3.62	1383-2766
M 23353			7.05	708	4.46	1120	2.69	1857
M 23359	3.57	1400	4.12	1214	0.89?	5600	1.73	2889
MG 123	1.84	1633	4.7	638	0.86	3488		
PS 21295	2.19	912	1.76	1133				
PS 21535					3.84	520	3.27	612
PS 21906	2.6	1922	1.76	2833	1.79	2800	3.8	1300
PS 21910	1.02	4900	3.53	1417	1.79	2800	3.27	1529
PS 23199	2.96	1352	5.29	755	5.09	1965	3.04	3291
PS 23205					3.57	2800	11.54	867
PS 23243	2.55	784	3.53	567	1.79	5600	1.54	6500
PS 23246	1.39	1435	1.39	1435	4.29	2333	1.6	6265
SU I07			4.11	487				
SU I08	3.47	576	2.47	810				
V 23-81	12.45	803	12.71	787	15.18	329	17.54	351
V 28-14	9.1	1089	6.94	1441	7.23	1383	5.38	1857