

CHRISTIAN HASS

**SEDIMENTOLOGISCHE UND
MIKROPALÄONTOLOGISCHE
UNTERSUCHUNGEN ZUR ENTWICKLUNG
DES SKAGERRAKS (NE NORDSEE)
IM SPÄTHOLOZÄN**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1994

GEOMAR REPORT 34

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 24.11.1993

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Kurzfassung

Vier lange Sedimentkerne von der Südflanke des Skagerraks werden hochauflösend hinsichtlich der Rekonstruktion und Auswirkung von Klimafluktuationen während des Spätholozäns auf das Environment des Skagerraks untersucht.

Sedimentkerne aus dem südöstlichen Skagerrak weisen extreme Sedimentationsraten vorwiegend durch hohe Anteile von Suspensionssediment bis über 50 mm/y auf. Im südwestlichen Skagerrak liegen die Sedimentationsraten aufgrund höherer Bodenströmungsenergien unter 3 mm/y. Die hohen Sedimentationsraten werden durch ein "Transportband" ("Mud Conveyor Belt" = MCB) erklärt, das große Mengen Suspensionssediment über die Südflanke des Skagerraks von W nach E transportiert und dort ablagert, wo die Bodenströmungsenergie nachläßt.

Die mittlere Energie der Bodenströmungen läßt sich aus den Korngrößenverteilungen und Sedimentationsraten besonders der östlichen Sedimentkerne ableiten. Es zeigt sich, daß neben langfristigen Veränderungen des Zirkulationssystems, Klimafluktuationen sich modifizierend auf die Energie der Bodenströmungen auswirken. In der Regel ist es so, daß kältere Klimaperioden durch erhöhte mittlere Bodenströmungsgeschwindigkeiten gekennzeichnet sind, während sich wärmere Klimaphasen durch geringere Strömungsenergie dokumentieren. Diese Fluktuationen des Zirkulationssystems werden mit der dynamischen Verlagerung der planetarischen Frontalzone (während Kaltphasen nach S und während Warmphasen nach N) und den daraus resultierenden vorherrschenden zonalen oder meridionalen Windkomponenten in Verbindung gebracht. Erhöhte Häufigkeit von Stürmen aus westlichen Richtungen während kälterer Klimaperioden verstärken den generellen Trend und verdeutlichen die Bedeutung der Witterungsverläufe innerhalb der Klimaperioden.

Zwei Phasen persistenter Akzeleration des Bodenströmungssystems lassen sich erkennen: Vermutlich bis zum Ende des Subboreals konnte sich ein Strömungssystem im Skagerrak etablieren, das jedoch in seiner Energie noch nicht mit den heutigen Bedingungen vergleichbar ist. Ein zweites Ereignis führt um 600-700 n. Chr. zu einer deutlichen Zunahme der Bodenströmungsgeschwindigkeiten, in deren Zuge sich der Strömungskern um ca. 100 m hangabwärts verlagert. Durch diese Veränderungen im Strömungssystem wird möglicherweise ein Sandfeld im westlichen Skagerrak mobilisiert, das zu einer Vergrößerung der Sedimente der westlichen Stationen führt. Gleichzeitig dehnen sich Foraminiferengemeinschaften der flacheren Bereiche (vor allem *Cassidulina laevigata*) in größere Wassertiefen unter Verdrängung dort lebender Gemeinschaften aus. Verhältnisse stabiler Sauerstoffisotope weisen seit ca. 400 n. Chr. auf eine leichte aber stetig zunehmende Beeinflussung durch atlantische Wassermassen bis heute hin.

Während Klimaschwankungen bis ca. 800 n. Chr. nur undeutlich in den Sedimenten dokumentiert sind, ist der Beginn der MWP (Mittelalterliche Wärmeperiode) durch eine Zunahme der Wassertemperaturen bei deutlich abgeschwächter Strömungsenergie gekennzeichnet. Es herrscht im Mittel ein ruhiger, heutigen Sommerbedingungen ähnlicher Sedimentationsmodus vor, der auf kurze und milde Winter schließen läßt ('Sommersedimentationsmodus'). Um 900 n. Chr. kann ein Kälteeinbruch innerhalb der MWP differenziert werden.

Zwischen 1350 und 1600 n. Chr. deuten steigende $\delta^{18}\text{O}$ Werte auf den Beginn der LIA (Kleine Eiszeit), die sich nach den vorliegenden Analysen in drei Phasen gliedern läßt: Die erste Phase von 1350-1550 n. Chr. ist durch den 'Wintersedimentationsmodus' unter zonalen atmosphärischen Zirkulationsmustern gekennzeichnet, woraus auf kürzere Sommer und längere, stürmische Winter geschlossen werden kann. Die zweite Phase, das Maximum der LIA, läßt sich eher als ruhige Phase interpretieren, in der durch vorwiegend meridionale Windrichtungen keine verstärkende Beeinflussung der Strömungen im Skagerrak stattgefunden hat. Ab ca. 1750 n. Chr. ist wieder der 'Wintersedimentationsmodus' vorherrschend, verursacht durch die Rückverlagerung der planetarischen Frontalzone (dritte Phase). In dieser Periode kommt es vermutlich zu anormalen Zirkulationsvorgängen der Wassermassen im Skagerrak. Im Laufe der LIA beginnt die benthische Foraminifere *Bolivina skagerrakensis* sich - besonders in größeren Wassertiefen - auszubreiten.

Ab ca. 1900 n. Chr. mit dem beginnenden MO (Modernes Klimateoptimum) läßt der 'Wintersedimentationsmodus' nach und die mittleren Strömungsenergien stellen sich auf ein Niveau ähnlich dem der MWP ein.

Abstract

Four long sediment cores are investigated in order to reconstruct climate fluctuations and to evaluate climate impact on the marine environment of the Skagerrak (NE North Sea) during the late Holocene.

Sediment cores from the southeastern Skagerrak show sedimentation rates of more than 50 mm/y. In the southwestern Skagerrak sedimentation rates are below 3 mm/y due to higher bottom current strengths. High sedimentation rates are explained by a "Mud Conveyor Belt" (MCB) which is responsible for the transport of high quantities of suspension load from W to E. High accumulation of suspended matter takes place where bottom currents decelerate.

Mean energy of bottom currents can be derived from grain size distributions and from sedimentation rates, especially in the easterly sediment cores. It becomes evident that besides long-scale changes in the intensity of the circulation system climate fluctuations modify the energy of the bottom currents. As a general rule colder climate periods are characterized by enhanced bottom current velocities, while warmer periods are marked by weaker bottom currents. These fluctuations of the bottom current circulation system can be related to prevailing meridional or zonal wind components resulting from the dynamic movement of the Planetary Frontal Zone (southward during cold phases and northward during warm phases). Higher frequencies of storms from westerly directions during colder periods strengthen this general trend and elucidate the importance of the weather conditions during different climate periods.

Two phases of persistent acceleration of the bottom current system appear: until the end of the Subboreal (?) a current system developed which, however, was much weaker than it is today. A second event around 600 - 700 AD then led to a significant increase in bottom current velocities. As a consequence the current core moved ca. 100 m downslope. These changes probably caused a sand field to move, which, in turn, might be the reason for the coarsening of the sediments at the westerly core locations. Synchronously foraminiferal assemblages of shallower water depth (above all *Cassidulina laevigata*) expanded to deeper regions, displacing the assemblages there. Ratios of stable oxygen isotopes indicate increasing influence of Atlantic water masses on the Skagerrak system from about 400 AD until present.

While climatic fluctuations until ca. 800 AD only left undistinct traces in the sediment column, the onset of the MWP (Medieval Warm Period) is characterized by a marked increase in water temperature and a decrease in bottom current velocities. A mode of sedimentation prevails, similar to recent summer conditions, suggesting short and mild winters during that period ('summer mode of sedimentation'). Around 900 AD a cold spell is documented in the sediments.

Between 1350 and 1600 AD increasing $\delta^{18}\text{O}$ values mark the onset of the LIA (Little Ice Age), which can be divided into three phases. The first phase from 1350 to 1550 AD was characterized by the 'winter mode of sedimentation' under prevailing zonal atmospheric circulation patterns, suggesting shorter summers and longer, stormier winters. The second phase, the LIA maximum, appears to be a calmer period, in which prevailing meridional wind directions were not able to produce significant effects on the current system of the Skagerrak. After 1750 AD the 'winter mode of sedimentation' again is active due to the backward movement of the Planetary Frontal Zone (third phase). During this period abnormal bottom current circulation patterns can be traced in the Skagerrak. In the course of the LIA the benthic foraminifer *Bolivina skagerrakensis* started to spread, especially in the deeper regions of the Skagerrak.

Since ca. 1900 AD - at the onset of the MO (Modern Climate Optimum) - the 'winter mode of sedimentation' decreases and mean current velocities reach a level comparable to the conditions of the MWP.

INHALT

Seite

	IV
Einführung und Aufgabenstellung	
	VII
A. Der Skagerrak	VII
A.1 Physiographie und Bathymetrie	VII
A.2 Holozäne Entwicklung und rezente Ozeanographie	X
A.3 Sedimentation und Sedimente	X
B. Die klimatische Entwicklung seit dem Ende des Subboreals	

Sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen zur Entwicklung des Skagerraks (NE Nordsee) im Spätholozän

1. MATERIAL UND METHODEN	1
	1
1.1 Auswahl der Stationen und Beprobung der Sedimentkerne	4
1.2 Methodik	4
1.2.1 Radiometrische Datierungen	4
1.2.1.1 Datierungen via "excess" und "supported" ^{210}Pb	6
1.2.1.2 Datierungen via AMS ^{14}C	7
1.2.2 Granulometrie	8
1.2.3 Grobfraktionsanalyse	9
1.2.3.1 Foraminiferenanalyse	10
1.2.4 Statistische Methoden	11
1.2.5 Analyse der stabilen Isotope	
	11
2. ERGEBNISSE	
	11
2.1 Makroskopische Sedimentbeschreibung	12
2.2 Sedimentphysikalische Parameter ("physical properties")	13
2.3 Granulometrie	13
2.3.1 Korngrößenverteilungen	14
2.3.1.1 Die östlichen Sedimentkerne (15535-1, V GKG und Station I)	17
2.3.1.2 Die westlichen Sedimentkerne (Station II und III)	

2.3.2	Korngrößenverhältnisse	18
2.3.2.1	Die westlichen Sedimentkerne (Station II und III)	18
2.3.2.2	Die östlichen Sedimentkerne (Station I, 15535-1 und GKG V)	12
2.4	Grobfraktionsanalyse	21
2.4.1	Foraminiferenanalysen	21
2.4.1.1	Die Gesamtfaktorenanalyse	22
2.4.1.2	Die Einzelfaktorenanalysen	25
2.4.1.3	Größenverteilungen der Foraminiferengehäuse	26
2.4.2	Weitere ausgewählte Parameter der Grobfraktionsanalyse	27
2.5	Die Analyse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope	28
2.5.1	Die östlichen Sedimentkerne	28
2.5.2	Die westlichen Sedimentkerne	31
2.6	CaCO₃ und TOC Analysen	34
2.6.1	Die östlichen Sedimentkerne	34
2.6.2	Die westlichen Sedimentkerne	36
3.	STRATIGRAPHIE	38
3.1	Chronostratigraphie und Sedimentationsraten nach ²¹⁰Pb	38
3.2	Datierungen via AMS ¹⁴C	42
4.	INTERPRETATION DER ERGEBNISSE	43
4.1	Korngrößenverteilungen als Abbild fluktuierender Strömungen im Skagerrak	43
4.1.1	Langskalige Veränderungen im Sedimentfluß des Skagerraks	43
4.1.2	Lithofazies als Paläoströmungsindikator	44
4.1.2.1	Voraussetzungen für die Differenzierung von lithofaziellen Einheiten	45
4.1.2.2	Lithofazielle Einheiten der östlichen Sedimentkerne	48
4.1.2.3	Lithofazielle Einheiten der westlichen Sedimentkerne	49
4.1.3	Strömungsenergetische Veränderlichkeit im Skagerrak und Klimaphasen	51
4.2	Stabile Sauerstoffisotope als Paläo-Klimaindikatoren	52
4.2.1	Stabile Sauerstoffisotope im Skagerrak	53
4.2.1.1	Der Zeitraum bis 800 n. Chr.: Die westlichen Stationen	54
4.2.1.2	Der Zeitraum von 800 n. Chr. bis in das 20. Jahrhundert n. Chr.	56
4.3	Stabile Kohlenstoffisotope als marine Umweltindikatoren	58

4.3.1	Stabile Kohlenstoffisotope im Skagerrak	59
4.4	TOC und CaCO₃ in den Sedimenten des Skagerraks	61
4.5	Benthische Foraminiferen als Paläo-Umweltindikatoren im Skagerrak	63
4.5.1	Die ältesten Kernabschnitte: <i>H. balthica</i> Gemeinschaften	64
4.5.2	<i>C. laevigata</i> dokumentiert Veränderungen im Zirkulationssystem	66
4.5.3	Die östlichen Stationen: alternierende ökologische Bedingungen?	67
4.5.4	1300 bis Rezent: <i>B. skagerrakensis</i> "erobert" das Arbeitsgebiet	69
4.6	Biotopverlagerung und Sedimentumlagerung	70
4.7	Die Veränderlichkeit des Untersuchungsgebietes während des Spätholozäns: Eine modellhafte INTERPRETATION auf der Basis der erhobenen Daten	72
5.	DISKUSSION	75
5.1	Was steuert die Dynamik der Foraminiferengemeinschaften im Skagerrak ?	75
5.2	Die Signifikanz der Korngrößenverteilungen zur Differenzierung von Klimaperioden	78
5.2.1	Die Beziehung zwischen Strömungsenergie, Wassertiefe und Korngröße im Skagerrak	78
5.2.2	Die Beziehung zwischen Witterung, Klima und Zirkulation im Skagerrak	80
5.3	Die Klimaperioden im Skagerrak: Korrelation zu terrestrischen und marinen Daten	83
5.4	1500 Jahre Klimageschichte: Konsequenzen für das Skagerrakssystem	86
5.4.1	Das "Pessimum der Völkerwanderungszeit" (VW)	86
5.4.2	Die Mittelalterliche Wärmeperiode (MWP)	88
5.4.3	Die Kleine Eiszeit (LIA)	91
5.4.3.1	Die atmosphärische Zirkulation während der drei Phasen der LIA: Implikationen	92
5.4.3.2	Der Synchronismus der Ereignisse innerhalb der LIA und andere Implikationen	94
5.4.4	Das Moderne Klimaoptimum (MO)	95
6.	SCHLUSSFOLGERUNGEN UND EIN AUSBLICK	96
7.	LITERATUR	100
8.	DANKSAGUNG	114

"To boldly go where no man
has gone before"

(Inscription, Raumschiff Enterprise)

DATENANHANG

- Anhang 1 Positionen der Sedimentkerne
- Anhang 2 Sedimentphysikalische Parameter
- Anhang 3 Granulometrie und Kohlenstoffanalysen
- Anhang 4 Taxonomische Liste der Foraminiferen
- Anhang 5 Grobfraktionsanalyse
- Anhang 6 Faktorenanalyse
 - 6.1 Gesamtfaktorenanalyse
 - 6.2 Einzelfaktorenanalyse
 - 6.2.1 Sedimentkern 15535-1
 - 6.2.2 Sedimentkern I KA
 - 6.2.3 Sedimentkern II KAL
 - 6.2.4 Sedimentkern III KAL
- Anhang 7 Isotopenanalysen
 - 7.1 $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$
 - 7.2 ^{210}Pb und AMS ^{14}C

(Der Datenanhang kann in der Bibliothek des Forschungszentrums für marine Geowissenschaften, GEOMAR, eingesehen werden).

Einführung und Aufgabenstellung

Die Klimageschichte historischer Zeiträume hat während der letzten 20-30 Jahre steigendes Interesse erfahren, seitdem es zum Allgemeinwissen gehört, daß die heutigen Klimabedingungen nicht auf die zukünftigen Verhältnisse projizierbar sind. Der wirtschaftende Mensch greift signifikant in die globale Energiebilanz ein und verursacht Veränderungen, die in ihrer Gesamtheit zu unübersehbaren Konsequenzen für die klima-abhängigen Prozesse der Biosphäre führen (Houghton et al., 1990; Frenzel, 1989; Bolin et al., 1986). Computermodelle weisen auf eine globale Erwärmung durch Treibhausgase in der Größenordnung von durchschnittlich 1-4 °C innerhalb der kommenden 50-75 Jahre hin (Jones & Wigley, 1990); andererseits besteht die Möglichkeit, daß durch starken Schmelzwasserzufluß im Zuge der globalen Erwärmung die Tiefenwasserbildung im Nordatlantik behindert wird (Broecker & Denton, 1993; Broecker, 1991), was schließlich die Schwächung des meridionalen Wärmetransports und als Folge dessen einen Kälteeinbruch hervorrufen kann.

Wie auch immer anthropogene Einflüsse sich auf das Klima auswirken mögen, sie werden immer ein natürliches System überprägen (Bradley & Jones, 1992a). Das Wissen um die *natürlichen* Ursachen und die Auswirkungen von Klimaschwankungen muß daher die Basis für alle vorhersageorientierten Untersuchungen bilden. Die Kälteoszillation der Kleinen Eiszeit (ca. 1400-1900 n. Chr.) bietet beispielsweise die Möglichkeit, Prozesse zu studieren, die in der jüngsten Vergangenheit infolge globaler Abkühlung und Wiedererwärmung stattfanden. Wetter, Witterungsbedingungen und vor allem die Auswirkungen der Klimaveränderung einerseits zu Beginn der Kleinen Eiszeit, als die mittleren Temperaturen global innerhalb weniger Jahrzehnte um ca. 1 °C sanken, aber auch im Übergang zum sogenannten Modernen Klimaoptimum, in dem mit dem Anbruch des 20. Jahrhunderts die Jahresmitteltemperaturen wieder um mehr als 1 °C anstiegen, liegen innerhalb modellierter Klimaszenarien und können möglicherweise auf die nahe Zukunft projiziert werden (IPCC, 1990; Dickinson, 1989; Cubasch & Cess, 1990; Houghton & Woodwell, 1989).

Die vorliegende Arbeit soll zur Rekonstruktion der nordeuropäischen Klimageschichte im Spätholozän beitragen, die bisher noch nicht an adäquaten marinen Sedimenten hochauflösend dargestellt werden konnte. Insbesondere sollen die Auswirkungen und Konsequenzen dieser Klimaentwicklung auf die marine Umwelt des Skagerraks untersucht werden. Die zentralen Fragen sind:

- * Sind spätholozäne Klimafluktuationen in den Sedimenten des Skagerraks dokumentiert?
- * Wie dokumentieren sich Klimaschwankungen in den Sedimenten des Skagerraks?
- * Wie fügen sich die Veränderungen im Skagerrak in das Bild globaler Klimaveränderungen?

Der Skagerrak wurde für die Untersuchung ausgewählt, weil in dieser Region hochsensibel auf das Klima reagierende Strömungssysteme wie der Nordjütlandstrom (Benennung nach Nordberg, 1989) und der Norwegische Küstenstrom entstehen, wobei der Norwegische Küstenstrom in höheren Breiten selbst das Klima beeinflusst. Der Skagerrak ist ein komplexes, strömungskontrolliertes Sedimentationsbecken im NE der Nordsee. Er bildet die einzige Verbindung zwischen der Ostsee und dem Weltmeer. Aufgrund dieser besonderen geographischen Situation innerhalb der borealen Klimazone kann der Sedimentationsraum Skagerrak als besonders sensibel für klimagesteuerte Veränderungen der marinen Umwelt angenommen werden.

Direkte Hinweise auf die Klimaentwicklung (direkter Arbeitsansatz: Klimarekonstruktion) geben stabile Sauerstoffisotope, die einerseits die Temperaturentwicklung während des Ablagerungszeitraums dokumentieren, andererseits aber auch durch Salinitätsveränderungen beeinflusst werden. Da Schwankungen der Salinität im Arbeitsgebiet auf meteorologisch gesteuerte Veränderungen im Paläoströmungssystem zurückzuführen sind, dienen die Sauerstoffisotopendaten als direkteste Hinweise auf das Klima.

Auswirkungen der Klimaveränderungen (indirekter Arbeitsansatz) werden durch eine Vielzahl von Untersuchungen bearbeitet: Hochauflösende Granulometrie gibt Einblicke in klimagesteuerte Fluktuationen von Strömungsgeschwindigkeiten sedimenttransportierender Bodenströmungen. Interpretationen von Foraminiferenhäufigkeiten erlauben Rückschlüsse auf z. T. klimagesteuerte Veränderung der Habitate. Weitere ausgewählte Methoden unterstützen und verbessern die prinzipiellen Aussagen der gewählten Arbeitsansätze.

Stand der klimaorientierten Forschung in der Skagerrak Region

Veränderungen und Variabilitäten des Arbeitsgebietes durch Klimaschwankungen seit der Jüngeren Dryas konnten von Stabell & Thiede (1985b, 1986), Thiede (1987) und Van Weering (1982a) im Rahmen von interdisziplinären Untersuchungen an Sedimenten aus dem Skagerrak dargestellt werden. Dale et al. (1993) und Dale & Nordberg (1993) erklären die Ausbildung von Blüten toxischer Dinoflagellaten durch warme Klimaphasen während des Mittelalters. Palynologische, Foraminiferen- und granulometrische Analysen - vorwiegend von Sedimenten aus dem Kattegat - zeigen zum Teil klimatisch interpretierbare, sprunghafte Veränderungen im Zirkulationssystem des Skagerraks während der letzten 8000 Jahre an (Nordberg, 1991; Nordberg & Bergsten, 1988). Weitere Arbeiten weisen auf Veränderungen und Fluktuationen in terrigenen und biogenen Sedimentkomponenten während des Spätholozäns hin, die jedoch nicht eindeutig klimagesteuerten Prozessen zugeordnet wurden oder werden konnten (z. B. Jørgensen et al., 1981; Erlenkeuser & Pederstad, 1984).

Auf die wetter- und witterungsabhängige Veränderlichkeit der heutigen Wassermassenzirkulation im Bereich des Skagerraks wird u. a. von Fonselius (1989), Davies (1980, 1981) und Backhaus (im Druck) hingewiesen. Strömungsgesteuerte Sedimentationsdynamik wurde bisher nur an rezenten Sedimenten in den flachen Bereichen des Skagerraks untersucht (z. B. Kuijpers et al., 1993).

A. Der Skagerrak

A.1 Physiographie und Bathymetrie

Der Skagerrak bildet die einzige Verbindung zwischen Nord- und Ostsee im NE der Nordsee. Er wird im N durch die Südküste Norwegens, im E durch das Kattegat, im S durch die dänische Nordküste und im W durch den 7°E Meridian begrenzt. Tektonisch liegt der Skagerrak im Gebiet von Grabenbrüchen der Nordsee und im Bereich der hercynisch streichenden Fennoskandischen Border Zone, die den Baltischen Schild vom jüngeren Norwegisch Dänischen Sedimentationsbecken trennt (Sellevoll & Aalstad, 1971). Im Einzugsgebiet des Skagerraks stehen im N vorwiegend präkambrische Gneise und Granite, im S kretazische und jüngere, unkonsolidierte Sedimente an. Das Beckenrelief des Skagerraks ist glazialerosiv entstanden (Sellevoll & Aalstad, 1971, Behrens et al., 1986).

Mit einer Maximaltiefe von > 700 m (Hempel, 1985) bildet das Skagerraktief den tiefsten Bereich des gesamten Nord- und Ostseeraumes und das tiefste Becken innerhalb der Norwegischen Rinne. Die bevorzugte Fließrichtung der erodierenden pleistozänen Gletscher ist für die Asymmetrie des Skagerrakquerschnitts - mit steil abfallender Nordflanke und sanfter konvexer Südflanke - verantwortlich (Salge & Wong, 1988a,b).

A.2 Holozäne Entwicklung und rezente Ozeanographie

Zu Beginn des Eisaufbruchs im Skagerrak (ca. 13.500 Jahre BP) und des Rückzugs der Weichseleismassen auf den Fennoskandischen Schild drangen kalte Wassermassen aus der Norwegisch-Grönländischen See in den Skagerrak vor (Thiede, 1987). Isostatische Hebungen der skandinavischen Landmassen führten zu starker physiographischer Dynamik im Bereich des Skagerraks und des neuentstandenen Baltischen Eisstausees. Innerhalb weniger 1000 Jahre wurde die Verbindung zwischen dem Skagerrak und der heutigen Ostsee mehrfach

durch Isostasie unterbrochen (Stabell & Thiede 1986, 1985a; Bergsten & Nordberg, 1992; Nordberg & Bergsten, 1988).

Die Erwärmung seit dem Ende der jüngeren Dryas spiegelt sich innerhalb der Skagerraksedimente in einem Faunen- und Florenwechsel wieder (Nagy & Qvale, 1985; Stabell, 1985a,b; Dale, 1985). Durch starke Schmelzwasserzuflüsse und Eisdriftsedimentation (IRD) herrschte bis zum beginnenden Präboreal ein hoher Anteil an Grobklastika vor (Thiede, 1985a). Gleichzeitig stieg der Meeresspiegel bis zum ausgehenden Atlantikum um ca. 75 m (Stabell & Thiede, 1985a), während die Zufuhr klastischer Sedimente vom Baltischen Schild stetig durch die Entwicklung des rezenten, zyklonal gerichteten Nordseeströmungssystems im Skagerrak abnahm und nun vorwiegend umgelagerte Sedimente aus dem Nordseebereich in den Skagerrak transportiert wurden (Van Weering, 1975; Salge & Wong, 1988; Eisma & Kalf, 1987a,b). Im mittleren Subatlantikum etablierten sich schließlich die heutigen hydrographischen Bedingungen (Bjørklund et al., 1985).

Die Öffnung des Englischen Kanals vor ca. 8.000 Jahren BP gilt als Auslöser für das generelle zyklonal gerichtete Zirkulationsmuster der Nordsee. Während dieser Zeit entwickelten sich der Nord- und Südast des Jütlandstromes und der Norwegische Küstenstrom (Nordberg, 1989). Bis heute können mehrere starke Fluktuationen in der durchschnittlichen Energie der Jütlandströme nachgewiesen werden: vor 4.000, 1.000 und 500 Jahren (BP) kann generell intensivierte Strömungsenergie in Skagerrak und Nordsee nachgewiesen werden, z. T. im Zusammenhang mit verstärktem Einfluß von Nordatlantikwassermassen (Nordberg, 1991). Um 2000 Jahre BP wird eine Abschwächung der Jütlandströme postuliert (Nordberg, 1991). Die heutige Zirkulation der Wassermassen im Skagerrak ist nach Nordberg (1991) seit etwa 300 Jahren stabil. Sie verläuft zyklonal wie im gesamten Nord- und Ostseebereich (Svansson, 1975; Backhaus & Reimer, 1981).

Nordseewassermassen werden mit zum Teil sehr hohen Strömungsgeschwindigkeiten (im Bereich des Nordjütlandstromes entlang der norddänischen Küstenlinie) in den Skagerrak transportiert (Abb. 1 und 3). Der Nordjütlandstrom entsteht aus dem "Southern Trench Current" (Bezeichnung n. Nordberg, 1991), der Wassermassen aus der nördlichen Nordsee und dem Nordatlantik nach E transportiert und dem Südjütlandstrom, der Wassermassen aus der zentralen und südlichen Nordsee nach N transportiert (Nordberg, 1991).

Die beiden Ströme vereinigen sich im westlichen Skagerrak. Zum inneren Skagerrak nehmen die Strömungsgeschwindigkeiten stark ab. Die Oberflächenwassermassen vermischen sich dann mit ausströmenden brackischen Ostseewassermassen aus dem Kattegat und folgen schließlich der südnorwegischen Küstenlinie nach NW, wo sie als Norwegischer Küstenstrom den Skagerrak wieder verlassen und der Norwegischen Rinne nach Norden folgen (Svansson, 1975). Die Bodenströmungen folgen prinzipiell diesen Strömungsrichtungen (Svansson, 1975; Rodhe, 1987). Unterhalb des Skagerrakausstromes befindet sich ein atlantischer

Gegenstrom, der während extremer Wintersituationen in Form von Kaltwasserkaskaden in das Skagerraktief einströmt (Dahl, 1978).

Die drei an der Zirkulation beteiligten Wassermassen lassen sich durch unterschiedliche Salinitäten abgrenzen: Nordseewasser mit $S \approx 34,9 \text{ ‰}$, Skagerrakwasser mit $S < 34,9 \text{ ‰}$ und Atlantikwasser mit $S > 34,9 \text{ ‰}$ (Ljøen, 1981).

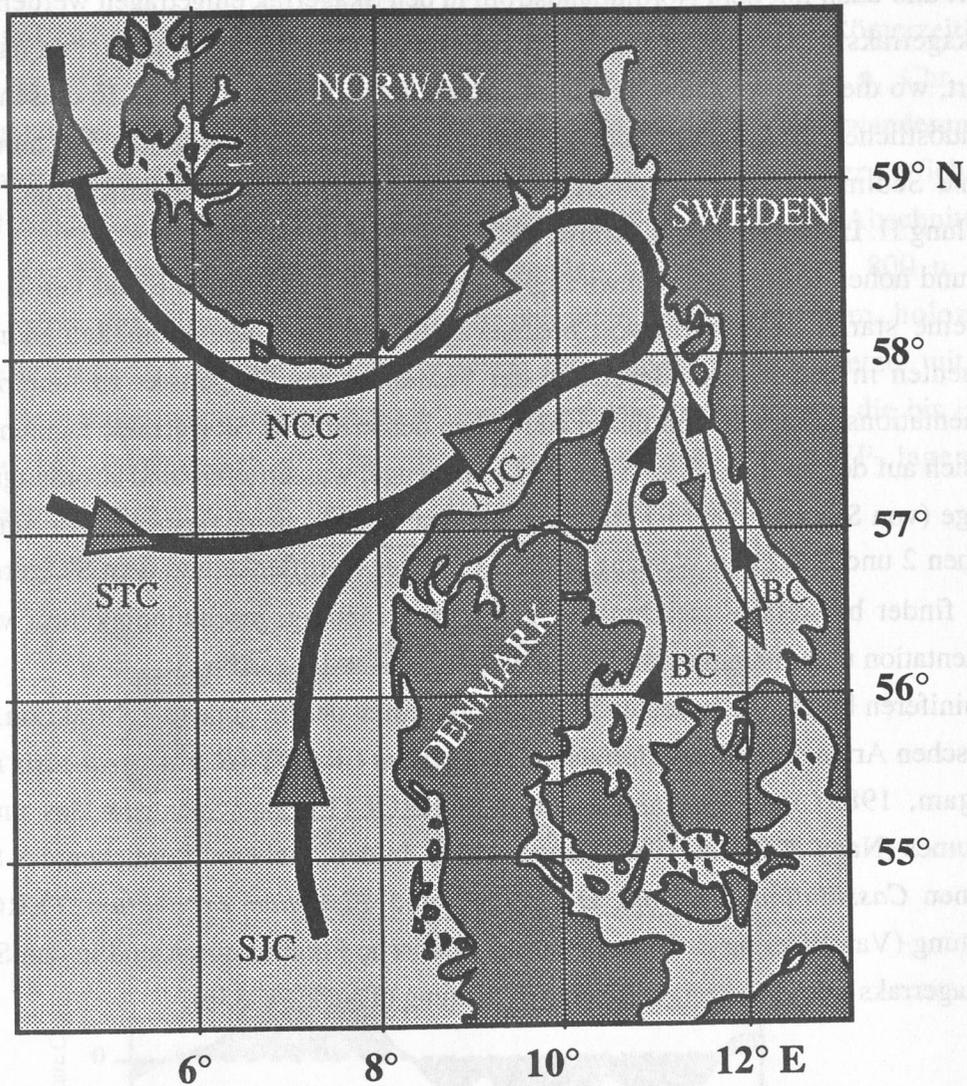


Abb. 1: Das Strömungssystem im Arbeitsgebiet. (SJC = Südjütlandstrom, NJC = Nordjütlandstrom, STC = "South Trench Current", BC = Baltischer Strom, NCC = Norwegischer Küstenstrom) (n. Nordberg, 1991).

Fig. 1: The current system of the working area. (SJC = Southern Jutland Current, NJC = North Jutland Current, STC = South Trench Current, BC = Baltic Current, NCC = Norwegian Coastal Current) (after Nordberg, 1991).

A.3 Sedimentation und Sedimente

Als sich vor ca. 8.000 Jahren vollmarine Bedingungen im Skagerrak einstellten und sich das Zirkulationsmuster in der Nordsee ausbildete, konnten als Bodenfracht transportierte Sedimente zunächst mit dem Südjütlandstrom aus der südwestlichen Nordsee nach N transportiert und dann mit dem Nordjütlandstrom in den Skagerrak eingetragen werden. Innerhalb des Skagerraks werden die Sedimente bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten nach E transportiert, wo die Transportenergie stark abnimmt (Van Weering, 1981). In diesen Bereichen des südöstlichen Skagerraks findet seit dem Einsetzen des postglazialen Strömungssystems extreme Sedimentation mit Spitzenwerten von >30 m/ky Sedimentationsrate statt (pers. Mitteilung H. Lykke-Andersen, Århus, Dk.).

Aufgrund hoher Strömungsgeschwindigkeitsgradienten von W nach E und von S nach N besteht eine starke Sukzession von hochenergetischen Sedimentationsräumen mit groben Sedimenten in den flachen Bereichen der Südflanke des Skagerraks zu hemipelagischen Sedimentationsräumen in den tiefen Bereichen des zentralen Skagerraks. Dementsprechend zeigt sich auf der Südflanke des Skagerraks eine enge, wassertiefen- und strömungsabhängige Abfolge (von S nach N und E) von auskeilenden Oberflächenfaziesbereichen mit Medianen zwischen 2 und 8 Φ (Van Weering, 1981). Über der Nordflanke und dem Skagerraktief hingegen findet bei relativ gleichmäßig geringen Strömungsgeschwindigkeiten vorwiegend Sedimentation unter hemipelagischen Bedingungen statt (s. a. Abb. 3).

Foraminiferen bilden die bedeutendsten Komponenten der biogenen Grobfraction. Unter den benthischen Arten dominieren *Bolivina cf. B. robusta* BRADY (*B. skagerrakensis* nach Qvale & Nigam, 1985) und *Hyalinea balthica* SCHROETER das Spektrum des untersuchten Zeitraumes (Nagy & Qvale, 1985; Lange, 1956). In den flacheren Bereichen des Skagerraks gewinnen *Cassidulina laevigata* D'Orbigny und *Elphidium excavatum* TERQUEM an Bedeutung (Van Weering & Qvale, 1983). Planktische Foraminiferen sind in den Sedimenten des Skagerraks nur von untergeordneter Bedeutung (Thiede, 1985b).

B. Die klimatische Entwicklung seit dem Ende des Subboreals

Der in der vorliegenden Arbeit bearbeitete Zeitraum umfaßt als Schwerpunkt die vergangenen ca. 1500 Jahre. Aus diesem Zeitraum sind mehrere kurzfristige Schwankungen aber auch längere Klimatrends bekannt (Abb. 2). Die Beschreibung der Klimaentwicklung der vergangenen ca. 3000 Jahre in diesem Kapitel stützt sich hauptsächlich auf Schönwiese (1979) und Lamb (1977, 1991). Die angegebenen Namen "Subboreal Optimum" und "Subatlantikum Pessimum" bezeichnen Klimaphasen, die die entsprechenden Chronozonen Subboreal und

Subatlantikum überlagern. Im Folgenden wird der Holozängliederung in Chronozonen nach Fairbridge (1987a) gefolgt.

Bis ca. 1300-1200 v. Chr. bestand eine überwiegend sehr warme Klimaepoche im ausgehenden Subboreal, die im Folgenden als "Subboreal Optimum" (im Folgenden als SBO) bezeichnet wird. Darauf folgte eine niederschlagsreiche, kalte Periode. Um 300 v. Chr. endete diese vermutlich kälteste Phase des Holozäns - das "Subatlantikum Pessimum" (im Folgenden als SAP) - und es begann eine sehr milde Klimaphase - das "Optimum der Römerzeit" (im Folgenden als RO). Darauf folgte etwa zum Ende des 4. Jahrhunderts n. Chr. eine niederschlagsreiche, kühle Phase. In diese Zeit fällt die Germanische Völkerwanderung, in der die germanischen Völker sich nach Süden in Bewegung setzten, was vermutlich eine Folge der Klimaverschlechterung war. Schönwiese (1979) nennt diesen Abschnitt das "Pessimum der Völkerwanderungszeit" (im Folgenden als VW). Gegen 800 n. Chr. verbesserte sich das Klima wieder; und die wärmste Phase seit dem holozänen Temperaturoptimum (Atlantikum) - möglicherweise sogar noch wärmer - setzte mit dem Beginn der "Mittelalterlichen Wärmeperiode" (im Folgenden als MWP) ein, die bis in das ausgehende 14. Jahrhundert n. Chr. dominierte. Während der MWP lagen die Jahresmitteltemperaturen ca. 1-3°C über dem heutigen Temperaturmittel.

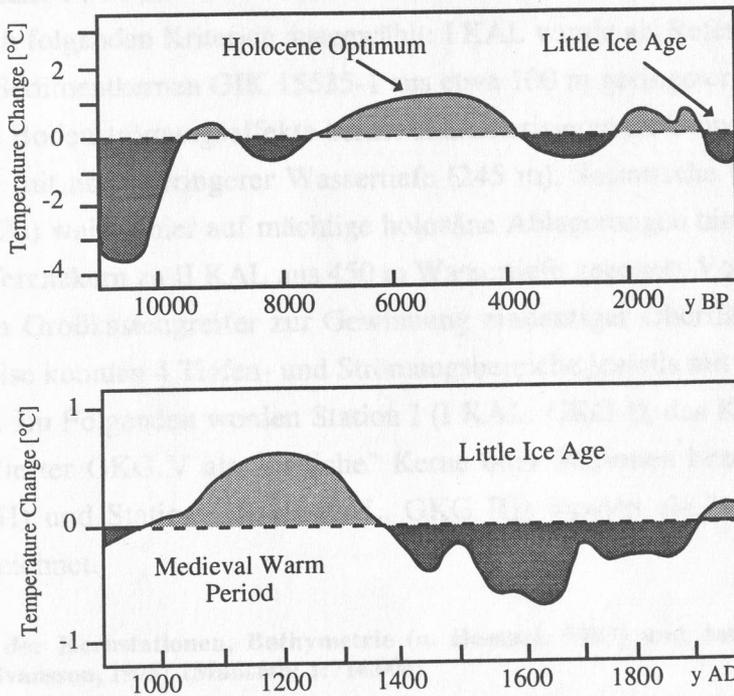


Abb. 2: Schematische Darstellungen der globalen Temperaturvariationen der letzten 10.000 und der letzten 1.000 Jahre (nach Folland et al., 1990).

Fig.2: Schematic diagrams of global temperature variations during the last 10,000 years and during the last 1,000 years (after Folland et al., 1990).

Innerhalb der darauffolgenden Dekaden sanken die globalen Temperaturen und es kam zu den vermutlich stärksten Gletschervorstößen seit der Jüngeren Dryas (Grove, 1988). Aus der Nordseeregion ist aus dieser Zeit, die allgemein "Kleine Eiszeit" (im Folgenden als LIA) genannt wird (n. Mathes, 1939), eine verstärkte Sturmfluthäufigkeit überliefert (Lamb, 1991). Die LIA kann in drei Hauptphasen gegliedert werden, in denen die Mitteltemperaturen um ca. 1°C unter dem heutigen Temperaturmittel lagen. Sie reichte bis zum ausgehenden 19. Jahrhundert n. Chr.. Spätestens mit dem Anbruch des 20. Jahrhunderts n. Chr. bis in die 40er Jahre dieses Jahrhunderts stiegen die Temperaturen wieder. Diese Phase wird "Modernes Klimaoptimum" (im Folgenden als MO) genannt. Seit dem ist ein natürlicher Abkühlungstrend vorherrschend, der jedoch seit den 70 er Jahren dieses Jahrhunderts durch anthropogene globale Erwärmung mehr und mehr aufgefangen und in einen Erwärmungstrend verkehrt wird (Jones & Wigley, 1990).

Sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen zur Entwicklung des Skagerraks (NE Nordsee) im Spätholozän

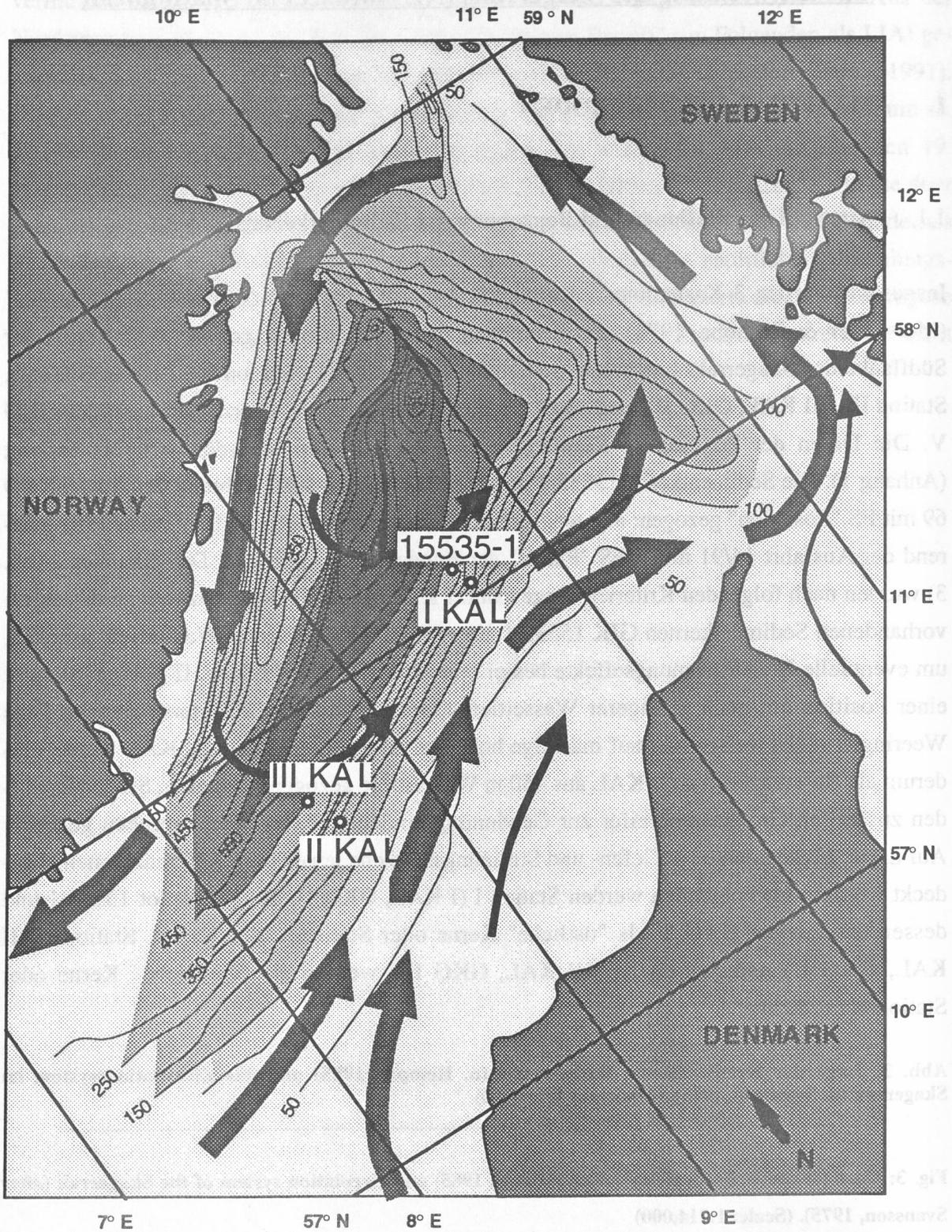
1. MATERIAL UND METHODEN

1.1 Auswahl der Stationen und Beprobung der Sedimentkerne

Insgesamt wurden 3 Kastenlote, 1 Kolbenlot, 4 Großkastengreifer und ein "Rumohr-Lot" (Meischner & Rumohr, 1974) mit zusammen fast 25 m Kernlänge von 4 Stationen der Südflanke des Skagerraks bearbeitet: Station I (I KAL, GKG I), Station II (II KAL, GKG II), Station III (III KAL, GKG III) und das Kolbenlot 15535-1 mit dem korrespondierenden GKG V. Die Daten der Positionen, Kernlängen und Wassertiefen befinden sich im Anhang (Anhang 1). Die Sedimentkerne 15535-1 und 15535-2 wurden 1980 während der Ausfahrt PO 69 mit FS "Poseidon" gezogen; alle weiteren Sedimentkerne wurden im November 1991 während der Ausfahrt 14/91 mit WFS "Planet" der Bundesmarine gezogen. Die Stationen (Abb. 3) wurden nach folgenden Kriterien ausgewählt: I KAL wurde als Referenzkern zu den schon vorhandenen Sedimentkernen GIK 15535-1 aus etwa 100 m geringerer Wassertiefe gezogen, um eventuelle Bodenströmungseffekte besser charakterisieren zu können. II KAL entstammt einer Position mit noch geringerer Wassertiefe (245 m). Seismische Untersuchungen (Van Weering, 1982b) weisen hier auf mächtige holozäne Ablagerungen hin. III KAL wurde wiederum als Referenzkern zu II KAL aus 450 m Wassertiefe gezogen. Von allen Stationen wurden zusätzlich Großkastengreifer zur Gewinnung eindeutiger Oberflächenproben gezogen. Auf diese Weise konnten 4 Tiefen- und Strömungsbereiche jeweils mit Referenzkernen abgedeckt werden. Im Folgenden werden Station I (I KAL, GKG I), das Kolbenlot 15535-1 und dessen assoziierter GKG V als "östliche" Kerne oder Stationen bezeichnet. Station II (II KAL, GKG II) und Station III (III KAL, GKG III) werden als "westliche" Kerne oder Stationen bezeichnet.

Abb. 3: Lage der Kernstationen, Bathymetrie (n. Hempel, 1985) und das Zirkulationssystem im Skagerrak (n. Svansson, 1975). (Maßstab: 1:714.000)

Fig. 3: Core locations, bathymetry (after Hempel, 1985) and circulation system of the Skagerrak (after Svansson, 1975). (Scale: 1:714,000)



Alle mit WFS "Planet" gezogenen Sedimentkerne wurden unmittelbar an Bord geöffnet, photographiert und lithologisch beschrieben. Die Beprobungsintervalle ergeben sich aus dem Datenanhang und Abb. 4.

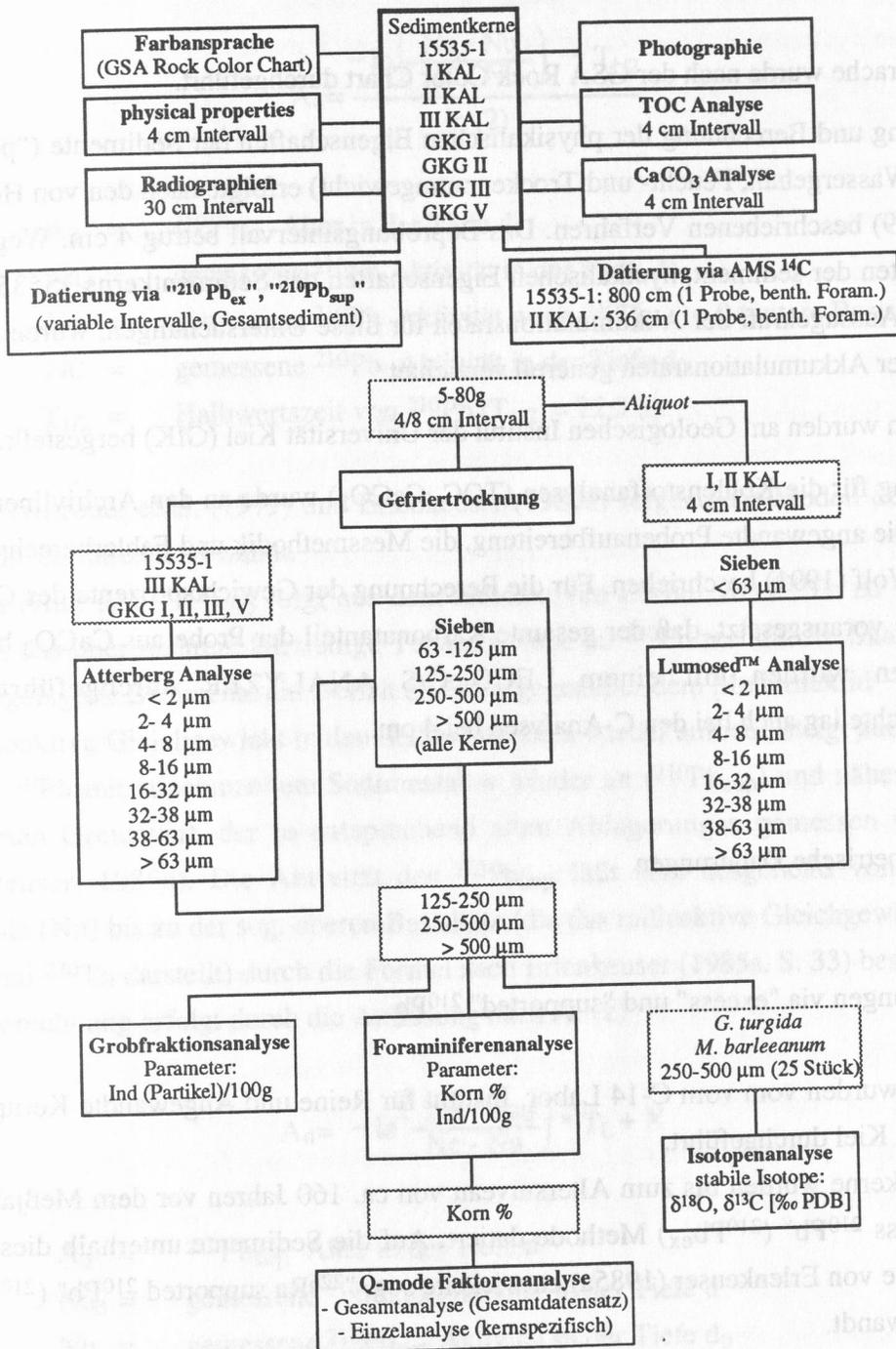


Abb. 4: Beprobungsschema und angewandte Methoden.

Fig. 4: Applied methods and sample intervals.

1.2 Methodik

Alle Analysendaten befinden sich im Datenanhang. Die Bearbeitungsmethoden sind in Abb. 4 dargestellt.

Die Farbansprache wurde nach der GSA Rock Color Chart durchgeführt.

Die Beprobung und Berechnung der physikalischen Eigenschaften der Sedimente ("physical properties": Wassergehalt, Feucht- und Trockenraumgewicht) erfolgte nach den von Holler & Kassens (1989) beschriebenen Verfahren. Das Beprobungsintervall betrug 4 cm. Wegen der fehlenden Daten der sedimentphysikalischen Eigenschaften des Sedimentkerns 15535-1 und der geringen Aussagekraft der Akkumulationsraten für diese Untersuchungen, wurde auf die Darstellung der Akkumulationsraten generell verzichtet.

Radiographien wurden am Geologischen Institut der Universität Kiel (GIK) hergestellt.

Die Beprobung für die Kohlenstoffanalysen (TOC, CaCO_3) wurde an den Archivlinern vorgenommen. Die angewandte Probenaufbereitung, die Messmethodik und Fehlerberechnungen werden von Wolf (1991) beschrieben. Für die Berechnung der Gewichtsprozent des CaCO_3 -Anteils wurde vorausgesetzt, daß der gesamte Karbonatanteil der Probe aus CaCO_3 besteht. Die Analysen wurden mit einem LECO C/S ANALYZER durchgeführt. Die Beprobungsdichte lag auch bei den C-Analysen bei 4 cm.

1.2.1 Radiometrische Datierungen

1.2.1.1 Datierungen via "excess" und "supported" ^{210}Pb

Die Analysen wurden vom vom C-14 Labor, Institut für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel durchgeführt.

Alle Sedimentkerne wurden bis zum Altersniveau von ca. 160 Jahren vor dem Meßjahr mit der sog. "excess ^{210}Pb " ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) Methode datiert. Auf die Sedimente unterhalb dieses Niveaus wurde die von Erlenkeuser (1985a) entwickelte sog. " ^{226}Ra supported ^{210}Pb " ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$) Methode angewandt.

Das Meßprinzip, die Probenaufbereitung und Geräte sind bei Erlenkeuser & Pederstad (1984) und Erlenkeuser (1985a) beschrieben (s. a. Koide und Soutar, 1972). Mit der $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Methode ist es möglich, Sedimente bis zu einem Altersniveau von ca. 160 Jahren vor dem Meßjahr über den radioaktiven Zerfall von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (gemessen über ^{210}Po) zu datieren. Die Zer-

fallskurve (Bq/kg versus Kerntiefe) von $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ nähert sich ausgehend von einem Oberflächenmaximalwert (N0) einer unteren Basislinie ungleich 0 Bq/kg (Nu). Die Altersberechnung erfolgt über das Zerfallsgesetz: (1)

$$A_d = \frac{-\ln\left(\frac{N_{a_d} - N_u}{N_0 - N_u}\right) * T_{1/2}}{\ln(2)}$$

mit

- A_d = $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Alter in der Tiefe d
- N_{a_d} = gemessene ^{210}Pb Aktivität in der Tiefe d
- N_u = gemessene ^{210}Pb Aktivität wenn $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} = 0$ (untere Basislinie)
- N_0 = gemessene ^{210}Pb Aktivität in der Tiefe d_0
- $T_{1/2}$ = Halbwertszeit von ^{210}Pb ($T_{1/2} = 22,3$ a).

Es wird Nittrouer et al. (1979) und Erlenkeuser (1985a) folgend das Modell der konstanten Initialkonzentration angewandt.

Die Aktivität des $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ folgt aus dem radioaktiven Zerfall von ^{230}Th zu ^{226}Ra ($T_{1/2} = 1600$ a), das über mehrere kurzlebige Tochterisotope zu ^{210}Pb zerfällt. Im Skagerrak haben frischabgelagerte Sedimente ein Defizit an ^{226}Ra gegenüber dem Mutternuklid ^{230}Th . Da sich das radioaktive Gleichgewicht in den Sedimentkernen wieder aufbaut, steigt auch die Aktivität des ^{210}Pb mit zunehmendem Sedimentalter wieder an ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$) und nähert sich einem definierten Grenzwert, der in entsprechend alten Ablagerungen gemessen werden kann (Erlenkeuser, 1985a). Die Aktivität des $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ läßt sich ausgehend von der unteren Basislinie (Nu) bis zu der sog. oberen Basislinie (die das radioaktive Gleichgewicht zwischen ^{226}Ra und ^{230}Th darstellt) durch die Formel nach Erlenkeuser (1985a, S. 33) beschreiben. Die Altersberechnung erfolgt durch die Auflösung nach A: (2)

$$A_d = -\ln\left(\frac{N_e - N_{a_d}}{N_e - N_u}\right) * T_L + X$$

mit

- A_d = $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ Alter in der Tiefe d
- N_{a_d} = gemessene $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ Aktivität in der Tiefe d
- N_u = gemessene $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ Aktivität in der Tiefe d_0
- N_e = $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ Aktivität im ^{226}Ra - ^{230}Th Gleichgewicht
- X = maximales $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Alter in d_0 , etwa Basis des $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Profils
- T_L = mittlere Lebensdauer von ^{226}Ra ($T_L = 2308$ a)

Nach dieser Methode ist es möglich, entsprechende Sedimente bis zu einem Alter von einigen ^{226}Ra Halbwertszeiten (ca. 3000-4000 a, $T_{1/2}^{226}\text{Ra} = 1600$ a) zu datieren (Erlenkeuser, 1985a). Die genannte Methode setzt konstante Sedimentationsraten und konstante ^{230}Th Aktivität ($T_{1/2}^{230}\text{Th} = 70.000$ a) über diesen Zeitraum voraus.

Keiner der analysierten Sedimentkerne wies indes ein geeignet hohes Alter an der Kernbasis auf, um Ne direkt zu messen. Deshalb wurde die ^{210}Pb Aktivität im Bereich des ^{226}Ra - ^{230}Th Gleichgewichts von einem im westlichen Skagerrak von Erlenkeuser (1985a) analysierten Sedimentkern (15530-4) übernommen und nur zur Berücksichtigung von Unterschieden des generellen Aktivitätspegels anhand des Verhältnisses der Nu-Werte für den jeweiligen Sedimentkern angepaßt.

Da die ^{210}Pb Aktivität in Sedimenten von der Korngröße abhängig ist (Erlenkeuser & Pederstad, 1984), wurden alle gemessenen Aktivitäten vor den Berechnungen auf das Korngrößenverhältnis Sand : Silt : Ton = 1 : 49 : 50 (Standardkorngröße des Sedimentkerns 15530-4, Stabell & Thiede, 1985a) über die Berechnung der spezifischen Aktivitäten nach Erlenkeuser & Pederstad (1984) normiert (mit Ausnahme von Sedimentkern 15535-2, für den keine Korngrößenanalysen vorhanden waren). Die spezifischen Aktivitäten (a) verhalten sich nach Messungen von Erlenkeuser & Pederstad (1984) wie $a_{\text{SA}} : a_{\text{SI}} : a_{\text{CL}} = 11 : 23 : 66$.

Weil die Altersberechnungen neben dem statistischen Fehler (angegeben in \pm , Kap. 3.1) und dem Modellfehler, der durch die Grundvoraussetzungen entstehen kann, auch durch abweichende Aktivitäten durch Umlagerung und Sedimentverschleppung durch Bioturbation beeinflusst werden, wurden auf der Basis der Meßwerte Abschnitte konstanter Sedimentationsraten bestimmt (Abb. 15a,b,c,d). Auf die Ermittlung solcher Kernabschnitte durch multiple Regressionsanalysen wurde wegen der schwierigen Wichtung einzelner "Ausreißer" zugunsten der graphischen Bestimmung solcher Abschnitte verzichtet. Den Altersberechnungen zu Kalenderjahren wurde 1990 n. Chr. als Basis zugrunde gelegt.

Zunächst wurde Sedimentkern 15535-1 in 1 m Intervallen beprobt und die ^{210}Pb Aktivität für diese Proben gemessen. Später wurden insgesamt 48 Proben z.T. in Mehrfachmessungen analysiert. Alle Kastenlotkerne wurden bis 300 cm Kernteufe in 20 cm Intervallen und von 300 cm bis zur Kernbasis in 50 cm Abschnitten analysiert. Die GKG Kerne wurden nach Möglichkeit in 10 cm Intervallen gemessen.

1.2.1.2 Datierungen via AMS ^{14}C

Zwei Proben wurden via AMS ^{14}C datiert: Sedimentkern 15535-1 (800 cm Kernteufe) und Sedimentkern II KAL (536 cm Kernteufe). Aus den Proben wurden jeweils ca. 1000 benthische Foraminiferen der Fraktion 125-500 μm für die Messungen ausgelesen. Die AMS ^{14}C

Datierungen wurden an der ETH Zürich (Institut für Mittelenergiephysik) nach Standardverfahren durchgeführt (Kromer et al., 1987). Die notwendigen Targets wurden am Institut für Umweltp Physik in Heidelberg hergestellt. Die im Folgenden angegebenen AMS ^{14}C -Altersdaten sind *nicht* nach Stuiver & Braziunas (1993) kalibriert.

1.2.2 Granulometrie

Die Sedimente wurden, der Theorie der logarithmisch zur Basis 2 normalverteilten Korngrößen folgend (Krumbein, 1934), nach der Φ -Skala fraktioniert. Im Folgenden wird jedoch aus Gründen der besseren Übersichtlichkeit auf die Φ -Darstellung der Korngrößenklassen zugunsten der Darstellung in μm verzichtet.

Für die Granulometrie wurden die Proben der Sedimentkerne 15535-1, III KAL, GKG V und GKG III nach dem Atterbergverfahren (Atterberg, 1912) in 5 Fraktionen ($< 2 \mu\text{m}$ bis $63 \mu\text{m}$) fraktioniert. Wo es quantitativ möglich war, wurde zusätzlich die Fraktion $32\text{-}38 \mu\text{m}$ abgetrennt, da die Grobsiltfraktion als besonders indikativ innerhalb des im Skagerrak zu erwartenden Strömungsgeschwindigkeitsspektrums reagiert. Die Proben (4 bzw. 8 cm Intervalle, jeweils 1 cm mächtig; s. Datenanhang) wurden zunächst gefriergetrocknet und gewogen.

Jede Probe wurde vor der Analyse 2 Tage in demineralisiertem, schwach ammoniakalischem Wasser suspendiert, 10 min im Ultraschallbad dispergiert und mittels eines Vakuumtrockenschanks evakuiert. Für die Atterberganalyse kam ebenfalls schwach ammoniakalisches Wasser ohne weitere Zusätze zur Anwendung. Die Sedimentationsgeschwindigkeit wurde nach dem STOKESschen Gesetz berechnet. Die benutzten Fallzylinder waren ca. 35 cm hoch und hatten einen Durchmesser von 8 cm. Es wurden variable Fallstrecken zwischen 25 und 34 cm benutzt. Pro Fraktion waren mindestens 10, bei der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ bis zu 20 Schlämmdurchgänge im Atterbergzylinder erforderlich. Die abgetrennte Tonfraktion wurde wegen der langen Absetzzeit mit 35%iger MgCl_2 Lösung ausgefällt. Das MgCl_2 ist später je 2 mal mit demineralisiertem Wasser ausgewaschen worden, wobei die Proben nach jedem Auswaschen 20 min in einer Zentrifuge bei 6000 U/min entwässert wurden.

Die Sedimentkerne I KAL und II KAL wurden mit dem Granulometer "LumosedTM" (Meßbereich $1\text{-}63 \mu\text{m}$) der Fa. Retsch bearbeitet. Die Meßmethodik wird bei Pitsch (1988) beschrieben. Um Turbulenzeffekte zu vermeiden, wurde der Sandanteil aller Proben vor der Messung abgesiebt. Da das Meßprinzip des "LumosedTM" ebenso wie das der Atterberganalyse auf Korngewicht und Kornform (Sinkgeschwindigkeitsanalyse) basiert, ergaben Vergleichs- und Mehrfachmessungen auf den verschiedenen Anlagen eine gute

Reproduzier- und Vergleichbarkeit (s. a. Syvitski, 1991). Tongewichtsprozentage von ca. 50 und mehr konnten wegen der starken Trübung der Suspension nicht mit dem "Lumosed™" gemessen werden; sie wurden nach dem Atterbergverfahren bearbeitet.

Die Fraktionen 63–125 µm bis > 500 µm wurden mit Standardsieben der entsprechenden Maschenweiten abgeseibt. Bei den Sedimentkernen, die nach der Atterbergmethode bearbeitet wurden, erfolgte die Siebung *nach* der Atterbergtrennung mit dem Schlämmrückstand. Die prozentuale Korngrößenverteilung der Gesamtprobe mußte bei den mit dem "Lumosed™" bearbeiteten Proben mathematisch ermittelt werden, da hier nur prozentuale Verteilungen der Proben < 63 µm geliefert werden.

Als zusätzliche Parameter werden Korngrößenverhältnisse gebildet, wobei immer die feinere zur gröberen Korngröße ins Verhältnis gesetzt wird ($K_{g\text{ratio}} = K_{g\phi} [\text{Gew. \%}] / K_{g\phi-1} [\text{Gew. \%}]$).

Im Folgenden werden die Korngrößenklassen < 2 µm als Ton, 2-8 µm als Feinsilt, 8-32 µm als Mittelsilt und 32-63 µm als Grobsilt bezeichnet.

1.2.3 Grobfraktionsanalyse

Die Grobfraktionsanalyse wurde an den üblichen (Sieb-) Fraktionen 125-250 µm, 250-500 µm und > 500 µm in Anlehnung an die Methode nach Sarnthein (1971) durchgeführt. Ausgezählt wurden nur für die vorliegende Arbeit relevante terrigene (Quarz und andere Minerale, Gesteinsbruchstücke) und biogene Partikel (Foraminiferen, Ostracoden, Muschelfragmente, Samenkapseln, Pteropoden, Gastropoden etc.). Es wurden mindestens 500 Partikel pro Probe ausgezählt, wobei die Probe mit einem Mikroprobensplitter auf das entsprechende Quantum heruntergeteilt und komplett ausgezählt wurde. Die Auszählungen erfolgten mit Hilfe eines "Scicount"-Zählgerätes und der entsprechenden Software (FOCOS, Weinholz, 1987). Nur für die Gruppe der Foraminiferen wurden Artenbestimmungen durchgeführt. Zur Berechnung von Dominanzen und deren Veränderlichkeiten in den Proben wurden im Rahmen der Foraminiferenanalyse prozentuale Häufigkeiten errechnet.

Der gesamte Datensatz der Grobfraktionsanalyse wurde hinsichtlich der absoluten Häufigkeiten und deren Veränderlichkeit analysiert. Dazu wurde der Parameter Individuen (bzw. Partikel) pro 100g Trockensubstanz berechnet. Die Daten über relative und absolute Häufigkeiten für ausgewählte Bestandteile der Grobfraktion ergeben sich aus dem Datenanhang. Die Daten der Foraminiferenanalyse wurden zusätzlich einer statistischen Analyse unterzogen (Kap. 1.2.3).

1.2.3.1 Foraminiferenanalyse

Die Foraminiferen wurden aus z. T. in taxonomischen Gruppen (Formengruppen) zusammengefaßt, da für die Fragestellung dieser Arbeit, früheren Untersuchungen folgend (Nagy & Qvale, 1985; Van Weering, 1982a; Lange, 1956; Alve & Nagy, 1990, Jørgensen et al., 1981) viele Arten nicht relevant sind. Die Bestimmung der Foraminiferenarten erfolgte generell nach Feyling-Hanssen et al. (1971, Kattegat/Skagerrak), Gabel (1971, Nordsee) und Feyling-Hanssen (1964, Oslofjord).

Eine taxonomische Liste befindet sich im Datenanhang (Anhang 4). Die folgenden Formengruppen wurden gebildet:

Cassidulina sp. Formengruppe

Diese Formengruppe setzt sich zu mehr als 98 % aus *Cassidulina laevigata* zusammen. In unbedeutend geringen Mengen treten *C. teretis*, *C. crassa* und *C. reniforme* sporadisch hinzu, so daß auf eine Unterscheidung dieser Arten verzichtet wurde. Untersuchungen von Nagy & Qvale (1985), Van Weering (1982a) u. a. weisen darauf hin, daß innerhalb des hier bearbeiteten Zeitabschnitts *C. teretis*, *C. crassa* und *C. reniforme* in Sedimenten des Skagerraks nur in geringsten Mengen oder überhaupt nicht vorkommen.

Elphidium sp. Formengruppe

Die Elphidium Gruppe wird von *E. excavatum* dominiert. Sporadisch treten noch andere *Elphidium*arten hinzu, die jedoch keine relevanten Anteile an dieser Formengruppe erreichen.

Planktische Foraminiferen Formengruppe

Innerhalb dieser Formengruppe sind planktische Foraminiferen zusammengefaßt, die aufgrund meist sehr geringer Häufigkeiten nicht näher bestimmt wurden.

Agglutinierende Foraminiferen Formengruppe

Die Sandschalerfauna in den untersuchten Sedimenten zeigt generell schlechte Erhaltung. Oft sind nur schwer quantitativ erfaßbare Bruchstücke in den aufbereiteten Proben zu finden, die zum großen Teil der Formengruppe der 'agglutinierten Röhren' (Altenbach, 1992; Struck, 1992) zuzuordnen sind.

Lagena-Fissurina-Parafissurina Formengruppe

Eigentlich handelt es sich hier um eine aus drei Formengruppen (*Lagena* sp., *Fissurina* sp., *Parafissurina* sp.) mit sehr geringen Häufigkeiten zusammengesetzte Formengruppe. Die Arten dieser Formengruppe wurden nicht näher bestimmt.

Triloculina-Quinqueloculina Formengruppe

Triloculina sp. und *Quinqueloculina* sp. zusammen zeigten nur in wenigen Proben des gesamten Datensatzes Häufigkeiten >2 Korn %. Da beide Gattungen in den Proben zumeist parallel auftraten, wurde diese Formengruppe gebildet.

1.2.4 Statistische Methoden

Kurvenglättungen wurden nach statistischen Standardverfahren durchgeführt, der Grad von Polynomglättungen ist jeweils angegeben. Mittelwerte sind wegen der schwierigen Wichtungen eventueller "Ausreißer" zumeist graphisch ermittelt worden. Im Folgenden werden arithmetrische und geometrische Mittel als "statische Mittel" und statistische Trendanalysen als "dynamische Mittel" bezeichnet.

Q-mode Faktorenanalysen der Ergebnisse der Foraminiferenanalysen wurden nach der Beschreibung bei Imbrie & Kipp (1971) und Klován & Imbrie (1971) mit dem Programm CABFAC (VARIMAX Rotation implementiert) durchgeführt. Die Faktorenanalyse wird dazu benutzt, statistisch signifikante Variablenkombinationen (im vorliegenden Fall Foraminiferenassoziationen) zu errechnen (Faktoren). Die Signifikanz der Variablen für die Faktoren wird durch die Faktorwerte angegeben; die Faktorladungen geben die Relevanz der Faktoren für die einzelnen Proben als Korrelationskoeffizient wieder. Die Varianz gibt an, wieviele Fälle (hier Proben) des Gesamtdatensatzes durch das Faktorenmodell erklärt werden können (als Summe der quadrierten Faktorladungen des jeweiligen Faktors). Die Kommunalitäten schließlich geben an, wie signifikant die errechneten Faktoren zusammen für die jeweilige Probe sind. Sie errechnen sich aus der Summe der quadrierten Faktorladungen der jeweiligen Probe.

Zunächst wurden alle untersuchten Proben der Kastenlote, der Großkastengreifer und des Kolbenlotes insgesamt der Faktorenanalyse unterzogen (Bezeichnung: "Gesamtfaktor"). Für den Gesamtdatensatz wurde die Vorgabe von 6 zu errechnenden Faktoren gemacht. Das Ergebnis dieser "Gesamtfaktorenanalyse" liefert die Grundlage zum Vergleich der Artenassoziationen in allen untersuchten Kernen. Der große Datensatz generalisiert indes die individuellen Unterschiede in den Artengemeinschaften der einzelnen Sedimentkerne. Zur Verdeutlichung dieser Unterschiede und zur Kontrolle der Gesamtfaktorenanalyse wurde für jeden Sedimentkern (jedoch nicht für die GKG) eine individuelle Faktorenanalyse gerechnet (Bezeichnung: "Einzelfaktor"). Diese Berechnungen basieren auf der Vorgabe von 4 zu errechnenden Faktoren.

Die Datengrundlage für die Q-mode Faktorenanalyse bildeten die prozentualen Häufigkeiten der wichtigsten 23 Foraminiferenarten (Gesamtfaktorenanalyse), bzw der wichtigsten Arten in den jeweils untersuchten Sedimentkernen (Einzelfaktorenanalyse).

Die Korrelation zu Kohlenstoffparametern, Isotopen- und Korngrößenprofilen erfolgte nach dem PEARSON Korrelationsverfahren. Die Korrelationsanalyse brachte keine interpretierbaren Ergebnisse, daher wird nur in einigen wenigen Fällen speziell darauf hingewiesen, die aufwendigen Berechnungen jedoch nicht dargestellt.

1.2.5 Analyse der stabilen Isotope

Für die Analysen der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$) wurden außer bei II KAL (hier nur *G. turgida*) zwei endobenthische (Corliss, 1985) Foraminiferenarten (*G. turgida*, *M. barleeanum*) (je 25 Gehäuse) aus den Proben ausgelesen und auf einem Finnigan MAT 251 Massenspektrometer vom C-14 Labor, Institut für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel analysiert. Die Probenbearbeitung und -aufbereitung ist bei Erlenkeuser (1985b) beschrieben. Die Foraminiferenschalen wurden nicht chemisch oder physikalisch vorbehandelt.

2. ERGEBNISSE

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Analysen und Berechnungen ausschließlich gegen die Kernteufe dargestellt. Die Datierungen (Kap. 3) ergaben Sedimentationsraten, die zwischen <1 und >50 mm/y schwanken. Daher würden Darstellungen der Ergebnisse ausschließlich gegen eine äquidistante Zeitachse wichtige Trends in verschiedenen Parametern nicht deutlich werden lassen.

In Kap. 4 werden die herausgearbeiteten *relevanten* Parameter der Untersuchungen gegen die Zeitachse dargestellt und interpretiert.

2.1 Makroskopische Sedimentbeschreibung

Sedimentkern 15535-2 wurde zu Beginn der 80er Jahre vollständig für die ^{210}Pb Datierungen aufgebraucht. Die Oberfläche von 15535-1 war ebenfalls nicht mehr vorhanden. Die vorhandene Kernoberfläche wurde nach Bohrprotokoll auf 20 cm Kernteufe festgelegt.

Die Radiographien aller untersuchten Sedimentkerne zeigen deutliche Spuren von Bioturbation. Die Präsenz einer durch Oxidation rötlich (10 YR 4/2) gefärbten Oberfläche ließ jedoch bei den GKG den Schluß auf eine ungestört gekernte Oberfläche zu. In den oberflächennahen Bereichen zeigten sich zahlreiche rötliche Wurmröhren, die zum Teil mehrere Zentimeter über die Kernoberfläche der GKG herausragten.

Die Sedimentkerne I KAL, II KAL und III KAL waren kurz nach Öffnung der Kastenlote durch Farben zwischen 5 Y 4/1 und 5 Y 5/2 gekennzeichnet, wobei sich I KAL durch die Einschaltung einer dunklen (N2) Zone zwischen 345 und 495 cm Kernteufe von den übrigen Sedimentkernen unterschied. II KAL und besonders die N2-Zone von I KAL wiesen starken H₂S Geruch auf. Vermutlich aufgrund der langen Lagerung zeigte Sedimentkern 15535-1 offensichtliche Veränderungen bezüglich der Farbe, so daß für diesen Sedimentkern auf eine Farbansprache verzichtet werden mußte.

Keiner der Sedimentkerne weist deutliche Lagerungsstrukturen auf, und mit Ausnahme von II KAL sind alle Sedimentkerne von sehr homogener siltig-toniger Textur. Bei II KAL konnte ein Vergrößerungstrend mit abnehmender Kernteufe von siltig-toniger zu siltig-feinsandiger Textur festgestellt werden.

2.2 Sedimentphysikalische Eigenschaften ("physical properties")

Während der Ausfahrt PO 69 (1980) wurden keinerlei Proben für die Messung der "physical properties" genommen; spätere Beprobung war wegen der Austrocknung des Sedimentkerns 15535-1 nicht mehr möglich.

Die Wassergehalte, Porositäten, Feucht- und Trockenraumgewichte der Sedimentkerne I, II und III KAL sowie der GKG zeigen nur geringe Korrelationen zu den gemessenen Korngrößenverteilungen. Dennoch geben die spezifischen Dichten und Wassergehalte die mittleren Texturen der Sedimentkerne wieder: II KAL, der granulometrisch gröbste der untersuchten Sedimentkerne, weist höchste Wassergehalte und höchste mittlere spezifische Dichten auf, während III KAL, der granulometrisch feinste der untersuchten Sedimentkerne, die niedrigsten Wassergehalte und spezifischen Dichten zeigt (Abb. 5).

Die Meßdaten der sedimentphysikalischen Parameter der einzelnen Sedimentkerne befinden sich im Datenanhang.

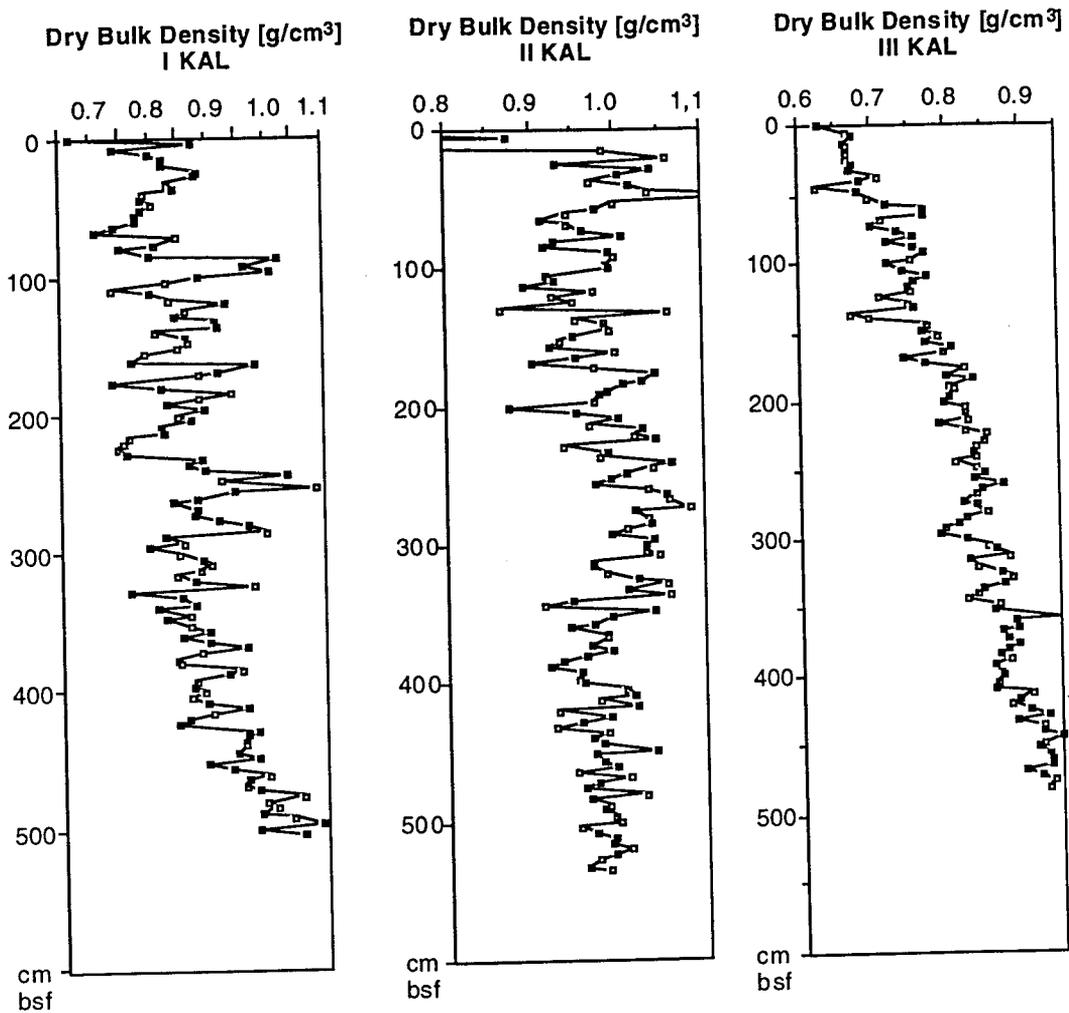


Abb. 5: Trockenraumgewichte (DBD) der Sedimentkerne I, II und III KAL.

Fig. 5: Dry bulk densities (DBD) of sediment cores I, II and III KAL

2.3 Granulometrie

2.3.1 Korngrößenverteilungen

Der Tongehalt der Proben ist abhängig von der Wassertiefe der Sedimentkerne. Sedimentkerne aus Wassertiefen > 400 m weisen doppelt so hohe Tongehalte wie die Sedimentkerne der flacheren Stationen auf. So zeigen letztere Gewichtsprozent zwischen 14 und 26 (I KAL, II KAL), während die Sedimentkerne der tieferen Stationen (15535-1, III KAL) durchschnittlich zwischen 45 und 65 Gew. % Ton beinhalten.

Die Verteilung der Silte und Feinsande ($< 125 \mu\text{m}$) ist vor allem zwischen den Sedimentkernen der östlichen Stationen (15535-1, I KAL) und denen der westlichen Stationen (II KAL, III KAL) sehr unterschiedlich. Bei den Korngrößenverteilungen zwischen 2 und $125 \mu\text{m}$ ist wiederum eine deutliche Wassertiefenabhängigkeit gegeben. Die Sandgehalte $> 125 \mu\text{m}$ liegen bei allen Sedimentkernen unterhalb $1 \text{ Gew. } \%$.

2.3.1.1 Die östlichen Sedimentkerne (15535-1, V GKG und Station I)

Die östlichen Sedimentkerne sind durch sinusförmige Zunahme- und Abnahmetrends der Siltfraktionen über die gesamte Kernlänge charakterisiert. In Sedimentkern I KAL folgen fast alle gemessenen Korngrößenklassen diesem Trend (dargestellt an einem Polynomfit 5. Grades, Abb. 6, S. 15). Zur Verdeutlichung wurden die Siltgehalte (Abb. 6) in Gew. % bezogen auf die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ dargestellt. Eine Trendumkehr innerhalb der Korngrößenklassen findet zwischen 4 und $16 \mu\text{m}$ statt: einem Maximum in den Korngrößenklassenmitteln $< 4 \mu\text{m}$ entspricht ein Minimum in den Korngrößenklassenmitteln $> 16 \mu\text{m}$.

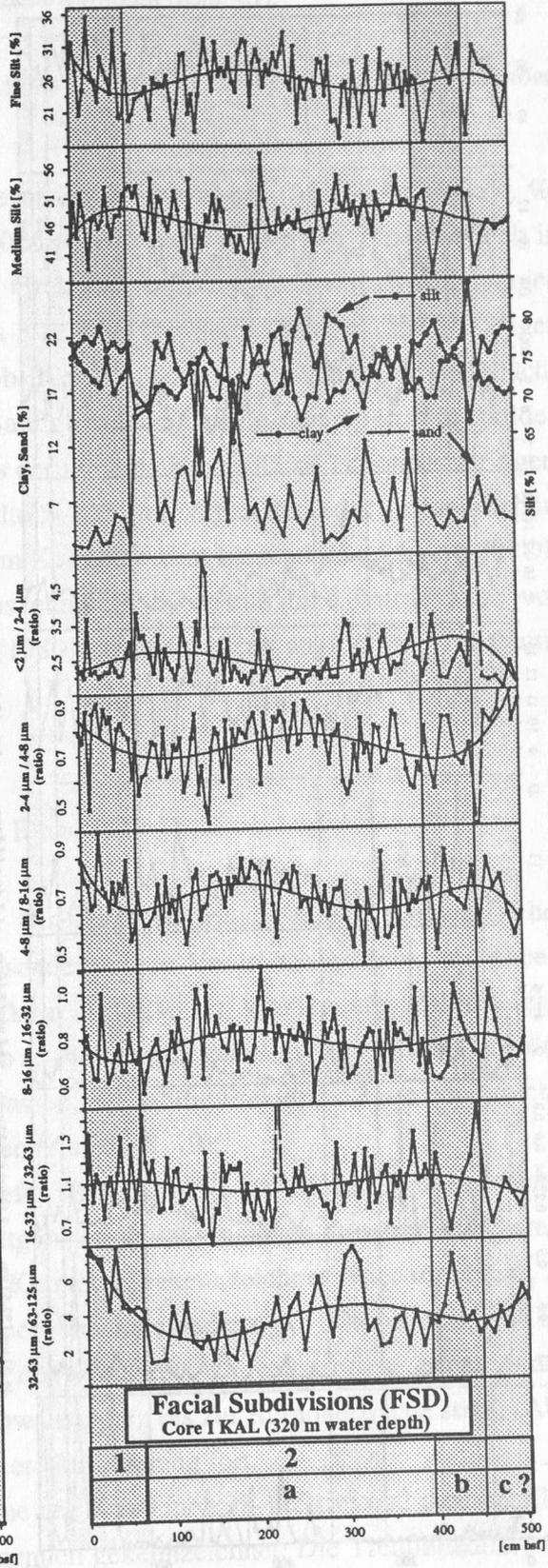
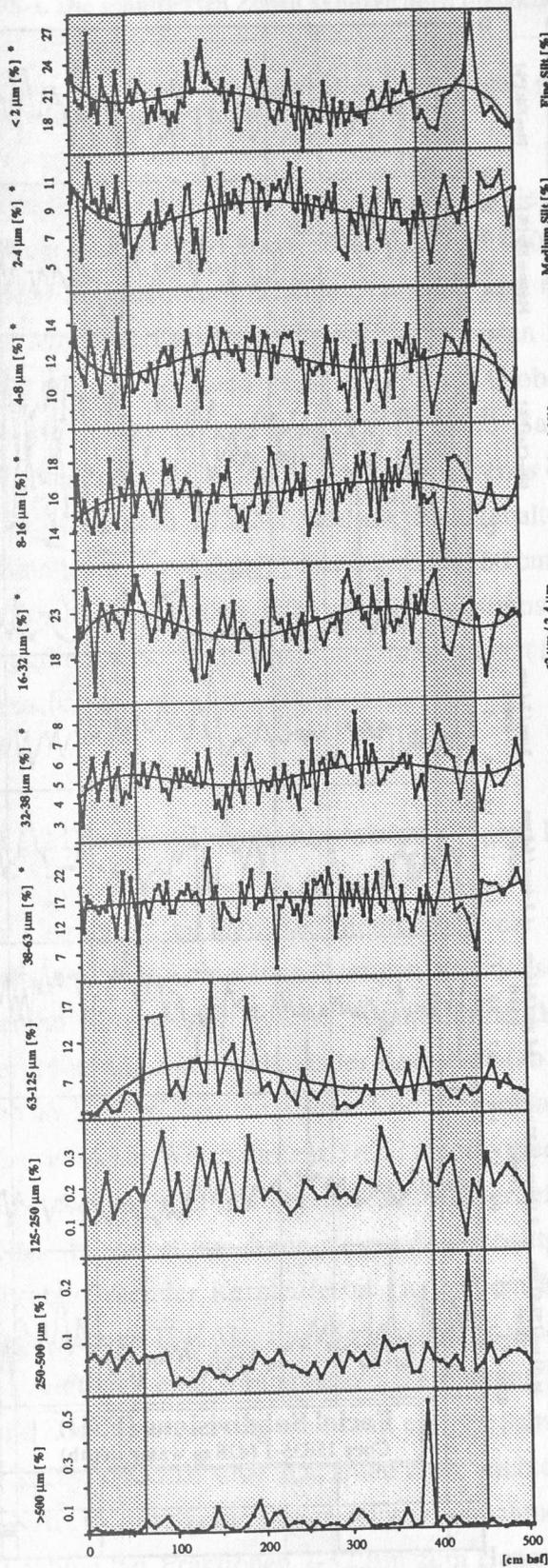
Sedimentkern 15535-1 weist ähnliche Trends in den Siltklassen auf. Diese Trends sind durch eine zusätzliche Tendenz zu leicht abnehmenden Tongehalten und zunehmenden Fein- und Mittelsiltgehalten beginnend zwischen 300 und 450 cm Kernteufe zur Oberfläche hin überprägt (Abb. 7).

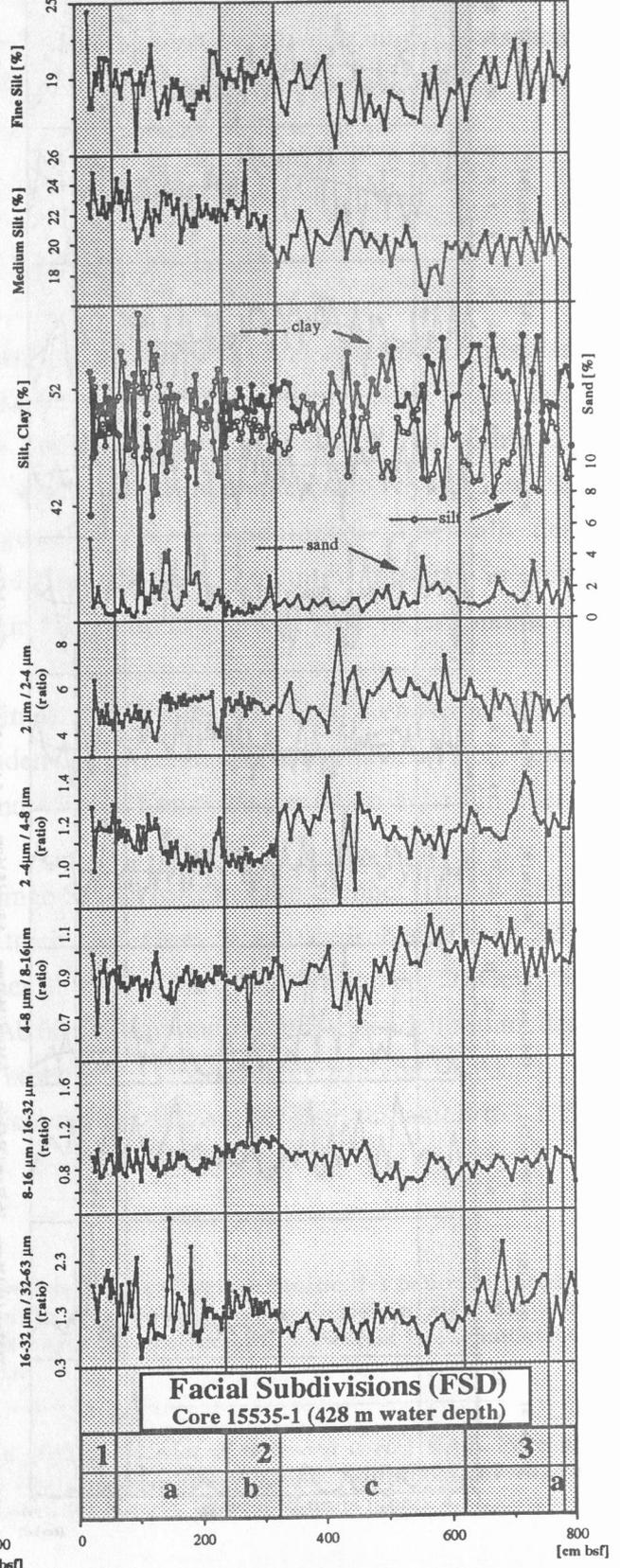
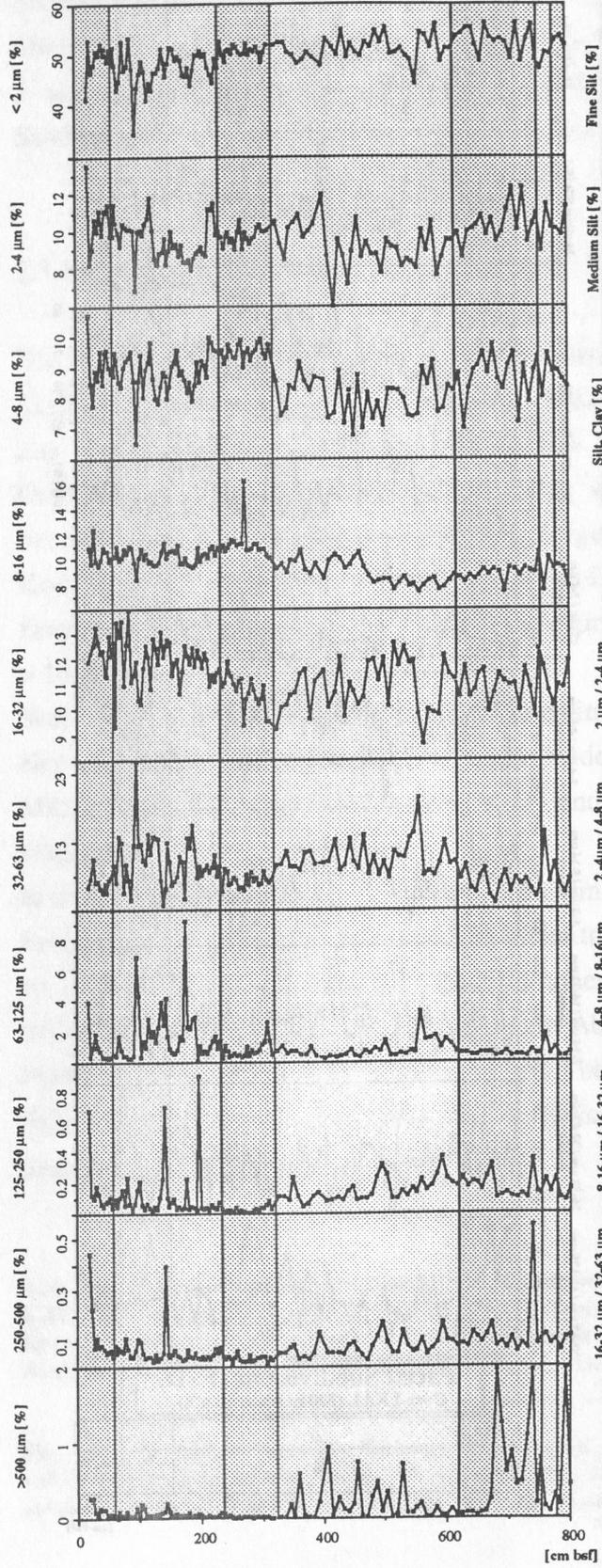
Beide östlichen Sedimentkerne sind durch geringe Sandgehalte gekennzeichnet. I KAL weist Feinsandgehalte ($63\text{-}125 \mu\text{m}$) von durchschnittlich ca. $5 \text{ Gew. } \%$ auf. Zwischen 60 und 220 cm sind die Feinsandgehalte ($63\text{-}125 \mu\text{m}$) höher mit einem Maximalwert von ca. $20 \text{ Gew. } \%$ bei erhöhten Abweichungen vom Mittelwert. Ab 60 cm Kernteufe zum Hangenden nimmt der Feinsandgehalt ($63\text{-}125 \mu\text{m}$) leicht ab. GKG I bestätigt die Oberflächenwerte von I KAL.

Sedimentkern 15535-1 zeigt wiederum vergleichbare Tendenzen, der Feinsandanteil ($63\text{-}125 \mu\text{m}$) ist jedoch deutlich geringer.

Abb. 6 (S. 15): Korngrößenverteilungen und ausgewählte Korngrößenverhältnisse des Sedimentkerns I KAL. Die Prozentangaben der mit "*" gekennzeichneten Fraktionen beziehen sich auf die Korngrößenklasse $< 63 \mu\text{m}$ (s. Text). Die Kurvenglättungen sind Polynomfits 5. Grades. Die schattierten Zonen kennzeichnen lithofazielle Einheiten (Kap. 4.1).

Fig. 6 (p. 15): Grain size distributions and selected grain size ratios of sediment core I KAL. Percent values of fractions marked with "*" are related to the grain size class $< 63 \mu\text{m}$. Additional curves are smoothed with a 5th grade polynominal curve fit. Shaded zones mark lithofacial units (chap. 4.1).





Facial Subdivisions (FSD)
Core 15535-1 (428 m water depth)

Abb. 7 (S. 16): Korngrößenverteilungen und ausgewählte Korngrößenverhältnisse des Sedimentkerns 15535-1. Die schattierten Zonen kennzeichnen lithofazielle Einheiten (Kap. 4.1).

Fig. 7 (p. 16): Grain size distributions and selected grain size ratios of sediment core 15535-1. Shaded zones mark lithofacial units (chap. 4.1).

Die mittleren Feinsandgehalte (63-125 μm) liegen im Sedimentkern 15535-1 bei 2 Gew. %. Zwischen ca. 60 und 200 cm, ca. 550 und 640 und zwischen 740 und 780 cm sind auch in diesem Sedimentkern erhöhte Feinsand- und Grobsiltgehalte bei größeren Abweichungen vom Mittelwert zu verzeichnen. Die obersten 3 Proben von Sedimentkern 15535-1 zeigen leicht erhöhte Feinsand- (63-125 μm) und Grobsiltanteile; auch GKG V zeigt zur Oberfläche hin eine schwache Vergrößerung. Die Sandgehalte $> 125 \mu\text{m}$ liegen bei beiden Sedimentkernen < 1 Gew. %, ohne den Trends der feineren Korngrößenfraktionen zu folgen. In Sedimentkern 15535-1 sind die Sandgehalte $> 125 \mu\text{m}$ wegen nach der Kernentnahme entstandener Gipskristalle, besonders ab 360 cm Kerntiefe zum Liegenden, leicht erhöht. Die Beobachtung rapiden Gipskristallwachstums nach der Kernentnahme wurde auch von Meggers (pers. Mitteilung) und Schnittker (1980) an Sedimenten aus dem NW Atlantik gemacht.

2.3.1.2 Die westlichen Sedimentkerne (Station II und III)

Im Gegensatz zu den Sedimentkernen der östlichen Stationen, zeigen die westlichen Sedimentkerne keine sinusförmigen Trends, sondern einen Vergrößerungstrend mit abnehmender Kerntiefe. II KAL, der Sedimentkern aus 245 m Wassertiefe, zeigt leichte Vergrößerung mit abnehmender Kerntiefe (ab ca. 400 cm Kerntiefe); dieser Trend verstärkt sich ab 120 cm Kerntiefe. Alle Korngrößenklassen, bis auf die Fraktion $< 2 \mu\text{m}$, sind in charakteristischer Weise diesem Trend unterworfen (Abb. 8, S. 19). Der Sedimentkern aus der größten Wassertiefe, III KAL (450 m), ist durch einen allmählichen, zunächst nur durch steigende Grobsiltgehalte charakterisierten, Vergrößerungstrend mit abnehmender Kerntiefe bis ca. 200 cm Kerntiefe gekennzeichnet. Hier unterliegt, im Gegensatz zu II KAL, auch der Tongehalt einer Abnahmetendenz. Ab 200 bis maximal 170 cm zeigt sich eine sprunghafte Vergrößerung des Sediments. Die entstandene granulometrische Zusammensetzung bleibt mit einigen Schwankungen bis zur Kernoberfläche stabil (Abb. 9, S. 20). GKG III setzt den Trend unter leichter Verfeinerung fort. II KAL ist durch eine stetige relative Zunahme der Fraktionen 38-125 μm und eine parallele Abnahme der Fraktionen 2-32 μm zum Hangenden gekennzeichnet. Die Trendumkehr (s.o.) findet also zwischen 32 und 38 μm statt. Die Fraktion 125-250 μm zeigt auch eine

Zunahmetendenz, insgesamt bleibt der Sandgehalt $> 125 \mu\text{m}$ mit $< 1 \text{ Gew. } \%$ aber sehr gering. Die Vergrößerung wird hauptsächlich durch die Feinsandfraktion $63\text{-}125 \mu\text{m}$ verursacht, die von $2 \text{ Gew. } \%$ an der Basis zu $> 25 \text{ Gew. } \%$ an der Kernoberfläche ansteigt. GKG II zeigt schwankende Feinsandgehalte ($63\text{-}125 \mu\text{m}$) um $25 \text{ Gew. } \%$.

III KAL weist die geringsten Abweichungen vom Mittelwert der untersuchten Sedimentkerne auf. Ein genereller, kernaufwärtiger Zunahmetrend der Fraktion $< 16 \mu\text{m}$ wird von einem generellen Abnahmetrend der Fraktion $16\text{-}63 \mu\text{m}$ begleitet. Die Trendumkehr liegt daher zwischen 8 und $32 \mu\text{m}$. Die Sandfraktion $> 125 \mu\text{m}$ bleibt mit Maximalwerten $< 2 \text{ Gew. } \%$ bedeutungslos gering.

2.3.2 Korngrößenverhältnisse

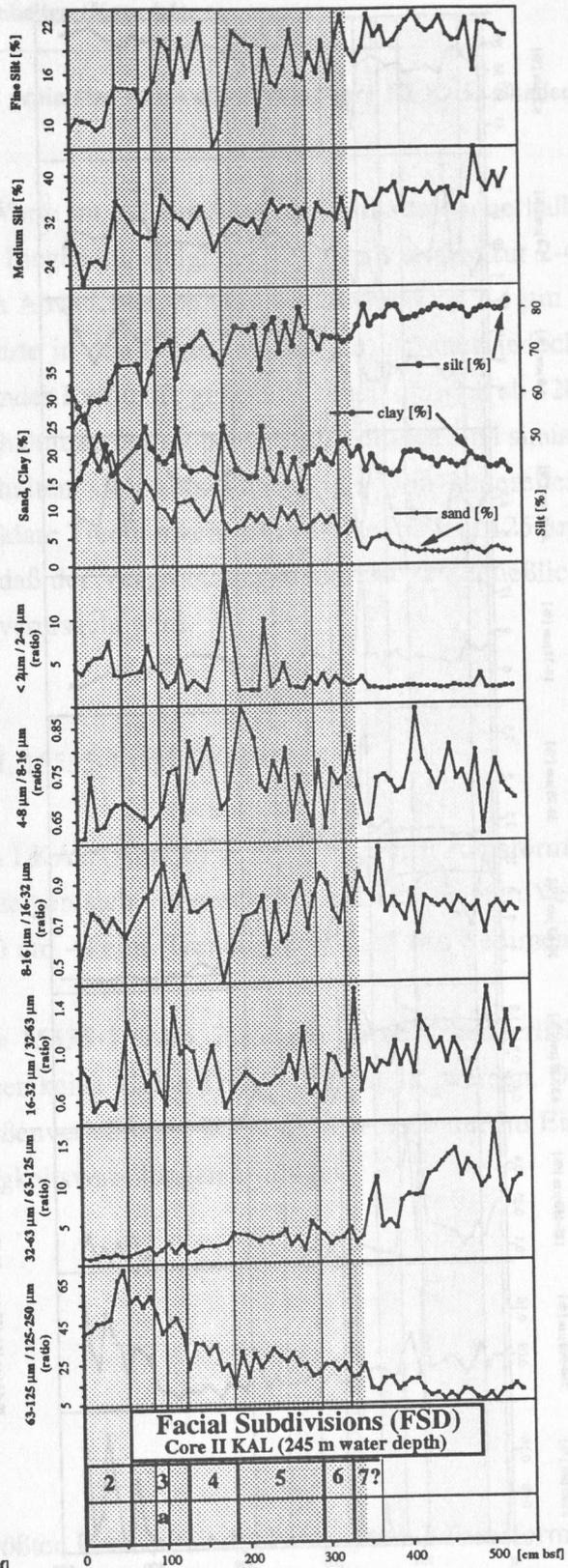
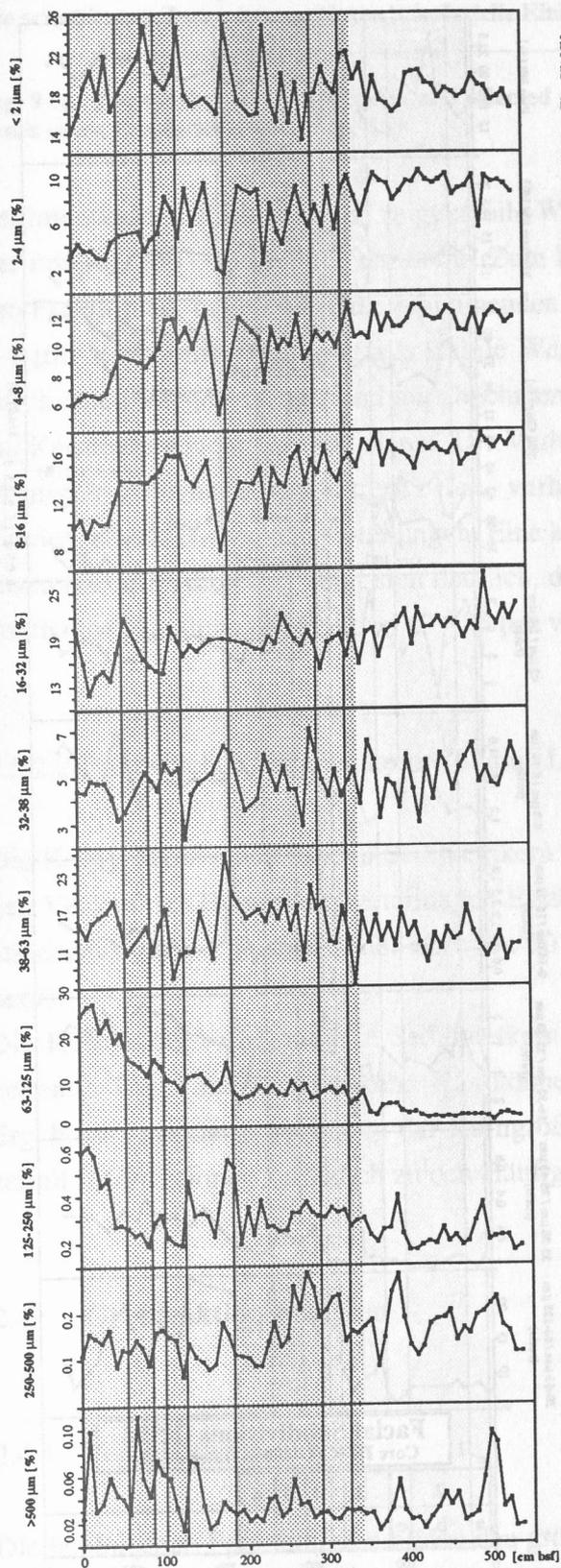
Korngrößenverhältnisse geben Informationen über das Verhalten von bestimmten Korngrößenfraktionen zueinander und können so genaueren Aufschluß über transportmodale Eigenschaften der untersuchten Korngrößen liefern.

2.3.2.1 Die westlichen Sedimentkerne (Station II und III)

Die meisten der Korngrößenverhältnisse von Sedimentkern III KAL (Abb. 9) spiegeln den Vergrößerungstrend, der sich aus den Häufigkeitsverteilungen ergibt, wider, indem die gröbere Fraktion relativ zur nächst feineren Fraktion mit abnehmender Kernteufe zunimmt. Mit Ausnahme des $< 2 \mu\text{m} / 2\text{-}4 \mu\text{m}$ Verhältnisses, das relativ ansteigende Tongehalte signalisiert, und des $2\text{-}4 \mu\text{m} / 4\text{-}8 \mu\text{m}$ Verhältnisses, das auf uniformes Verhalten der Feinsilte hinweist, zeigen alle Korngrößenverhältnisse abnehmende Werte (=Vergrößerung) ab 450 cm zum Hangenden bis ca. 200 cm und verstärkt ab 200 bis ca. 170 cm Kernteufe. Wenigstens die oberen ca. 170 cm von III KAL sind durch stabile Verhältnisse gekennzeichnet.

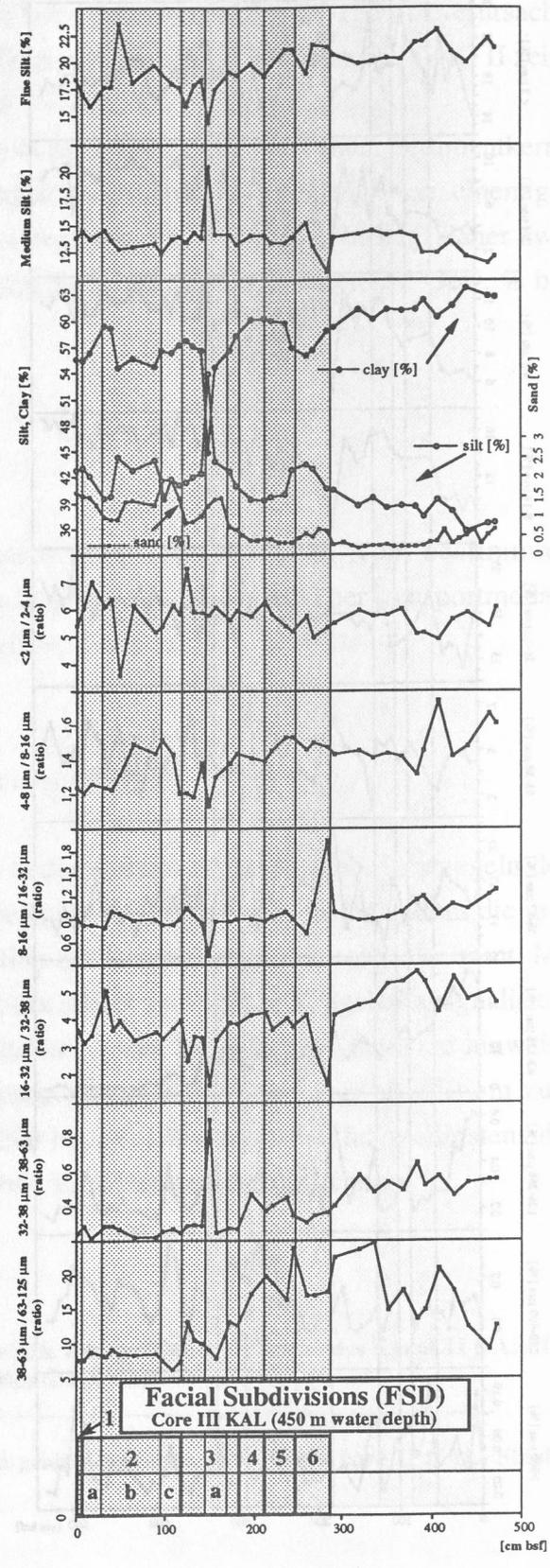
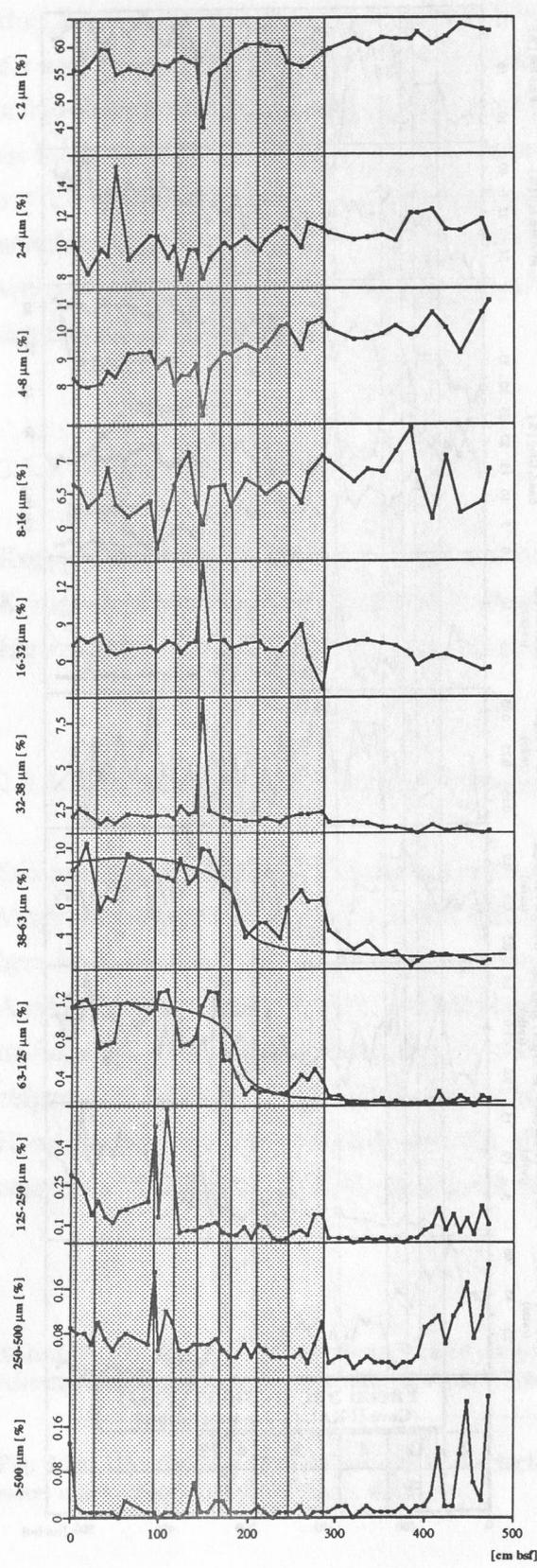
Abb. 8 (S. 19): Korngrößenverteilungen und ausgewählte Korngrößenverhältnisse des Kerns II KAL. Die schattierten Zonen kennzeichnen lithofazielle Einheiten (Kap. 4.1).

Fig. 8 (p. 19): Grain size distributions and selected grain size ratios of sediment core II KAL. Shaded zones mark lithofacial units (chap. 4.1).



Facial Subdivisions (FSD)
Core II KAL (245 m water depth)

2	3	4	5	6	7?
	a				



Facial Subdivisions (FSD)
Core III KAL (450 m water depth)



Abb. 9 (S. 20): Korngrößenverteilungen und ausgewählte Korngrößenverhältnisse des Kerns III KAL. Die schattierten Zonen kennzeichnen lithofazielle Einheiten (Kap. 4.1).

Fig. 9 (p. 20): Grain size distributions and selected grain size ratios of sediment core III KAL. Shaded zones mark lithofacial units (chap. 4.1)

Sedimentkern II KAL (Abb. 8) zeigt stabile Werte im $< 2 \mu\text{m} / 2-4 \mu\text{m}$ Verhältnis innerhalb der unteren 200 cm des Sedimentkerns. Zum Liegenden steigt der Tongehalt relativ zur $2-4 \mu\text{m}$ Fraktion an, bei gleichzeitig zunehmenden Abweichungen vom Mittelwert. Das $2-4 \mu\text{m} / 4-8 \mu\text{m}$ Verhältnis zeigt ebenfalls stabile Werte in den liegenden 200 cm, ist dann jedoch durch einen Vergrößerungstrend mit abnehmender Kerntiefe gekennzeichnet, um sich ab 120 cm Kerntiefe wieder zu stabilisieren. Die Verhältnisse der gröberen Siltfractionen sind sinusförmigen Schwankungen unterworfen, verhalten sich aber unabhängig von generellen Tendenzen der Häufigkeitsverteilungen. Eine klare Trendumkehr ist zwischen 63 und $125 \mu\text{m}$ auszumachen. Auch hier zeigt sich deutlich, daß der Vergrößerungstrend fast ausschließlich durch eine Zunahme der Fraktion $63-125 \mu\text{m}$ verursacht wird.

2.3.2.2 Die östlichen Sedimentkerne (Station I, 15535-1 und GKG V)

Die Korngrößenverhältnisse in Sedimentkern I KAL (Abb. 6) verdeutlichen den sinusförmigen Verlauf der Häufigkeitsverteilungen. Es zeigen sich - abgesehen von einer leichten Verfeinerungstendenz innerhalb der obersten 30 cm - keine Trends im Verlauf des Sedimentkerns.

Die Korngrößenverhältnisse in Sedimentkern 15535-1 (Abb. 7) zeigen starke Veränderlichkeiten in Trend und Trendumkehr. Hier können keine klaren Trends festgestellt werden. Die Ergebnisse aus der Berechnung der Korngrößenverhältnisse können daher auch nur im Einzelfall Informationen zusätzlich zu den Häufigkeitsverteilungen erbringen.

2.4 Grobfraktionsanalysen

2.4.1 Foraminiferenanalysen

Die benthischen Foraminiferen bilden den größten Bestandteil der benthischen Lebensformen im Skagerrak. Von den über 130 von Van Weering & Qvale (1983) im gesamten Skagerrak identifizierten benthischen Foraminiferenarten konnten ca. 50 Arten in den vier Stationen, die

in dieser Arbeit untersucht wurden, bestimmt werden (Anhang 4). Die häufigsten Arten wurden einer Q-Mode Faktorenanalyse unterzogen. Sie bilden maximal 100%, minimal 94% (eine Probe) und durchschnittlich über 98% des gesamten Foraminiferenspektrums. Die errechneten Assoziationen dominierenden Arten sind in den folgenden Aufstellungen unterstrichen. Die Datenmatrizen aller Faktorenanalysen befinden sich im Anhang 6.

2.4.1.1 Die Gesamtfaktorenanalyse

Die sechs errechneten Faktoren erklären zusammen 96 % der Varianz. 9 Arten bzw. Formengruppen zeigen deutlich erhöhte Faktorwerte und sind somit bestimmend für die Faktoren (Abb. 10 a,b und 11 a,b).

Gesamtfaktor 1 (38% Varianzerklärung) wird von der Formengruppe Cassidulina sp. (im Folgenden als C. laevigata) alleine dominiert. Dieser Gesamtfaktor zeigt hohe Ladungen bei den westlichen Sedimentkernen (dominant bei II KAL und GKG II; eindeutige Zonen bei III KAL). Bei I KAL erklärt Gesamtfaktor 1 nur einen kleinen Teil der Proben und für 15535-1 ist er bedeutungslos.

Gesamtfaktor 2 (23% Varianzerklärung) ist durch H. balthica, ferner durch B. marginata und M. barleeaanum, sowie untergeordnet durch P. bulloides gekennzeichnet. Dieser Gesamtfaktor zeigt eindeutige Zonen bei den Sedimentkernen aus größerer Wassertiefe (15535-1, III KAL). Für die beiden flachen Sedimentkerne ist Gesamtfaktor 2 bedeutungslos (mit einer Ausnahme liegen alle Gesamtfaktorladungen unter 0,6).

Gesamtfaktor 3 (15% Varianzerklärung) wird von G. turgida dominiert. Weit untergeordnet sind noch M. barleeaanum und die Formengruppe der agglutinierenden Foraminiferen. Dieser Gesamtfaktor erklärt einige wenige Proben der östlichen Sedimentkerne (I KAL, 15535-1) und die Oberflächenprobe von GKG I. Für die westlichen Sedimentkerne (II, III KAL) ist er bedeutungslos.

Gesamtfaktor 4 erklärt zwar nur 11 % der Gesamtvarianz, zeigt aber eindeutig interpretierbare Zonen, vor allem bei den Sedimentkernen aus größerer Wassertiefe (III KAL, 15535-1). Er wird von B. skagerrakensis alleine dominiert. Für Sedimentkern II KAL ist Gesamtfaktor 4 ohne Bedeutung. Er beschreibt die dominanten Assoziationen von GKG III und V.

Die **Gesamtfaktoren 5** (7% Varianzerklärung) und **6** (1% Varianzerklärung) haben keine Aussagekraft, bestätigen aber das 4-Faktorenmodell, das für die Einzelfaktorenanalyse angewandt wurde (Kap. 2.4.1.2).

In den folgenden Abbildungen sind aus Anschauungsgründen nur Faktorladungen $> 0,7$ dargestellt. Die Ergebnisse der Gesamtfaktorenanalyse sind jeweils den Ergebnissen der Einzelfaktorenanalysen für jeden Sedimentkern gegenübergestellt.

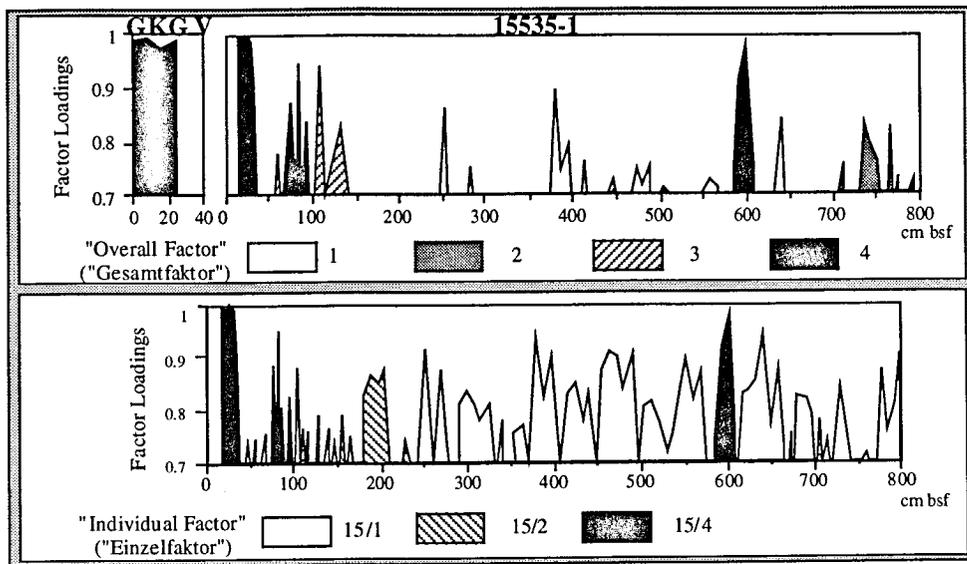


Abb. 10 a: Darstellung der relevanten Faktoren der Sedimentkerne GKG V und 15535-1 (Gesamt- und Einzelfaktorenanalyse). Zur besseren Übersicht sind nur die signifikanten Kurvenanteile Faktorladung > 0,7 versus Kerntiefe dargestellt.

Fig. 10 a: Diagram of relevant factors of sediment cores GKG V and 15535-1 (overall and individual factor analysis). For a clearer overview only significant factor loadings > 0.7 vs. core depth are depicted.

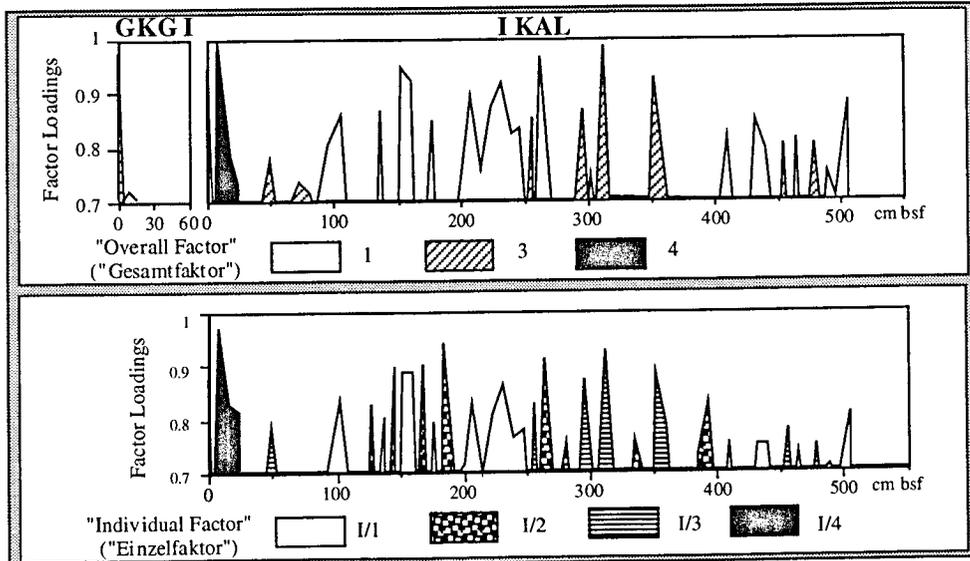


Abb. 10 b: Darstellung der relevanten Faktoren der Sedimentkerne GKG I und I KAL (Gesamt- und Einzelfaktorenanalyse). Zur besseren Übersicht sind nur die signifikanten Kurvenanteile Faktorladung > 0,7 versus Kerntiefe dargestellt.

Fig. 10 b: Diagram of relevant factors of sediment cores GKG I and I KAL (overall and individual factor analysis). For a clearer overview only significant factor loadings > 0.7 vs. core depth are depicted.

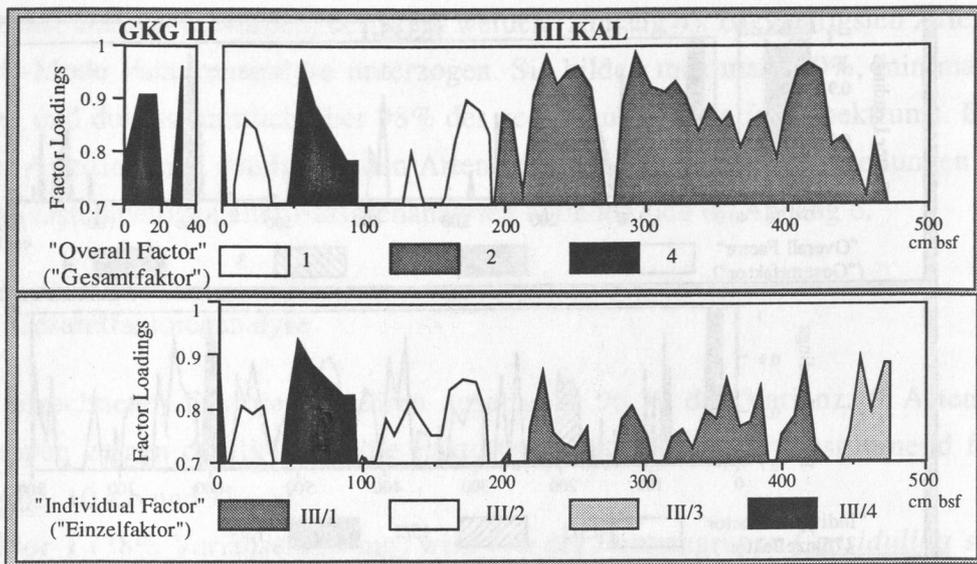


Abb. 11 a: Darstellung der relevanten Faktoren der Sedimentkerne GKG III und III KAL (Gesamt- und Einzelfaktorenanalyse). Zur besseren Übersicht sind nur die signifikanten Kurvenanteile (Faktorladung > 0,7) versus Kerntiefe dargestellt. Aus technischen Gründen wurden EF III/2 und III/3 mit -1 multipliziert (s. Text)

Fig. 11 a: Diagram of relevant factors of sediment cores GKG V and 15535-1 (overall and individual factor analysis). For a clearer overview only significant factor loadings > 0.7 vs. core depth are depicted. Due to technical reasons EF III/2 and EF III/3 have been multiplied by -1.

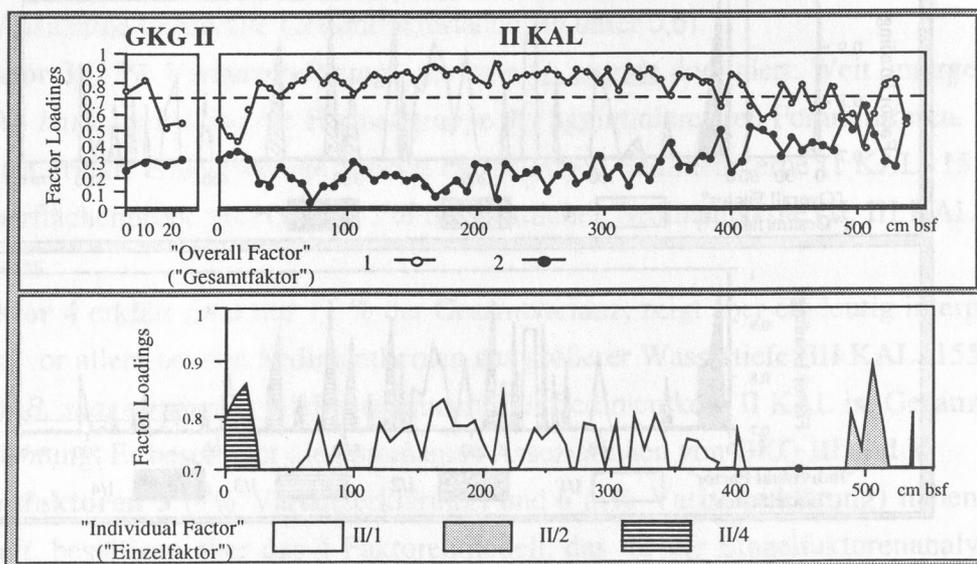


Abb. 11 b: Darstellung der relevanten Faktoren der Sedimentkerne GKG II und II KAL (Gesamt- und Einzelfaktorenanalyse). Zur besseren Übersicht sind nur die signifikanten Kurvenanteile (Faktorladung > 0,7) versus Kerntiefe dargestellt.

Fig. 11 b: Diagram of relevant factors of sediment cores GKG V and 15535-1 (overall and individual factor analysis). For a clearer overview only significant factor loadings > 0.7 vs. core depth are depicted.

2.4.1.2 Die Einzelfaktorenanalysen

15535-1 (Bezeichnung: Einzelfaktor 15/#; Abb. 10a)

Die aus 15535-1 errechneten Faktoren erklären 94 % der Gesamtvarianz.

Einzelfaktor 15/1 (45 % Varianzerklärung) wird von *C. laevigata* und *H. balthica* dominiert. Er ist von 800-244 cm Kernteufe bestimmend für Sedimentkern 15535-1.

Einzelfaktor 15/2 (24 % Varianzerklärung) ist durch *M. barleeaanum* und *H. balthica* gekennzeichnet und zeigt erhöhte Ladungen nur um 200 cm Kernteufe.

Einzelfaktor 15/3 (11 % Varianzerklärung) beinhaltet *G. turgida* und die Formengruppe der agglutinierenden Foraminiferen und ist nur um 100 cm Kernteufe dominant. *H. balthica* ist leicht antikorreliert.

Einzelfaktor 15/4 (15 % Varianzerklärung) entspricht Gesamtfaktor 4 (*B. skagerrakensis*) und zeigt hohe Ladungen um 600 cm und ab 100 cm Kernteufe.

I KAL (Bezeichnung: I/#; Abb. 10b)

Die aus I KAL errechneten Faktoren erklären 98 % der Gesamtvarianz. Wenn nicht anders angegeben, lassen sich die Faktoren nicht bestimmten Zonen im Sedimentkern zuordnen, sondern zeigen von Probe zu Probe starke Schwankungen der Faktorladungen.

Einzelfaktor I/1 (37 % Varianzerklärung) entspricht Gesamtfaktor 1 (*C. laevigata*).

Einzelfaktor I/2 (24 % Varianzerklärung) ist durch *M. barleeaanum*, *R. williamsoni*, *C. lobatulus* und *E. excavatum* charakterisiert.

Einzelfaktor I/3 (27 % Varianzerklärung) wird alleine durch *G. turgida* bestimmt.

Einzelfaktor I/4 (8 % Varianzerklärung) zeigt *B. skagerrakensis* und sekundär *H. balthica*. Dieser Faktor zeigt hohe Ladungen ab 40 cm Kernteufe.

II KAL (Bezeichnung: II/#; Abb. 11b)

Die aus II KAL errechneten Faktoren erklären 96 % der Gesamtvarianz.

Einzelfaktor II/1 (46 % Varianzerklärung) wird von *C. laevigata* dominiert und zeigt leichte Antikorrelation zu *M. barleeaanum*. Er ist zwischen 400 und 60 cm Kernteufe bestimmend.

Einzelfaktor II/2 (29 % Varianzerklärung) ist durch *H. balthica*, *U. peregrina* und *B. marginata* charakterisiert und weist bis ca. 480 cm Kernteufe erhöhte Ladungen auf.

Einzelfaktor II/3 erklärt weniger als 1 % der Varianz, ist daher bedeutungslos.

Einzelfaktor II/4 (22 % Varianzerklärung) zeigt *M. barleeanum* und *C. laevigata* als dominante Arten. *H. balthica* ist schwach antikorreliert. Dieser Faktor ist ab ca. 30 cm Kernteufe dominant.

III KAL (Bezeichnung: III/#; Abb. 11a)

Die aus II KAL errechneten Faktoren erklären 97 % der Gesamtvarianz.

Einzelfaktor III/1 (37 % Varianzerklärung) wird von *B. marginata*, *M. barleeanum* und *P. bulloides* dominiert. Dieser Faktor ist von 430-220 cm Kernteufe bestimmend.

Einzelfaktor III/2 (29 % Varianzerklärung) zeigt negative hohe Faktorwerte für *C. laevigata*, und geringe, aber positive Faktorwerte für *B. skagerrakensis*. Da sämtliche Faktorladungen negativ sind, ist *C. laevigata* die dominante Art und *B. skagerrakensis* antikorreliert. Dieser Faktor zeigt markante Dominanz von ca. 190-100 cm und 40-8 cm Kernteufe.

Einzelfaktor III/3 (17 % Varianzerklärung) ist durch *H. balthica* bestimmt. *M. barleeanum* ist negativ korreliert (s. III/2). Der Faktor ist von der Kernbasis bis 440 cm Kernteufe dominant.

Einzelfaktor III/4 (14 % Varianzerklärung) entspricht Gesamtfaktor 4 (*B. skagerrakensis*) und zeigt hohe Ladungen ca. 100-40 cm und ab 8 cm Kernteufe.

Es zeigt sich, daß die Sedimentkerne je nach Lokation z. T. sehr unterschiedliche Foraminiferenassoziationen aufweisen (Einzelfaktorenanalyse). Die Faktorenanalyse des Gesamtdatensatzes (Gesamtfaktorenanalyse) deckt Ähnlichkeiten in den Artenassoziationen zwischen den untersuchten Sedimentkernen auf.

In den Oberflächen und oberflächennahen Proben der GKG finden sich stark erhöhte Anteile der Formengruppe der agglutinierenden Foraminiferen. Quantitative Abnahmen zum Liegenden innerhalb der einzelnen Sedimentkerne können durch die geringe Stabilität der Gehäuse erklärt werden. Es ist mit zunehmender Kernteufe ein steigender Anteil an Bruchstücken agglutinierter Schalen bei abnehmender Größe dieser Bruchstücke zu beobachten, deshalb wurden GKG Proben nicht in die Einzelfaktorenanalyse einbezogen.

2.4.1.3 Größenverteilungen der Foraminiferengehäuse

Alle Sedimentkerne zeigen dominante Foraminiferenanteile in der Fraktion 125 - 250 µm. Diese Fraktion zeigt in den westlichen Sedimentkernen (II, III KAL) einen generellen Zunahmetrend um ca. 10% von der Kernbasis zur Oberfläche auf Kosten der Fraktion 250-500 µm (s. a. Abb. 23).

Die östlichen Sedimentkerne weisen konstantere Werte auf, wobei in Sedimentkern 15535-1 (250-100 cm Kernteufe) und bei Sedimentkern I KAL (80-40 cm Kernteufe) jedoch deutliche Minima in der Fraktion 125-250 μm verzeichnet werden können.

Die Sedimentkerne aus geringeren Wassertiefen (I, II KAL) zeigen gegenüber den Sedimentkernen aus größeren Wassertiefen generell einen etwas höheren prozentualen Anteil an größeren Foraminiferen. Die entsprechenden Daten befinden sich im Datenanhang (Anhang 5).

2.4.2 Weitere ausgewählte Parameter der Grobfraktionsanalyse

Die Gruppe der terrigenen Partikel zeigt konstant geringe Werte bei I KAL und 15535-1 (durchschnittlich < 100 Partikel/100g Trockensubstanz). III KAL zeigt leicht ansteigende Werte über die gesamte Kernlänge mit einem schwachen Maximum bei 40 cm Kernteufe. II KAL ist gekennzeichnet durch zum Hangenden leicht ansteigende Terrigenanteile. Dieser Trend verstärkt sich ab ca. 200 cm. Ab 30 cm zur Oberfläche steigen die Terrigengehalte sprunghaft auf bis zu 60.000 Partikel/100g (s.a. Kap. 2.3.1).

Molluskenbruchstücke kommen in allen Sedimentkernen durchgängig bei einigen Schwankungen mit durchschnittlich 100 Molluskenbruchstücke/100g vor. Echinodermenbruchstücke, Gastropoden- und Pteropodengehäuse sind in sehr geringen Mengen ebenfalls in allen Sedimentkernen zu finden (am häufigsten in Sedimentkern III KAL mit bis zu 390 Pteropoden/100g). Schwammnadelhäufigkeiten zeigen eine deutliche Abhängigkeit zur Wassertiefe. Sedimentkern II KAL (245 m Wassertiefe) weist bis zu 4000 Schwammnadeln/100g auf, bei deutlichem Zunahmetrend von der Kernbasis zur Oberfläche (in GKG II bis zu 81000 Spiculae/100g). Bei weitaus geringeren Häufigkeiten besteht ein schwacher Zunahmetrend auch in dem anderen westlichen Sedimentkern (III KAL). Samenkapseln (H. Bergsten, pers. Mitt.) kommen in sehr unterschiedlichen Häufigkeiten vor (GKG II: bis zu 4800 Samenkapseln/100g, Zunahmetrend mit abnehmender Kernteufe bei Sedimentkern II KAL; III KAL: ebenfalls Zunahmetrend von < 20 bis > 500 Samenkapseln /100g). Auch 15535-1 weist einen Zunahmetrend von der Kernbasis bis zur Kernoberfläche auf (ca. 250 bis 2000 Samenkapseln/100g). Ostracodenhäufigkeiten liegen zwischen 200 (I KAL) und bis zu 6000 Ostracoden/100g. Beide westlichen Sedimentkerne weisen schwache Zunahmetrends von der Kernbasis zur -oberfläche auf.
Die Daten befinden sich im Datenanhang.

2.5 Die Analyse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

Die Mittelwerte der beiden analysierten benthischen Foraminiferenarten unterscheiden sich deutlich durch einen kernspezifischen "offset" von 1-1,7 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) und ca. 0,1 ‰ ($\delta^{13}\text{C}$). Es ist zu beobachten, daß Trends in den Isotopenprofilen einen bestimmten Tiefen- bzw. Zeitversatz aufweisen, wobei jeweils *M. barleeanum* früher (bzw. in etwas größerer Kernteufe) Veränderungen anzeigt, während *G. turgida* entsprechend später meist aber stärker reagiert (s. Abb. 12a: 600-800 cm Kernteufe).

Es zeigt sich, daß die (in verschiedenen Serien) gemessenen Isotopenprofile der GKG einen bislang ungeklärten, wahrscheinlich nicht maschinenbedingten "offset" aufweisen. Die Werte wurden dahingehend korrigiert (jedoch nicht in den Abb. 12 und 13). Der addierte oder subtrahierte (konstante) Wert ist jeweils angegeben.

Die angesprochenen Foraminiferenarten sind als Index angegeben: $\delta^{18}\text{O}_{\text{Mb}} = M. barleeanum$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}} = G. turgida$; Gleiches gilt für $\delta^{13}\text{C}_{\text{Mb}}$ und $\delta^{13}\text{C}_{\text{Gt}}$. Die Einheit ist [‰ PDB] (im Folgenden als ‰).

2.5.1 Die östlichen Sedimentkerne

15535-1, GKG V

Die $\delta^{18}\text{O}$ Profile von Sedimentkern 15535-1 (Abb. 12a) zeigen in ca. 320 cm Kernteufe eine starke Veränderung der Ausgangsbedingungen an. Deshalb werden die liegenden ca. 480 cm separat, über einen eigenen Mittelwert beschrieben. Die Mittelwerte in dieser Sektion liegen bei ca. 3,55 ‰ (*G. turgida*) und 2,08 ‰ (*M. barleeanum*). $\delta^{18}\text{O}_{\text{Mb}}$ schwankt um diesen Mittelwert relativ konstant bis ca. 720 cm Kernteufe, worauf eine Zone etwas niedrigerer Werte bis ca. 640 cm Kernteufe folgt. $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}}$ zeigt bei größeren Abweichungen vom Mittelwert einen ähnlichen Verlauf, jedoch liegt die Zone erniedrigter Werte hier zwischen ca. 680 und 608 cm Kernteufe. Die Werte beider Foraminiferenarten zeigen dann einen generellen, sich verstärkenden Trend zu höheren Werten bis 320 cm Kernteufe, wobei Maximalwerte von $> 4,1$ ‰ (Gt) und > 3 ‰ (Mb) erreicht werden.

Ab 320 cm Kernteufe zeigen die Isotopenwerte eine starke Dynamik. $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}}$ fällt stufenartig zunächst auf 3,3 ‰ (320-220 cm), dann in einer weiteren Stufe auf Werte um 2,5 ‰ (maximal 2,25 ‰, 140 cm). Bis 100 cm steigt die Kurve wieder steil auf 3,45 ‰, um dann stetig bei geringeren Abweichungen vom Mittelwert wieder bis zur Kernoberfläche auf ca. 3 ‰ abzufallen. $\delta^{18}\text{O}_{\text{Mb}}$ zeigt ebenfalls einen steilen Sprung von ca. 2,8 ‰ (320 cm) auf ca. 1,8 ‰ (300 cm). Im weiteren fällt die Kurve relativ stetig bis zur Kernoberfläche (1,65 ‰),

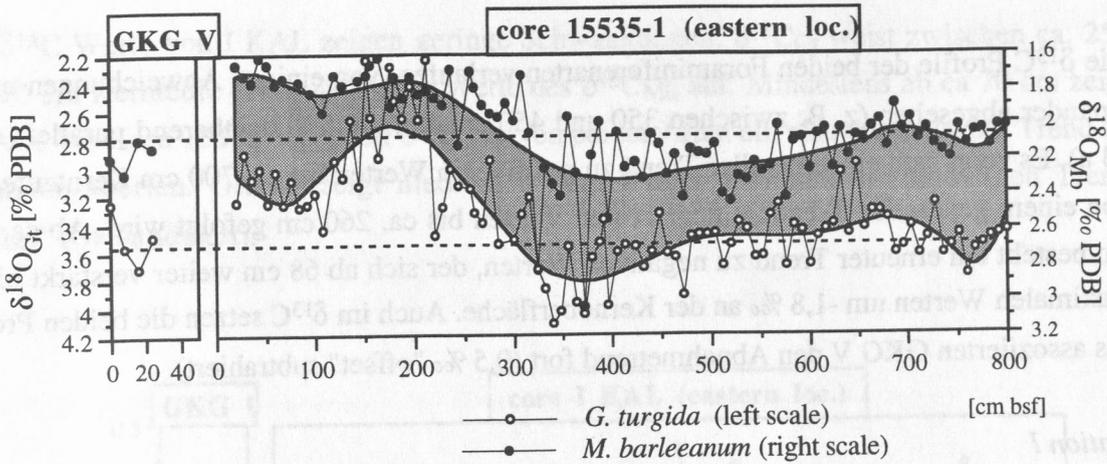


Abb. 12a: $\delta^{18}\text{O}$ versus Kerntiefe (Sedimentkerne GKG V und 15535-1). Die geglätteten Kurven sind Polynomfits 9. Grades. Die graue Fläche zwischen den geglätteten Kurven dient der Verdeutlichung der Trends. (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 12a: $\delta^{18}\text{O}$ vs. core depth (sediment cores GKG V and 15535-1). Smoothed curves are 9th grade polynomial fits. The shaded area between the smoothed curves elucidates the trends. (Measurements: C-14 Labor Kiel).

ohne jedoch die Exkursion von $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}}$ zwischen 200 und 140 cm nachzuvollziehen. Der assoziierte GKG V (0,5 ‰ "offset" subtrahiert) zeigt eine Fortsetzung der Trends in den Oberflächenproben des Sedimentkerns 15535-1.

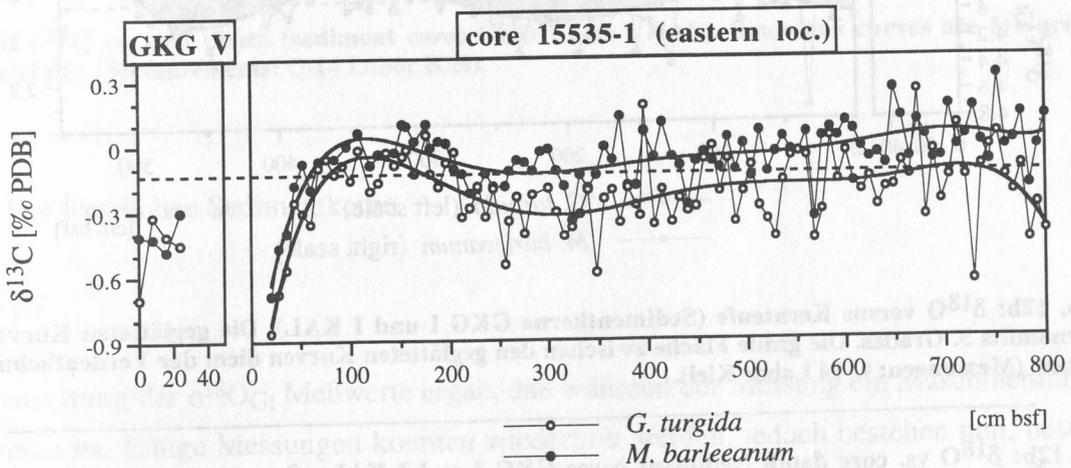


Abb. 13a: $\delta^{13}\text{C}$ versus Kerntiefe (Sedimentkerne GKG V und 15535-1). Die geglätteten Kurven sind Polynomfits 5. Grades. (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 13a: $\delta^{13}\text{C}$ vs. core depth (sediment cores GKG V and 15535-1). Smoothed curves are 5th grade polynomial fits. (Measurements: C-14 Labor Kiel).

Die $\delta^{13}\text{C}$ Profile der beiden Foraminiferenarten verlaufen, von einigen Abweichungen untereinander abgesehen (z. B. zwischen 350 und 450 cm Kernteufe), annähernd parallel (Abb. 13 a). Es zeigt sich ein genereller Trend zu positiveren Werten bis ca. 700 cm Kernteufe, der von einem generellen Trend zu negativeren Werten bis ca. 260 cm gefolgt wird. Ab ca. 160 cm besteht ein erneuter Trend zu negativen Werten, der sich ab 68 cm weiter verstärkt bis zu maximalen Werten um $-1,8\text{‰}$ an der Kernoberfläche. Auch im $\delta^{13}\text{C}$ setzen die beiden Profile des assoziierten GKG V den Abnahmetrend fort ($0,5\text{‰}$ "offset" subtrahiert).

Station I

Sedimentkern I KAL zeigt deutlich geringere Schwankungen in den Isotopenwerten (Abb. 12b und 13b), wobei jedoch die Kurven der beiden Foraminiferenarten z. T. unterschiedliche Trends aufweisen. Wie im Kernabschnitt 800-320 cm von 15535-1 kann auch hier der $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}}$ Mittelwert von ca. $3,4\text{‰}$ angenommen werden, während $\delta^{18}\text{O}_{\text{Mb}}$ im Vergleich zu Sedimentkern 15535-1 negativere Werte aufweist (Mittelwert ca. $1,8\text{‰}$). Beide Arten zeigen einen Trend zu geringeren Werten bis ca. 370 cm Kernteufe; folgend schwanken sie unter

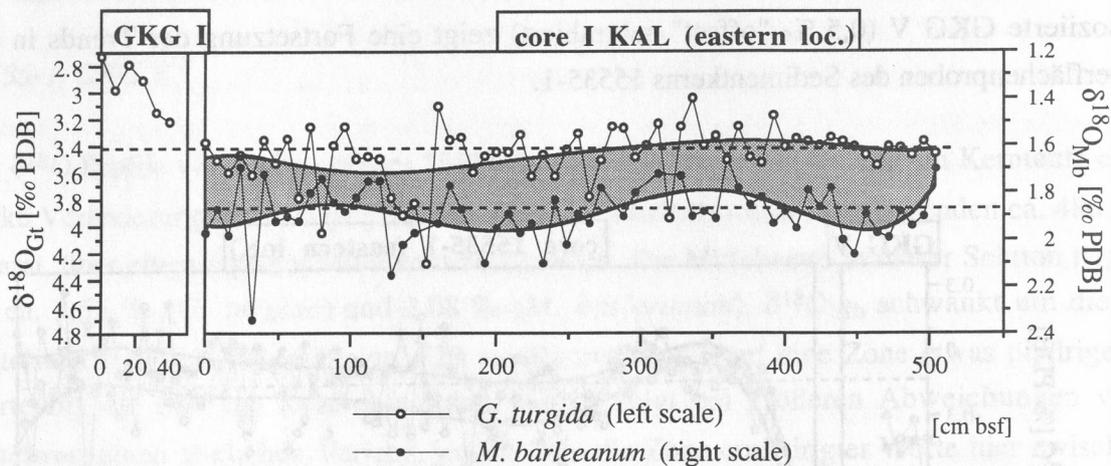


Abb. 12b: $\delta^{18}\text{O}$ versus Kernteufe (Sedimentkerne GKG I und I KAL). Die geglätteten Kurven sind Polynomfits 5. Grades. Die graue Fläche zwischen den geglätteten Kurven dient der Verdeutlichung der Trends. (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 12b: $\delta^{18}\text{O}$ vs. core depth (sediment cores GKG I and I KAL). Smoothed curves are 5th grade polynomial fits. The shaded area between the smoothed curves elucidates the trends. (Measurements: C-14 Labor Kiel).

teilweise hohen positiven Abweichungen um den Mittelwert. Im assoziierten GKG I wurde nur *G. turgida* gemessen. Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}}$ Werte fallen hier um ca. $0,6\text{‰}$ ("offset" $0,4\text{‰}$ addiert).

Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte von I KAL zeigen geringe Schwankungen. $\delta^{13}\text{C}_{\text{Gt}}$ weist zwischen ca. 250 und 70 cm Kerntiefe etwas geringere Werte des $\delta^{13}\text{C}_{\text{Mb}}$ auf. Mindestens ab ca. 70 cm zeigt sich wie bei Kern 15535-1 bei den $\delta^{13}\text{C}$ Kurven beider Arten ein charakteristischer Trend zu negativen Werten. GKG I zeigt niedrige $\delta^{13}\text{C}_{\text{Gt}}$ Werte, aber keinen eindeutigen Trend ("offset" 0,4 ‰ addiert).

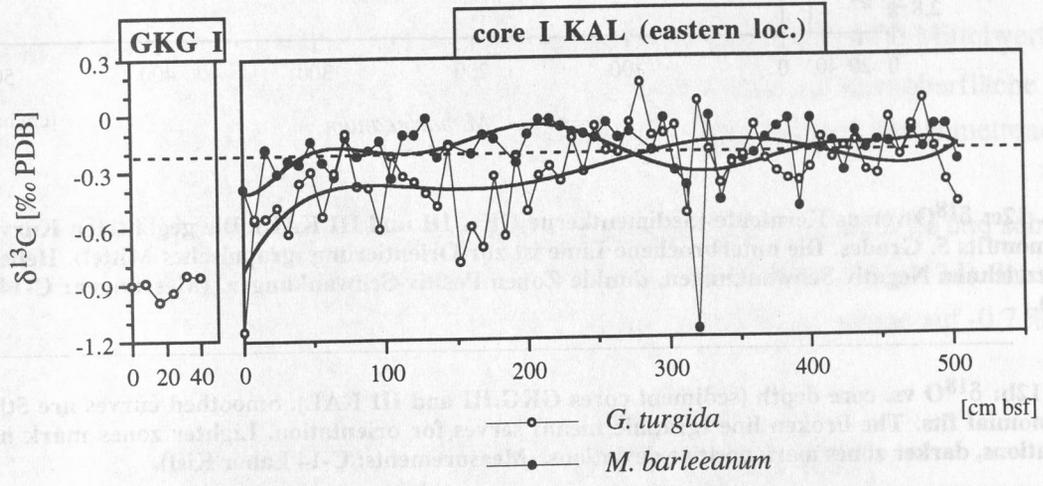


Abb. 13b: $\delta^{13}\text{C}$ versus Kerntiefe (Sedimentkerne GKG I und I KAL). Die geglätteten Kurven sind Polynomfits 5. Grades. (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 13b: $\delta^{13}\text{C}$ vs. core depth (sediment cores GKG I and I KAL). Smoothed curves are 5th grade polynomial fits. (Measurements: C-14 Labor Kiel).

2.5.2 Die westlichen Sedimentkerne

Station III

Die Auswertung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}}$ Meßwerte ergab, daß während der Messung ein Maschinenfehler aufgetreten ist. Einige Messungen konnten wiederholt werden, jedoch bestehen nun, besonders zwischen 200 und 300 cm Kerntiefe, einige Lücken in der Kurve. Die Daten befinden sich im Datenanhang (Anhang 7). Auf die graphische Darstellung von $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}}$ wurde in Abb. 12c verzichtet.

Sedimentkern III KAL ist durch die Mittelwerte ca. 3,2 ‰ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}}$) und ca. 2,3 ‰ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Mb}}$) gekennzeichnet (Abb. 12c). Beide Arten zeigen steigende Werte von der Kernbasis bis ca.

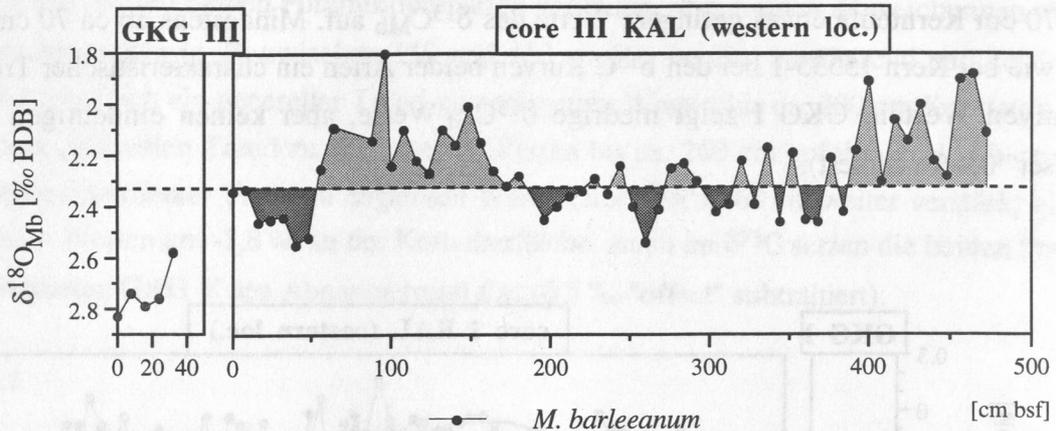


Abb. 12c: $\delta^{18}\text{O}$ versus Kerntiefe (Sedimentkerne GKG III und III KAL). Die geglätteten Kurven sind Polynomfits 5. Grades. Die unterbrochene Linie ist zur Orientierung (graphisches Mittel). Helle Zonen kennzeichnen Negativ-Schwankungen, dunkle Zonen Positiv-Schwankungen. (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 12b: $\delta^{18}\text{O}$ vs. core depth (sediment cores GKG III and III KAL). Smoothed curves are 5th grade polynomial fits. The broken line (graphic mean) serves for orientation. Lighter zones mark negative deviations, darker zones mark positive deviations. (Measurements: C-14 Labor Kiel).

400 cm Kerntiefe. $\delta^{18}\text{O}_{\text{Mb}}$ weist bis ca. 325 cm um den Mittelwert schwankende Werte auf; daran schließt sich bis etwa 290 cm eine Zone erhöhter Werte an. Bis 275 cm fällt die Kurve wieder ab. Zwischen 200 und 60 cm Kerntiefe besteht ein ausgeprägtes Minimum im $\delta^{18}\text{O}_{\text{Mb}}$. Ab 60 cm Kerntiefe zeigen beide Arten die höchsten $\delta^{18}\text{O}$ Werte.

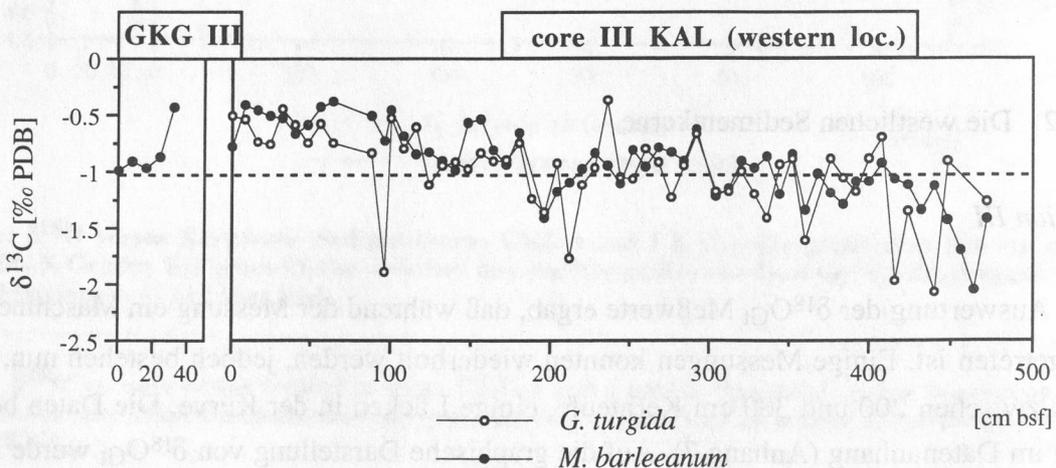


Abb. 13c: $\delta^{13}\text{C}$ versus Kerntiefe (Sedimentkerne GKG III und III KAL). (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 13c: $\delta^{13}\text{C}$ vs. core depth (sediment cores GKG III and III KAL). (Measurements: C-14 Labor Kiel).

Zur Kernoberfläche nimmt $\delta^{18}\text{O}_{\text{Mb}}$ wieder bis auf den Mittelwert ab. Der assoziierte GKG III (nur *M. barleeanum*) zeigt relativ konstante Werte um 2,33 ‰ ("offset" 0,4 ‰ subtrahiert). Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte steigen von der Kernbasis bis ca. 400 cm Kerntiefe um 0,75 auf ca. -1 ‰ (Abb. 13c). Auf diesem Niveau bleiben sie relativ konstant. Ab ca. 180 cm Kerntiefe bis zur Kernoberfläche steigen die $\delta^{13}\text{C}$ Werte um weitere 0,5 ‰. GKG III zeigt abnehmende Werte.

Station II

Sedimentkern II KAL (hier wurde nur *G. turgida* gemessen) weist einen $\delta^{18}\text{O}$ Mittelwert von ca. 3,3 ‰ auf (Abb. 12d). Generell zeigt sich ab ca. 180 cm bis zur Kernoberfläche eine Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ Mittelwertes um ca. 1‰. GKG II zeigt einen leichten Abnahmetrend bei einem "offset" von 0,4 ‰ (addiert).

Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte steigen von der Kernbasis bis ca. 400 cm Kerntiefe um 0,25 ‰ und schwanken dann bis zur Kernoberfläche um einen Mittelwert von ca. -0.25 ‰ (Abb. 13d). Im obersten Kernmeter sind die Werte leicht erhöht. GKG II zeigt eine $\delta^{13}\text{C}$ Abnahme auf -0.7 ‰.

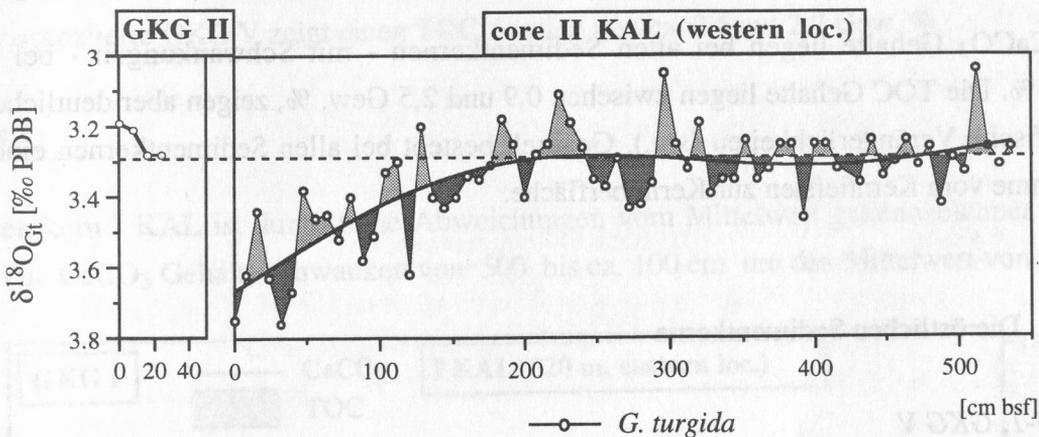


Abb. 12d: $\delta^{18}\text{O}$ versus Kerntiefe (Sedimentkerne GKG II und II KAL). Das dynamische Mittel wurde durch einen Polynomfit 5. Grades ermittelt. Helle Zonen kennzeichnen Negativ-Schwankungen, dunkle Zonen Positiv-Schwankungen vom graphischen Mittel (ab 200 cm Kerntiefe vom dynamischen Mittel). Die unterbrochene Linie ist zur Orientierung (graphisches Mittel). (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 12d: $\delta^{18}\text{O}$ vs. core depth (sediment cores GKG II and II KAL). The dynamic mean is a 5th grade polynomial fit. The broken line (graphic mean) serves for orientation. Lighter zones mark negative deviations, darker zones mark positive deviations from the graphic mean up to 200 cm core depth (from the dynamic mean for 200 cm to core top). (Measurements: C-14 Labor Kiel).

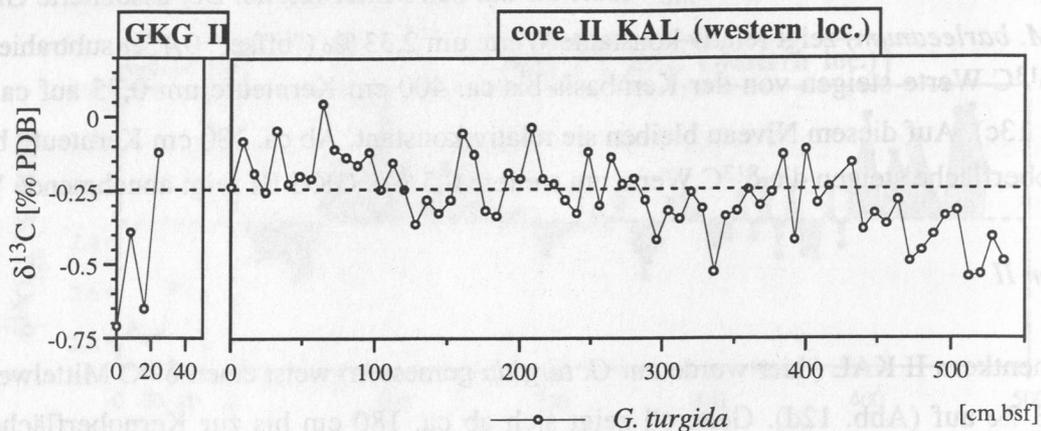


Abb. 13 d: $\delta^{13}\text{C}$ versus Kerntiefe (Sedimentkerne GKG II und II KAL). (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 13 d: $\delta^{13}\text{C}$ vs. core depth (sediment cores GKG II and II KAL). (Measurements: C-14 Labor Kiel).

2.6 CaCO_3 und TOC Analysen

Die CaCO_3 Gehalte liegen bei allen Sedimentkernen - mit Schwankungen - bei ca. 12 Gew. %. Die TOC Gehalte liegen zwischen 0,9 und 2,5 Gew. %, zeigen aber deutliche kernspezifische Veränderlichkeiten (s.u.). Generell besteht bei allen Sedimentkernen eine TOC Zunahme vom Kerntiefsten zur Kernoberfläche.

2.6.1 Die östlichen Sedimentkerne

15535-1, GKG V

Die liegenden 4 m von Sedimentkern 15535-1 sind durch eine schwache sinusförmige Schwingung der CaCO_3 Kurve gekennzeichnet (Abb. 14a). Von 500 bis 380 cm Kerntiefe steigen die Werte um etwa 2 Gew. % auf ca. 12 Gew. %. Zwischen 220 und 190 cm besteht eine Zone extremer Abweichungen vom Mittelwert: die CaCO_3 Gehalte schwanken hier zwischen 9,2 und 13,2 Gew. %. Bis auf eine Probe bei 16 cm schwankt der CaCO_3 Gehalt bis zur Kernoberfläche um einen Mittelwert von 12 Gew. %. Der assoziierte GKG V zeigt entsprechende Werte um 12 Gew. % bis zur Oberfläche.

Die TOC Kurve von 15535-1 zeigt - wie die CaCO_3 Kurve - innerhalb der liegenden 400 cm ebenfalls einen schwach sinusförmigen Verlauf (Abb. 14a). Von 406 auf 400 cm sinken die TOC Werte auf 1,9 Gew. %. Dieser Wert bleibt bis 200 cm Kerntiefe relativ konstant.

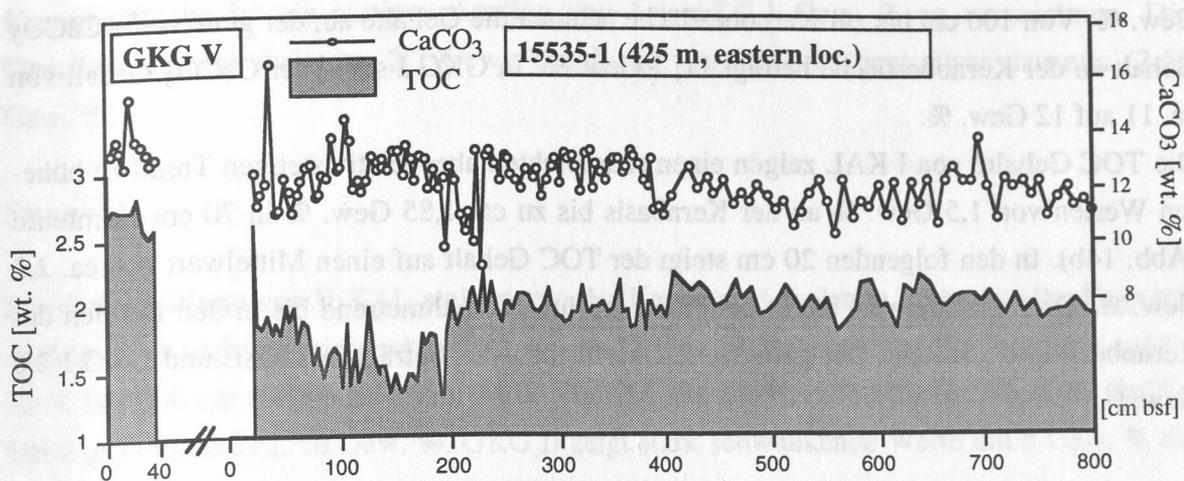


Abb. 14a: TOC und CaCO₃ Gehalte versus Kerntiefe: Sedimentkerne GKG V und 15535-1.

Fig. 14a: TOC and CaCO₃ values vs. core depth: sediment cores GKG V and 15535-1.

Zwischen 200 und 192 cm sinkt der TOC Gehalt wiederum sprunghaft auf ca. 1,3 Gew. % ab. Von 192 bis zur Kernoberfläche steigt der TOC Gehalt wieder bis auf Werte um 1,85 Gew. %. Der assoziierte GKG V zeigt einen TOC Anstieg von ca. 2,5 auf 2,7 Gew. %.

Station I

Sedimentkern I KAL ist durch hohe Abweichungen vom Mittelwert gekennzeichnet (Abb. 14b). Die CaCO₃ Gehalte schwanken von 500 bis ca. 100 cm um den Mittelwert von ca. 12

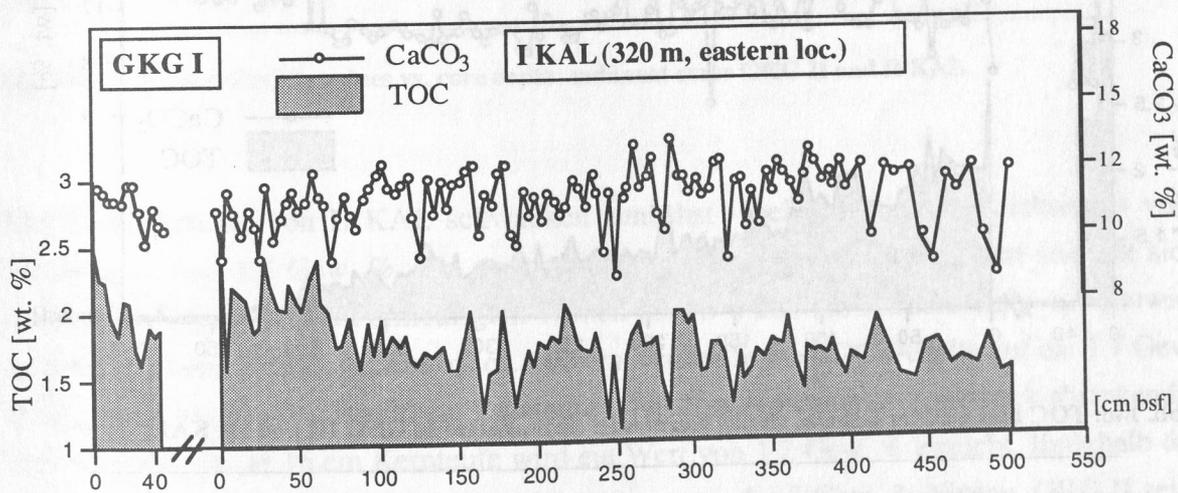


Abb. 14b: TOC und CaCO₃ Gehalte versus Kerntiefe: Sedimentkerne GKG I und I KAL.

Fig. 14b: TOC and CaCO₃ values vs. core depth: sediment cores GKG I and I KAL.

Gew. %. Von 100 cm bis zur Kernoberfläche nehmen die Gehalte ab; der gemessene CaCO_3 Gehalt an der Kernoberfläche beträgt 11,1 Gew. %. In GKG I steigt der CaCO_3 Gehalt von ca. 11 auf 12 Gew. %.

Die TOC Gehalte von I KAL zeigen einen sehr leichten aber relativ stetigen Trend zu höheren Werten von 1,5 Gew. % an der Kernbasis bis zu ca. 1,85 Gew. % in 70 cm Kerntiefe (Abb. 14b). In den folgenden 20 cm steigt der TOC Gehalt auf einen Mittelwert von ca. 2,2 Gew. %. Dieser Mittelwert bleibt bei einem leichten Abnahmetrend bis in den Bereich der Kernoberfläche konstant. Der gemessene Oberflächenwert beträgt in I KAL und GKG I 2,6 Gew. %.

2.6.2 Die westlichen Sedimentkerne

Station III

Sedimentkern III KAL zeigt höchste CaCO_3 Gehalte (> 13 Gew. %) an der Basis, gefolgt von einem sich verstärkenden Abnahmetrend bei z. T. hohen Abweichungen vom Mittelwert auf ca. 10 Gew. %, der bis zur Kernoberfläche relativ konstant bleibt (Abb. 14c). Die Oberflächenprobe zeigt ca. 6,2 Gew. %. Im assoziierten GKG III schwanken die Werte um 6,5 Gew. %; die Oberflächenprobe weist ca. 9 Gew. % CaCO_3 auf.

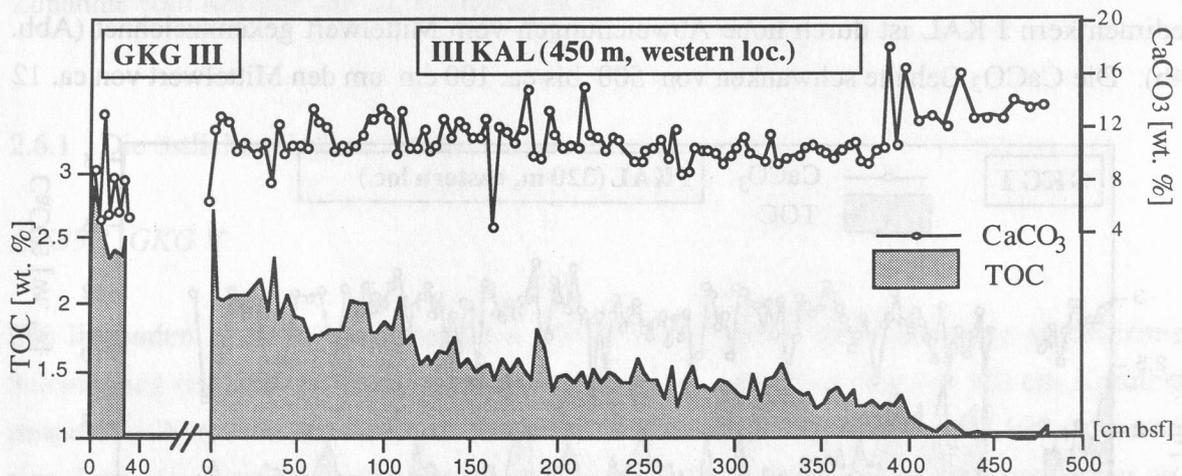


Abb. 14c: TOC und CaCO_3 Gehalte versus Kerntiefe: Sedimentkerne GKG III und III KAL.

Fig. 14c: TOC and CaCO_3 values vs. core depth: sediment cores GKG III and III KAL.

Der TOC Gehalt von III KAL zeigt einen ruhigen, sich abschwächenden Anstiegstrend von der Kernbasis (0,97 Gew. %) bis 200 cm (1,45 Gew. %) (Abb. 14c). Von 200 cm bis zur

Kernoberfläche ist ein stetiger Anstieg von 1,4 auf 2,1 Gew. % zu verzeichnen. Die Oberflächenprobe weist ca. 2,7 Gew. % auf; die von GKG III liegt etwas darunter (2,55 Gew. %).

Station II

Die CaCO_3 Werte von II KAL steigen von der Kernbasis (die letzte Probe ist allerdings mit 15,5 Gew. % nicht mit eingeschlossen) von ca. 11 Gew. % mit abnehmender Intensität auf ca. 12 % bei 200 cm Kerntiefe (Abb. 14d). Von 200 bis zur Kernoberfläche fallen die CaCO_3 Gehalte stetig auf ca. 10 Gew. %. GKG II zeigt stark schwankende Werte um 8 Gew. % bis zur Oberfläche.

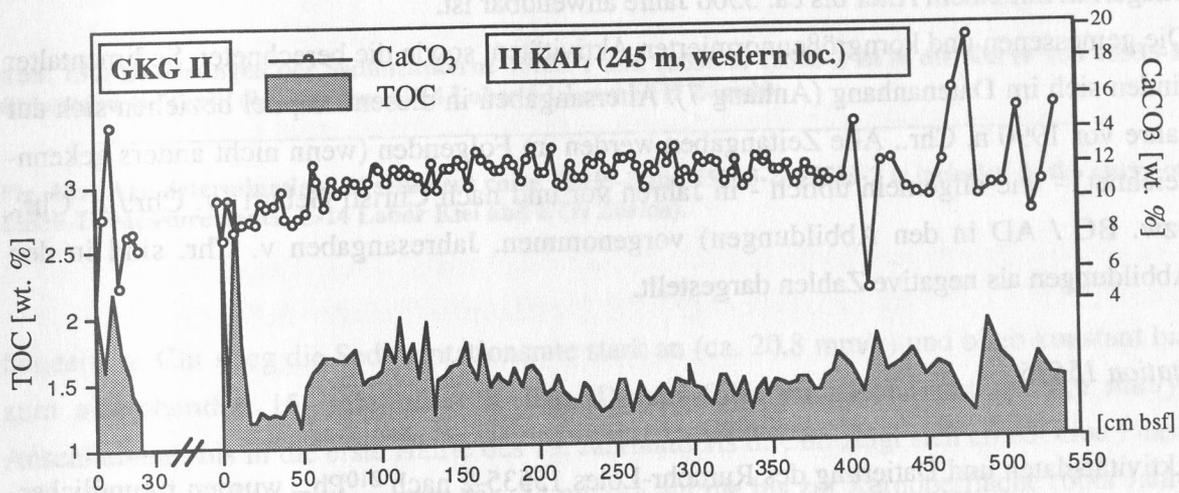


Abb. 14d: TOC und CaCO_3 Gehalte versus Kerntiefe: Sedimentkerne GKG II und II KAL.

Fig. 14d: TOC and CaCO_3 values vs. core depth: sediment cores GKG II and II KAL.

Die TOC Gehalte von II KAL schwanken zunächst - bei größeren Abweichungen vom Mittelwert - um 1,5 Gew. %. Bei geringeren Abweichungen vom Mittelwert schließt sich daran eine Zone mit leicht erniedrigten Werten bis etwa 220 cm Kerntiefe an, auf die wiederum ein Bereich folgt, in dem bis ca. 100 cm Kerntiefe die TOC Gehalte auf ca. 1,7 Gew. % ansteigen (Abb. 14d). Bis 20 cm Kerntiefe schließt sich daran eine Zone stark absinkender TOC Gehalte an. In 16 cm Kerntiefe wird ein Wert von 1,2 Gew. % erreicht. Innerhalb der obersten 16 cm zeigen sich extreme Schwankungen um das 2 Gew. %-Niveau. GKG II zeigt einen TOC Anstieg von 1,3 auf ca. 2 Gew. %.

3. STRATIGRAPHIE

3.1 Chronostratigraphie und Sedimentationsraten nach ^{210}Pb

Wie im Kapitel 1.2.5.2 schon erwähnt, besteht bei der Datierung nach $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ neben dem statistischen Fehler (angegeben in den Abweichungen) auch ein möglicher Fehler, der durch die Abschätzung der Aktivität im $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ Gleichgewicht entstehen kann. Korrelationen der Sedimentkerne aufgrund der Ergebnisse der weiteren Analysen werden jedoch zeigen, daß die Datierungen haltbar sind und das von Erlenkeuser (1985a) und Erlenkeuser & Pederstad (1984) aufgestellte und diskutierte Modell grundsätzlich auf Sedimentkerne aus dem Skagerrak mit einem Alter bis ca. 3500 Jahre anwendbar ist.

Die gemessenen und korngrößennormierten Aktivitäten, sowie die berechneten Sedimentalter finden sich im Datenanhang (Anhang 7). Altersangaben in diesem Kapitel beziehen sich auf Jahre vor 1990 n. Chr.. Alle Zeitangaben werden im Folgenden (wenn nicht anders gekennzeichnet) - wie allgemein üblich - in Jahren vor und nach Christi Geburt (v. Chr./ n. Chr., bzw. BC / AD in den Abbildungen) vorgenommen. Jahresangaben v. Chr. sind in den Abbildungen als negative Zahlen dargestellt.

Station 15535

Aktivitätsdaten und Datierung des Rumohr-Lotes 15535-2 nach $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ wurden freundlicherweise von Dr. H. Erlenkeuser (unveröffentlichte Daten) überlassen. 15535-2 zeigt mit 358,33 Bq/kg an der Oberfläche hohe ^{210}Pb Aktivitäten. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ist eindeutig bis zu einer Tiefe von ca. 60 cm vorhanden. Daraus läßt sich ein Alter von ca. 150 Jahren in 60 cm Kernteufe errechnen. Da eine Korngrößenkorrektur wegen fehlender granulometrischer Analysen nicht möglich war, wurde aus den unkorrigierten Werten ein Alter von 28 Jahren für die vorhandene Oberfläche von Sedimentkern 15535-1 (= 20 cm Kernteufe) festgelegt.

Das Kolbenlot 15535-1 zeigt im weiteren Verlauf weiter absinkende $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Werte, so daß die $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Zone auf die oberen 250 cm festgelegt wurde. Für die Tiefe 250 cm konnte ein Alter von 284 ± 56 Jahren rechnerisch extrapoliert werden. Daraus resultiert eine Hochakkumulationszone zwischen 90 und 250 cm Kernteufe. Die $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ Aktivitäten steigen bis zur Kernbasis in charakteristischer Weise an. Sie erreichen $17,61 \pm 0,33$ Bq/kg in 800 cm Kernteufe, was einem Alter von 1304 ± 95 Jahren entspricht.

Es ergibt sich folgendes Bild (Abb. 15a): Die Basis des Sedimentkerns wurde im letzten Drittel des 7. Jahrhunderts n. Chr. sedimentiert. Bis in die zweite Hälfte des 14. Jahrhunderts n. Chr herrschte relativ konstante Sedimentation von ca. 3,1 mm/y. Zum Ende des 14. Jahr-

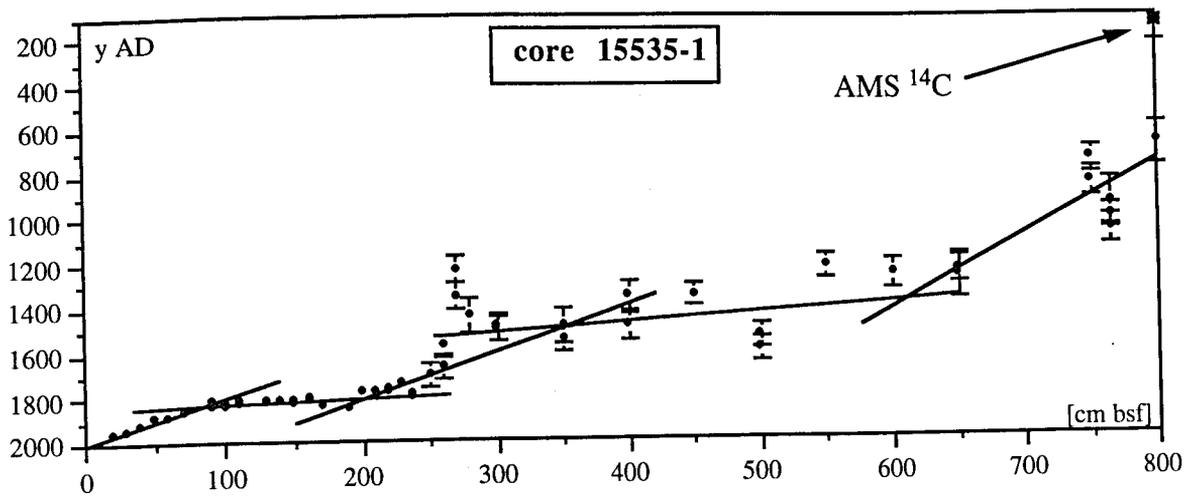


Abb. 15a: Datierungen der Sedimentkerne 15535-1 und 15535-2. 15535-2 ist in die Kurve von 15535-1 einbezogen (s. Text). (Messungen: C-14 Labor Kiel und ETH Zürich).

Fig. 15a: Age determinations of sediment cores 15535-1 and 15535-2. 15535-2 is included in the curve of 15535-1. (Measurements: C-14 Labor Kiel and ETH Zürich).

hunderts n. Chr stieg die Sedimentationsrate stark an (ca. 20,8 mm/y) und blieb konstant bis zum ausgehenden 15. Jahrhundert n. Chr. Darauf folgt eine Zone mit ca. 4,6 mm/y. Anschließend, bis in die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts n. Chr. zeigt sich erneut eine Phase stark erhöhter Sedimentationsraten (ca. 54 mm/y), auf die bis zur Kernoberfläche (60er Jahre dieses Jahrhunderts) eine Periode mit Sedimentationsraten von ca. 5,7 mm/y folgt.

Station I

GKG I zeigt eine korrigierte Oberflächenaktivität von 350,49 Bq/kg. Dieser Aktivität wurde das Alter 0 Jahre für die weiteren Berechnungen zugeordnet. Somit erreicht die GKG Basis ein Alter von 20-30 Jahren und die Oberfläche des Kastenlotes ein Alter von ca. 5 Jahren. Es zeigt sich, daß der Kastenlotkern an der Oberfläche vermutlich etwas gestaucht ist. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ist bis 280 cm evident. Das $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ Gleichgewicht wurde mit 32,66 Bq/kg errechnet. Die Aktivität 15,66 Bq/kg in 280 cm Kernteufe wurde als Basiswert für $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ verwendet. Das errechnete Alter beträgt 167 ± 9 Jahre für die Probe aus 260 cm Kernteufe; die Probe aus 280 cm Kernteufe wurde über die "supported" Sektion (280-504 cm) auf ein Alter von 163 ± 54 Jahren datiert. Das Kernende (500 cm) erreicht rechnerisch 618 ± 65 Jahre bei einer ^{210}Pb Aktivität von 18,66 Bq/kg.

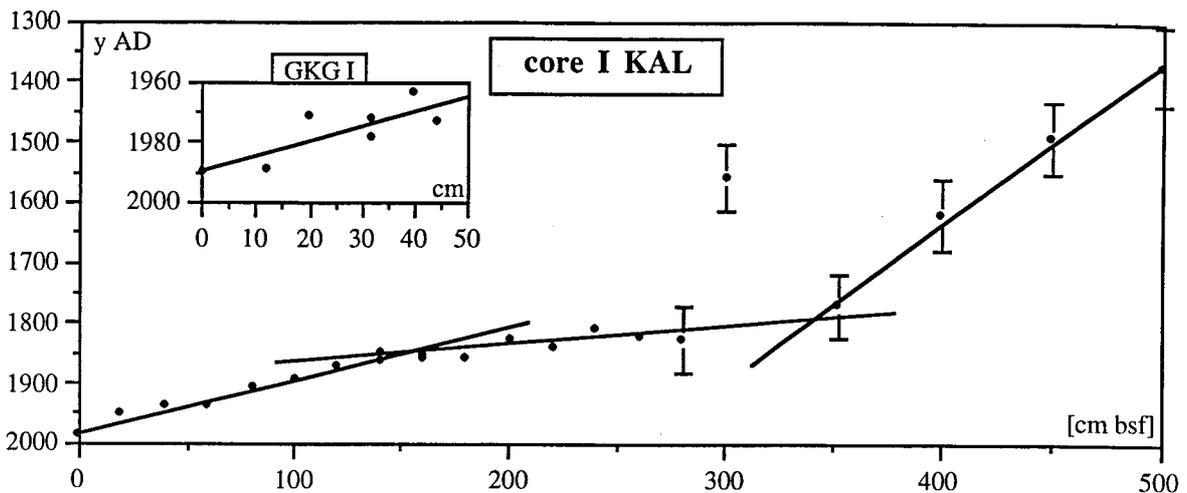


Abb. 15b: Datierungen der Sedimentkerne GKG I und I KAL (s. Text). (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 15b: Age determinations of sediment cores GKG I and I KAL. (Measurements: C-14 Labor Kiel).

Die Sedimentationsgeschichte ergibt sich wie folgt (Abb. 15b): Vom ausgehenden 13. Jahrhundert bis zum ausgehenden 18. Jahrhundert zeigt sich eine konstante Sedimentationsrate von ca. 4,8 mm/y. Bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts schließt sich eine Zone mit erhöhter Sedimentationsrate an (ca. 33,7 mm/y), der sich bis zur Kernoberfläche ein Abschnitt geringerer Sedimentationsrate (ca. 9,7 mm/y) anschließt.

Station II

GKG II zeigt eine (unkorrigierte) Oberflächenaktivität von 160,71 Bq/kg, während die von II KAL bei 190,2 Bq/kg liegt. Das kann auf eine gestörte Oberflächenprobe des Kastengreifers hinweisen. Bis zu einer Tiefe von 24 cm (Basis des Kastengreifers) verlaufen die ^{210}Pb -Profile von GKG und KAL jedoch relativ parallel, daher ist eine stärkere Stauchung des KAL nicht anzunehmen.

Die Aktivität der KAL Oberfläche wird als Alter 0 für die weiteren Berechnungen angenommen. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ist nur bis 40 cm im KAL evident; die Aktivität der Probe aus 40 cm Kerntiefe (14,63 Bq/kg) wurde für die weiteren Berechnungen als Basiswert benutzt. Das $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ Gleichgewicht wurde mit 30,48 Bq/kg rechnerisch ermittelt. Da die Probe aus 520 cm Kerntiefe den rechnerisch ermittelten Wert des $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ Gleichgewichts leicht überschreitet und somit der Grenzwert der Datierungsfunktion (e-Funktion) überschritten wird, kann ein Alter nicht definiert werden. Die Gründe dafür können vielfältig sein; sie werden von Erlenkeuser (1985a) diskutiert. Da der statistische Fehler in 4 m Kerntiefe (rechnerisches

Alter: 4934 Jahre) schon 20 % übersteigt und der Grenzwert der Datierungsmethode bei einigen ^{226}Ra Halbwertszeiten ($\approx 3000\text{-}4000$ Jahre; Erlenkeuser, 1985a) liegt, werden für Kerntiefen > 352 cm in diesem Sedimentkern keine Altersangaben gemacht (s. Kreuze in Abb. 15c und 15d). Das Alter der Probe aus 352 cm Kerntiefe wurde mit 3248 ± 360 Jahren berechnet.

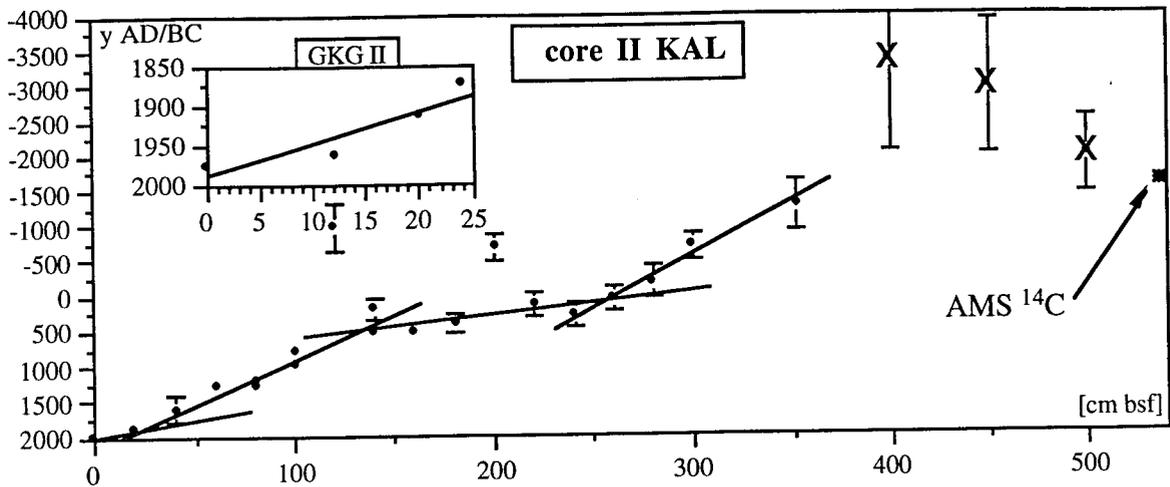


Abb. 15c: Datierungen der Sedimentkerne GKG II und II KAL (s. Text). (Messungen: C-14 Labor Kiel and ETH Zürich).

Fig. 15c: Age determinations of sediment cores GKG II and II KAL. (Measurements: C-14 Labor Kiel and ETH Zürich).

Für die Station II ergibt sich folgende Sedimentationsgeschichte (Abb. 15c): Von ca. 1300 v. Chr. bis 100 n. Chr. liegt die Sedimentationsrate bei ca. 0,7 mm/y. Bis etwa in die Mitte des 6. Jahrhunderts n. Chr. herrschte eine höhere Sedimentationsrate (2,9 mm/y). In der folgenden Periode bis zum ausgehenden 19. Jahrhundert n. Chr. liegt die Sedimentationsrate wieder bei ca. 0,7 mm/y, um dann wieder bis zur Kernoberfläche auf Werte um 2,2 mm/y anzusteigen.

Station III

Die Oberflächenaktivität des GKG (244,87 Bq/kg), im Gegensatz zur Oberfläche des Kastenlots (35,37 Bq/kg), weist auf ca. 10 -15 cm Kernverlust an der Oberfläche des Kastenlots hin. Daher wurde für weitere Altersberechnungen 244,87 Bq/kg das Alter 0 Jahre zugeordnet. Somit kann der Oberfläche des Kastenlots das Alter 76 ± 1 Jahre zugeordnet werden. Die $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ Zone reicht bis in 40 cm Kerntiefe (KAL), der Wert 13,38 Bq/kg wurde der weiteren Altersberechnung als $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ Basiswert zugrundegelegt. Daraus folgt rechnerisch 27,66 Bq/kg für das $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ Gleichgewicht als Berechnungsgrundlage. Wie schon

bei II KAL (> 400 cm Kerntiefe) kann hier unterhalb 300 cm keine sichere Altersangabe mehr gemacht werden. Das extrapolierte Alter in 300 cm Kerntiefe beträgt 3447 ± 365 Jahre.

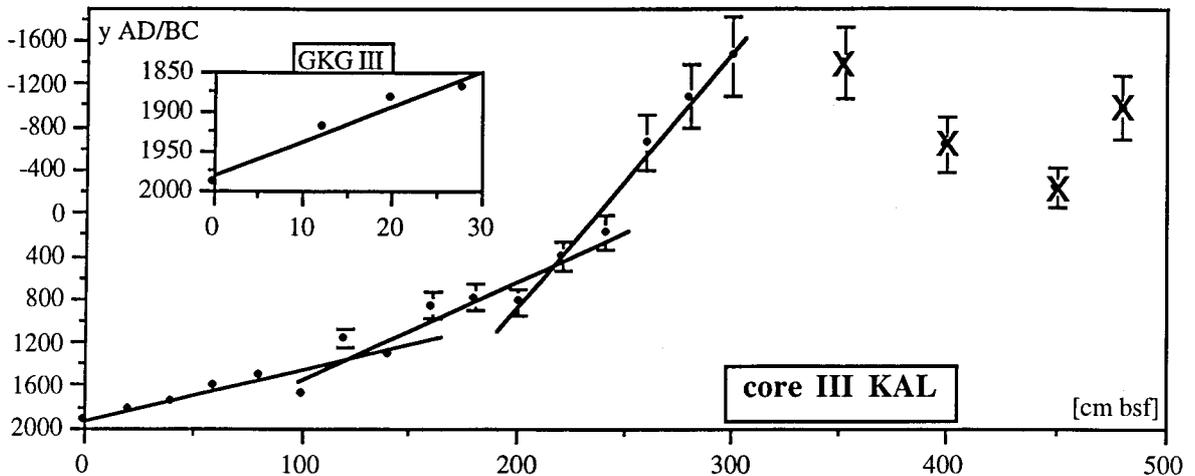


Abb. 15d: Datierungen der Sedimentkerne GKG III und III KAL (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 15d: Age determinations of sediment cores GKG III and III KAL. (Measurements: C-14 Labor Kiel).

Die Sedimentationsgeschichte an der Station III läßt sich wie folgt darstellen (Abb. 15d): Von der Mitte des 16. Jahrhunderts v. Chr. bis ca. 500 n. Chr. wurden ca. 0,4 mm/y abgelagert. Bis zum Ende des 14. Jahrhunderts n. Chr. beträgt die Sedimentationsrate ca. 1,1 mm/y. Daran schließt sich bis zur Kernoberfläche (nach Berechnung Beginn des 20. Jahrhunderts n. Chr.) eine Zone mit einer Sedimentationsrate von 2,2 mm/y an. Der GKG weist eine leicht erhöhte Sedimentationsrate von 2,3 mm/y auf.

3.2 Datierungen via AMS ^{14}C

Das (Reservoir-korrigierte) AMS ^{14}C Alter an der Basis des Sedimentkerns 15535-1 beträgt 1810 ± 75 Jahre BP ($= 140 \pm 75$ n. Chr.) (Abb. 15a). Es zeigt sich eine positive Abweichung von mindestens 20 % gegenüber dem nach Pb_{sup} bestimmten Alter. Nach Interpretationen und Korrelationen aller erhobenen Daten (Kap. 3) erscheint das AMS ^{14}C Alter um mindestens 400-500 Jahre an der Kernbasis zu hoch, während die Datierung über $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ ein sinnvolles Alter ergibt. Starke Bioturbation kann ein Grund für die interpretierte Abweichung sein. Jansen et al. (1983) interpretieren positive und negative Abweichungen um mehr als 15% in ^{14}C Altern von Sedimenten der südöstlichen Norwegensee durch starke Bioturbation.

Vertikale Vermischungshorizonte von bis zu 18 cm in der Tiefsee werden von Erlenkeuser (1980) und Berger & Johnson (1978) interpretiert und diskutiert. Starke Bioturbation ist in allen hier untersuchten Sedimentkernen zu beobachten. Vertikale Durchmischung ist daher sicherlich ein Faktor, der zu Abweichungen in der Datierung führen kann. Umlagerung kann in Sedimentkern 15535-1 z. B. um 260 cm durch die Abweichungen im ^{210}Pb -Aktivitätsprofil angenommen werden. Für das als zu hoch interpretierte AMS ^{14}C Alter an der Basis des Sedimentkerns 15535-1 kann also möglicherweise eine Kombination aus Bioturbation und Umlagerung verantwortlich gemacht werden.

Das (Reservoir-korrigierte) AMS ^{14}C Alter an der Basis des Sedimentkerns II KAL beträgt 3540 ± 75 Jahre BP (= 1950 ± 75 v. Chr.) (Abb. 15c). Da die $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ Methode nicht mehr bis in diese Kernteufe angewandt werden kann, kann nur vermutet werden, daß sich unterhalb ca. 350 cm eine Hochakkumulationszone (ähnlich der in Sedimentkern 15535-1 zwischen 600 und 100 cm Kernteufe) befindet. Hinweise darauf gehen aus der Homogenität aller untersuchter Parameter unterhalb 350 cm hervor. Die Messungen der Trockendichten (DBD) weisen aufgrund relativ konstanter Werte auf rapide Akkumulation hin (Abb. 5). Die stabilen Isotope bleiben bemerkenswert eng am berechneten Mittelwert. Die Korngrößenverteilung weist mindestens ab 400 cm zum Liegenden auf die Sedimentation von sehr feinem Sediment hin, was auf hohe Sedimentationsraten durch Suspensionssediment hinweisen kann (s. Sedimentkern 15535-1). Aufgrund des großen zu interpolierenden Kernabschnitts wird das AMS ^{14}C Datum nur zur Kontrolle der groben Richtigkeit der $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ Datierungen benutzt, jedoch nicht in die Datierungen einbezogen.

4. INTERPRETATION DER ERGEBNISSE

4.1 Korngrößenverteilungen als Abbild fluktuierender Strömungen im Skagerrak

4.1.1 Langskalige Veränderungen im Sedimentfluß des Skagerraks: Die westlichen Stationen

Beide westlichen Sedimentkerne zeigen einen relativen Vergrößerungstrend über die gesamte Kernlänge. Die Vergrößerung in Sedimentkern III KAL beginnt allmählich um 450 cm Kernteufe und zeigt eine markante Steigerung um 600-700 n. Chr (Abb. 9 und 16). Im Sedimentkern II KAL beginnt ein ähnlicher Trend um 400 cm Kernteufe, der ebenfalls eine Verstärkung ab 600-700 n. Chr. erfährt (Abb. 8 und 16). Obwohl sich in Sedimentkern II

KAL der Feinsandgehalt (63-125 μm) über die gesamte Kernlänge mehr als verzehnfacht, zeigt die nächst gröbere Sandfraktion (125-250 μm) nur minimale Veränderungen. Die Darstellungen der Korngrößenverhältnisse verdeutlicht, daß der Vergrößerungstrend fast ausschließlich durch die Zunahme der Fraktion 63-125 μm verursacht wird. Bei III KAL ist der Vergrößerungstrend sehr viel schwächer und erscheint um durchschnittlich eine Φ -Klasse in den feineren Bereich verschoben, wobei die Feinsandzunahme trotz geringer prozentualer Anteile jedoch ebenfalls die Veränderung am deutlichsten macht. Es zeigt sich, daß die Fraktion 63-125 μm strömungsenergetisch für die Stationen II und III als besonders indikativ angenommen werden kann.

Eine *stetige* Zunahme der Transportenergie der sedimenttransportierenden Bodenströmungen mindestens während der letzten ca. 1300 Jahre als Erklärung für den Anstieg des Feinsandgehaltes vor allem in Sedimentkern II KAL erscheint vor dem Hintergrund der relativ konstant geringen Grobfraktion > 125 μm unwahrscheinlich. Wahrscheinlicher ist eine Veränderung der Korngrößenzusammensetzung des Einzugsgebietes im Zusammenhang mit sekundären Veränderungen im Strömungsregime. Es wird daher postuliert, daß sich mindestens ab ca. 400 cm Kernteufe bei Sedimentkern II KAL und ab ca. 450 cm Kernteufe bei III KAL eine sich aus Westen mit den vorherrschenden Strömungen nähernde Feinsanddecke bemerkbar macht, die die Korngrößenverteilung der Sedimente an den westlichen Stationen in zunehmendem Maße durch gut sortierten Feinsand beeinflusst. Es wird weiterhin interpretiert, daß sich in den Sedimentkernen die Etablierung des modernen Strömungssystems des Skagerraks dokumentiert, die sich in zwei Hauptphasen vollzogen hat: außerhalb des datierten Bereiches (ca. 400 cm in Kern II KAL; ca. 450 cm in Kern III KAL) - diese hydrographische Verschiebung hat möglicherweise zur Mobilisierung der Sanddecke beigetragen - und zwischen 600 und 700 n. Chr.. Im datierten Bereich läßt sich das Ereignis um 600-700 n. Chr. zwischen den Sedimentkernen II und III KAL gut korrelieren. Die gröbere Zone zwischen 290 und 250 cm Kernteufe (ca. 1400-400 v. Chr., Sedimentkern III KAL) wird als Phase erhöhter Strömungsenergie interpretiert, jedoch nicht als anhaltende Akzeleration des Zirkulationssystems, da die betroffenen Korngrößen schon um 250 cm Kernteufe wieder auf das reguläre Niveau zurückkehren.

4.1.2 Lithofazies als Paläoströmungsindikator

Dieses Kapitel beruft sich ohne weiteren Hinweis auf Abb. 16, die die *mittlere* (interpretierte) Lage der ausgegliederten Faziesseinheiten darstellt. Deren *exakte* Lage für jeden einzelnen Sedimentkern im Vergleich zur allen untersuchten Korngrößenfraktionen und -verhältnissen zeigen die Abb. 6-9.

4.1.2.1 Voraussetzungen für die Differenzierung lithofazieller Einheiten

Grundsätzlich gilt, daß die Korngrößenverteilung von Sedimenten proportional zur Energie der sedimenttransportierenden Strömungen ist, wenn ein homogenes Liefergebiet vorausgesetzt werden kann (Hjulstrøm, 1935). Das bedeutet, daß theoretisch für jede Korngrößenfraktion eine adäquate Strömungsenergie zum Transport geherrscht haben muß, wenn externe Faktoren wie Eisdrift oder Turbidite etc. ausgeschlossen werden können. Externe Faktoren sind z. B. durch Sedimentstrukturveränderungen erkennbar, oder wenn die Sortierung der Sedimente den für Strömungssedimente typischen Bereich unterschreitet (Folk, 1966; Friedman, 1962).

Für die Bestimmung von lithofaziellen Einheiten der hier untersuchten Sedimentkerne wurde von einer ausschließlichen Beeinflussung durch Strömung ausgegangen. Turbidite konnten nicht gefunden werden. Rutschungen und andere Formen von hangabwärtigem Sedimenttransport können nicht ausgeschlossen werden, jedoch gibt es auch für solche Prozesse keine sicheren Hinweise. Die Radiographien zeigen keine deutlichen Strukturveränderungen in den untersuchten Sedimentkernen. Eine Ausnahme bildet möglicherweise Sedimentkern 15535-1 (Kap. 4.2.1.2).

Für die Fragestellungen der vorliegenden Arbeit ist vor allem die Genese von Lithofazieseinheiten von Interesse, bzw. die minimale Strömungsenergie, die notwendig war, um die größten (terrigenen) Partikel zu transportieren. Die Grobfraktion $>125 \mu\text{m}$ besteht fast ausschließlich aus biogenem Material (Hass, 1992), und kann zu Paläoströmungsabschätzungen nur bedingt herangezogen werden, da sie vermutlich zum großen Teil autochthon ist. Wegen der offensichtlichen Überfrachtung der Bodenströmungen mit Suspensionssediment - II KAL zeigt trotz Feinsandgehalten von $>25 \text{ Gew. } \%$ mehr als $20 \text{ Gew. } \%$ Ton - und der möglichen Inhomogenität der Liefergebiete (s.o.), eignen sich auch die feineren Fraktionen nur in geringem Maße dazu, Strömungsfluktuationen abzubilden. Gosh et al. (1986) weisen ferner darauf hin, daß alle Korngrößenfraktionen einer Suspensionsströmung bei abnehmender Fließgeschwindigkeit gleichzeitig aus einer Strömung ausfallen können.

Entsprechend der durchschnittlichen Bodenströmungsgeschwindigkeiten (s. u.) im Skagerrak sind also vor allem die gröberen Siltfraktionen und der Feinsand, die Korngrößenfraktion $32-125 \mu\text{m}$, zur Ausgliederung aussagekräftiger fazieller Einheiten geeignet. Bei Strömungsgeschwindigkeiten von durchschnittlich $> 1-15 \text{ cm/s}$ (Rodhe, 1987) in den tieferen Bereichen des Skagerraks, werden Partikel in Grobsiltgröße und größer als Bodenfracht (bedload) und alle feineren Partikel vorwiegend in Suspension transportiert.

Bodenfrachtsedimente sind sehr sensible Anzeiger für fluktuierende Bodenströmungsenergien, da sie stets das kritische maximale Korngrößenäquivalent enthalten, für das die Strömungsenergien gerade noch zum Transport ausreichen (Engelhardt, 1977). Verringert sich die

Strömungsenergie, dann verschiebt sich die maximal noch transportierte Äquivalentkorngröße in den feineren Bereich, bzw. der prozentuale Anteil der bis dahin maximal transportierten Äquivalentkorngrößenfraktion verringert sich. Verstärkt sich die Strömungsenergie aber, dann verschiebt sich die kritische Äquivalentkorngröße in den gröberen Bereich, was sich zunächst in einer prozentualen Zunahme der bis dahin maximal transportierten Korngrößenfraktion ausdrückt. Bei höher auflösender Granulometrie könnte man feststellen, daß sich das Maximum innerhalb dieser Klasse in den gröberen Bereich verschiebt, wodurch die Verteilung eine positive Schiefe (3. statistischer Moment) erhält (Koldijk, 1968; Folk, 1962). Im günstigen Fall zeigt sich ein zeitlich (bzw. räumlich) nachfolgender prozentualer Anstieg der nächst gröberen Äquivalentkorngrößenklasse. Daraus folgt, daß Maxima im Feinsandbereich oft von Grobsiltmaxima begleitet werden, die jeweils früher beginnen und später enden (z. B. III KAL, Abb. 9, Kap.).

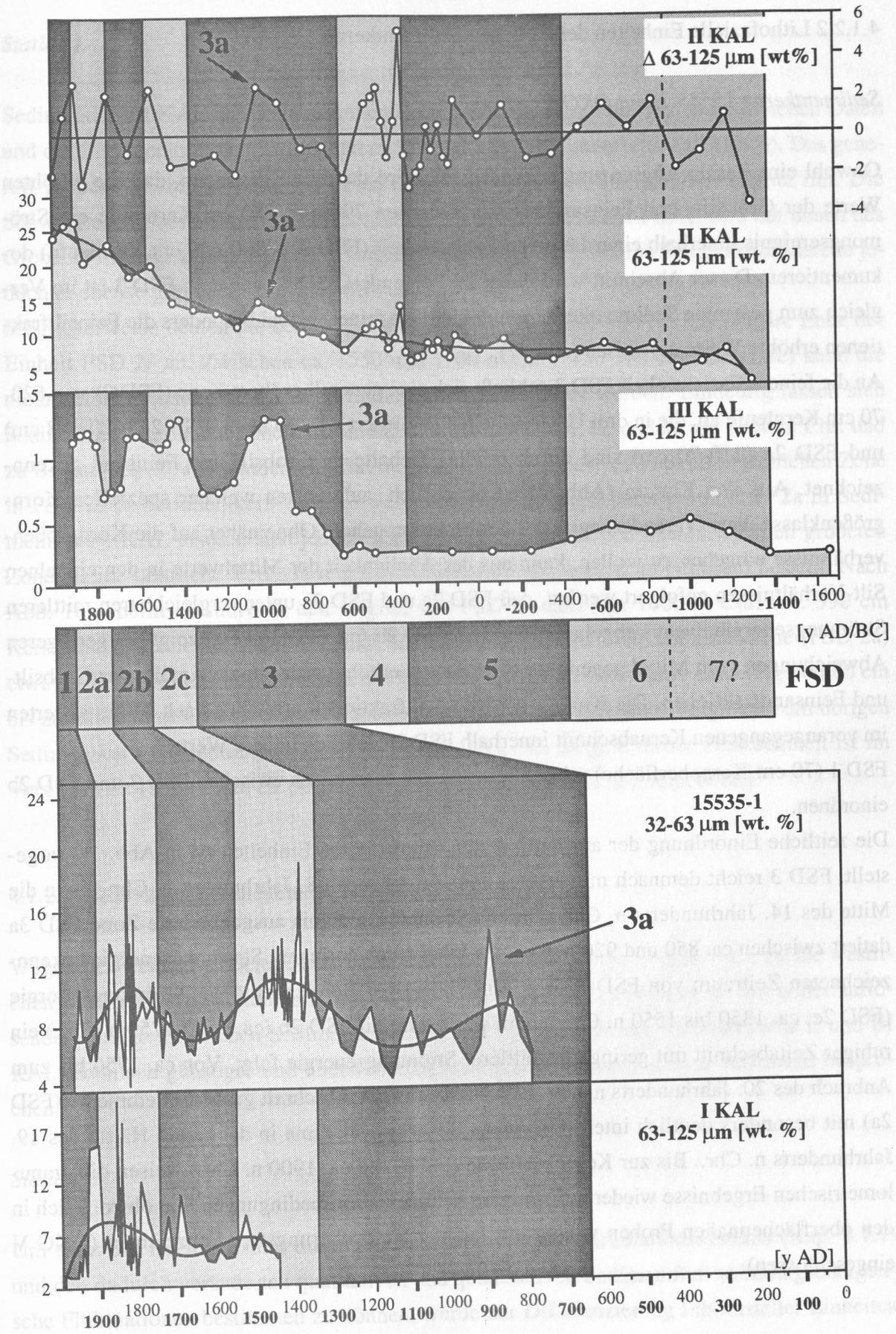
Die im Folgenden ausgegliederten lithofaziellen Einheiten sind als äquigenetische Einheiten, basierend auf der Paläo-Strömungsenergie, zu verstehen.

Die Benennung von lithofaziellen Einheiten (FSD)

Die Differenzierung von lithofaziellen Einheiten beruht zum Teil auf neuen Interpretationen und erweiterten Datensätzen. Deshalb muß die Benennung dieser Einheiten gegenüber Hass (1993) geringfügig geändert werden. Die Bezeichnung der Einheiten als "FSD" (FSD = "facial subdivision") wird übernommen. Bei Hass (1993) werden nur die Sedimentkerne 15535-1 und I KAL lithofaziell gegliedert. Da beide Sedimentkerne an der Kernbasis nicht älter als 1300 Jahre sind, wurden die FSDs von 1 (alt) bis 6 (jung) benannt. Die Sedimentkerne der westlichen Stationen weisen jedoch ein weitaus höheres Alter auf, so daß die chronologisch richtigere Benennung von alt nach jung (FSD 1-6) durch eine technisch günstigere von jung nach alt beginnend bei FSD 1 (rezent) ersetzt wird (s. Abb. 16).

Abb. 16 (S. 47): Signifikante Korngrößen und die mittlere (interpretierte) Lage der lithofaziellen Einheiten (FSD) für alle untersuchten Kerne versus Jahre n./v. Chr.. FSD 3a (s. Text) ist zusätzlich innerhalb der Kurven markiert.

Fig. 16 (p. 47): Significant grain sizes and mean (interpreted) position of the lithofacies subdivisions (FSD) of all cores vs. y AD/BC.



4.1.2.2 Lithofazielle Einheiten der östlichen Sedimentkerne

Sedimentkerne 15535-1 und GKG V

Obwohl eine basale Abgrenzung schwierig ist, wird davon ausgegangen, daß die erhöhten Werte der Grobsilt- und Feinsandfraktion zwischen 790 und 750 cm Kernteufe ein Strömungsereignis innerhalb einer längeren Fazieseinheit (FSD 3, > 800-620 cm Kernteufe) dokumentieren. Dieser Abschnitt wird daher im Folgenden FSD 3a genannt. FSD 3 ist im Vergleich zum gesamten Sedimentkern granulometrisch feiner, wobei besonders die Feinsiltfraktionen erhöhte Werte aufweisen (Abb. 7).

An die feinere Fazieseinheit FSD 3 schließt sich eine generell gröbere Zone (FSD 2) von 620-70 cm Kernteufe an, die in drei Untereinheiten gegliedert werden kann. FSD 2c (620-308 cm) und FSD 2a (240-70 cm) sind durch erhöhte Gehalte an Grobsilt und Feinsand gekennzeichnet. Aus den Kurven (Abb. 7) ist ersichtlich, auf Kosten welcher speziellen Korngrößenklasse diese Veränderungen der Grobfraction gehen. Ohne näher auf die Korngrößenverhältnisse eingehen zu wollen, kann aus der Ähnlichkeit der Mittelwerte in den einzelnen Silt-Verhältnissen gefolgert werden, daß FSD 2a und FSD 2c unter vergleichbaren mittleren Strömungsenergieniveaus abgelagert wurden. FSD 2b (ca. 320-240 cm) zeigt bei geringeren Abweichungen vom Mittel gegenüber FSD 3 etwas erhöhte prozentuale Anteile der Grobsilt- und Feinsandfraktionen. Die Kurven der Mittelsiltfraktionen erreichen nach Minimalwerten im vorangegangenen Kernabschnitt innerhalb FSD 2b deutlich höhere Werte.

FSD 1 (70 cm-Kernoberfläche) schließlich läßt sich energetisch zwischen FSD 3 und FSD 2b einordnen.

Die zeitliche Einordnung der ausgegliederten lithofaziellen Einheiten ist in Abb. 16 dargestellt. FSD 3 reicht demnach mindestens vom ausgehenden 8. Jahrhundert n. Chr. bis in die Mitte des 14. Jahrhunderts n. Chr.. Die als Strömungsereignis ausgegliederte Zone FSD 3a datiert zwischen ca. 850 und 920 n. Chr.. Auf den durch geringere Strömungsenergie gekennzeichneten Zeitraum von FSD 3 folgt ein eindeutiger Bereich erhöhter Strömungsenergie (FSD 2c, ca. 1350 bis 1550 n. Chr.), dem wiederum mit FSD 2b (ca. 1550-1750 n. Chr.) ein ruhiger Zeitabschnitt mit geringerer mittlerer Strömungsenergie folgt. Von ca. 1750 bis zum Anbruch des 20. Jahrhunderts n. Chr. besteht ein zweiter Abschnitt gröberer Sedimente (FSD 2a) mit besonders deutlich interpretierbaren Strömungsmaxima in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts n. Chr.. Bis zur Kernoberfläche (FSD 1, ab ca. 1900 n. Chr.) weisen die granulometrischen Ergebnisse wieder auf ruhigere Sedimentationsbedingungen hin, obwohl sich in den oberflächennahen Proben wieder ein leichter Vergrößerungstrend abzeichnet (GKG V eingeschlossen).

Station I

Sedimentkern I KAL läßt sich ausgehend von der Auswertung der granulometrischen Daten und der Interpretation von Sedimentkern 15535-1 wie folgt interpretieren (Abb. 6). Das generell gröbere Sediment weist auf einen höher energetischen Sedimentationsraum hin. Die Schwankungen des Feinsandgehaltes (32-63 μm) in Sedimentkern I KAL sind mit denen des Grobsilts in Sedimentkern 15535-1 vergleichbar, wobei die gröberen Sandfraktionsanteile jedoch in ebenso geringen Anteilen vertreten sind.

Möglicherweise deuten die beiden Feinsandmaxima unterhalb 450 cm das jüngere Ende der Einheit FSD 2c an. Zwischen ca. 1550 und 1700 n. Chr. (450-390 cm Kernteufe) kann die niedrigerenergetische lithofazielle Einheit FSD 2b definiert werden. Eindeutig lassen sich Sedimentzonen, die auf höhere Strömungsenergie hindeuten, besonders um 1850 n. Chr. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts n. Chr. ausmachen. Erstere läßt sich mit einer ähnlichen Zone in FSD 2a in Sedimentkern 15535-1 vergleichen. Die Ausgliederung von FSD 2a in Sedimentkern I KAL erweist sich jedoch als schwierig, da außer den oben erwähnten gröberen Zonen keine deutliche Veränderung des mittleren Prozentanteils im Feinsand besteht. Nach Abb. 16 scheint es sinnvoll, den Beginn von FSD 2a kurz vor 1700 n. Chr. (ca. 390 cm Kernteufe) festzulegen. Damit beginnt die höherenergetische Sedimentationszone (FSD 2a) etwa 50 Jahre vor der in Sedimentkern 15535-1. FSD 1 läßt sich relativ eindeutig von 60 cm bis zur Kernoberfläche festlegen. Geringe Feinsandgehalte deuten im Vergleich zum übrigen Sedimentkern auf reduzierte Strömungsenergie hin. Der Beginn dieser Faziesseinheit ist im Vergleich zu 15535-1 um ca. 30 Jahre in den jüngeren Kernbereich verschoben.

4.1.2.3 Lithofazielle Einheiten der westlichen Sedimentkerne

Wegen der weitaus größeren Zeitspanne (bei geringerer zeitlicher Auflösung), die die westlichen Sedimentkerne dokumentieren und der besseren Korrelationsbasis zu den höher auflösenden jüngeren östlichen Sedimentkernen, werden die westlichen Sedimentkerne II und III KAL technisch günstiger und übersichtlicher von der Kernoberfläche zur Kernbasis besprochen.

Station II

Um trotz der Beeinflussung durch die Intensivierung des Zirkulationssystems (Kap. 4.1.1) und den dadurch veränderten qualitativen und quantitativen Sedimentfluß strömungsenergetische Fluktuationen bestimmen zu können, wurde zur Differenzierung lithofazieller Einheiten

zunächst der Feinsandgehalt von II KAL mathematisch (über ein Polynom 5. Grades) abgeschätzt, der durch eine stetige Annäherung des postulierten Sandfeldes (relativ konstante mittlere Strömungsenergie vorausgesetzt) verursacht wird. Der durch Fluktuationen der Strömungsenergie von der mittleren Zunahme abweichende Feinsandgehalt Δ 63-125 μm wird durch die Formel:

$$(3) \quad \Delta 63-125 \mu\text{m} = f_s - y$$

mit

$$(4) \quad y = 2,602 \cdot 10^{-17} x^5 + 3,002 \cdot 10^{-13} x^4 + 5,911 \cdot 10^{-10} x^3 + 1,067 \cdot 10^{-6} x^2 + 0,002 x + 8,070 \quad ,$$

wobei f_s = Feinsandgehalt (63-125 μm) [Gew. %], gemessener Wert
 y = Feinsandgehalt [%], der durch die Veränderung des Einzugsgebietes im Zuge der Intensivierung des Strömungssystems verursacht wird, zum datierten Zeitpunkt x [Jahreszahl n./v. Chr.] (Sedimentkern II KAL)

abgeschätzt. In Abb. 16 (oben) sind die Abweichungen (= Δ 63-125 μm) von dieser Kurve (y) dargestellt. Positive Abweichungen werden als Effekt stärkerer Strömungsenergie interpretiert, negative Abweichungen stellen geringere Zuwachsraten im Feinsand und somit abgeschwächte Strömungsenergie dar. Selbstverständlich kann auf diese Weise nur eine sehr grobe Gliederung vorgenommen werden, die durch die geringere zeitliche Auflösung gegenüber den östlichen Stationen noch erschwert wird.

Aus Abb. 16 ist eine Zone schwankender aber generell leicht erhöhter Transportenergie festzustellen, die zwischen 1400 und 1500 n. Chr. beginnt und bis zur Kernoberfläche reicht. Dieser Abschnitt kann FSD 2 zugeordnet werden (s. Sedimentkern 15535-1), wobei die Untereinheiten FSD 2a, 2b und 2c nicht deutlich sind. Der Abschnitt zwischen ca. 650 und 1450 n. Chr. mit eindeutig negativen Werten würde demnach zu FSD 3 gehören. Ein mit FSD 3a vergleichbarer Bereich erhöhter Transportenergie zeigt sich zwischen 900 und 1000 n. Chr. und erscheint somit gegenüber Sedimentkern 15535-1 um ca. 50-100 Jahre in den jüngeren Bereich verschoben. An FSD 3 schließt sich FSD 4 bis ca. 350 n. Chr. an. FSD 4 ist durch höhere Strömungsenergie gekennzeichnet. FSD 5 reicht bis ca. 450 v. Chr. zurück und zeigt bei einigen Schwankungen generell geringere Strömungsenergie. Eindeutig über der durch die genannte Formel (4) abgeschätzten Feinsandzunahme liegt die als FSD 6 bezeichnete Zone (ca. 450-900 v. Chr.). Eine durch feineres Sediment gekennzeichnete FSD 7 schließt

sich möglicherweise zum Liegenden an, deren Beginn jedoch nicht mehr in den datierten Bereich fällt.

Station III

Sedimentkern III KAL liegt in einem Tiefenbereich, wo Bodenströmungen nur sehr schwach ausgebildet sind (Rodhe, 1987). Auch in diesem Environment macht sich jedoch der Einfluß des sich verändernden Einzugsgebiets im Zuge der interpretierten Intensivierung des Strömungssystems um 600-700 n. Chr. bemerkbar. Ab ca. 700 n. Chr. (Abb. 16) steigt der Feinsandgehalt zwar sehr gering aber markant kurzfristig um durchschnittlich das Dreifache an, bleibt dann aber bis zur Kernoberfläche bei deutlichen Schwankungen relativ konstant auf dem erreichten Niveau.

FSD 1 kann nicht eindeutig festgelegt werden. Eine leichte Feinsandabnahme im assoziierten GKG III weist jedoch auf FSD 1 hin. Der jüngste Kernabschnitt bis ca. 1900 n. Chr. wird FSD 2a zugeordnet. Im Anschluß daran zum Kernälteren bis zu Beginn des 16. Jahrhunderts n. Chr. zeigt sich ein relatives Minimum, das besonders in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts n. Chr. sehr ausgeprägt ist (FSD 2b). FSD 2c zeigt hohe Strömungsenergie bis ca. 1350 n. Chr. und ist damit in guter Übereinstimmung mit Sedimentkern 15535-1. FSD 3 zeigt abgeschwächte Strömungsenergie bis ca. 650 n. Chr. Das Strömungsereignis von FSD 3a ist, wie auch in den anderen untersuchten Sedimentkernen, in Sedimentkern III KAL deutlich ausgebildet. Allerdings ist FSD 3 wegen des generellen Anstiegs des Feinsandgehaltes in diesem Bereich nur schwer differenzierbar (Abb. 9 und 16). FSD 4 (zum Liegenden bis ca. 350 n. Chr.) ist nur durch eine sehr schwache Zunahme des Feinsandgehaltes in einer Probe dokumentiert (jedoch deutlich in der Fraktion 38-63 μm). FSD 5 zeigt abgeschwächte Strömungsenergie bis ca. 400 v. Chr. Leicht ansteigende Feinsandgehalte und deutlich ansteigende Grobsiltgehalte (38-63 μm) markieren schließlich FSD 6 (bis ca. 1400 v. Chr.).

4.1.3 Strömungsenergetische Veränderlichkeit im Skagerrak und Klimaphasen

Die Sedimentkerne der östlichen Stationen weisen sehr direkt auf eine Korrelation der Verteilung der Korngrößen (und damit der vorherrschenden Transportenergie) mit dem Klima hin (Abb. 16). FSD 1 kennzeichnet ruhige Sedimentationsbedingungen während des MO seit spätestens dem ersten Viertel des 20. Jahrhunderts n. Chr. hin. Möglicherweise deuten schwankende Gehalte des Grobsilts und Feinsands zur Oberfläche von GKG V auf zeitweise Strömungspulse während der letzten Dekaden.

FSD 2 liegt innerhalb des Klimapessimums der LIA und ist generell durch gröberes Sediment charakterisiert. Zumindestens für die gröberen Faziesseinheiten FSD 2a und 2c kann auf intensivierte Strömungen geschlossen werden. FSD 2b weist auf eine Phase geringerer Transportenergien zwischen ca. 1550 und 1750 n. Chr. hin.

FSD 3 markiert die MWP. Sie ist generell durch feineres Sediment und daher geringe Strömungsenergie gekennzeichnet. FSD 3a weist auf ein Strömungsereignis innerhalb der MWP hin.

Ältere Klimazonen als die der MWP sind nicht deutlich dokumentiert und werden nur von den Sedimentkernen der westlichen Stationen erreicht. Die gröberen Faziesseinheiten 4 und 6 lassen sich zeitlich mit dem VW (FSD 4) und dem SAP (FSD 6) korrelieren. Die feinere Faziesseinheit 5 fällt in den Zeitraum des RO. Sie deutet auf geringere mittlere Strömungsintensität hin. In Sedimentkern II KAL deutet sich mit FSD 7 (Abb. 8 und 16) möglicherweise das Ende des SBO an.

Es zeigt sich, daß die kälteren Phasen des Klimas der letzten ca. 3000 Jahre - wie die LIA - generell durch erhöhte Strömungsenergie und dadurch verursachte Vergröberung des Sediments gekennzeichnet sind. Die wärmeren Phasen - wie die MWP - sind durch feinere Sedimente charakterisiert, was den Schluß auf geringere Strömungsenergie der sedimenttransportierenden Strömungen zuläßt.

Die gute Übereinstimmung der granulometrischen Ergebnisse bestätigt die Interpretationen der Aktivitätsprofile, die für die Datierungen herangezogen wurden (Kap. 3.1).

4.2 Stabile Sauerstoffisotope als Klimaindikatoren

Urey (1948) erkannte als erster die Bedeutung des Verhältnisses der stabilen Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O für die Paläoklimaforschung. Seitdem sind Sauerstoffisotope zu einem bedeutenden Werkzeug der Klimarekonstruktion geworden (z. B. Emiliani, 1955, 1966; Shackleton & Opdyke, 1973, 1976; Shackleton et. al., 1983; Broecker, 1986; Shackleton, 1987a). Das Sauerstoffisotopenverhältnis im Meerwasser ist abhängig von Verdunstungs- und Niederschlagseffekten, sowie vom Volumen der als Eis und Schnee gebundenen Wassermassen auf dem Land und - lokal - vom Niederschlags- und Süßwassereintrag durch Flüsse (Salinität) (Craig & Gordon, 1965). In kaltem Klima sind die mittleren Temperaturen geringer und die Eisschilde größer. Gleichzeitig ist der Süßwassereintrag durch Flüsse reduziert. Es folgt also, daß sich die Effekte addieren: in kaltem Klima wird das schwere Sauerstoffisotop im Meerwasser angereichert, während warmer Klimate wird das leichte Sauerstoffisotop angereichert (Broecker, 1992).

Ein weiterer Faktor, der das Isotopenverhältnis beeinflussen kann, wird "Vital Effekt" genannt. "Vital Effekt" bezeichnet die speziesbezogene Abweichung des Isotopenverhältnisses in karbonatischen Schalen bezüglich des Isotopenverhältnisses von anorganischem Karbonat, das in isotopischem Gleichgewicht mit dem umgebenden Wasser gefällt wird (von Grafenstein et al., 1992). "Vital Effekte" entstehen durch fraktionierten Einbau der Sauerstoffisotope, können aber auch durch unterschiedliche Kalzifizierungszeitpunkte der Karbonatbildner vorgetäuscht werden (Erlenkeuser, pers. Mitteilung).

Im Folgenden wird als Arbeitshypothese - wenn nicht anders angegeben - zunächst grundsätzlich der Interpretation gefolgt, daß negativere ('leichtere') $\delta^{18}\text{O}$ Werte wärmeres Klima und positivere ('schwerere') $\delta^{18}\text{O}$ Werte kühleres Klima während der Kalzifizierung repräsentieren. Der Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Profile kann jedoch zusätzlich durch Schwankungen in der Salinität der Wassermassen entscheidend beeinflusst werden.

4.2.1 Stabile Sauerstoffisotope im Skagerrak

Der zwischen den gemessenen benthischen Foraminiferenarten, *G. turgida* und *M. barleeaanum* auftretende "offset" wird als unterschiedlicher Vital Effekt der beiden Arten interpretiert. Solche Differenzen bei verschiedenen Spezies, die das gleiche Habitat (endobenthisch) besiedeln, wurden auch von Duplessy et al. (1970) und Dunbar & Wefer (1984) beschrieben und generell als konstante Skalenverschiebung gedeutet. Erlenkeuser (1985b) konnte eine vergleichbare Verschiebung der Isotopenwerte zwischen den endobenthisch lebenden Foraminiferenarten *Cassidulina laevigata* und *Elphidium excavatum* in Sedimenten des Skagerraks feststellen. Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Arten leben zwar nominell endobenthisch, Corliss (1985) und Corliss & Van Weering (1993) konnten jedoch zeigen, daß sich Tiefenunterschiede bis zu 15 cm (je nach Sedimenteigenschaften) im Habitat zeigen, die sowohl für den "offset", als auch für die zeitliche Verschiebung der Isotopenereignisse verantwortlich gemacht werden können. *Globobulimina* ist als besonders mobil im Sediment bekannt; sie lebt vorwiegend im Extremhabitat der Sauerstoffminimumzone (McCorkle et al., 1990).

Wegen des instrumentellen Fehlers, der bei den Messungen von $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}}$ des Sedimentkerns III KAL auftrat (Kap. 2.5.2), wird auf eine Interpretation dieses Profils verzichtet. Die Meßdaten befinden sich in Anhang 7. Das im Folgenden interpretierte Isotopenprofil von III KAL beruft sich ohne weitere Erwähnung ausschließlich auf die Messung von *M. barleeaanum* ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Mb}}$). Sedimentkern II KAL weist ab ca. 400 n. Chr. eine stetige Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ Werte von ca. 3,3 auf ca. 3,6 ‰ (Mittelwerte) bei zunehmender Tendenz auf. Da eine stetige Abnahme der

Temperaturen in diesem Zeitraum nicht sehr wahrscheinlich ist und bisher nicht beschrieben wurde, wird die Veränderung der $\delta^{18}\text{O}$ Werte als Folge der zunehmenden Beeinflussung durch eine andere Wassermasse als die, die vor ca. 400 n. Chr. vorherrschend war, interpretiert, wobei in diesem Fall allerdings auch eine generelle leichte Abnahme der Temperaturen nicht ausgeschlossen werden kann. Die Ursache für diese stetige Veränderung wird im Kap. 4.7 und 5.4.1 diskutiert. Im Folgenden wird die Zunahmerate der $\delta^{18}\text{O}$ Werte in Sedimentkern II KAL als relativ konstant angenommen und der Zunahmetrend über die Formel

$$(5) \quad z = 2,5779 \cdot 10^{-17} x^5 - 5,3792 \cdot 10^{-14} x^4 - 4,4619 \cdot 10^{-11} x^3 + 1,5649 \cdot 10^{-7} x^2 + 8,2776 \cdot 10^{-5} x + 3,2769$$

wobei $z = \delta^{18}\text{O}$ Wert [‰], der durch mittlere langfristige Veränderungen (Salinität?) verursacht wird, zum datierten Zeitpunkt x [Jahreszahl n./v. Chr.] (Sedimentkern II KAL)

abgeschätzt (s. a. Kap. 4.1.2.3, Normierung der Sandgehalte von II KAL). Die Interpretation der $\delta^{18}\text{O}$ Werte von II KAL erfolgt also in der Hauptsache über die Abweichungen vom langfristigen Trend; man könnte von einem $\Delta\delta^{18}\text{O}$ sprechen (s. Abb. 17, oben):

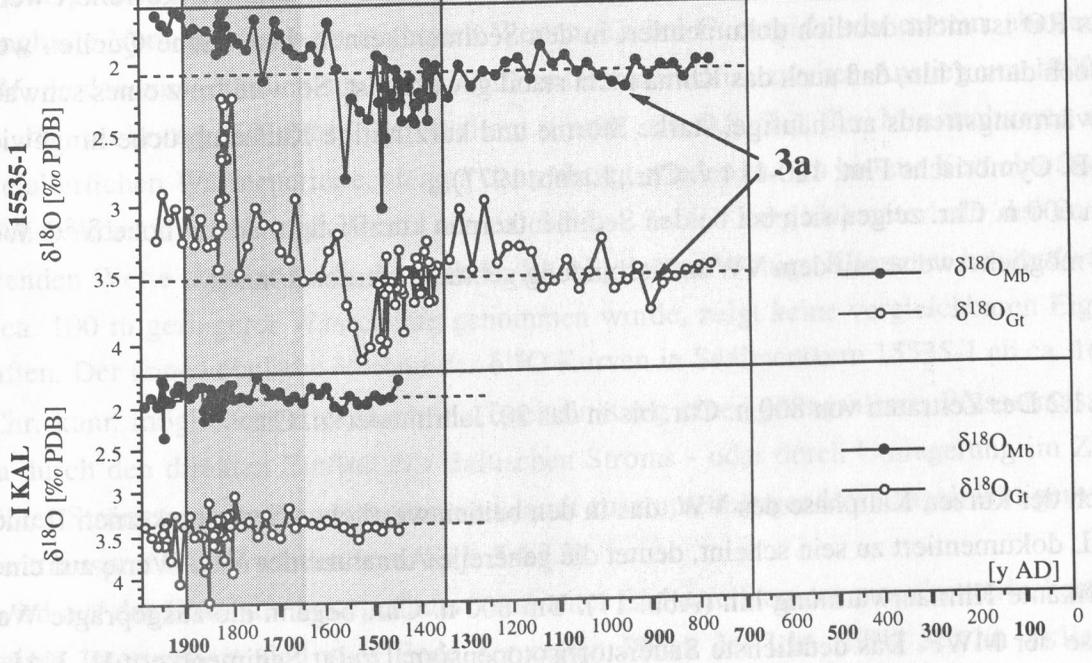
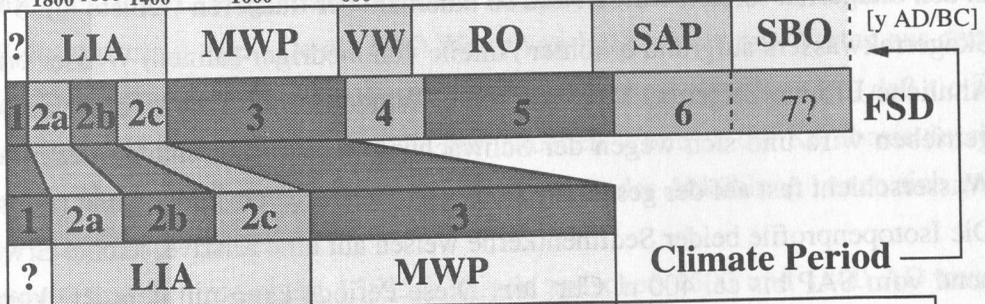
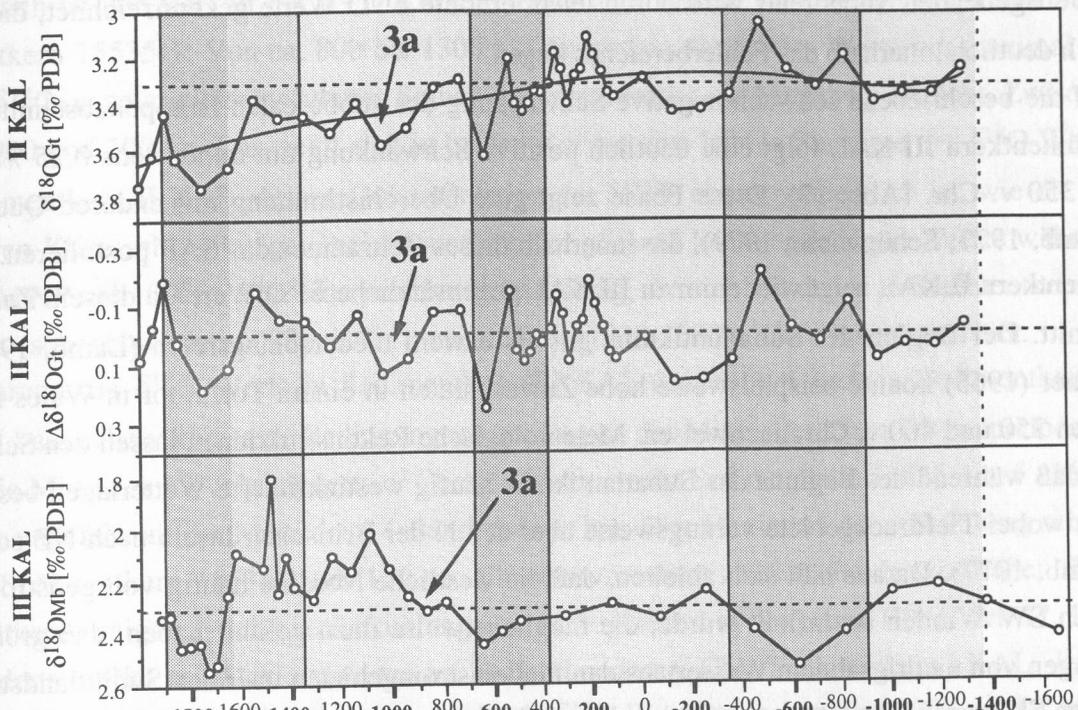
$$(6) \quad \Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}} [\text{‰}] = \delta^{18}\text{O} [\text{‰}] - z$$

4.2.1.1 Der Zeitraum bis 800 n. Chr.: Die westlichen Stationen

In den mit den angewandten Methoden nicht mehr datierbaren Bereichen bei Sedimentkern III KAL zeigt sich eine markante Zunahme im $\delta^{18}\text{O}$ von der Kernbasis bis 400 cm Kernteufe (Abb. 12c). Dieser Kernabschnitt wird trotz der nicht vorhandenen Datierung als Übergang vom holozänen Klimaoptimum interpretiert. An der Basis des datierten Bereiches weisen leicht erniedrigte $\delta^{18}\text{O}$ Werte bei III KAL auf milderes Klima bis ca. 900 v. Chr. hin. Diese Zone läßt sich mit dem ausgehenden Subboreal korrelieren (Abb. 17). Das $\delta^{18}\text{O}$ Profil von Sedimentkern II KAL, dem Sedimentkern aus der geringsten Wassertiefe, zeigt generell geringere Schwankungen. Werte, die auf das holozäne Klimaoptimum hindeuten könnten, sind im nicht datierten Kernabschnitt (350-504 cm Kernteufe) nicht nachweisbar. Der Zeitraum

Abb. 17 (S. 55): $\delta^{18}\text{O}$ versus Jahre v./n. Chr. mit der mittleren (interpretierten) Lage der Klimaperioden in Beziehung zu den lithofaziellen Einheiten. FSD 3a (s. Text) ist zusätzlich innerhalb der Kurven markiert. (Messungen: C-14 Labor Kiel).

Fig. 17 (p. 55): $\delta^{18}\text{O}$ vs. y AD/BC and mean (interpreted) position of the climate periods in relation to lithofacies subdivisions. (Measurements: C-14 Labor Kiel).



des ausgehenden Subboreals wird durch leicht erhöhte $\delta^{18}\text{O}$ Werte gekennzeichnet, die jedoch deutlich innerhalb des Fehlerbereiches liegen.

Auf die beschriebene schwach negative Schwankung des subborealen Isotopenabschnitts in Sedimentkern III KAL folgt eine deutlich positive Schwankung um mindestens 0,25 ‰ bis ca. 350 v. Chr. (Abb. 17). Diese Phase zeigt gute Übereinstimmung mit anderen Quellen (Lamb, 1977; Schönwiese, 1979), die innerhalb dieses Zeitraumes das SAP postulieren. Sedimentkern II KAL zeigt wiederum zu III KAL gegensätzliche $\delta^{18}\text{O}$ Werte in diesem Zeitabschnitt. Der Beginn des Subatlantikums gilt als extrem niederschlagsreich (Lamb, 1977): Turner (1965) konnte beispielsweise hohe Zuwachsraten in einem Torfmoor in Wales zwischen 750 und 400 v. Chr. nachweisen. Meteorologische Rekonstruktionen lassen den Schluß zu, daß während des Beginns des Subatlantikums häufig westinklinierte Wetterlagen bestanden, wobei Tiefdruckgebiete vorzugsweise über den N der Britischen Inseln nach NE zogen (Lamb, 1977). Daraus läßt sich ableiten, daß die westliche Nordsee häufig von geostrophischen SW Winden beeinflusst wurde, die möglicherweise dazu geführt haben, daß größere Mengen von niedrigrsalinem Wasser aus den Flußeinstromgebieten über den Südjütlandstrom in den Skagerrak forciert wurden und so innerhalb der flacheren Gebiete die $\delta^{18}\text{O}$ Gehalte des Skagerrakwassers aufgrund erhöhter Anteile von niedriger salinem Wasser erniedrigt haben. Ähnliche Effekte zeigen sich bei starken N Winden, wenn Brackwasser aus dem Oslofjord getrieben wird und sich wegen der Schwächung des Nordjütlandstromes eine niedrigrsaline Wasserschicht fast auf der gesamten Skagerrakoberfläche ausbilden kann (Fonselius, 1989).

Die Isotopenprofile beider Sedimentkerne weisen auf eine relative, leichte Erwärmung ausgehend vom SAP bis ca. 400 n. Chr. hin. Diese Periode kann mit dem RO korreliert werden. Das RO ist nicht deutlich dokumentiert in den Sedimentkernen, historische Quellen weisen jedoch darauf hin, daß auch das Klima nicht stabil gewesen ist. So wird trotz eines schwachen Erwärmungstrends auf häufige, starke Stürme und kurzfristige Kälteeinbrüche hingewiesen (z. B. Cymbrische Flut: 120-114 v. Chr., Lamb, 1977).

Um 600 n. Chr. zeigen sich bei beiden Sedimentkernen kurzfristig markant hohe $\delta^{18}\text{O}$ Werte, die möglicherweise mit dem VW in Verbindung gebracht werden können.

4.2.1.2 Der Zeitraum von 800 n. Chr. bis in das 20. Jahrhundert n. Chr.

Nach der kurzen Kaltphase des VW, das in den beiden westlichen Sedimentkernen II und III KAL dokumentiert zu sein scheint, deutet die generelle Abnahme der $\delta^{18}\text{O}$ Werte auf eine signifikante Klimaerwärmung hin (Abb. 17). Um 800 n. Chr. begann die ausgeprägte Warmphase der MWP. Das deutlichste Sauerstoffisotopensignal zeigt Sedimentkern III KAL mit einer Abnahme um 0,3 ‰ (vom Mittelwert) zwischen ca. 800 und 1100 n. Chr. Gleichfalls

deutlich ist der Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Kurven beider untersuchter Foraminiferenarten von Sedimentkern 15535-1: Von ca. 800 bis 1300 n. Chr. sinken die $\delta^{18}\text{O}_{\text{Gt}}$ Werte um maximal 0,5 ‰. $\delta^{18}\text{O}_{\text{Mb}}$ zeigt ein schwächeres Signal, das etwas früher ein Maximum erreicht. Zwischen ca. 900 und 1000 n. Chr. zeigt sich in beiden Kurven eine leichte Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ Werte. Sedimentkern II KAL, dessen Dokumentation der MWP ebenso undeutlich ist, wie die der älteren Klimaschwankungen, zeigt innerhalb der generell leicht erniedrigten Werte während der MWP um 1000 n. Chr. eine positive Schwankung, die sich mit denen in Sedimentkern III KAL (sehr schwach, um 900 n. Chr.) und 15535-1 (900-1000 n. Chr.) korrelieren läßt. Während die $\delta^{18}\text{O}$ Werte in Sedimentkern III KAL (undeutlich auch in Sedimentkern II KAL) auf relativ konstante Bedingungen vom Beginn der Mittelalterlichen Wärmeperiode bis in die Mitte des 17. Jahrhunderts n. Chr. hindeuten, weist Sedimentkern 15535-1 auf Abkühlung ungefähr ab der Mitte des 14. Jahrhunderts hin. Das Maximum der Abkühlung scheint bei Sedimentkern 15535-1 um 1500 n. Chr. dokumentiert zu sein. Beide westlichen Sedimentkerne zeigen synchrone Abkühlungstrends, beginnend in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts n. Chr. mit Maximalwerten im 18. Jahrhundert n. Chr.. Sedimentkern I KAL, dessen Basis um 1450 n. Chr. datiert, zeigt maximale $\delta^{18}\text{O}$ Werte zwischen ca. 1800 und der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts n. Chr.. Da die $\delta^{18}\text{O}$ Werte von I KAL nicht mit Werten aus dem Mittelalterlichen Optimum verglichen werden können, kann nur vermutet werden, daß sie in diesem Zeitraum geringer gewesen sind und die vorhandenen Werte ab der Kernbasis durch Abkühlung erhöhte Werte anzeigen. Die interpretierten Trends der Abkühlung lassen sich gut mit dem Beginn der LIA korrelieren.

Die Isotopenkurven von Sedimentkern 15535-1 zeigen zwischen 1500 und 1800 AD zwei sprunghafte Veränderungen zu leichteren Werten, die bei *G. turgida* sehr extrem, aber auch bei *M. barleeanum* deutlich sind. Die Werte unterschreiten im zweiten Anstieg um 1800 n. Chr. für mehr als 50 Jahre bei weitem (mehr als 0,8 ‰) die Minimalwerte der Mittelalterlichen Wärmeperiode, steigen dann abrupt wieder an, um bis zur Kernoberfläche jedoch wiederum leicht auf Werte um ca. 0,3-0,4 ‰ (*G. turgida*) unterhalb der zu erwartenden Werte abzufallen. Sedimentkern I KAL, der nur wenige Kilometer hangaufwärts aus ca. 100 m geringerer Wassertiefe genommen wurde, zeigt keine vergleichbaren Eigenschaften. Der ungewöhnliche Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Kurven in Sedimentkern 15535-1 ab ca. 1600 n. Chr. kann möglicherweise durch die Beeinflussung einer geringsalinen Wassermasse - etwa durch den direkten Einfluß des Baltischen Stroms - oder durch Umlagerung im Zuge erhöhter Strömungsgeschwindigkeiten und damit zusammenhängendem hangabwärtigem Sedimenttransport erklärt werden (s. a. Kap. 5.4.3.2).

Es wird auf der Basis der Isotopenkurve und unter Einbeziehung der granulometrischen Ergebnisse interpretiert, daß zum Ende der ersten Phase der LIA (FSD 2c) im östlichen Skagerrak im Zuge der veränderten atmosphärischen Zirkulation eine einschneidende hydro-

graphische Veränderung stattgefunden hat, die dazu führte, daß zumindestens die Station 15535-1 unter den Einfluß von aus dem Kattegat ausströmendem Ostseewasser gelangt ist.

Die hohen Abweichungen vom Mittel der Sauerstoffisotopenkurve von I KAL, vom ausgehenden 18. Jahrhundert n. Chr. bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts, werden als das Signal erhöhter Winterwasserbildung interpretiert (Abb. 17).

Keines der Sauerstoffisotopenprofile der untersuchten Sedimentkerne gibt eindeutige Hinweise auf das Ende der LIA. Legt man den Übergang von der LIA zum MO etwa mit dem Anbruch des 20. Jahrhunderts nach Chr. zusammen, so wird dieser Abschnitt von Sedimentkern III KAL nur marginal erreicht. GKG III zeigt keinen deutlichen Trend. Sedimentkern II KAL erreicht den Übergang rein rechnerisch und zeigt zwei Meßpunkte innerhalb des MO, allerdings sind auch diese Signale, wie die des gesamten Sedimentkerns II KAL nicht sehr aussagekräftig. Um 1900 n. Chr. weist ein Meßwert die negativsten Werte seit ca. 1600 in diesem Sedimentkern auf. GKG II weist auf eine leichte Erwärmung hin.

Auf die schwierig zu interpretierenden $\delta^{18}\text{O}$ Werte von Sedimentkern 15535-1 wurde bereits hingewiesen, jedoch zeigt sich innerhalb der allgemein zu niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ Werte eine realistische Abnahme (um ca. 0,2 ‰, 12 Meßpunkte) seit ca. 1820 n. Chr. - allerdings mit einem negativen "offset" von ca. 0,4 ‰ -, der mit der natürlichen Temperaturentwicklung vergleichbar ist. GKG V setzt diesen leichten Erwärmungstrend fort.

Sedimentkern I KAL zeigt weniger eine $\delta^{18}\text{O}$ Abnahme, als mehr eine Abnahme der extremen Abweichungen vom Mittel (in den positiven Bereich), die vom ausgehenden 18. Jahrhundert n. Chr. bis in den Beginn des 20. Jahrhunderts n. Chr. das Bild der Sauerstoffisotopenkurve beherrschen. GKG I deutet auf eine leichte Erwärmung hin.

4.3 Stabile Kohlenstoffisotope als marine Umweltindikatoren

Das Verhältnis der stabilen Kohlenstoffisotope ^{13}C und ^{12}C in marinen Kalkschalern läßt die Charakterisierung der entsprechenden Wassermasse zu, in der kalzifiziert wird. ^{13}C wird in Wassermassenhorizonten angereichert, in denen Photosynthese stattfindet; Respiration führt hingegen zur Anreicherung von ^{12}C im Wasser (Broecker, 1992). Endobenthisch lebende Foraminiferen eignen sich daher weniger zur Darstellung der Eigenschaften des Bodenwasserkörpers, weil sie durch das $\delta^{13}\text{C}$ des respirativen CO_2 aus bakteriologischem Abbau innerhalb der Porenwässer beeinflusst werden (McCorkle et al., 1990). Das $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Verhältnis kann jedoch einen Hinweis auf die Durchlüftung des Bodenwassers geben, da das leichte Kohlenstoffisotop negativ mit der Verfügbarkeit von gelöstem Sauerstoff korreliert (Williams et al., 1977; Kroopnick, 1980). McCorkle et al. (1990) weisen darauf hin, daß der Unterschied zwischen ^{13}C -Gehalten von *Globobulimina* und dem Bodenwasser dem Unterschied

zwischen Bodenwasser und Porenwasser entspricht, wobei das ganze System durch den Sauerstoffgehalt des Bodenwassers gesteuert wird. Erlenkeuser (1985b) zeigt anhand von Analysen eines Sedimentkerns aus dem Skagerrak, daß leichtere $\delta^{13}\text{C}$ Werte benthischer Foraminiferen generell mit 'wärmeren' Klimaverhältnissen zusammenfallen.

Die Umweltfaktoren, die zur Beeinflussung des $\delta^{13}\text{C}$ führen, werden allerdings sehr kontrovers diskutiert (Duplessy et al., 1970; Shackleton, 1977, 1987b; Kroopnick, 1980; Zahn et al., 1986; McCorkle et al., 1990). Aussagen, die über das Stadium vorsichtiger Interpretationen hinausgehen, können daher nicht gemacht werden.

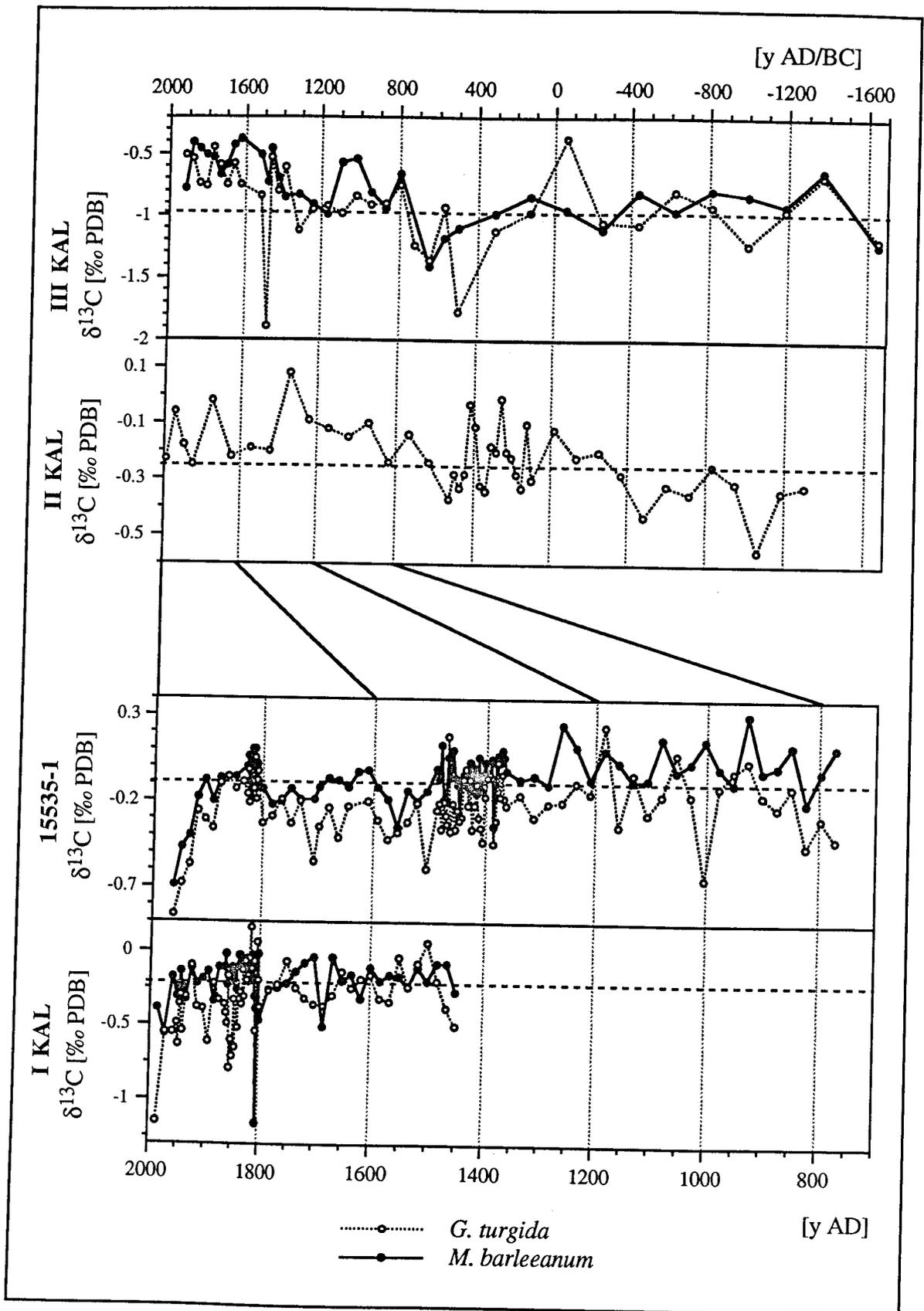
4.3.1 Stabile Kohlenstoffisotope im Skagerrak

Der geringe "offset" zwischen den gemessenen Arten, kann auf das unterschiedliche Tiefenhabitat zurückgeführt werden (McCorkle et al., 1990). Die relativ hohen Abweichungen vom Mittel (am höchsten im tiefsten Sedimentkern: III KAL) werden als sekundäre Effekte des Porenwassers auf das endobenthische Habitat der Foraminiferen gedeutet. Diese These wird unterstützt durch das Auftreten größerer Abweichungen vom Mittel bei der i. a. tiefere Habitate besiedelnden *G. turgida* (Corliss, 1985).

Unterhalb ca. 400 cm zeigen leichte $\delta^{13}\text{C}$ Werte in beiden westlichen Kernen möglicherweise stagnierende Bedingungen an, was auch aus den Korngrößenverteilungen gefolgert werden kann (Kap. 2.3.1.2). In den datierten Sektionen zeigen die westlichen Sedimentkerne bis ca. 200 v. Chr. keine eindeutig interpretierbaren $\delta^{13}\text{C}$ Signale (Abb. 18). Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte in Sedimentkern II KAL steigen geringfügig von 400-200 v. Chr. um etwas weniger als 0,2 ‰ an, was möglicherweise die Folge geringer Abkühlung und dadurch leicht erhöhten Sauerstoffgehalts der Wassermassen in der Folge des ausgehenden SAP ist. Bis ca. 600 n. Chr. zeigen beide westlichen Sedimentkerne - besonders stark Sedimentkern III KAL - abnehmende $\delta^{13}\text{C}$ Werte. Es kann interpretiert werden, daß im Laufe des RO leichte Erwärmung des Wasserkörpers und daraus folgendes Absinken des Sauerstoffgehaltes zur Beeinflussung der $\delta^{13}\text{C}$ Werte geführt hat. Sedimentkern III KAL (450 m Wassertiefe) zeigt mit -1,8 ‰ einen extrem tiefen Wert, was darauf hindeutet, daß dieser Sedimentkern möglicherweise Charakteristika des Bodenwassers dokumentiert, das wegen geringer Strömungen an Sauerstoff verarmt war. Das VW (um 600 n. Chr.) mag der Auslöser für die Intensivierung der Strömungen (Kap. 4.1.1) gewesen sein, in deren Zuge sich die Belüftung während der darauffolgenden MWP kurzfristig verbessert hat.

Abb. 18 (S. 60): $\delta^{13}\text{C}$ aller langen Kerne versus Jahre v./n. Chr. (Messungen: C14-Labor Kiel).

Fig. 18 (p. 60): $\delta^{13}\text{C}$ vs. years AD/BC of all long cores. (Measurements: C14-Labor Kiel).



Im Zuge der LIA deuten die $\delta^{13}\text{C}$ Werte auf verbesserte Sauerstoffbedingungen im Bereich des Bodenwassers (III KAL). Es ist zu vermuten, daß es während der LIA - neben der generell höheren Strömungsdynamik - mehrfach zu Vorstößen von oxygeniertem Atlantikwasser in das Skagerraktief gekommen ist. Eine Beeinflußung des Skagerrakbodenwassers durch Winterwasserbildung während der LIA erscheint durch die generell deutlich geringeren $\delta^{18}\text{O}$ Werte zumindest bis ca. 1600 n. Chr. nicht gegeben. Sedimentkern II KAL zeigt einen schwachen Trend zu schwereren $\delta^{13}\text{C}$ Werten zu Beginn der LIA; die Werte schwanken jedoch innerhalb der Fehlermarge. Die LIA dokumentiert sich in den $\delta^{13}\text{C}$ Kurven der östlichen Sedimentkerne im Gegensatz zu denen des Sedimentkerns III KAL durch eine geringe Schwankung zu leichteren Werten, die möglicherweise als Folge gesteigerter Respiration zu deuten ist. Das Ereignis, das bei Sedimentkern 15535-1 zu extrem leichten $\delta^{18}\text{O}$ Werten um 1850 n. Chr. geführt hat, zeigt sich in den $\delta^{13}\text{C}$ Werten in Form eines schwachen, aber deutlichen Anstiegs der $\delta^{13}\text{C}$ Kurven beider Foraminiferenarten. Ob diese Zone durch die Beeinflussung durch eine fremde Wassermasse oder durch Umlagerung entstanden ist, kann auch durch die $\delta^{13}\text{C}$ Analysen nicht geklärt werden. Interessant ist, daß auch I KAL ein schmales Segment erhöhter $\delta^{13}\text{C}$ Werte aufweist, das synchron zu dem in Sedimentkern 15535-1 ist. Die gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ Werte aus dem MO weisen in beiden östlichen Sedimentkernen (einschließlich GKG V) einen deutlichen Trend zu leichten Werten auf. Dieser deutliche Abfall der Kurven kann nicht mit Klimaereignissen in Verbindung gebracht werden. Er wird als Industrieffekt (Suess Effekt; s. a. Shackleton et al., 1990; Bolin et al., 1989) interpretiert.

4.4 TOC und CaCO_3 in den Sedimenten des Skagerraks

Karbonatgehalte und Gehalte des nicht näher differenzierten organischen Kohlenstoffs (TOC) der Gesamtproben wurden als sedimentologische Standardparameter analysiert. Karbonatgehalte lassen Aussagen über das generelle Maß der Karbonatproduktion sowie deren Beeinflussung (Verdünnung, Lösung) zu.

Aus früheren Untersuchungen ist bekannt, daß die organische Substanz im Skagerrak zum größten Teil aus allochtonem, schwer abbaubarem Material besteht (Van Weering, 1987; Liebezeit, 1988; Anton et al., 1993). Das Hauptliefergebiet dafür ist die Nordsee. Die TOC Analysen für die vorliegende Arbeit wurden durchgeführt, um festzustellen, ob Veränderlichkeiten im TOC Gehalt der Sedimente des Skagerraks über Abbau- und Verdünnungseffekte hinaus mit Klimaereignissen in Verbindung gebracht werden können (s. dazu Abb. 14 und 19).

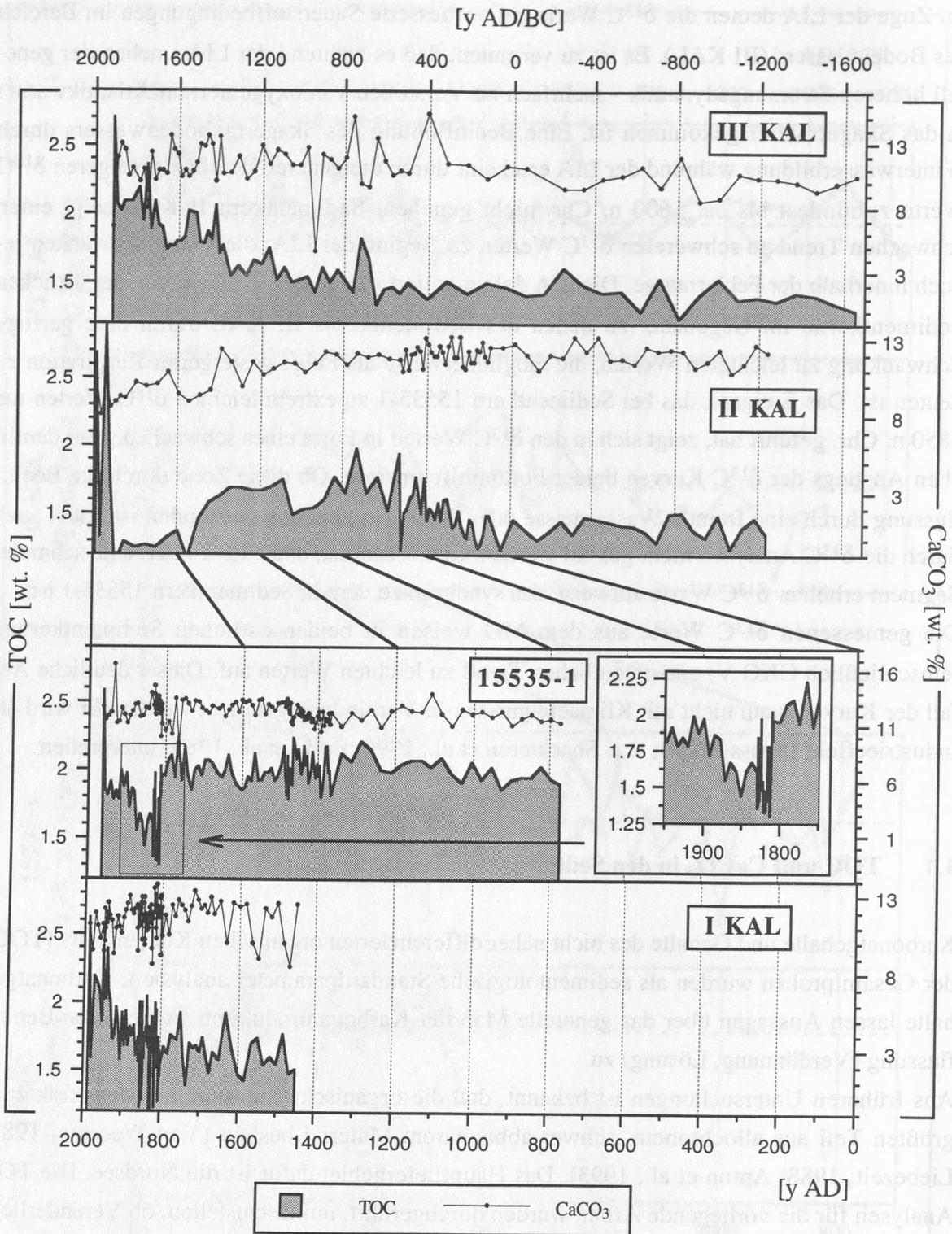


Abb. 19: TOC und CaCO₃ Kurven aller langen Kerne versus Jahre v./n. Chr.

Fig. 19: TOC and CaCO₃ curves of all long cores vs. y AD/BC of all long cores.

Die Karbonatanalysen ergeben keine interpretierbaren Hinweise auf primäre Beeinflussung durch das Klima. In Sedimentkern III KAL zeigt sich jedoch im Verlauf der Sauerstoffisotopenkurve ab 400 cm Kerntiefe zum Liegenden (nicht datierte Sektion) ein Trend zu wärmerem Klima (Kap. 4.2.1.1), der von einem deutlichen Anstieg im Karbonat begleitet wird. Es kann interpretiert werden, daß die generelle Erwärmung des Wasserkörpers möglicherweise zu erhöhter Karbonatproduktion beigetragen hat (Abb. 14). Im datierten Bereich zeigt sich in keinem der untersuchten Kerne ein deutlicher Trend. Die Abnahme der Karbonatgehalte in Sedimentkern II KAL ab ca. 600 n. Chr. bis zur Kernoberfläche wird als Verdünnungseffekt durch die starke Zunahme des Feinsandgehaltes gedeutet.

Die TOC Gehalte in Sedimentkern III KAL nehmen von der Kernoberfläche zur Kernbasis in charakteristischer Form ab, die mit dem Abbau der organischen Substanz im Sediment in Verbindung zu bringen ist. Die geringen Schwankungen weisen auf hohe Gehalte gleichartiger, vermutlich leicht abbaubarer organischer 'mariner' Substanz hin (TOC > 1,4 Gew. %). Sedimentkern II KAL zeigt geringe Schwankungen aber keinen Trend im TOC Gehalt unterhalb des datierten Kernabschnitts. Die konstanten TOC Gehalte in diesem Abschnitt können auf schwerer abbaubare, residuale organische Substanz hindeuten. Im datierten Kernabschnitt zeigt sich wieder ein genereller Zusammenhang mit der Zunahme des Feinsandgehaltes, so daß der Abnahmetrend ab 600 n. Chr. zur Kernoberfläche als Verdünnungseffekt gedeutet werden kann.

Die östlichen Sedimentkerne zeigen ebenfalls keine deutlichen Trends. Hohe TOC Werte bis zur Kernbasis bei Sedimentkern 15535-1 lassen den Schluß auf sehr hohe Sedimentationsraten von organischer Substanz zu, so daß Abbaueffekte nicht deutlich werden. Beide Sedimentkerne weisen kurz nach 1800 n. Chr. eine Minimumzone ($\approx 1,4$ Gew. % TOC, s. o.) auf, die durch Verdünnung entstanden sein kann, möglicherweise aber auch auf das kurzfristige Abschneiden von den Liefergebieten der 'marinen', leichtabbaubaren organischen Substanz hindeutet (Abb. 19, Fenster in der TOC Kurve von 15535-1).

Die Kohlenstoffparameter TOC und CaCO_3 erweisen sich als nicht gut geeignet, um hochauflösend schwache Fluktuationen der atmosphärischen Zirkulation im Bereich des Skagerraks zu dokumentieren. Sekundäre Effekte wie Verdünnung oder der Schluß auf die Abbaubarkeit des organischen Materials sind jedoch nachvollziehbar und können so eine generelle klimaorientierte Interpretation der Sedimente unterstützen.

4.5 Benthische Foraminiferen als Paläo-Umweltindikatoren im Skagerrak

Obwohl nur wenig über ökologische Präferenzen der benthischen Foraminiferen bekannt ist, zählen sie zu den aussagekräftigsten Werkzeugen der Stratigraphie. Besonders neuere Arbeiten (Altenbach, 1992; Thies, 1992; Struck, 1992; Schiebel, 1992; Murray, 1991) weisen auf

die enge Beziehung zwischen der Qualität und Quantität benthischer Foraminiferenassoziationen und der Eigenschaften der sie beeinflussenden Wassermassen hin. Für die vorliegende Arbeit relevante Untersuchungen über benthische Foraminiferen in der Skagerrakregion wurden u. a. von Lange (1956), Kihle (1971), Jørgensen et al. (1981), Thiede et al. (1981), Van Weering & Qvale (1983), Nagy & Qvale (1985), Qvale & Van Weering (1985) und Van Weering & Corliss (1993) durchgeführt.

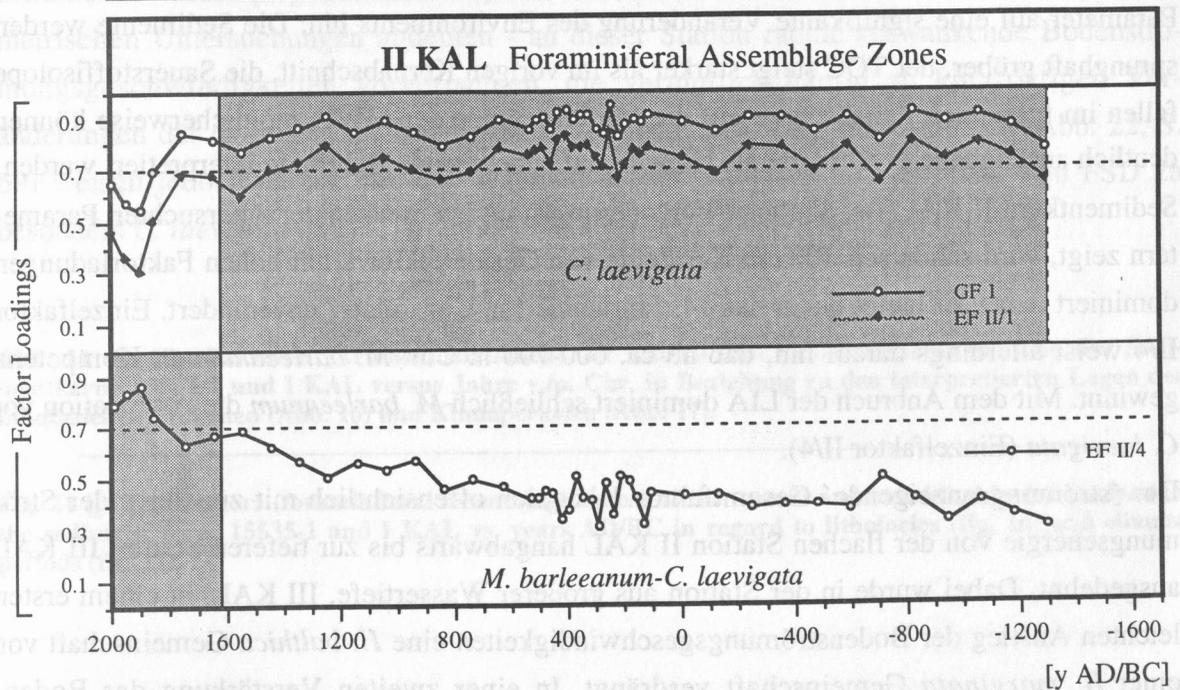
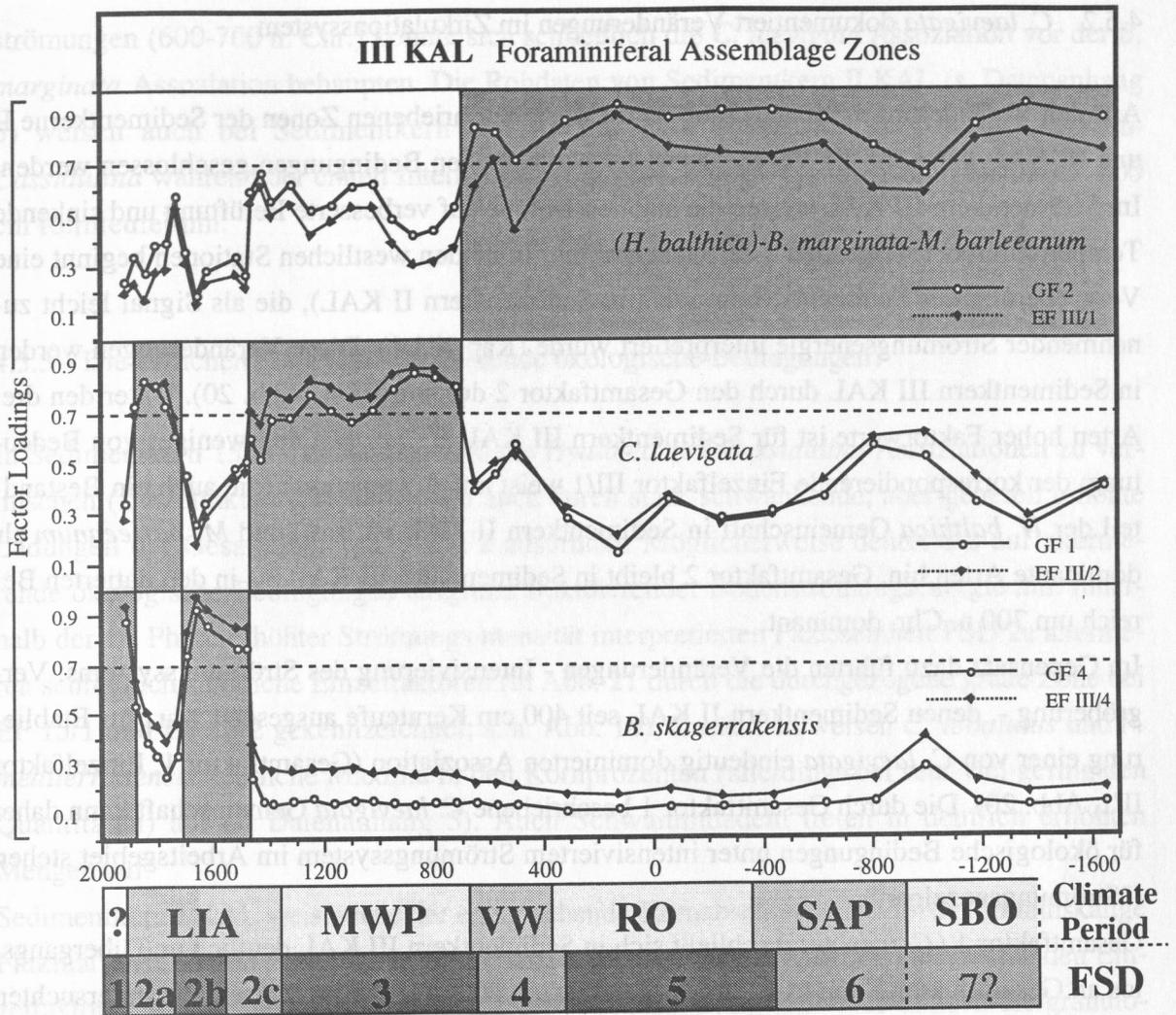
Im Folgenden werden vorzugsweise die Ergebnisse der Q-Mode Einzel- und Gesamtfaktorenanalyse interpretiert; eine weitergehende Darstellung und Interpretation der einzelnen Arten würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Die Bedeutung von Faktorenanalysen für mikropaläontologische Untersuchungen wurde übergreifend von Imbrie & Kipp (1971) und Klovan & Imbrie (1971), auf den Skagerrak bezogen von Van Weering & Qvale (1983) und Seidenkrantz (1992) verdeutlicht. Q-Mode Faktorenanalysen anhand langer Kerne wurden an Sedimenten des Skagerraks bisher nicht durchgeführt.

4.5.1 Die ältesten Kernabschnitte: *H. balthica* Gemeinschaften

Im tiefsten und vermutlich ältesten Sedimentkern III KAL zeigt sich bis ca. 450 cm Kernteufe ein Faktor (Einzelfaktor III/3), der durch *H. balthica* dominiert wird (Abb. 11b). Die stabilen Isotope weisen in diesem Kernabschnitt auf erhöhte Temperaturen und vermutlich schlechtere Belüftung hin. Eine vergleichbare Zone befindet sich auch an der Basis von II KAL (Einzelfaktor II/2). Diese Kernabschnitte werden von der Gesamtfaktorenanalyse nicht aussagekräftig aufgelöst. Da in den Einzelfaktoren beider westlicher Sedimentkerne die Sauerstoffarmut tolerierenden Arten *B. marginata* (Bandy et al., 1964, 1965; Einzelfaktor III/3) und *U. peregrina* (Streeter & Shackleton, 1969; Schnitker, 1979, 1980; Einzelfaktoren III/3, II/2) erhöhte Faktorwerte aufweisen und beide Faktoren von *H. balthica* dominiert werden, die als boreal-lusitanische Art 'Klimaverbesserung' anzeigen kann (Nagy & Qvale, 1985), können die Einzelfaktoren II/2 und III/3 als Anzeiger für erhöhte Temperaturen bei stagnierenden Sauerstoffverhältnissen interpretiert werden. *H. balthica* dominierte Assoziationen werden generalisiert durch Gesamtfaktor 2 beschrieben. Gesamtfaktor 2 steht demnach für ökologische Bedingungen, die unter schwach ausgebildeten Strömungen im Arbeitsgebiet geherrscht haben ("Stagnationsanzeiger").

Abb. 20 (S. 65): Faktoren (Artenassoziationen) der Einzel- und Gesamtfaktorenanalysen der Sedimentkerne III und II KAL versus Jahre v./n. Chr. in Beziehung zu den interpretierten Lagen der lithofaziellen Einheiten (Abb. 16) und Klimaperioden (Abb. 17).

Fig. 20 (p. 65): Factors (foraminiferal assemblage zones) of the overall and individual factor analysis of the sediment cores III and II KAL vs. y AD/BC in regard to lithofacies (fig. 16) and climate periods (fig. 17).



4.5.2 *C. laevigata* dokumentiert Veränderungen im Zirkulationssystem

Aus den Veränderungen im Anschluß an die oben beschriebenen Zonen der Sedimentkerne II und III KAL kann auf die Veränderung der ökologischen Bedingungen geschlossen werden. Im Sedimentkern III KAL weisen die stabilen Isotope auf verbesserte Belüftung und sinkende Temperaturen bei steigenden TOC Gehalten hin. In beiden westlichen Stationen beginnt eine Vergrößerung des Sediments (besonders in Sedimentkern II KAL), die als Signal leicht zunehmender Strömungsenergie interpretiert wurde (Kap. 4.1.1). Diese Veränderungen werden in Sedimentkern III KAL durch den Gesamtfaktor 2 dokumentiert (Abb. 20). Unter den drei Arten hoher Faktorwerte ist für Sedimentkern III KAL *H. balthica* nun weniger von Bedeutung; der korrespondierende Einzelfaktor III/1 weist auf *B. marginata* (die auch ein Bestandteil der *H. balthica* Gemeinschaft in Sedimentkern II KAL ist; s.o.) und *M. barleeaanum* als dominante Arten hin. Gesamtfaktor 2 bleibt in Sedimentkern III KAL bis in den datierten Bereich um 700 n. Chr. dominant.

Im Gegensatz dazu führten die Veränderungen - Intensivierung des Strömungssystems, Vergrößerung -, denen Sedimentkern II KAL seit 400 cm Kernteufe ausgesetzt war, zur Etablierung einer von *C. laevigata* eindeutig dominierten Assoziation (Gesamtfaktor 1, Einzelfaktor II/1, Abb. 20). Die durch Gesamtfaktor 1 beschriebene *C. laevigata* Gemeinschaft kann daher für ökologische Bedingungen unter intensiviertem Strömungssystem im Arbeitsgebiet stehen ("Strömungsanzeiger").

Gesamtfaktor 1 (*C. laevigata*) schließt sich in Sedimentkern III KAL deutlich und übergangslos an Gesamtfaktor 2 an (Abb. 20). In der Zeit um 600-700 n. Chr. weisen alle untersuchten Parameter auf eine signifikante Veränderung des Environments hin: Die Sedimente werden sprunghaft gröber, der TOC steigt stärker als im vorigen Kernabschnitt, die Sauerstoffisotope fallen im folgenden Zeitabschnitt auf die Minimalstände der MWP; möglicherweise können deutlich ansteigende $\delta^{13}\text{C}$ Werte als Hinweis auf zunehmende Belüftung interpretiert werden. Sedimentkern II KAL, der ähnliche Veränderungen in den meisten der untersuchten Parametern zeigt, wird schon seit 400 cm Kernteufe von Gesamtfaktor 1 mit hohen Faktorladungen dominiert (s.o.). Er bleibt bis in das 14. Jahrhundert n. Chr. relativ unverändert. Einzelfaktor II/4 weist allerdings darauf hin, daß ab ca. 600-700 n. Chr. *M. barleeaanum* an Kompetenz gewinnt. Mit dem Anbruch der LIA dominiert schließlich *M. barleeaanum* die Assoziation vor *C. laevigata* (Einzelfaktor II/4).

Der 'strömungsanzeigende' Gesamtfaktor 1 hat sich offensichtlich mit zunehmender Strömungsenergie von der flachen Station II KAL hangabwärts bis zur tieferen Station III KAL ausgedehnt. Dabei wurde in der Station aus größerer Wassertiefe, III KAL, in einem ersten leichten Anstieg der Bodenströmungsgeschwindigkeiten eine *H. balthica* Gemeinschaft von einer *B. marginata* Gemeinschaft verdrängt. In einer zweiten Verstärkung der Boden-

strömungen (600-700 n. Chr.) konnte sich schließlich die *C. laevigata* Assoziation vor der *B. marginata* Assoziation behaupten. Die Rohdaten von Sedimentkern II KAL (s. Datenanhang 5) weisen auch bei Sedimentkern II KAL auf eine Sukzession *Hyalinea-Bulimina-Cassidulina* während der ersten Intensivierung des Strömungssystems (Kernbasis bis ca. 400 cm Kernteufe) hin.

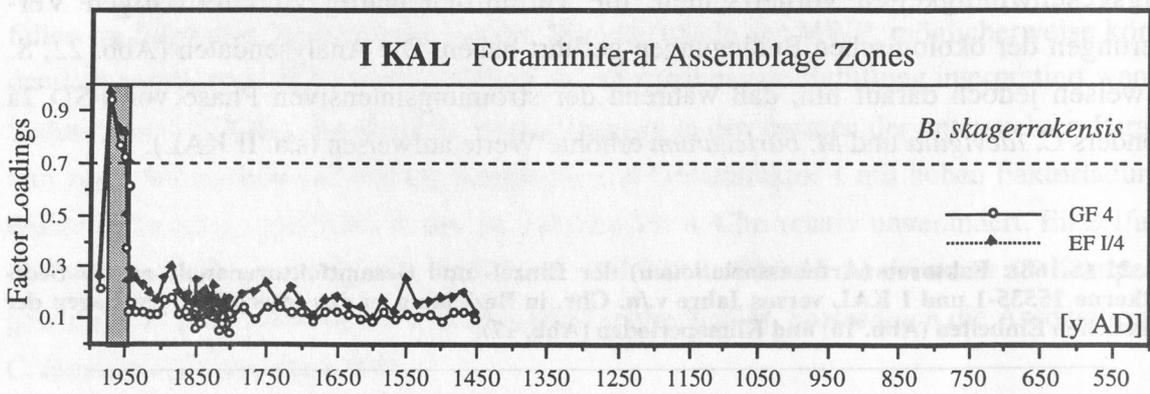
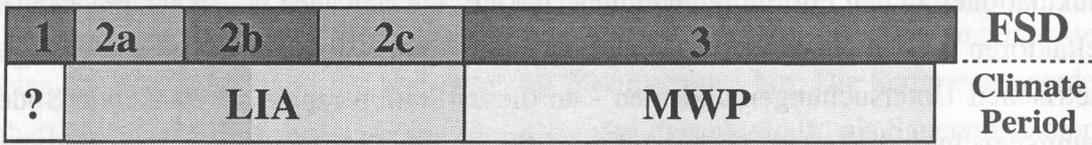
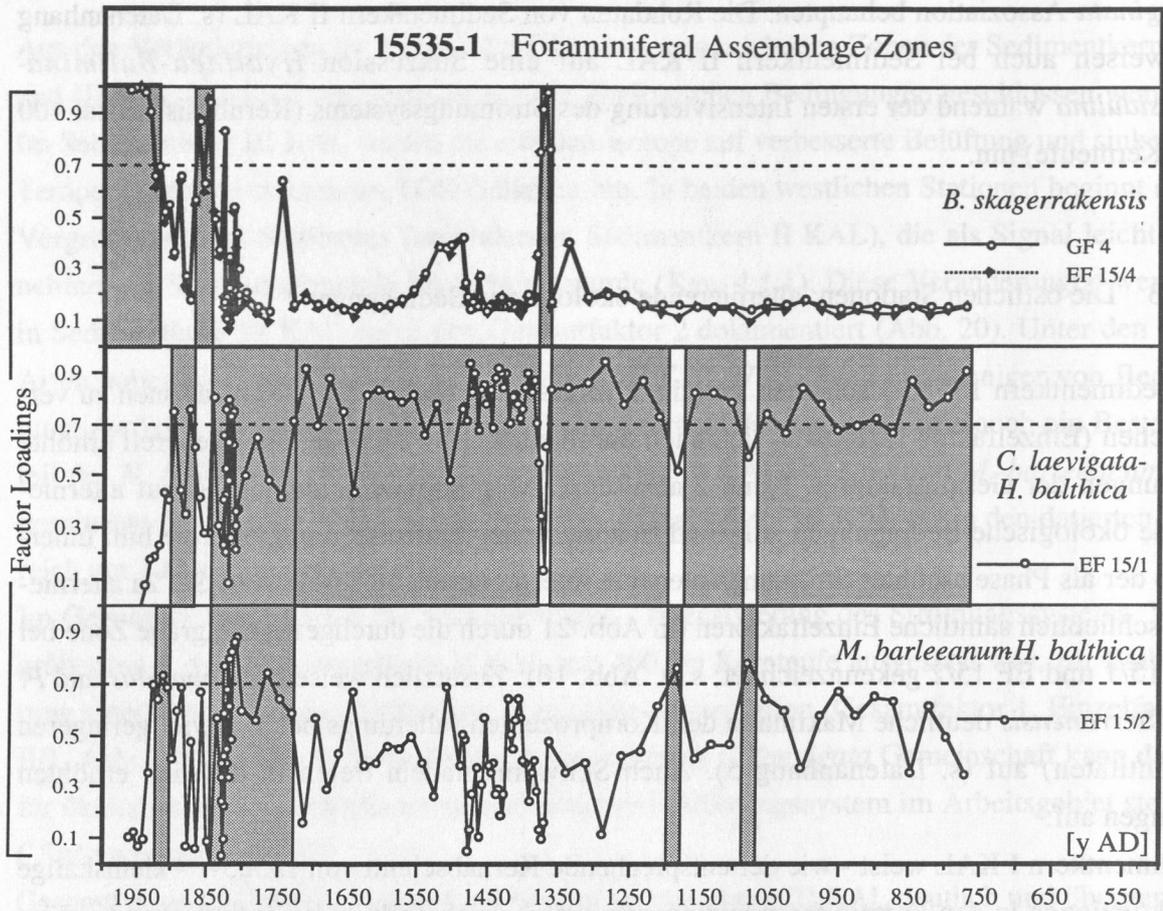
4.5.3 Die östlichen Stationen: alternierende ökologische Bedingungen?

In Sedimentkern 15535-1 scheinen sich die *Hyalinea* und *Cassidulina* Assoziationen zu vermischen (Einzelfaktor 15/1), was sich auch durch stark schwankende, aber generell erhöhte Ladungen der Gesamtfaktoren 1 und 2 ausdrückt. Möglicherweise deutet das auf alternierende ökologische Bedingungen aufgrund fluktuierender Bodenströmungsenergie hin. Innerhalb der als Phase erhöhter Strömungsintensität interpretierten Faziesseinheit FSD 2a alternieren schließlich sämtliche Einzelfaktoren (in Abb. 21 durch die durchgezogene graue Zone bei EF 15/1 und EF 15/2 gekennzeichnet; s. a. Abb. 10); Zusätzlich weisen *C. lobatulus* und *P. mediterraneis* deutliche Maxima in den Kornprozenten (allerdings bei sehr viel geringeren Quantitäten) auf (s. Datenanhang 5). Auch Schwammnadeln treten in deutlich erhöhten Mengen auf.

Sedimentkern I KAL weist - wie der entsprechende Kernabschnitt von 15535-1 - kleinskalige Fluktuationen in den Foraminiferendominanzen auf, die sich auch in den entsprechenden Einzelfaktoren widerspiegeln (Abb. 10b). Das weist darauf hin, daß - wie es auch die granulometrischen Untersuchungen andeuten - an dieser Station rapide schwankende Bodenströmungsgeschwindigkeiten vorherrschten, die vermutlich häufig zu kurzfristigen Veränderungen der ökologischen Bedingungen geführt haben. Die Analysendaten (Abb. 22, S. 69) weisen jedoch darauf hin, daß während der strömungsintensiven Phase von FSD 2a besonders *C. laevigata* und *M. barleeaanum* erhöhte Werte aufweisen (s.a. II KAL).

Abb. 21 (S. 68): Faktoren (Artenassoziationen) der Einzel- und Gesamtfaktorenanalysen der Sedimentkerne 15535-1 und I KAL versus Jahre v./n. Chr. in Beziehung zu den interpretierten Lagen der lithofaziellen Einheiten (Abb. 16) und Klimaperioden (Abb. 17).

Fig. 21 (p. 68): Factors (foraminiferal assemblage zones) of the overall and individual factor analysis of the sediment cores 15535-1 and I KAL vs. years AD/BC in regard to lithofacies (fig. 16) and climate periods (fig. 17).



4.5.4 1300 n. Chr. bis Rezent: *B. skagerrakensis* "erobert" das Arbeitsgebiet

Foraminiferenassoziationen, die - meist dominierend - *C. laevigata* enthalten (Gesamtfaktor 1: "Strömungsanzeiger"), zeigen also in allen Sedimentkernen grundsätzlich Kompetenz in Bereichen, wo höhere Strömungsenergie aus der granulometrischen Zusammensetzung der Sedimentkerne gefolgert werden kann. Unterbrochen werden hohe Ladungen dieses Faktors vorwiegend dann, wenn *B. skagerrakensis* (einzig dominante Art des Gesamtfaktors 4) in den Sedimenten erscheint. *B. skagerrakensis* ist in den Sedimentkernen aus größerer Wassertiefe (III KAL, 15535-1) prinzipiell in geringsten Mengen durchgängig vorhanden. Dominanz erlangt sie jedoch erst ab ca. 1300-1400 n. Chr., wo sie kurzfristig auf fast 60 Korn % (Sedimentkern 15535-1) ansteigt. Daraufauf folgt sie wieder stark zurück, um im 19. Jahrhundert n. Chr. ein weiteres Maximum zu bilden. Zum Ende des 19. Jahrhunderts n. Chr. tritt sie wiederum zurück und dominiert schließlich ab der Mitte des 20. Jahrhunderts das Foraminiferenspektrum mit über 70 Korn %.

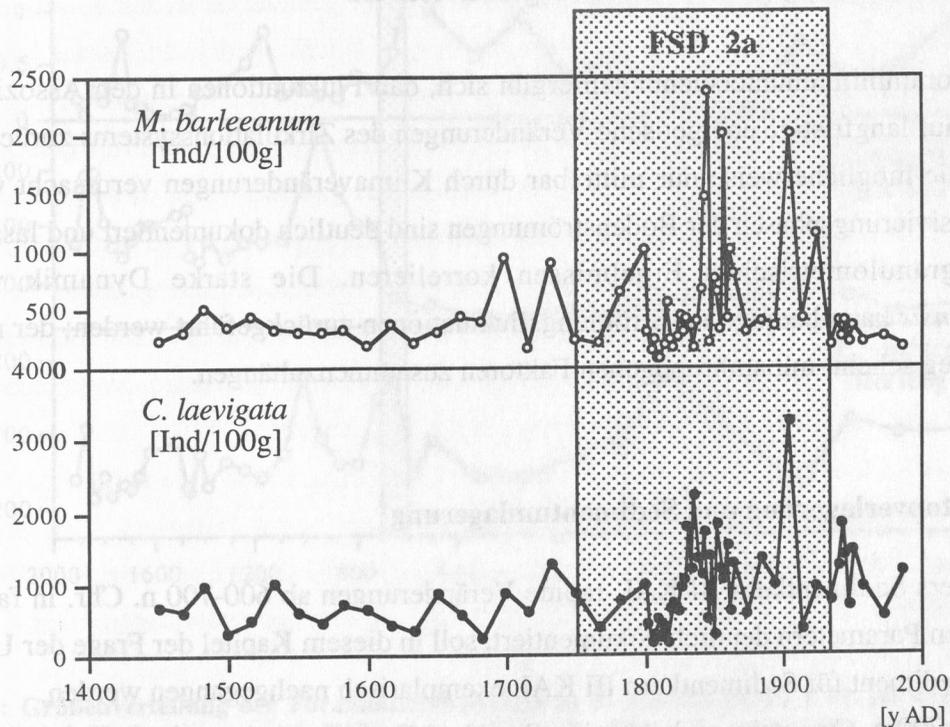


Abb. 22: Sedimentkern I KAL: *M. barleeanum* und *C. laevigata* vs. Jahre n. Chr..

Fig. 22: Sediment core I KAL: *M. barleeanum* and *C. laevigata* vs. y AD.

In Sedimentkern III KAL zeigt *B. skagerrakensis* - möglicherweise aufgrund der geringeren zeitlichen Auflösung - geringere Dynamik. In diesem Sedimentkern erreicht sie maximal 50

Korn %; das erste Maximum wird ca. 100 Jahre später als im Sedimentkern 15535-1 erreicht. Zwischen 1700 und 1900 n. Chr. geht *B. skagerrakensis* auf 5 Korn % zurück. Ab ca. 1900 n. Chr. steigt der entsprechende Gesamtfaktor 4 wieder auf hohe Faktorladungen an und bleibt bis zur Kernoberfläche dominant. Der starke Anstieg zu Beginn des 20. Jahrhunderts n. Chr. ist in allen untersuchten Sedimentkernen mit Ausnahme von II KAL (geringste Wassertiefe) zu beobachten. Ausnahmslos zeigt *B. skagerrakensis* - quantitativ und qualitativ - starke Zunahme in allen GKG (ohne jedoch in den flachen Kernen Dominanz zu erlangen).

Der plötzliche erste Anstieg von *B. skagerrakensis* kann mit dem Beginn erhöhter Strömungsintensität während der ersten Phase der LIA (FSD 2c) in Verbindung gebracht werden. Die jüngeren Maxima von *B. skagerrakensis* und das sukzessive "Erobern" auch der flacheren Bereiche läßt sich nur schwer erklären; möglicherweise besteht eine Verbindung zur steigenden anthropogenen Verschmutzung des einströmenden Nordseewassers seit Beginn der industrialisierten Ära. Von den vielfältigen möglichen Ursachen - wie z. B. den hydrographischen Bedingungen oder der TOC Qualität - abgesehen, scheint es, daß *B. skagerrakensis* einem Zunahmetrend unterliegt, der noch nicht abgeschlossen ist.

Aus den Foraminiferenuntersuchungen ergibt sich, daß Fluktuationen in den Assoziationen vor allem auf langfristige energetische Veränderungen des Zirkulationssystems zurückzuführen sind, die möglicherweise nur mittelbar durch Klimaveränderungen verursacht wurden. Zwei Intensivierungsphasen der Bodenströmungen sind deutlich dokumentiert und lassen sich mit den granulometrischen Ergebnissen korrelieren. Die starke Dynamik von *B. skagerrakensis* kann bedingt auf Strömungsfluktuationen zurückgeführt werden; der neuzeitliche Anstieg scheint mit anthropogenen Faktoren zusammenzuhängen.

4.6 Biotopverlagerung und Sedimentumlagerung

Da besonders Sedimentkern III KAL rapide Veränderungen ab 600-700 n. Chr. in fast allen untersuchten Parametern deutlich dokumentiert, soll in diesem Kapitel der Frage der Umlagerung von Sediment für Sedimentkern III KAL exemplarisch nachgegangen werden.

Ab ca. 600-700 n. Chr. steigen gleichzeitig Sand und Grobsiltgehalte an, wobei sich die Sand- und Grosiltanteile mehr als verdreifachen. In Kap. 4.1.1 wurde interpretiert, daß diese Veränderung durch eine Intensivierung der Bodenströmung und durch den Einfluß einer in die flacheren Bereiche von W her einwandernden Sanddecke verursacht wird. Etwa zeitgleich steigen in diesem Sedimentkern die Gehalte der meisten biogenen Partikel. Der Anteil der Foraminiferenfraktion 125-250 µm an der Gesamtforaminiferenfauna steigt ebenfalls deutlich

an, während der Anteil der größeren Foraminiferenfraktionen durchschnittlich um 50 % in der Phase der Strömungsintensivierung abnimmt (Abb. 23).

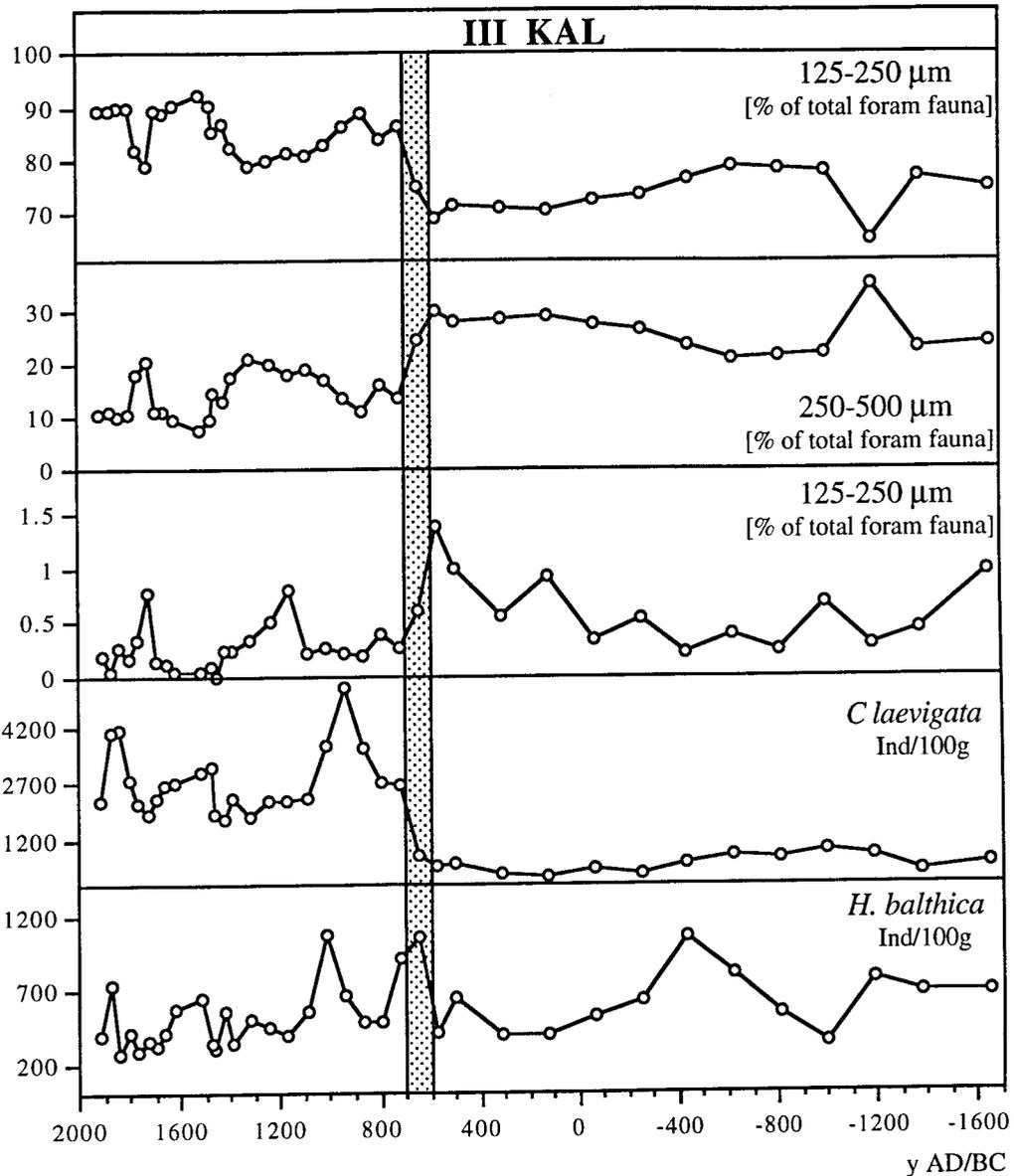


Abb. 23: Größenverteilung der Foraminiferengehäuse in Sedimentkern III KAL im Vergleich zu *C. laevigata* und *H. barleeanum* (Ind/100g) vs. Jahre v./n. Chr. (die gepunktete Zone markiert die Veränderungen um 600-700 n. Chr.).

Fig. 23: Foraminiferal test size variations in sediment core III KAL in regard to *C. laevigata* and *H. balthica* (Ind/100g) vs. years AD/BC (the dotted zone marks changes around 600-700 AD)..

Die Anreicherung von kleinen (leichter transportierbaren) Foraminiferen deutet auf Umlagerung hin. Eine Umlagerung in diesem Sedimentationsraum würde wegen der hohen Sedimen-

tationsraten vorwiegend gleichaltriges Material betreffen. Die Annahme der Veränderung des Einzugsgebietes in den flacheren Bereichen, ließe den Schluß auf Umlagerung besonders durch hangabwärtigen Sedimenttransport aus diesen Regionen zu. Die relative Zunahme von *C. laevigata*, die ihre größte Verbreitung im Skagerrak in geringeren Wassertiefen als die von III KAL hat (Van Weering & Qvale, 1983) unterstützt diese These.

Es sprechen jedoch auch Argumente gegen Umlagerung. Es sind offenbar nicht alle Foraminiferenarten betroffen, wobei *H. balthica*, deren Gehalte relativ konstant bleiben, von besonderem Interesse ist, da sie auch epibenthisch lebt (Murray, 1991) und deshalb besonders von Umlagerungsprozessen betroffen sein müßte. Die TOC Gehalte im tieferen Sedimentkern III KAL steigen ab ca. 600 n. Chr. stärker an als vorher, während der Vergrößerungstrend in Sedimentkern II KAL (flachere Station) zu einer TOC Abnahme führt. Die von *C. laevigata* im Skagerrak bevorzugten ökologischen Bedingungen scheinen sich in geringerer Wassertiefe zu befinden. Möglicherweise haben die hydrographischen Veränderungen in größeren Wassertiefen (die u. U. auch zu besserer Durchlüftung des Wasserkörpers geführt haben können) im Zusammenspiel mit der durch die erhöhten Sandgehalte verursachten Veränderung des physischen Habitats, günstige Lebensbedingungen für *C. laevigata* geschaffen, die zu starker Produktivität dieser Art geführt haben.

Das Problem der Umlagerung und mechanischen Sortierung wird auch von Qvale & Van Weering (1985) an Foraminiferenanalysen aus der Norwegischen Rinne ohne eindeutige Ergebnisse diskutiert. Im Folgenden wird jedoch davon ausgegangen, daß die beschriebenen und interpretierten Veränderungen des untersuchten Environments zum größten Teil als direkte Auswirkungen fluktuierender hydrographischer (und klimatischer) Parameter zu werten sind. Die Verlagerung der Foraminiferenzonen wird dementsprechend hauptsächlich als *Biotopverlagerung* und nicht als *Umlagerung* interpretiert.

4.7 Die Veränderlichkeit des Untersuchungsgebietes während des Spätholozäns: Eine modellhafte INTERPRETATION auf der Basis der erhobenen Daten

Der mit den benutzten ^{210}Pb Methoden maximal datierbare Bereich beginnt bei ca. 1600 v. Chr. ($\approx 3,6$ kaBP, III KAL). Möglicherweise wird in Sedimentkern III KAL das ausgehende holozäne Klimaoptimum bei 400 cm Kernteufe gerade noch erreicht. Für die Entwicklung des Skagerraks ergibt sich folgendes Bild:

Im ausgehenden holozänen Klimaoptimum ist das Strömungssystem des Skagerraks nur schwach ausgebildet. Die Temperaturen des gesamten Wasserkörpers sind höher, und möglicherweise herrscht eine relativ stabile Schichtung der Wassersäule vor, die zusätzlich zu den leicht erhöhten Temperaturen zu erniedrigten Sauerstoffgehalten im Bodenwasser führt.

Möglicherweise kommt es zu häufigeren Blüten kalkigen Nanoplanktons, da in diesem Bereich erhöhte CaCO_3 Gehalte zu verzeichnen sind, während die Sedimente keine höheren Gehalte an Karbonatproduzenten $> 125 \mu\text{m}$ aufweisen.

Bis zur Mitte des Subboreals (?) etabliert sich ein Strömungssystem, das in seiner Energie jedoch noch nicht mit dem modernen Strömungssystem vergleichbar ist. In dessen Zuge verändern sich auch die Eigenschaften des Wasserkörpers: die Belüftung verbessert sich bei leichter Abnahme der Temperaturen.

Das SBO führt zu einer leichten Erwärmung des Wasserkörpers, wobei sich die Sauerstoffbedingungen oberhalb des Bodenwasserbereiches - möglicherweise durch die kurzfristige Stagnation des Strömungssystems - wieder verschlechtern. Zumindestens in den flacheren Bereichen des Skagerraks kommen die Strömungen relativ schnell wieder in Gang und zeigen leicht erhöhte Aktivität während des SAP. Die Phase des RO zeigt keine deutliche Auswirkung auf das marine Environment des Skagerraks.

In den folgenden 3 Jahrhunderten sinken zunächst die Temperaturen des Wasserkörpers. Die seit der Zeit des RO zu verfolgende Stagnation des Bodenwassers - möglicherweise durch zunehmende thermohaline Schichtung der Wassersäule - beginnt zwischen 500 und 600 n. Chr. nachzulassen. Zwischen ca. 600 und 700 n. Chr. intensiviert sich das Strömungssystem im Skagerrak zum zweiten Mal: Die mittlere Lage des Strömungskerns über der Südflanke dehnt sich um ca. 100 m hangabwärts aus. Die flacheren Bereiche der Südflanke des Skagerraks kommen schon vorher zunehmend unter den Einfluß leicht salinerer Wassermassen, möglicherweise resultierend aus der Verstärkung des "South Trench Current", der verstärkt Wassermassen aus der nördlichen Nordsee heranführt. Ob das VW Ursache der Zirkulationsveränderungen war, kann nur vermutet werden.

Das Einsetzen der MWP dokumentiert sich durch erhöhte Temperaturen des Wasserkörpers. Trotz der abnehmenden Strömungsdynamik der ca. 100 Jahre zuvor angestiegenen mittleren Strömungsgeschwindigkeiten steigt der Einfluß salinerer Wassermassen auf den Nordjütlandstrom. Die SW Flanke des Skagerraks wird nun zunehmend von einer in den flacheren Bereichen nach W wandernden Sanddecke beeinflusst, deren Transport und Verteilung auch in tiefere Regionen durch die veränderte Strömungsintensität begünstigt wird. Möglicherweise resultiert daraus auch verstärkter hangabwärtiger Sedimenttransport vor allem von grobsiltig-feinsandigem Material, was zur Veränderung der bis dahin relativ ungestörten Benthosfauna in den tieferen Bereichen führt. Gleichzeitig verbesserte sich in geringem Ausmaß die Sauerstoffversorgung. Aufgrund der erhöhten Strömungsenergie werden große Mengen von Sediment nicht mehr im westlichen Skagerrak sedimentiert, sondern in Form eines mit Suspensionsfracht überladenen "Mud Conveyor Belts" (MCB, Hass & Erlenkeuser, in Vorb.) weiter nach Osten transportiert. Im Bereich, in dem durch den Einfluß des Baltischen Stroms und durch die generelle Verbreiterung der Südflanke des Skagerraks

die Strömungsgeschwindigkeiten nachlassen, werden große Mengen Suspensionsfracht des MCB in der Größenordnung von Millimetern pro Jahr sedimentiert.

Zwischen ca. 850 und 1150 n. Chr. nehmen die Temperaturen des Wasserkörpers in allen untersuchten Tiefenbereichen kurzfristig leicht ab. Synchron zeigt sich eine deutliche Vergrößerung der Sedimente; die Bodenwassermasse erfährt möglicherweise eine weitere kurzfristige Verbesserung der Sauerstoffbedingungen. Für diesen Abschnitt der MWP (FSD 3a) wird aufgrund der Untersuchungen ein kurzfristiger Anstieg der Bodenströmungsaktivität interpretiert.

Bis etwa in die Mitte des 14. Jahrhunderts waren die Strömungen im Skagerrak zwar gegenüber der Zeit vor ca. 600 n. Chr. leicht erhöht, die Dynamik war jedoch gering, der MCB abgeschwächt. Mit dem Beginn der LIA um 1400 n. Chr. steigt nun die Dynamik des Strömungssystems: vermutlich im Zuge starker und häufiger Stürme während der ersten Phase der LIA verstärkt sich die Aktivität des MCB. Möglicherweise erreichen erste Ausläufer der postulierten Sanddecke in Zeiten besonders starker Strömungspulse auch die östlichen Stationen, an denen nun Suspensionssediment in der Größenordnung von Zentimetern pro Jahr abgelagert wird. Zunächst nur in Phasen erhöhter Strömungsenergie zeigen sich größere Mengen von *B. skagerrakensis* im Arbeitsgebiet; sie kann jedoch noch keine Dominanz erlangen. Diese Phase (FSD 2c) wird um 1550 n. Chr. von einer ruhigeren Phase abgelöst, in der die Strömungen nachlassen (FSD 2b) und der MCB sich ebenfalls stark abschwächt. *B. skagerrakensis* kann sich in dieser Periode nur in den tieferen Regionen behaupten. Die erste Phase der LIA (FSD 2c) ist durch abnehmende Temperaturen gekennzeichnet. Während die Temperatur des Tiefenwassers zunächst leicht abnimmt, im Laufe der gemäßigten Phase 2b (FSD) aber offenbar gleich wieder ausgeglichen wird, zeigt sich stärkere Abkühlung an den östlichen Stationen. Das Bodenwasser weist auf leicht zunehmende Ventilation hin.

Um 1750 n. Chr. setzt die dritte und bis dahin dynamischste Phase der LIA ein (FSD 2a). Der Einfluß salinerer Wassermassen auf die flacheren Gebiete des Skagerraks verstärkt sich bei gleichzeitig leichter Abnahme der Wassertemperaturen. Vermutlich kommt es bei zunehmender Ausbildung von Winterwasserereignissen oder/und eines extremen Vorstoßes von Atlantikwasser zu einem Austausch des Bodenwassers. Möglicherweise bringen starke Stürme nun - nach etwa 300 Jahren relativer Ruhe - den postulierten MCB wieder in Gang. Bis ca. 1850 n. Chr. wird mehr als 1 m Sediment im östlichen Skagerrak abgelagert. Im Bereich der tieferen östlichen Station deutet alles darauf hin, daß in der Periode zwischen ca. 1800 und 1850 n. Chr. eine Beeinflussung der Station mit niedrig salinem Wasser des Baltischen Stroms stattfindet und darüberhinaus die Anlieferung von allochtoner organischer Substanz aus W weitgehend abgeschnitten wird. Hohe Strömungsenergien dokumentieren sich durch größeres Sediment; kurzfristig treten in dieser Phase sogar ausgesprochen filtrierende Foraminiferen,

(wie *C. lobatulus*) und Ostracoden, die eine Präferenz für turbulente Strömungen (Hald & Vorren, 1984) aufweisen, verstärkt auf.

Im westlichen Skagerrak werden die flacheren Bereiche zunehmend von driftendem Sand zugeeckt; in Phasen starker Strömungsschübe gerät auch phasenweise sandiges Material in die tieferen Bereiche. Während in der tiefergelegenen östlichen Station *B. skagerrakensis* erneut Fuß zu fassen beginnt, scheint sie in der tieferen westlichen Station im Zuge der Veränderlichkeit der ökologischen Bedingungen durch *C. laevigata* verdrängt zu werden. Mit dem Ende der letzten, besonders turbulenten Phase (FSD 2a) der LIA und der zunehmenden Stabilisierung der klimatischen (und hydrographischen) Bedingungen ab ca. 1900 n. Chr. gelangt *B. skagerrakensis* zur Dominanz. Einige Zeit später beginnt sie auch die flacheren Bereiche der Südflanke des Skagerraks zu besiedeln.

Mit dem Anbruch des MO steigen die Temperaturen des Wasserkörpers leicht an, der MCB schwächt sich wieder ab mit der Folge abnehmender Sedimentationsraten im östlichen und leicht ansteigender Sedimentationsraten im westlichen Skagerrak, wobei die postulierte Sanddecke jedoch weiterhin nach E driftet. Die leichte, schwankende Zunahme gröberer Sedimentkomponenten in den obersten Proben von GKG V und Sedimentkern 15535-1 dokumentiert möglicherweise eine Phase häufigerer Strömungspulse in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts.

5. DISKUSSION

5.1 Was steuert die Dynamik der Foraminiferengemeinschaften im Skagerrak ?

Wegen der großen Veränderlichkeit der ökologischen Bedingungen, sind Untersuchungen zur Ökologie von Benthosforaminiferen des Kontinentalhangs und der Tiefsee nicht direkt auf Flachwasserassoziationen anwendbar (Corliss & Van Weering, 1993; s.a. Qvale et al., 1984). Oft bilden diese Lebensräume Extremhabitate, die nicht mit den natürlichen Habitaten vergleichbar sind. Der direkte Schluß von Assoziationen auf vorherrschende ökologische Bedingungen wird dadurch erschwert, z. T. unmöglich gemacht. Corliss & Van Weering (1993) führen die Unterschiedlichkeit der Tiefenhabitate der benthischen Foraminiferen des Skagerraks und des Kontinentalhangs vor Nova Scotia (Corliss & Emmerson, 1990) v. a. auf die vorherrschende Wassertiefe und die damit zusammenhängende Heterogenität der Mikrohabitate aufgrund der unterschiedlichen Stärke der Bioturbation zurück.

Abhängigkeiten der Foraminiferenassoziationen von ozeanographischen Parametern im Skagerrak wurden von Van Weering & Qvale (1983), Jarke (1961) und anderen herausgestellt. Die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Foraminiferenanalysen können das bestätigen. Es zeigt sich, daß trotz der räumlichen Nähe der untersuchten Stationen, große Heterogenität in den Foraminiferenassoziationen besteht, die generell auf die Dynamik der vorherrschenden Bodenströmungen zurückgeführt werden kann.

In Kap. 4.5 wurde interpretiert, daß innerhalb des nicht datierten Bereichs (Kern II KAL) eine persistente Intensivierung der Strömungen dazu geführt hat, daß *H. balthica* dominierte Assoziationen generell durch *C. laevigata* dominierte Assoziationen verdrängt werden. Vermutlich synchron gelangte in der Station aus größerer Wassertiefe (III KAL) *B. marginata* zur Dominanz. Eine vergleichbare Zone wird von Nagy & Qvale (1985) zwar nicht herausgestellt, sie geht aber aus den dargestellten Daten hervor (s. dort Abb. 1, S. 108). Untersuchungen von 'Core 2' (Jørgensen et al., 1981) und P78-4 (Van Weering, 1982a) zeigen vergleichbare Eigenschaften.

Rezente Oberflächenassoziationen im Skagerrak (Van Weering & Qvale, 1983) lassen sich nicht ohne weiteres mit fossilen Assoziationen vergleichen, da das massenhafte Auftreten von *B. skagerrakensis* während der letzten ca. 500-1000 Jahre besonders die prozentualen Verteilungen beeinflusst. Jedoch zeigt 'Factor 3' von Van Weering & Qvale (1983) und 'Factor A' von Seidenkrantz (1990), die *C. laevigata* Assoziationen beschreiben, ein enges Maximum auf der Südflanke des Skagerraks, das durch vorherrschendes sandiges Substrat gekennzeichnet ist. Wo geringere Strömungsintensität feineres Substrat bedingt, ist u. a. 'Factor 4' (*B. marginata*-*H. balthica* Assoziation) dominant (Van Weering & Qvale, 1983). Die Interpretation der *C. laevigata* Gemeinschaft als 'strömungsanzeigend' und deren hangabwärtige Expansion im Zuge intensivierter Strömungen unter Verdrängung zunächst von *H. balthica*, dann (600 -700 n. Chr.) auch von *B. marginata* Gemeinschaften kann also bestätigt werden.

Mackensen & Hald (1988) beschreiben eine schwache Korrelation von *C. laevigata* zu sandigem Substrat in der Nordsee. Ungeklärt ist ob *C. laevigata* ein sandigeres Substrat bevorzugt oder die Bedingungen, wie geringe Wassertiefen oder generell höhere Strömungsgeschwindigkeiten mit größeren Standardabweichungen, die zu größerem Substrat führen. Eine Präferenz von *H. balthica* für sandiges Substrat, wie sie von Pujos (1972) für den Golf de Gascogne beschrieben wird, kann im Skagerrak nicht bestätigt werden. Oft jedoch wird eine Abhängigkeit der benthischen Foraminiferen zu bestimmten Sedimenttypen nur vorgetäuscht, während die Ursache im spezifischen Nahrungsangebot der Region liegt (Lutze et al., 1983; Graf, 1989). Durch die in Kern III KAL eingetretenen Veränderungen haben sich vermutlich (bei Intensivierung der Strömung) das Nahrungsangebot und die Belüftung des Bodenwassers

verändert, was kleinere Foraminiferenformen wie *C. laevigata* generell begünstigt (Perez-Cruz & Costillo, 1990).

Es zeigt sich, daß offensichtlich eine generelle Verlagerung des dynamischen Strömungssystems um ca. 100 m hangabwärts im Bereich der Südflanke des Skagerraks zwischen ca. 600 und 700 n. Chr. stattgefunden hat (Kap. 4.1.1), in dessen Folge sich auch die Biotope mit den entsprechenden Artengemeinschaften verlagert haben (s. a. Abb. 22). Geringfügig ansteigende Gehalte von *E. excavatum* - ein Hauptbestandteil der landnahen Flachwasserassoziationen (Van Weering & Qvale, 1983) - in beiden westlichen Kernen und Untersuchungen von Jørgensen et al. (1981) weisen andeutungsweise darauf hin, daß auch die Flachwasserzonen sich geringfügig hangabwärts ausgedehnt haben.

Foraminiferenassoziationen und Klimafluktuationen

Die primären Auswirkungen z. B. der MWP (Erwärmung) werden von den benthischen Foraminiferen offenbar nicht dokumentiert. Korrelationsanalysen zeigen keine Korrelation zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und Qualität oder Quantität der Foraminiferenassoziationen. Korrelationen zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und Korngrößenverteilungen sind nur schwach oder nicht vorhanden, so daß geschlossen werden kann, daß Klimaveränderungen zwar auslösend für generelle Veränderungen in der Dynamik des Zirkulationssystems zu sein scheinen (Kap. 4.1.3), aber keine direkte Abhängigkeit besteht, denn die z. B. um 600-700 n. Chr. eingetretenen Veränderungen bleiben bis zur Kernoberfläche relativ stabil und werden durch die Klimaphasen der MWP, LIA und MO nur phasenweise modifiziert. Obwohl die angeführten Klimaschwankungen von substantieller Auswirkung auf die Atmosphäre waren, führten sie offenbar nicht zu entscheidenden Veränderungen in der benthischen Foraminiferenfauna. Zum größten Teil ist die Dynamik in den Foraminiferenassoziationen seit Beginn der LIA offenbar durch "Wettbewerb" zwischen *B. skagerrakensis* und *C. laevigata* dominierten Gemeinschaften charakterisiert (s. a. Qvale & Van Weering, 1985); frühere Veränderungen in den Gemeinschaften lassen sich nach den vorliegenden Untersuchungen in der Hauptsache durch Fluktuationen im Strömungssystem erklären (s.o.). Möglicherweise führten die beobachteten strömungsenergetischen Veränderungen auch zu Fluktuationen im spezifischen Nahrungsangebot der benthischen Foraminiferen, was als entscheidender Faktor der Beeinflussung benthischer Foraminiferengemeinschaften gelten kann (Altenbach, 1992).

B. skagerrakensis als Indikator für stabile Bedingungen?

Der in der vorliegenden Arbeit errechnete Gesamtfaktor 4 mit einer hohen Dominanz von *B. skagerrakensis*, der außer dem flachsten Kern II KAL die Oberflächenproben der untersuch-

ten Kerne charakterisiert, ist identisch mit dem von Van Weering & Qvale (1983) errechneten "Factor 1". Er hat seine Hauptverbreitung im Skagerrak in Wassertiefen > 200 m. Eine *B. skagerrakensis* Assoziation ist im gesamten Skagerrak dokumentiert (Nagy & Qvale, 1985; Jørgensen, 1981; Lange, 1956; Van Weering, 1982a; Qvale & Van Weering, 1985). Das Einwandern von *B. skagerrakensis* in den Skagerrak wird als isochron zwischen 2000 (Lange, 1956) und 1000 Jahren B.P. (Jørgensen, 1981) angenommen. Die vorliegenden Untersuchungen ergaben allerdings, daß *B. skagerrakensis* in geringsten Mengen durchaus schon sehr viel früher vorhanden war (Kap. 4.5.5), jedoch erst zu Beginn der LIA ein erstes hohes Maximum ausbilden konnte. Dieser Anstieg findet allerdings zu Beginn einer Phase generell instabiler Strömungsverhältnisse statt, so daß der allgemeinen Ansicht (Nagy & Qvale, 1985; Van Weering & Qvale, 1983; Qvale & Van Weering, 1985), daß *B. skagerrakensis* stabile hydrographische Bedingungen im Skagerrak anzeigt, nicht unbedingt gefolgt werden kann. Dagegen spricht auch die langsame, zunehmende Etablierung von *B. skagerrakensis* in den flacheren Bereichen des Skagerraks (Kap. 4.5.5). Möglicherweise ist auch das Vorkommen von *B. skagerrakensis* unter stabilen hydrographischen Bedingungen im Oslofjord (Alve & Nagy, 1990; Thiede et al., 1981; Risdal, 1964) nur sekundär eine Folge der stabilen Bedingungen. Indes kann auch durch die vorliegende Arbeit nicht geklärt werden, was zur extremen Dynamik dieser Art innerhalb der letzten 500 Jahre (Schwankungen zwischen 1 und > 70 %) geführt hat; eine Beziehung zur anthropogenen Belastung der assoziierten Wassermassen seit Beginn der Industrialisierung erscheint jedoch naheliegend, während eine Abhängigkeit zu den Auswirkungen der Klimafluktuationen nicht primär gegeben zu sein scheint.

5.2 Die Signifikanz der Korngrößenverteilungen zur Differenzierung von Klimaperioden

5.2.1 Die Beziehung zwischen Strömungsenergie, Wassertiefe und Korngröße im Skagerrak

In Kap. 2.3 wird auf die strömungsindikativen Korngrößen hingewiesen. Es zeigt sich, daß Veränderungen in Wassertiefen > 350 m besonders deutlich durch die Grobsiltfraktion dokumentiert werden, während die Gebiete unter geringeren Wassertiefen (mindestens bis 245 m) vergleichbare Veränderungen in der Korngrößenklasse 63-125 µm anzeigen. Die Berechnung der Mediane und anderer statistischer Parameter erweist sich als wenig aussagekräftig, da die mittleren Tiefenbereiche des Skagerraks offensichtlich keine typischen Strömungssedimente (z. B. n. Visher, 1969) aufweisen, sondern Sedimente, die aus einer mit Suspension überla-

denen Bodenströmung ausfallen, dabei aber stets einen signifikanten Anteil an Bodenfracht beinhalten (s. a. Gosh, 1985).

Fluktuationen in der Korngrößenverteilung - vor allem in den Gehalten der als besonders signifikant interpretierten Korngrößen - werden i. d. R. als Effekt fluktuierender Strömungsenergie interpretiert (sensu Allen, 1985; Passega, 1974; Engelhardt, 1977; Visher, 1969). Van Weering (1981, 1982a,b) zeigt die enge Beziehung zwischen der Hydrographie des Skagerraks (Rodhe, 1973; Svansson, 1975), der Bathymetrie (Van Weering et al., 1973; Van Weering, 1975) und der Verteilung der Oberflächenfaziesbereiche. Bodenströmungsgeschwindigkeiten an unterschiedlichen Profilen durch den Skagerrak (Tomczak, 1968; Larsson & Rodhe, 1979; Rodhe, 1987) erwiesen sich zwar als sehr variabel, wegen der nicht kontinuierlichen Messungen konnten allerdings nur Momentzustände der Strömungen statt mittlerer Strömungen ermittelt werden. Indes unterstützen die gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten und -richtungen dennoch Interpretationen (Kap. 4.1) die sich aus den von Van Weering (1981) erarbeiteten Oberflächenfaziesbereichen ergeben.

Tiefenbereich [m]	mittlere Bodenströmungsge- schwindigkeit v [cm / s]	Standardabweichung σ [cm / s]	Sediment- kern	signifikante Korngröße [Φ]
< 200	0-15	> 10-> 20	-	-
200-300	> 10-< 20	10-< 15	II KAL	3
300-400	>15-< 20	5-10	I KAL	3
400-500	0-15	5-10	III KAL, 15535-1	3 und 4

Tab. 1: Mittlere Bodenströmungsgeschwindigkeiten und Standardabweichung am Profil Kristiansand (N) - Hanstholm (Dk) (22 Messungen) (n. Daten von Rodhe, 1987), Sedimentkerne der vorliegenden Untersuchung und signifikante Korngrößen in unterschiedlichen Tiefenbereichen.

Tab. 1: Mean bottom current velocities and standard deviations at the profile Kristiansand (N) - Hanstholm (Dk) (22 measurements) (after data from Rodhe, 1987), sediment cores of this investigation and significant grain sizes of different depth ranges.

Tab. 1 zeigt die signifikanten Korngrößenklassen in Beziehung zu Wassertiefe und mittlerer Strömungsgeschwindigkeit. An den Lokationen der untersuchten Sedimentkerne scheint es jedoch so zu sein, daß die langfristigen Mittel der Strömungsenergien in den flacheren Bereichen (II KAL) höher sind als in den mittleren Tiefenbereichen (I KAL). Die Standardabweichungen geben einen Hinweis darauf. Kuijpers et al. (1993) berechnen Strömungsereignisse bis zu 100 cm / s aus der Morphologie von "sandwaves" im Flachbereich der norddänischen Skagerrakküste.

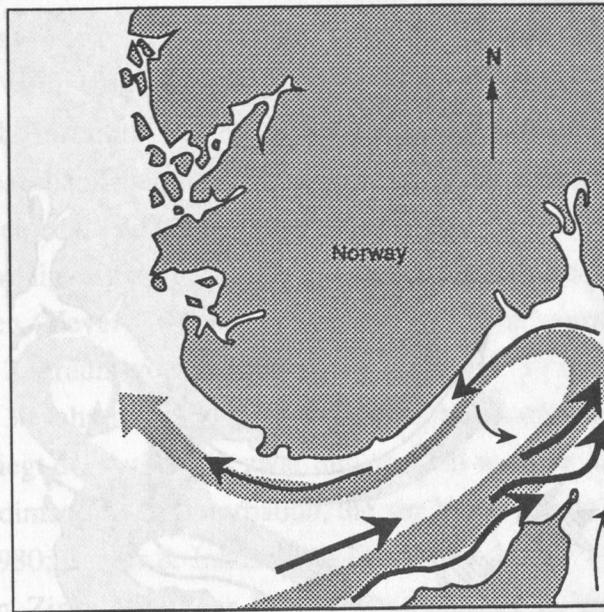
Die Berechnung von Paläobodenströmungsgeschwindigkeiten aus der granulometrischen Verteilung der untersuchten Sedimente ist wegen des nicht linearen Verhaltens der Bodenströmungen und der großen Menge nicht quantifizierbarer Variabler (Flockungsverhalten, Kohäsivität, turbulente Durchmischung, Bioturbation) nicht möglich (vgl. Werner et al., 1987; Engelhardt, 1977).

5.2.2 Die Beziehung zwischen Witterung, Klima und Zirkulation im Skagerrak

Die Zirkulation besonders der Oberflächenströmungen ist Gegenstand zahlreicher Untersuchungen im Skagerrak (z. B. Svansson, 1975; Rodhe, 1973, 1987; Larsson & Rodhe, 1979; Fonselius, 1989; Davies, 1980, 1981; Aure & Sætre, 1981; Gammelsrød & Hackett, 1981; Ljøen, 1981). Aus den Untersuchungen ergibt sich eine hohe Variabilität der Strömungsrichtungen und -geschwindigkeiten, wobei jedoch im langzeitlichen Mittel das Modell von Svansson (1975) für die Oberflächenströmungen und die Kombination der Modelle für Bodenströmungszirkulation (Rodhe, 1987) und daraus resultierenden Sedimenttransportmodi (Van Weering, 1981) Gültigkeit hat.

Die Richtungen der Oberflächenströmungen werden in erheblichem Maße von den vorherrschenden Windrichtungen beeinflusst (z. B. Fonselius, 1989; Davies, 1981a,b). Die nur unter großem Aufwand meßbaren sedimenttransportierenden Bodenströmungen erweisen sich als relativ richtungsstabil, zeigen aber eine signifikante Tiefenvariabilität des Hochgeschwindigkeitsströmungskerns an der Südflanke des Skagerraks (Rodhe, 1987): Während einer typischen Sommersituation (starke Schichtung der Wassersäule) liegt der Strömungskern zwischen 50 und 100 m Wassertiefe (Abb. 24); während einer typischen Wintersituation (sehr schwach geschichtete Wassersäule) scheint sich der Strömungskern hangabwärts zu bewegen (bis zwischen 200 und 300 m Wassertiefe) (Abb. 25). Es zeigt sich, daß der Bereich zwischen 400 und 500 m in der Sommersituation kaum meßbare Strömung aufweist; während der Wintersituation liegen die Strömungsgeschwindigkeiten in diesem Bereich bei > 15 m / s. Obwohl es keine langjährigen Messungen gibt, kann aus diesen Beobachtungen gefolgert werden, daß Phasen erhöhter Strömungsintensität häufiger in den Wintermonaten als in den Sommermonaten zu erwarten sind.

Als Ursache dafür kann die jahreszeitliche Verteilung der Sturmhäufigkeiten angeführt werden. Während der letzten 420 Jahre fanden mehr als 80 % der stärksten Stürme zwischen Oktober und März statt. Nur 5 % der Stürme wurden in den Monaten zwischen April und August beobachtet (nach Daten von Lamb, 1991).



after SVANSSON (1975)

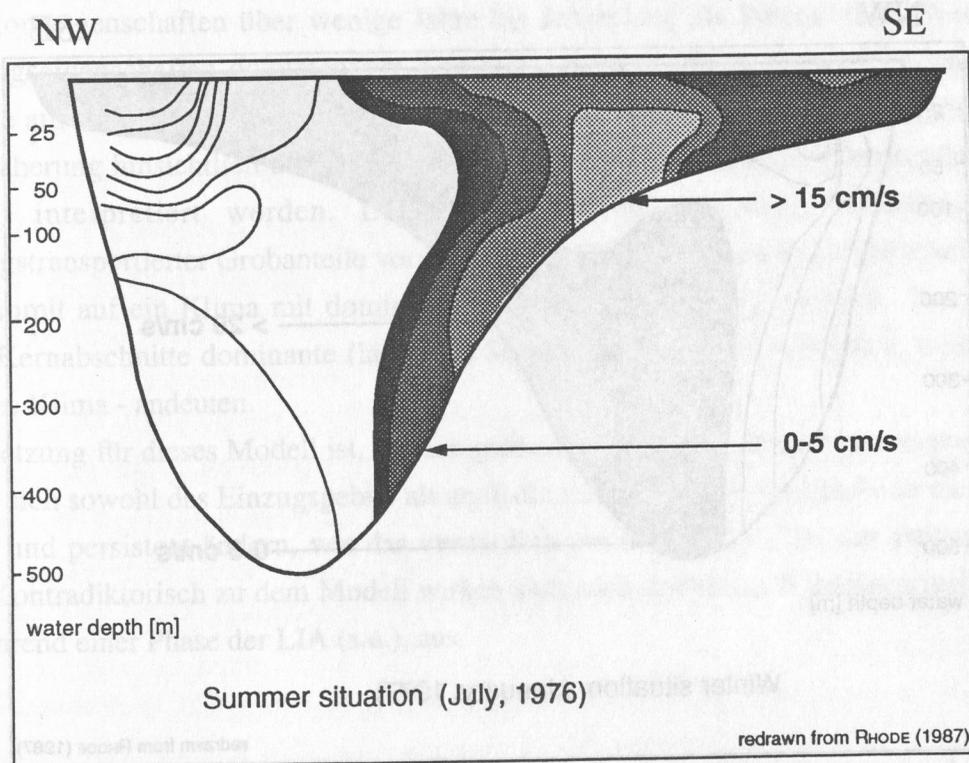


Abb. 24: Typische Sommersituation. Oben: Strömungen im Skagerrak (schwarze Pfeile = Oberflächenströmungen; schraffierte Pfeile = Bodenströmungen). Unten: Strömungsgeschwindigkeitsprofil Kristiansand-Hanstholm (n. Daten von Svansson, 1975 und Rodhe, 1987).

Fig. 24: Typical summer situation. Upper part: water circulation in the Skagerrak (black arrows = surface currents; shaded arrows = bottom currents). Lower part: current velocity profile Kristiansand - Hanstholm (after data compiled from Svansson, 1975 and Rodhe, 1987).

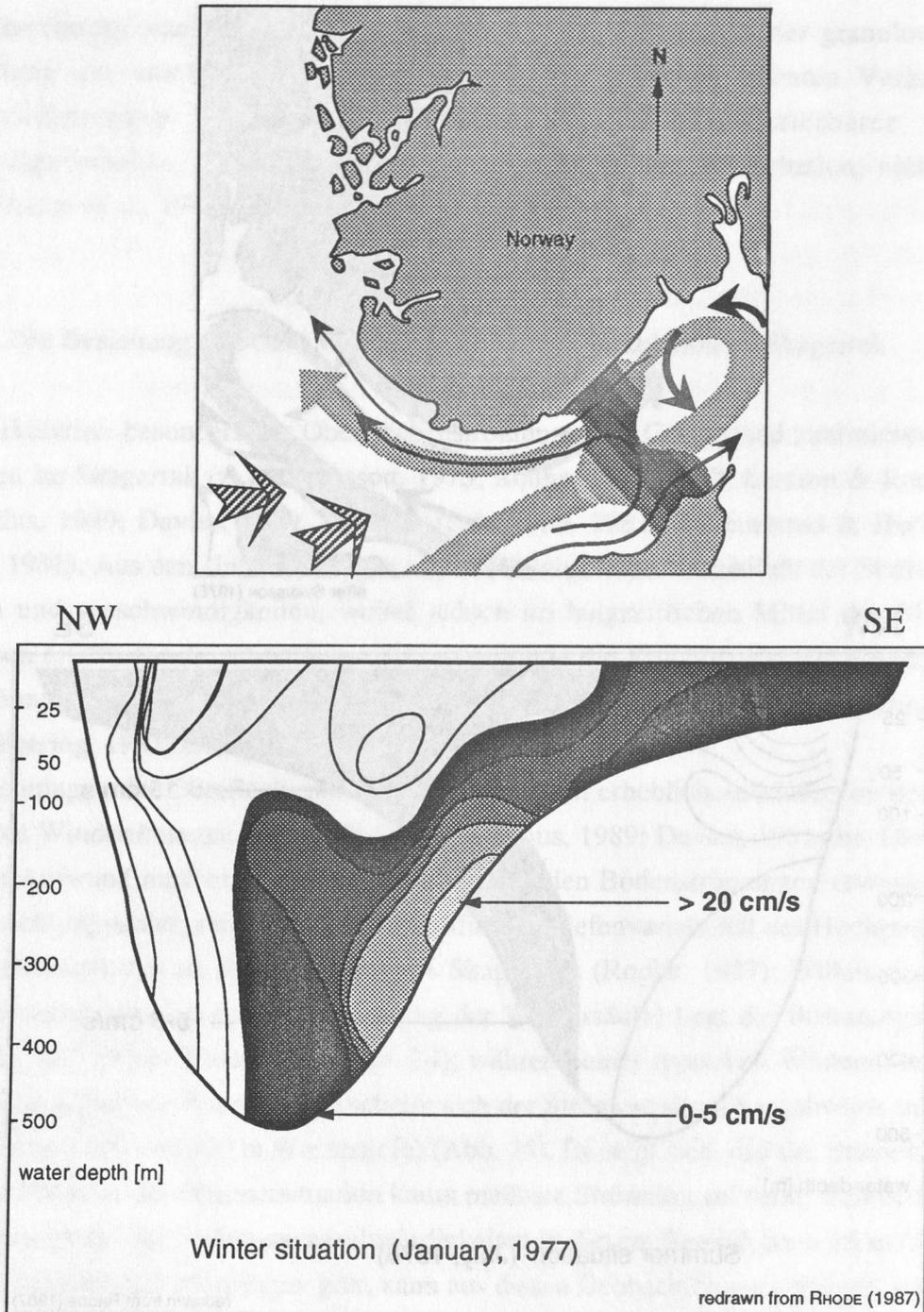


Abb. 25: Typische Wintersituation (Legende s. Abb. 24) (gestreifte Pfeile = starker Wind; schattierte Zone = Thermokline).

Fig. 25: Typical winter situation (legend see fig. 24) (diagonally ruled arrows = strong wind; shaded zone = thermocline).

Da Strömungsereignisse - nach der vorangegangenen Diskussion - also vor allem durch Winterstürme verursacht werden können, ist zu erwarten, daß typische rezente Wintersedimente gröber sind als typische rezente Sommersedimente. Erstere bilden ein Sediment, das - obwohl durch etwas andere Mechanismen entstanden - mit den sog. distalen "mud tempestites" der Nordsee (Aigner & Reineck, 1982) zu vergleichen ist.

Stürme dauern i. a. wenige Tage (Lamb, 1991) und sind daher als Wetter oder maximal als Witterung einzustufen (Heyer, 1972). Der Ausdruck "Klima" verallgemeinert indes diese Situation über einen Zeitraum von mehreren Jahren (Heyer, 1972) üblicherweise über eine Spanne von mehr als 30 Jahren. Die hier untersuchten Proben mitteln Zeiträume von ca. 5-25 Jahren. Theoretisch liegt die Auflösung zwar mitunter bei weniger als einem Jahr (15535-1), jedoch zeigen alle Sedimentkerne Bioturbation, die zur Verwischung scharfer Grenzen führen kann (Erlenkeuser, 1980; Berger & Johnson, 1978). Es ist also die mittlere Situation der von der vorherrschenden Zirkulation der Bodenwassermassen abhängigen Transport- und Depositionseigenschaften über wenige Jahre bis Jahrzehnte als Summe ihrer Wetter- und Witterungseigenschaften dokumentiert. Unterschiedliche Sedimenteinheiten können somit Hinweise auf die mittlere Sturmhäufigkeit während des Ablagerungszeitraums geben und in erster Näherung hinsichtlich der Dominanz von Sommer- (feiner) oder Wintersedimentation (gröber) interpretiert werden. Längere Abschnitte, die durch erhöhte Gehalte strömungstransportierter Grobanteile vorwiegend als Wintersedimente angesprochen werden, deuten somit auf ein Klima mit dominanten Wintern - also kälteres Klima - hin, während feinere Kernabschnitte dominante (längere?) Sommer und mildere (kürzere?) Winter - also wärmeres Klima - andeuten.

Voraussetzung für dieses Modell ist, daß die gröberen Sedimente strömungstransportiert sind und daß sich sowohl das Einzugsgebiet als auch die mittlere Strömungsintensität nicht grundsätzlich und persistent ändern, wie das vermutlich um 600-700 n. Chr. der Fall war (Kap. 4.1.1). Kontradiktorisch zu dem Modell wirken sich auch unübliche Witterungsverläufe, wie z.B. während einer Phase der LIA (s.u.), aus.

5.3 Die Klimaperioden im Skagerrak: Korrelation zu terrestrischen und marinen Daten

Zu diesem Kapitel s. Abb. 2 und 24. Der tiefste Abschnitt von Kern III KAL deutet auf die Bedingungen des ausgehenden holozänen Klimaoptimums hin. Deutlichste Hinweise geben die stabilen Isotope. Kern 15530-4 (Erlenkeuser, 1985b) aus dem nordwestlichen Skagerrak zeigt einen vergleichbaren Verlauf der Kurven der stabilen Sauerstoffisotope. Dort steigen die $\delta^{18}\text{O}$ Werte um ca. 0,4 ‰ im ausgehenden Subboreal, während das eigentliche holozäne

Optimum (Atlantikum) keine ausgeprägten $\delta^{18}\text{O}$ Werte aufweist. Zeitlich lassen sich beide Kerne nur schwer korrelieren, da der datierte Bereich von III KAL zwar ca. 3600 Jahre herunterreicht, die $\delta^{18}\text{O}$ Abnahme (zum Liegenden) aber erst 70 cm tiefer im Kern beginnt. Möglich, aber unwahrscheinlich ist ein systematischer Datierungsfehler im älteren Teil von Kern III KAL, so daß 370 cm Kerntiefe ungefähr dem Ende des Subboreals entsprechen und dadurch die Kerne 15530-4 und III KAL korreliert werden könnten.

Leicht erhöhte CaCO_3 Gehalte bei relativ konstanten absoluten Gehalten an Foraminiferen und Ostracoden wurden als möglicher Hinweis auf einen erhöhten Anteil an kalkigem Nannoplankton (was jedoch nicht untersucht wurde) interpretiert. Die generelle Sensitivität des Planktons gegenüber den Oberflächenwassertemperaturen konnten u. a. Koç Karpuz & Schrader (1990) zeigen. Baumann & Matthießen (1992) weisen auf die absolute Zunahme von Coccolithen zu Beginn des holozänen Klimamaximums im Europäischen Nordmeer hin. In den ältesten Kernabschnitten von II und III KAL kann eine Intensivierung des Strömungssystems angenommen werden, die sich mit der von Nordberg (1991) postulierten Verstärkung des Nordsee- und möglicherweise auch Nord Atlantik-Zirkulationssystems um 4000 Jahre BP in Verbindung bringen läßt (Kap. 4.1.1).

Das Subboreal kann weltweit auf maximal 3900 bis minimal 2000-300 v. Chr datiert werden (Fairbridge, 1987a). Mangerud et al. (1974) geben das Ende des Subboreals mit 600-800 v. Chr. für Nordeuropa an. Für diesen Zeitraum können nur wenige Aussagen gemacht werden: die datierten Kernabschnitte beginnen erst zwischen 1600 und 1200 v. Chr.. Das SBO scheint in III KAL dokumentiert zu sein (bis ca. 900 v. Chr., s. a. Abb. 26).

In den untersuchten Kernen läßt sich das SAP ("Hauptpessimum") an der Wende Subboreal/Subatlantikum zwischen 900 und 500 v. Chr. ausmachen. Lamb (1977) gibt für den Beginn des Subatlantikums ca. 1000 v. Chr. an, Mangerud et al. (1974) 600-800 v. Chr. und Fairbridge (1987a) ca. 300 v. Chr. Von 1200 bis 500 v. Chr. fielen die Landtemperaturen um ca. 2°C (Lamb, 1977); weltweite Gletschervorstöße zwischen 1200 und 350 v. Chr. charakterisieren das SAP.

Das RO gilt als sehr warm und wechselhaft; es reichte bis ca. 400 n. Chr. (Schönwiese, 1979). Diese Klimaperiode ist in den untersuchten Sedimentkernen nicht deutlich dokumentiert.

Der in beiden westlichen Sedimentkernen dokumentierte Abkühlungstrend zwischen 300 und 800 n. Chr. kann mit dem VW (Schönwiese, 1979: ca. 400-800 n. Chr.) korreliert werden.

Der Beginn der MWP zeigt sich markant in allen Sedimentkernen (außer in I KAL, der dieses Alter nicht erreicht) ab ca. 800 n. Chr.. Das Ende der MWP ist deutlich in den östlichen Sedimentkernen um 1350-1450 n. Chr. dokumentiert; in den westlichen Sedimentkernen zeigt sich eine charakteristische Veränderung zwischen 1350 und 1600 n. Chr. In der Literatur werden i. a. 2 Hauptphasen der MWP unterschieden: zwischen 800-900/1000 und 1150-1300 n. Chr. (Lamb, 1965b, 1969, 1977; Schönwiese, 1979; Dansgaard et al. 1975; Flohn, 1985).

Smith (1992) postuliert die 2. Phase der MWP nach globalen Paläoflutanalysen bis maximal 1600 n. Chr.. Folland et al. (1990) und andere Autoren weisen darauf hin, daß im Gegensatz zu den meisten spätholozänen Klimaphasen die MWP sich vermutlich nicht global

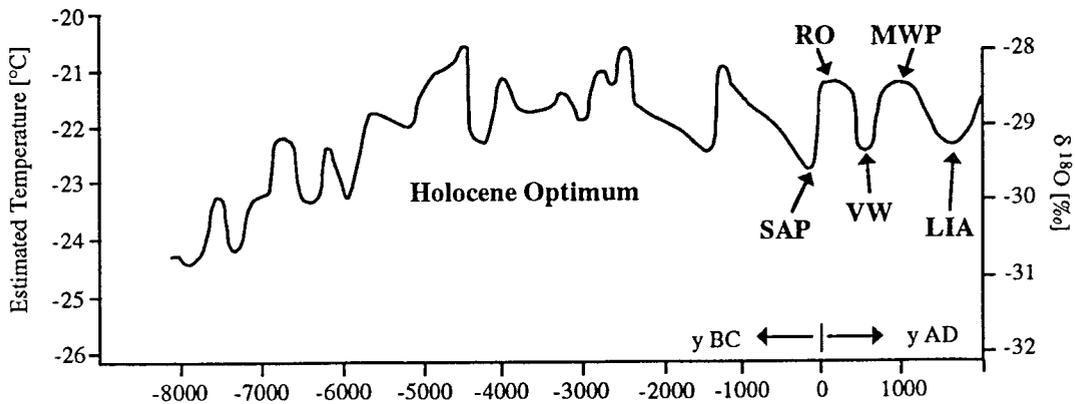


Abb. 26: Übersicht der Temperaturschwankungen im grönländischen Eiskern Camp Century. (verändert n. Schönwiese, 1979).

Fig. 26: Temperature variations derived from Camp Century ice core (Greenland). (after Schönwiese, 1979).

ausgewirkt hat. Briffa et al. (1990) berechnen aus Baumringen in Nordschweden fennoskan-
dische Sommertemperaturen und finden nur mäßige oder gar keine Übereinstimmung mit an-
deren Autoren. Briffa et al. (1992) warnen schließlich vor der Fehlinterpretation unabhä-
ngiger kurzfristiger Temperaturschwankungen. Die Inhomogenität der Auswirkung sowie der
geographischen und auch zeitlichen Ausdehnung der MWP ist offensichtlich. Der Kernbe-
reich zwischen 900 und 1300 n. Chr. ist jedoch zumindestens für Nordeuropa erkennbar; die
vorliegenden Untersuchungen der Sedimente aus dem Skagerrak fügen sich in dieses Bild.
Die erste Phase der LIA läßt sich aus den Interpretationen der vorliegenden Arbeit zwischen
1350 und 1550 n. Chr. lokalisieren. Die zweite Phase kann zwischen 1550 und 1750 n. Chr.
bestimmt werden; die letzte Phase reicht schließlich bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts n.
Chr.. Lamb (1977) diskutiert zahlreiche Arbeiten und historische Quellen, die sich mit der
LIA befassen und legt daraufhin den Beginn der LIA schließlich (wie Flohn, 1978 und andere
Autoren) auf ca. 1550 n. Chr. fest. Dansgaard et al. (1969, 1970, 1975, 1983) weisen auf-
grund von Analysen grönländischer Eiskerne (Crête, Camp Century) darauf hin, daß schon im
12. Jahrhundert n. Chr. erste Kälteeinbrüche dokumentiert sind, während die kälteste Phase
zwischen 1720 und 1900 n. Chr. datiert. Broecker et al. (1988) stellen allerdings die Schwie-
rigkeiten der Korrelation von Eiskerndaten mit anderen Klimaproxidaten heraus. Nesje et al.
(1991) konnten einen initialen Vorstoß eines westnorwegischen Gletschers zwischen 1030
und 1220 n. Chr. datieren. Generell kann für Nord- und Mitteleuropa dem Central England

Temperature Record und damit korrelierten historischen Temperaturlaufzeichnungen seit 1760 n. Chr. (Jones & Bradley, 1992; Lamb, 1977) und der IPCC Aufstellung seit ca. 900 n. Chr. (Folland et al. 1990) gefolgt werden, nach denen die LIA von ca. 1350 bis ca. 1900 n. Chr. reicht. Das erste Maximum wird demnach um 1450 n. Chr. erreicht, die Hauptphase mit niedrigsten Temperaturen datiert zwischen 1550 und 1650 n. Chr. und die schwächere letzte Phase liegt zwischen 1750 (1780 n. Lamb, 1991) und 1850 n. Chr. Es zeigt sich, daß die aus den Untersuchungen im Skagerrak interpretierten "Stadien" der LIA sich gut in diese Aufstellung fügen.

Die Temperatur- und Witterungsbedingungen des MO sind durch globale instrumentelle Beobachtungen sehr gut belegt. Je nach der geographischen Lage kann der Beginn des MO auf 1900 n. Chr. \pm ca. 50 Jahre festgelegt werden (z. B. Bradley & Jones, 1992; Frenzel, 1993). Schönwiese (1979) weist zwar auf regionale Phasenverschiebungen der Klimaentwicklung nach der LIA hin, diese bewegen sich jedoch in der Größenordnung von Dekaden und können durch die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit nicht aufgelöst werden. Alle untersuchten oberflächennahen Proben deuten durchgehend auf eine Klimaverbesserung hin; ein Maximum kann jedoch nicht ermittelt werden.

5.4 1500 Jahre Klimageschichte: Konsequenzen für das Skagerraksystem

5.4.1 Das "Pessimum der Völkerwanderungszeit" (VW)

In der Zeit des VW zeigt sich eine markante Veränderung in vielen Parametern der westlichen Sedimentkerne. Am deutlichsten ist dies in der sukzessiven Erhöhung der $\delta^{18}\text{O}$ Werte des flacheren westlichen Sedimentkerns (II KAL), kombiniert mit einer verstärkten Zunahme des Sandgehaltes in beiden westlichen Sedimentkernen (Abb. 16, 8 und 9).

Der Zeitraum zwischen 400 und 600 n. Chr. kann weltweit als Phase großer Veränderungen angesehen werden. Nach dem relativ milden RO kam es zu einem Klimaeinbruch, der in kurzer Zeit zu signifikanter Abnahme der Temperaturen führte (Dansgaard et al., 1969; Schönwiese, 1979) (Abb. 26). Dieses Absinken der mittleren Temperaturen, bei gleichzeitiger Zunahme der Niederschläge ist historisch durch den Beginn der germanischen Völkerwanderung belegt, die als 'Klimaflucht' interpretiert wird (Schönwiese, 1979). Kullman & Engelmark (1990) zeigen, daß die nordschwedische Baumgrenze zwischen 300 und 600 n. Chr. um 235 m höher lag als zum Ende der LIA. Gleichzeitig war der Meeresspiegel von einem Maximalstand um 300-400 n. Chr. in kurzer Zeit auf ein Minimum um 600 n. Chr. abgesunken (Lamb, 1977). In den Alpen sind starke Temperaturstürze um 400 n. Chr. mit

darauffolgenden Gletschervorstößen (Maximum um 700 n. Chr.) dokumentiert (Röthlisberger, 1976).

Die Summe der starken klimatologischen und hydrographischen Veränderungen haben möglicherweise auch zu verstärkter Bildung von Tiefenwasser im Nordatlantik (NABW) geführt, wodurch die Nordatlantik Drift verstärkt würde - wie es in anderem Zusammenhang von Dale & Nordberg (1993) postuliert wird. In Verbindung mit vorwiegend antizyklonalen atmosphärischen Bedingungen über den Britischen Inseln, wie es auch für die kälteste Phase der LIA postuliert wird (Lamb, 1969), könnten so salinere Wassermassen in die Nordsee gelangen (s. a. Dickson, 1973). Durch die vorherrschenden nordwestlichen Windrichtungen im Bereich des Höhenrückens kann es zu einer Verstärkung des 'South Trench Current' gekommen sein. Als Folge daraus würde die Zirkulation im Skagerrak leicht verstärkt, bei zunehmendem Einfluß salinerer und durch die Lufttemperatur abgekühlter Wassermassen aus der nördlichen Nordsee und dem Nordatlantik. Die zunehmenden $\delta^{18}\text{O}$ Werte im Sedimentkern II KAL aus dem flacheren Bereich des Skagerraks ließen sich so erklären (Abb. 17; Kap. 4.2.1).

Die Etablierung moderner Strömungsverhältnisse

Durch die verstärkte Erosion der supratidalen Sande und durch das Zurückweichen der Gezeitebenen in der Zeit des Meeresspiegelhochstandes zum Ende des RO, wurden möglicherweise große Mengen sandig-siltigen Sediments bereitgestellt (s. a. Hofstede, 1991), die aus den Küstenbereichen in die Schelfgebiete transportiert wurden (Aigner & Reineck, 1982). Van Weering (1981) konnte eine Zone im westlichen Skagerrak differenzieren, in der rezenter Sedimenttransport in Form von "traction currents" unter hohen Strömungsenergien stattfindet. In der Zeit des VW hat sich diese Zone erhöhter Transportenergie, die offensichtlich in den vorherigen Jahrhunderten nur auf die flachen küstennahen Bereiche beschränkt war, kurzfristig nach N ausgedehnt. Nun wurden auch die Bereiche außerhalb der flachen Küstengebiete von stärkeren Strömungen und Erosion beeinflusst. In der westlichen Station II (245 m Wassertiefe) beginnt um 350 n. Chr. (zu Beginn des VW) eine Phase erhöhter Akkumulation aller Sedimentkomponenten, die um 600 n. Chr. wieder endet und in eine stetige relative Zunahme der Feinsandfraktion (63-125 μm) übergeht (Abb. 16).

In diesen 500 Jahren des ausgehenden RO und des wahrscheinlich stürmischen, auf jeden Fall aber rapide abgekühlten VW begann die dynamische Veränderung des Zirkulationssystems im Skagerrak, in deren Zuge sich um 600-700 n. Chr. die heutigen Strömungsverhältnisse etablierten (s.u.). Larsson & Rodhe (1979) weisen auf die hohe Variabilität der Strömungsgeschwindigkeiten, besonders in den Bereichen zwischen 300 und 400 m (Rodhe, 1987) Wassertiefe hin. Geht man davon aus, daß diese Fluktuationen während des VW mindestens ebenso stark gewesen sind, kann es während der Phasen geringer Strömungs-

energie zu verstärkter Sedimentation aus den durch Resuspension überladenen Bodenströmungen gekommen sein. Es kann angenommen werden, daß während der Zeit, in der sich das Strömungssystem turbulent auf ein höheres Energieniveau einstellte, auch Sandfelder und -decken zunächst nur in den flachen Bereichen, später aber auch in größeren Tiefen bis vielleicht 300 m (?) mobilisiert wurden. Stride & Chesterman (1973) beschreiben rezente "sandwaves" und irregulär verteilte "sandpatches" am Eingang des Skagerraks vor Hanstholm (Dk). Demnach progradiert eine Sandzone unter Vermischung mit feinerem Sediment in Tiefenbereichen von mehr als 180 m nach NE. Die in der vorliegenden Arbeit postulierte dynamische Ostverlagerung eines Sandfeldes im westlichen Skagerrak in der Folge einer beginnenden Intensivierung der Zirkulation kann auch aus den granulometrischen Verteilungskarten von Van Weering (1981; Abb. 1, S. 341) bedingt nachvollzogen werden. Nordberg (1991) weist auf verstärkte Erosion im Nordseebecken und in den Küstenbereichen der Nordsee im Zusammenhang mit einer Verstärkung des Nordjütlandstroms zwischen 1000 und 500 Jahren BP hin.

In keinem der beiden westlichen Sedimentkerne ist eine wirkliche Vergröberung, d. h. sukzessive Zunahme auch der Fraktionen $> 125 \mu\text{m}$, zu beobachten. Auch in den Sedimentkernen, die von Jørgensen (1981) bearbeitet wurden, zeigt sich eine Zunahme ausschließlich der Fraktion $63\text{-}125 \mu\text{m}$ ('core 1', stetige Zunahme) bis zu einem kernspezifischen Gehalt ('core 2', rapide Zunahme), der bis zur Kernoberfläche um einen Mittelwert schwankt. Daraus kann geschlossen werden, daß nicht stetig zunehmende Strömungsgeschwindigkeit, sondern die rapide Einstellung auf ein höheres Energieniveau stattfand.

5.4.2 Die Mittelalterliche Wärmeperiode (MWP)

Das Klima

Für die allgemeine Erwärmung in der MWP von ca. 800 bis 1300/1500 n. Chr. gibt es weltweite Hinweise wie z. B. die Eiskerne Crête und Camp Century (Grönland; Dansgaard et al., 1969, 1975) und Quelccaya (Peru; Thompson, 1992), oder Baumringe aus Nord-Rußland (Graybill & Shiyatov, 1992) und Nordschweden (Briffa et al. 1990) (Abb. 2 und 24). Besonders historische Quellen sind von großer Aussagekraft: Exakt zum Anbruch der MWP kam es mit dem Überfall auf das Kloster Lindisfarne (793 n. Chr.) zum Beginn der "Wikingerzeit"; 930 n. Chr. war die Kolonisierung Islands durch die Norweger beendet; 985 n. Chr. begann die Kolonisation Grönlands und Amerikas durch Erik den Roten (Pörtner, 1971). Seitdem zum Ende der MWP die letzten Wikinger in Grönland tief im Boden begraben wurden,

dokumentiert bis heute anhaltender Permafrost in dieser Region das Gunstklima während der MWP (Lamb, 1977).

Im allgemeinen werden für Nordeuropa Temperaturen angegeben, die um bis zu 1,5 °C höher liegen als das heutige Mittel (Folland et al., 1990; Schönwiese, 1979); die Meeresoberflächentemperaturen (SST) liegen in grönländischen Fjorden bis zu 4° C, im Nordatlantik bis zu 1,5 °C höher (Lamb, 1977) als heute. Das Klima war durch warme Sommer und milde Winter, zunächst niederschlagsreich, dann immer trockener werdend gekennzeichnet (Lamb, 1977). Häufige blockierende Antizyklone über Mitteleuropa verursachten im Mittel nur schwache westliche Winde, die zu einer Abdrängung der Zyklonenzugbahnen über Nordeuropa um ca. 5 ° nach N führten (Flohn, 1985).

Die Befunde aus dem Skagerrak

Nach den Untersuchungen der vorliegenden Arbeit ist die MWP im Vergleich zu den kälteren Klimaphasen (LIA) generell durch geringere Strömungsenergien charakterisiert. Der Periode schwacher Strömungsaktivität wurde die Lithofaziesseinheit FSD 3 zugeordnet. Demzufolge war der MCB nur schwach ausgebildet und die Sedimentationsraten des östlichen Sedimentkerns (15535-1) lagen auf dem Niveau von heute (sogar noch etwas darunter). Aus den Korngrößenverteilungen der Sedimente folgt, daß der Sommermodus (Kap. 5.2.2) der Sedimentation dominant war. Die Sauerstoffisotopenverhältnisse weisen auf eine deutliche Erwärmung des Wasserkörpers hin. Dale et al (1993) und Dale & Nordberg (1993) interpretieren das verstärkte Vorkommen und subsequeute Blüten der wärmeliebenden toxischen Dinoflagellatenart *Gymnodinium catenatum* durch erhöhte Wassertemperaturen im Kattegat und östlichen Skagerrak während der MWP.

Aus den Interpretationen läßt sich auf warme Sommer, milde Winter, schwache Winde und geringe Sturmhäufigkeit schließen: Die Korrelation zum Klima der MWP (s.o.) ist exzellent. `Core 2` (Jørgensen et al, 1981; Erlenkeuser & Pederstad, 1984) ist der einzige bekannte Sedimentkern aus der Region, der diesen Zeitraum adäquat auflöst. Er wurde etwa zwischen III KAL und 15535-1 aus 454 m Wassertiefe gezogen. Die dargestellten Kurven im Zusammenhang mit den durchgeführten Datierungen lassen auf vergleichbare Eigenschaften schließen: im Unterschied zur folgenden LIA sind die Sedimentationsraten deutlich geringer, während der vor der MWP angestiegene Sandgehalt seit etwa dem Beginn der MWP relativ konstant bleibt und bis zur Kernoberfläche um einen Mittelwert von 2-3 % schwankt.

FSD 3a: Ein "Mikrostadial" der MWP um 900 n. Chr.?

Alle Sedimentkerne deuten mehr oder weniger deutlich auf einen kurzen, rapiden Klimaeinbruch innerhalb der MWP hin. Der Kernbereich dieses Ereignisses kann um 900 n. Chr. terminiert werden. Besonders Korngrößenverteilungen und stabile Sauerstoffisotope der drei Sedimentkerne, die dieses Alter erreichen (II, III KAL und 15535-1), dokumentieren niedrigere Temperaturen und einen Trend zu dominanter vermutlich stürmischer Wintersedimentation (Kap. 5.2.2).

‘core 2’ von Jørgensen et al. (1981) löst diesen Zeitraum nur sehr schlecht auf, jedoch zeigt sich in dem Kernabschnitt, wo FSD 3a zu erwarten wäre, ebenfalls ein markantes Maximum im Sandgehalt. Auch den von Dale et al. (1993) untersuchten Sedimentkernen mangelt es an Datierungen. Der stetige Anstieg der relativen Häufigkeit von Zysten der warmadaptierten Dinoflagellatenart *G. catenatum* zeigt jedoch einen Rückschlag in dem Kernabschnitt, der zeitlich FSD 3a entsprechen könnte.

Die MWP wird oft in 2 Maxima gegliedert: von 900 bis 1000 und von 1150 bis 1300 n. Chr. (Lamb, 1977, Schönwiese, 1979). Diese Gliederung bedingt eine kühlere Phase zwischen den Maximalständen von 1000 bis 1150 n. Chr.. Nesje et al. (1991) beschreiben den Vorstoß eines norwegischen Gletschers um 1030-1220 n. Chr.. Briffa et al. (1992a) weisen auf eine Kältephase - zumindestens in Nordschweden - zwischen 800 und 900 n. Chr. hin. Lamb (1969) wiederum beschreibt eine Periode antizyklonaler Winterwetterlagen, die nach einer Reihe von ungewöhnlich starken Sturmfluten im Nordseebereich um 1100 n. Chr. eine Kälteanomalie verursacht haben (s. auch Lipp & Trimborn, 1991 und Graybill & Shiyatov, 1992). Um 1000 n. Chr. herrschte mit < 240 ppm der niedrigste CO₂ Partialdruck der letzten ca. 1800 Jahre (Bojkov, 1983 in Mörner, 1993). Aus dieser Zeit wird auch von Meereis um Island berichtet (Lamb, 1977); die grönländischen Eiskerne (Crête und Camp Century) zeigen Kälteeinbrüche zwischen 800 und 850 n. Chr. (Dansgaard et al., 1975).

Es zeigt sich, daß ein Kälterückschlag wahrscheinlich in der ersten Hälfte der MWP zweifellos stattgefunden hat, obwohl er zeitlich und räumlich wohl nicht synchron war. Aufgrund der Untersuchungen der vorliegenden Arbeit erscheint es sinnvoll, dieses Ereignis als ‘Mikrostadial’ innerhalb einer relativ konsistenten MWP zu deuten.

5.4.3 Die Kleine Eiszeit (LIA)

Das Klima

Die LIA ist als kalte Klimaepoche weltweit belegt (z. B. Lamb, 1977, 1982, 1984; Bradley & Jones, 1992) (Abb. 2 und 24). Zum Ende der MWP dehnte sich die polare Klimazone weit (bis zu 10°) nach S aus (Lamb, 1969; 1977). In der Folge verstärkte sich der Ost-Grönlandstrom und dessen Ausläufer der Ost-Islandstrom (Lamb, 1979). Die SST fiel auf maximal 5°C um SE Island (Lamb, 1979), bzw. 2-3 °C im Nordatlantik unter das heutige Mittel, bei gleichzeitig enormer Ausdehnung der Meereisdecke in der Grönlandsee (Schell, 1967; Fairbridge, 1987b). Zwischen 1680 und 1700 n. Chr. stießen Treibeisschollen bis nach Nordschottland vor (Flohn, 1985). Gletschervorstöße in allen alpinen Regionen der Erde erreichten die größte Ausdehnung seit mindestens 9000 Jahren (Matthews, 1991; Nesje, 1991; Grove, 1988). Eiskerne aus Grönland (Dansgaard et al., 1969, 1975, 1985), den Tropen und der Antarktis (Thompson et al., 1986, 1993; Mosley-Thompson, 1992) weisen auf die Globalität dieser Klimaphase hin. Folland et al. (1990) sprechen von der kältesten Periode seit der Jüngeren Dryas.

Mit dem Ende der MWP und dem Beginn der LIA endete auch die Epoche der Wikinger. Versorgungsschiffe kamen nicht mehr bis nach Grönland; der beginnende Permafrost und die generelle Abkühlung behinderte die Landwirtschaft in Island und Grönland (Pörtner, 1971; Dansgaard et al. 1975).

Mit der starken Abkühlung der Meeres- und Landtemperaturen (im langen Mittel bis 1-2 °C unter das heutige Mittel) durch die Vorstöße polarer Luft- und Wassermassen nach S, bei vergleichsweise geringen Temperaturveränderungen im südlichen Mitteleuropa, verstärkten sich die Gradienten in den ozeanischen und atmosphärischen Fronten (Lamb, 1965a). Das Resultat waren anormale meridionale atmosphärische Zirkulationsmuster (Flohn, 1985) und häufige und schwere Stürme (Lamb, 1981, 1991). 1219 n. Chr. brach die erste einer Reihe von verheerenden Sturmfluten über die Nordsee herein (Lamb, 1991, Schönwiese, 1979); 1320 n. Chr. fror zum einzigen Mal in der historischen Geschichte die gesamte Ostsee zu (Flohn, 1985); 1330 n. Chr. wurden erste Treibeisfelder auf dem Ost-Grönlandstrom gesichtet (Lamb, 1977).

Flohn (1985) postuliert zwei Maxima der LIA: das erste um 1640; das zweite zwischen 1680 und 1700 n. Chr.. Thompson et al. (1986) nennen nach der Analyse eines tropischen Eiskerns 1500-1900 n. Chr. als Hauptphase der LIA; Briffa et al. (1990, 1992) bestreiten generell die Existenz eines homogenen Klimapessimums, weisen jedoch auf eine ausgeprägte Kaltphase von 1570-1750 hin. Grove (1988) und Bradley & Jones (1992a) verdeutlichen die Tatsache, daß bis zu einem gewissen Grade eine kühle oder sogar kalte Phase mit Maximum zwischen

1700 und 1900 n. Chr. weltweit korreliert werden kann, kürzere kalte und warme Phasen innerhalb der LIA jedoch regionale und lokale Überprägungen erfahren haben, die schließlich nicht mehr korrelierbar sind. Instrumentelle Temperaturmessungen im klimatischen Einflußgebiet des Skagerraks (Trondheim, Stockholm, Central England) zeigen, daß um 1900 n. Chr. das heutige Temperaturniveau erreicht wurde (Jones & Bradley, 1992; s. a. Kap. 5.3).

Die Befunde aus dem Skagerrak

Kern 15535-1 aus dem östlichen Skagerrak (428 m Wassertiefe) löst die LIA über ca. 650 cm Kernlänge auf. Lithofaziell zeigen sich 3 deutliche Einheiten, von denen FSD 2c (ca. 1350-1550 n. Chr.) und FSD 2a (ca. 1750-1900 n. Chr.) durch ihre gröbere Textur auf dominante Wintersedimentation (Kap. 5.2.2) hindeuten, während FSD 2b (ca. 1550-1750 n. Chr.) eher ruhige Sedimentationsbedingungen anzeigt. Die anderen Sedimentkerne bestätigen diese Interpretationen generell.

Da die Wintersedimentation primär durch erhöhte Sturmhäufigkeit interpretiert wird, folgt aus den Beobachtungen, daß die Zeiträume, die FSD 2a und 2c umfassen, vermutlich besonders stürmisch gewesen sind, während der Zeitraum, den FSD 2b umfaßt, demzufolge geringere Sturmhäufigkeit anzeigt. Der postulierte MCB erweist sich als besonders stark ausgebildet während der 'stürmischen' Phasen, in denen die Sedimentationsraten zwischen ca. 20 und 60 mm/y liegen, während die 'ruhige' Phase von FSD 2b nur 4-5 mm/y aufweist.

Tatsächlich kann - zumindestens für die Zeit bis zum Beginn des Central England Records 1659 n. Chr. - nur sehr oberflächlich aus Beobachtungen auf das Klima geschlossen werden. Aus den meisten Beobachtungen ergibt sich das absolute Maximum der LIA Kältephase zwischen ca. 1500 und 1780 n. Chr. ($T > 1^{\circ}\text{C}$ unter dem Mittel um 1900 n. Chr.) (z. B. Folland et al., 1990; Jones & Bradley, 1992; Briffa et al., 1992). Es läßt sich zeitlich mit FSD 2b korrelieren, einer Phase abgeschwächter Bodenströmungsaktivität im Skagerrak. Demnach beschreiben die beiden als 'stürmisch' interpretierten Phasen jeweils den Zeitraum von der MWP zum LIA Maximum (FSD 2c) und den subsequenten Anstieg nach dem LIA Maximum (FSD 2a) zum MO.

5.4.3.1 Die atmosphärische Zirkulation während der drei Phasen der LIA: Implikationen

Eine Korrelation zu Sturmereignissen während der LIA (Lamb, 1991) kann nicht ohne weiteres vollzogen werden, da nur wenig über die mittlere Sturmhäufigkeit bekannt ist und die von Lamb (1991, 1977) diskutierten Stürme eher herausragende Ereignisse darstellen, deren Einfluß auf den Skagerrak nur schwer abgeschätzt werden kann. Lamb (1969, 1984) disku-

tiert aus einer großen Anzahl von Proxidaten interpretierte atmosphärische Zirkulationsmuster während der LIA. Aus den präsentierten Daten geht hervor, daß mindestens seit 1760 (vermutlich sogar noch etwas früher) bis ca. 1920 n. Chr. ein Trend zu stärkerer Zonalität der Zirkulation besteht, während in der Zeit der maximalen S Verlagerung der atmosphärischen Fronten die Druckgradienten über Mitteleuropa und damit auch die mittleren Windgeschwindigkeiten niedriger waren. Flohn (1985) schließt aus historischen Aufzeichnungen, die auf Zirkulationsanomalien hindeuten, auf die verstärkte Aktivität blockierender Antizyklone über Skandinavien. Windstatistiken von Kopenhagen, die auf vorherrschende Winde aus NE, E und SE hinweisen, bestätigen die Annahme vorherrschend meridionaler Zirkulationsmuster während des LIA Maximums (Flohn, 1985).

Die stürmischen Phasen

Es zeigt sich also, daß generell in der ersten und letzten Phase der LIA zonale atmosphärische Zirkulationsmuster Dominanz erlangen konnten (wie das heute auch der Fall ist). Die S Verlagerung der subpolaren Tiefdruckrinne zu Beginn der LIA, sowie ihre subsequente N Verschiebung zum Ende der LIA führte zu häufigeren, stärkeren Stürmen aus W bis SW. Davies (1980, 1981) weist darauf hin, daß die Strömungen im Skagerrak (auch die Bodenströmungen) in der Hauptsache meteorologisch beeinflusst sind, wobei Winde aus westlichen Richtungen den Nordjütlandstrom generell verstärken, den Norwegischen Küstenstrom jedoch blockieren (Aure & Saetre, 1981). Dadurch entsteht nach einiger Zeit ein Wirbel im inneren Skagerrak (Van Weering, 1981), der möglicherweise auch zur Beeinflussung der Bodenströmungen führt (Davies, 1981, Abb. 1.4c; Eisma & Kalf, 1987a) (Abb. 3 und 23). In das Wirbelsystem fließt ohne Behinderung weiterhin Ostseewasser mit dem Baltischen Strom ein, so daß der innere Skagerrak zumindest bei persistenter Witterung oberflächlich aussüßen kann. Ändert der Wind seine Richtung oder läßt er wieder nach, kommt es zum Ausbruch einer großen Menge kalten Brackwassers aus dem Skagerrak, das weit bis nach N Norwegen verfolgt werden kann (Aure & Saetre, 1981). Für die Korngrößenzusammensetzung des assoziierten Sedimentes im östlichen Skagerak (z. B. Kern 15535-1) bedeutet das zunächst Vergrößerung durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten während eines W Sturmes bei gleichzeitiger hangabwärtiger Verlagerung des Strömungskernes (Rodhe, 1987). Der durch die sog. "blocking action" (Aure & Saetre, 1981) entstehende Wirbel wirkt sich möglicherweise bis in größere Wassertiefen aus, so daß dort die Strömungsenergie abnimmt. Die Folge wäre erhöhte Akkumulation von Suspensionssediment, worauf die Korngrößenzusammensetzungen von Sedimentkern 15535-1 hindeuten. Bei der Auflösung der Blockierung und dem subsequenten Zerfall des Wirbels würden die Strömungen wiederum ansteigen und sich schließlich bei normaler atmosphärischer Zirkulation wieder auf das Mittel einstellen. Aus der

Foraminiferenanalyse geht eine häufige dynamische Alternierung zumindestens der ökologischen Bedingungen in den östlichen Stationen hervor (Kerne 15535-1, I KAL).

Für die erste und dritte Phase der LIA (FSD 2a und 2c) wird daher ein häufiges und intensives Auftreten solcher Zirkulationsmuster interpretiert.

Das LIA Maximum

Im Gegensatz zur zonalen atmosphärischen Zirkulation wirken Winde aus nördlichen und östlichen Richtungen dem Nordjütlandstrom entgegen, so daß dieser sich stark abschwächt oder gar nicht mehr meßbar ist (Fonselius, 1989). Das Resultat ist, daß gröbere Sedimentkomponenten kaum noch transportiert werden können. Auch heute können solche Situationen während besonders kalter Winter, die durch meridionale atmosphärische Zirkulationsmuster geprägt sind, entstehen (Eisma & Kalf, 1987b). Ein Wirbel im zentralen Skagerrak entsteht nicht, und die Strömungsgeschwindigkeiten sinken unter das Mittel. Dadurch wird auch der postulierte MCB entscheidend geschwächt. Niedrige Sedimentationsraten während des LIA Maximums (FSD 2b) an den östlichen Stationen deuten darauf hin.

5.4.3.2 Der Synchronismus der Ereignisse innerhalb der LIA und andere Implikationen

Schwer erklärbar erscheint ein zeitlicher Versatz von mindestens 200 Jahren zwischen den westlichen Kernen und Kern 15535-1 innerhalb der $\delta^{18}\text{O}$ Profile zu Beginn der LIA. Eine Fehlinterpretation der radiometrischen Altersprofile ist zwar nicht auszuschließen, jedoch erweisen sich die Interpretationen aus den granulometrischen Verteilungen besonders zwischen III KAL und 15535-1 als gut korrelierbar (Kap. 4.1.3). Auch der erste signifikante Anstieg der benthischen Foraminifere *B. skagerrakensis* erscheint relativ synchron innerhalb FSD 2c. Die rapide Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ Werte in den westlichen Kernen ab ca. 1600 n. Chr. kann möglicherweise mit einem Austausch des Tiefenwassers während der kältesten Phase der LIA in Verbindung gebracht werden. Ljøen & Svansson (1972) und Ljøen (1979) konnten Temperaturabnahmen um mehr als 2 °C nach Tiefenwasserereignissen im Zuge harten Winter seit 1949 n. Chr. feststellen. Solche Ereignisse finden allerdings häufiger statt und entstehen meist durch Winterwasser aus der Nordsee, was gleichzeitig zu einer geringeren Salinität führt (Ljøen, 1981; Tomczak, 1968). Es gibt jedoch auch langskalige Veränderungen der Salinität, die bei vorwiegend meridionaler atmosphärischer Zirkulation durch Vorstöße von Atlantikwasser in die Nordsee entstehen (Namias, 1964, 1965) und neben dem Oberflächenwasser auch die Bodenwassermassen beeinflussen (Dickson, 1973; Heath et al., 1991). Persistente Vorstöße von hochsalinem atlantischem Bodenwasser in den Skagerrak in Verbindung mit

häufigen Winterwassereinbrüchen von überkühltem, durch die Zirkulationsanomalie ebenfalls hochsalinem Nordseeoberflächenwasser können die verspätete Reaktion des $\delta^{18}\text{O}$ Signals auf die LIA erst in deren 'ruhiger (meridionaler)' und besonders kalter Hauptphase erklären. Das Sauerstoffisotopensignal müßte sich demnach mit zunehmender Wassertiefe verstärken und im Beckentiefsten am deutlichsten sein. Die synchrone leichte Veränderung, die im $\delta^{18}\text{O}$ des flacheren Sedimentkerns (II KAL) gemessen wurde, unterstützt diese Hypothese.

Die ungewöhnlichen TOC und $\delta^{18}\text{O}$ Werte, die sich ab ca. 1600 n. Chr. in Kern 15535-1 zeigen, können nur schwer erklärt werden. Es zeigt sich ein Trend zu leichteren Sauerstoffisotopenverhältnissen bis zur Kernoberfläche, die in extrem niedrigen Werten um 1800 n. Chr. kulminieren. Kurz nach 1800 n. Chr. steigen auch die $\delta^{13}\text{C}$ Werte gering aber deutlich, während der TOC Gehalt sprunghaft um 30 % abnimmt. Die ungewöhnlichen Veränderungen beginnen mit der letzten (stürmischen) Phase der LIA (FSD 2a). Auch die beiden westlichen Kerne zeigen abnehmende $\delta^{18}\text{O}$ Werte ab ca. 1800 n. Chr. (in sehr viel geringerem Maße), die allerdings auf die normale Erwärmung des Systems nach der kältesten Phase der LIA zurückgeführt werden können. Da alle Kerne mehr oder minder starke Veränderungen anzeigen, ist möglicherweise die allmähliche Nordverlagerung der mittleren Lage der planetarischen Frontalzone (Lamb, 1969) eine der Ursachen für offensichtlich anormale Strömungsmuster im Skagerrak. Im Zuge dieser Nordverlagerung begann sich die atmosphärische Zirkulation unter starken meridionalen und zonalen Stürmen (z. B. zwischen 1790 und 1800 n. Chr.; Lamb, 1991) zu normalisieren, wobei 1795 n. Chr. der wärmste Winter der letzten 200 Jahre und 1812-1817 n. Chr. die kälteste Sommerserie der letzten 500 Jahre gemessen wurde (Flohn, 1985). Letztere Serie wurde allerdings noch durch die Auswirkungen des Tambora Ausbruchs 1815 n. Chr. verstärkt (Stothers, 1984; Stommel & Stommel, 1979).

Ob möglicherweise durch die beschriebenen Prozesse eine tiefe vertikale Vermischung von (isotopisch leichten) Wassermassen des Baltischen Stromes oder auch eine Steigerung des hangabwärtigen Sedimenttransports (s. Jørgensen et al., 1981) bzw. die rapide Veränderung des Einzugsgebietes durch die offensichtliche Intensivierung der Strömungsenergie während der letzten Phase der LIA verursacht worden ist, kann jedoch aufgrund fehlender ozeanographischer Messungen hier nicht geklärt werden.

5.4.4 Das Moderne Klimaoptimum (MO)

Um 1870 n. Chr. begann ein genereller weltweiter Temperaturanstieg; gegen 1920 n. Chr. wurde das heutige Temperaturmittel (1951-1980 n. Chr.) überschritten und die Kontinentalität

des Klimas, die markant während der LIA ausgebildet war, ging stark zurück (Jones & Bradley, 1992; Jones, 1988, Folland et al., 1990) (Abb. 2 und 24). Das eigentliche MO wird in der Nordhemisphäre kontinental und marin (SST) zwischen 1940 und 1950 n. Chr. mit ca. 0,5 °C (10-Jahres- Mittel) über dem heutigen Mittel erreicht (Jones & Bradley, 1992). Bis 1970 n. Chr. blieben die Temperaturen relativ konstant (bei leichtem Abkühlungstrend). Seit 1975 n. Chr. hat sich die Nordhalbkugel um ca. 0,3 °C erwärmt (Jones & Wigley, 1990); ausschlaggebend sind v. a. die besonders stark steigenden Wintertemperaturen (Jones & Briffa, 1991), die in der nahen Zukunft schließlich mehr als doppelt so stark wie das globale Mittel steigen sollen (Houghton & Woodwell, 1989; IPCC Working Group I, 1990).

Zur Diskussion der seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts n. Chr. beobachteten globalen Klimaveränderungen kann die vorliegende Arbeit nur bedingt beitragen. Undeutlich weisen die stabilen Sauerstoffisotope auf einen leichten Erwärmungstrend seit ca. 1900 n. Chr. hin. Die granulometrische Analysen belegen eine generelle Abnahme der Strömungsintensitäten bei weitaus geringeren Sedimentationsraten gegenüber der LIA (FSD 1, Sedimentkern 15535-1). Daraus läßt sich schließen, daß der postulierte MCB abgeschwächt ist und eher der Sommersedimentationstyp (Kap. 5.2) vorherrscht. GKG V weist allerdings auf leicht zunehmende Vergröberung zur Oberfläche hin, was möglicherweise durch das anormale Auftreten extremer Zyklonzentren und dadurch hervorgerufener schwerer Stürme seit den 50er Jahren dieses Jahrhunderts (Lamb, 1991) verursacht ist.

6. SCHLUSSFOLGERUNGEN UND EIN AUSBLICK

Die vorliegenden Untersuchungen zeigen, daß das Skagerrakssystem sehr sensibel auf Klimafluktuationen reagiert (Abb. 27). Die folgenden Methoden erweisen sich als besonders relevant oder als Indikatoren für Teilaspekte der Fragestellungen:

Radiometrische Datierungen über zwei unterschiedliche ^{210}Pb Methoden erlauben die Aufstellung von Chronostratigraphien bis 3,6 kaBP.

Granulometrische Analysen lassen die Differenzierung zwischen einem 'stürmischen' Wintersedimentations- und einem 'ruhigen' Sommersedimentationsmodus zu und geben generalisiert Informationen über die atmosphärische Zirkulation und das Witterungsgeschehen. Sie erlauben eine Charakterisierung des Klimas durch dessen Beeinflussung des Bodenströmungssystems mindestens während der letzten 1500 Jahre zu.

Analysen stabiler Sauerstoffisotope anhand benthischer Foraminiferen lassen sich hinsichtlich der Temperaturentwicklung und der Beeinflussung durch verschiedene Wassermassen interpretieren. Es zeigt sich eine gute Korrelation zur terrestrischen Temperaturentwicklung.

Analysen der benthischen Foraminiferenfauna zusammen mit **Q-mode Faktorenanalysen** weisen auf Biotopverlagerungen in der Folge persistenter Veränderungen der Bodenströmungsenergie hin.

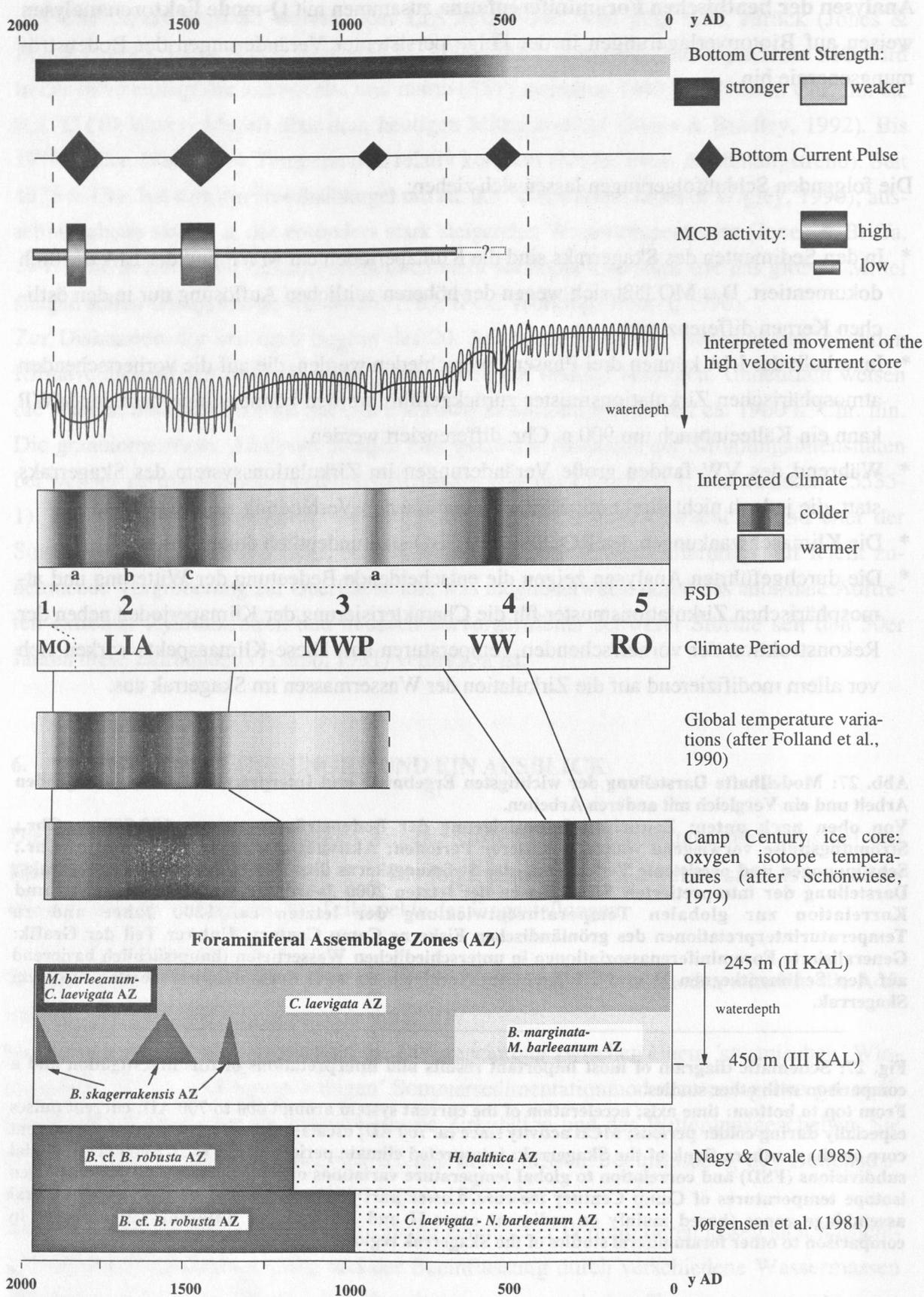
Die folgenden Schlußfolgerungen lassen sich ziehen:

- * In den Sedimenten des Skagerraks sind die Klimaperioden der MWP und der LIA deutlich dokumentiert. Das MO läßt sich wegen der höheren zeitlichen Auflösung nur in den östlichen Kernen differenzieren.
- * Innerhalb der LIA können drei Phasen unterschieden werden, die auf die vorherrschenden atmosphärischen Zirkulationsmuster zurückgeführt werden können. Innerhalb der MWP kann ein Kälteeinbruch um 900 n. Chr. differenziert werden.
- * Während des VW fanden große Veränderungen im Zirkulationssystem des Skagerraks statt, die jedoch nicht direkt mit Klimafluktuationen in Verbindung zu bringen sind.
- * Die Klimaschwankungen des RO, SAP und SBO sind undeutlich dokumentiert.
- * Die durchgeführten Analysen zeigen die entscheidende Bedeutung der Witterung und atmosphärischen Zirkulationsmuster für die Charakterisierung der Klimaperioden neben der Rekonstruktion der vorherrschenden Temperaturen auf. Diese Klimaaspekte wirken sich vor allem modifizierend auf die Zirkulation der Wassermassen im Skagerrak aus.

Abb. 27: Modellhafte Darstellung der wichtigsten Ergebnisse und Interpretationen der vorliegenden Arbeit und ein Vergleich mit anderen Arbeiten.
Von oben nach unten: Zeitachse; Intensivierung der Bodenströmungen um 600-700 n. Chr.; Strömungspulse vorwiegend während kälterer Perioden; Aktivität des MCB ab ca. 700 n. Chr.; Schwingungen und persistente Verlagerung des Strömungskerns über der Südflanke des Skagerraks; Darstellung der interpretierten Klimaphasen der letzten 2000 Jahre, fazielle Einheiten (FSD) und Korrelation zur globalen Temperaturentwicklung der letzten ca. 1200 Jahre und zu Temperaturinterpretationen des grönländischen Eiskerns Camp Century. Unterer Teil der Grafik: Generalisierte Foraminiferenassoziationen in unterschiedlichen Wassertiefen (hauptsächlich basierend auf den Sedimentkernen II und III KAL) im Vergleich zu zwei Foraminiferenarbeiten aus dem Skagerrak.

Fig. 27: Schematic diagram of most important results and interpretations of this investigation and a comparison with other studies.

From top to bottom: time axis; acceleration of the current system around 600 to 700 AD; current pulses especially during colder periods; MCB activity since ca. 700 AD; oscillations and movement of the current core on the southern flank of the Skagerrak; interpreted climate periods of the past 2,000 years; facial subdivisions (FSD) and correlation to global temperature variations of the past ca. 1,200 years; oxygen isotope temperatures of Camp Century ice core. Lower part of the diagram: principal foraminiferal assemblage zones (based mainly on sediment cores II and III KAL) of different water depths in comparison to other foraminiferal studies of the Skagerrak region.



- * Kalte Klimaperioden sind generell durch gröbere Sedimente aufgrund erhöhter Strömungsenergien und hohe Sedimentationsraten im östlichen Skagerrak gekennzeichnet. Das LIA Maximum bildet durch das häufige Auftreten anormaler, meridionaler atmosphärischer Zirkulationsmuster eine Ausnahme. Warme Klimaperioden deuten auf ruhige Sedimentation unter abgeschwächten Bodenströmungen hin.
- * Der horizontale Sedimentfluß im Skagerrak wird zumindestens seit dem Beginn der MWP durch ein "Schlammtransportband" (MCB) gesteuert, das besonders während ausgeprägt zonalen atmosphärischer Zirkulationsmuster in Verbindung mit stürmischen Phasen aktiv ist und extreme Mengen von Suspensionssediment von W nach E transportiert.
- * Zwei persistente Akzelerationen des Bodenstromsystems im Skagerrak fanden im Subboreal (?) und um 600-700 n. Chr. statt. Sie können nicht direkt mit Klimaveränderungen in Verbindung gebracht werden, führten aber im Bereich der Südflanke des Skagerraks zur Ausdehnung der mittleren Lage des Strömungskerns in größere Wassertiefen.
- * Die benthischen Foraminiferenassoziationen scheinen auf langfristige Veränderungen in der Energie der Bodenströmungen, jedoch nicht auf die Veränderung der primären Klimaaspekte im untersuchten Zeitraum zu reagieren.
- * Die aus den Untersuchungen differenzierten Klimaperioden fügen sich in aufgestellte Klimamodelle des untersuchten Zeitraumes ein und lassen sich mit historischen Klimadaten aus dem nordeuropäischen Raum korrelieren.

Es hat sich gezeigt, daß nur durch multiparametrische Untersuchungen die vielfältigen Einflüsse und Auswirkungen von kleinskaligen Klimaschwankungen erfaßt werden können. Höherauflösende Untersuchungen im Zusammenhang mit einer mathematischen Modellierung der Bioturbationseffekte würden solche Untersuchungen noch intensivieren.

Die Ausweitung der vorliegenden Untersuchungen in den Raum der nördlichen Nordsee und des Europäischen Nordmeeres könnten dazu beitragen, den Einfluß des Skagerraksystems selbst auf kleinskalige Klimaschwankungen zu beurteilen. Weiterführende Analysen im Bereich des Kattegatts und in den Becken der südlichen Ostsee können dazu beitragen, die Auswirkungen des globalen Erwärmungstrends auf ein hochsensibles marines Environment abzuschätzen. Laufende Untersuchungen weisen auf eine gute Sauerstoffversorgung der Ostseebecken z. B. während der LIA hin, zeigen aber stagnierende Verhältnisse während warmer Klimaperioden (Huckriede, pers. Mitt). Aus der vorliegenden Arbeit läßt sich der Schluß auf klimainduzierte Strömungspulse während kälterer Klimaphasen ziehen, in deren Folge sauerstoffreiches Wasser bis in die Becken der Ostsee vordringen konnte. Sollten sich im Zuge der globalen Erwärmung atmosphärische Zirkulationsmuster einstellen, wie sie z. B. während der MWP geherrscht haben, kann das - vor dem Hintergrund der stetig zunehmenden

anthropogenen Belastung des Ostseewassers - zu einem signifikanten Eutrophierungsproblem für die Ostsee werden. Dieser zusätzlich zu den bekannten Verschmutzungsszenarien hinzukommende Faktor verdeutlicht den dringenden umweltpolitischen Handlungsbedarf und weist ferner auf die Bedeutsamkeit grundlegender Forschungen für aktuelle umweltrelevante Prozesse - besonders in hochindikativen Verbindungsstellen verschiedener Meeresgebiete wie dem Skagerrak hin.

7. LITERATUR

- Aigner, T. & Reineck, H.-E., 1982. Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana maritima*, 14 (5/6): 183-215.
- Allen, J. R. L., 1985. Principles of physical sedimentology. Allen & Unwin, London, 272 pp.
- Altenbach, A., 1992. Verbreitungsmuster benthischer Foraminiferen im Arktischen Ozean und in glazialen und interglazialen Sedimenten des Europäischen Nordmeeres. Habilitationsschrift, Math.-Nat. Fak. Univ. Kiel: 94 pp.
- Alve, E. & Nagy, J., 1990. Main features of foraminiferal distribution reflecting estuarine hydrography in Oslo Fjord. *Marine Micropaleontology*, 16: 181-206.
- Anton, K. K.; Liebezeit, G.; Rudolph, C. & Wirth, H., 1993. Origin, accumulation and distribution of organic carbon in the Skagerrak. *Marine Geology*, 111: 287-297.
- Atterberg, A., 1912. Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Böden Mittelschwedens. *Int. Mitt. f. Bodenkunde*: 1-314.
- Aure, J. & Sætre, R., 1981. Wind effects on the Skagerrak outflow. In: R. Sætre & M. Mork (Editors), *The Norwegian Coastal Current I*, University of Bergen, Geilo, 263-293.
- Backhaus, J. & Reimer, U., 1981. Seasonal circulation pattern in the North Sea. In: J. Sündermann & W. Lenz (Editors), *North Sea dynamics*. Springer, Heidelberg, 63-85.
- Bandy, O. L.; Ingle, J. C. & Resig, J. M., 1964. Foraminiferal trends, Laguna Beach outfall area, California. *Limnol. Oceanogr.*, 9: 112-123.
- Bandy, O. L.; Ingle, J. C. & Resig, J. M., 1965. Foraminiferal trends in the Hyperion outfall area, California. *Limnol. Oceanogr.*, 10: 314-322.
- Baumann, K.-H. & Matthiessen, J., 1992. Variations in surface water mass conditions in the Norwegian Sea: evidence from Holocene coccolith and dinoflagellate cyst assemblages. *Marine Micropaleontology*, 20: 129-146.
- Behrens, K.; Hansen, J.; Flüh, E. R. & Hirschleber, H., 1986. Seismic investigations in the Skagerrak and the Kattegat. *Tectonophysics*, 128: 204-222.

- Berger, W. H. & Johnson, R. F., 1978. On the thickness and the ^{14}C age of the mixed layer in deep-sea carbonates. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 223-227.
- Bergsten, H. & Nordberg, K., 1992. Late Weichselian marine stratigraphy of the southern Kattegat, Scandinavia: evidence for drainage of the Baltic Ice Lake between 12,700 and 10,300 years B.P. *Boreas*, 21: 223-252.
- Bjørklund, K.R., 1985. Upper Weichselian-Holocene radiolarian stratigraphy in the Skagerrak (NE North Sea). In: B. Stabell & J. Thiede (Editors), *Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment*. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65: 103-106.
- Bolin, B.; Döös, B. R.; Jäger, J. & Warrick, R. A. (Editors), 1986. *The greenhouse effect, climatic change and ecosystems*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 539 pp.
- Bradley, R. S. & Jones, P. D., 1992a. Climate since A.D. 1500: Introduction. In: R. S. Bradley & P. D. Jones (Editors), *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London, New York, 679 pp.
- Bradley, R. S. & Jones, P. D. (Editors), 1992b. *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London and New York, 679 pp.
- Briffa, K. R.; Bartholin, T. S.; Eckstein, D.; Jones, P. D.; Karlén, W.; Schweingruber, F. H. & Zetterberg, P., 1990. A 1,400-year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature*, 346: 434 - 439.
- Briffa, K. R.; Jones, P. D.; Bartholin, T. S.; Eckstein, D.; Schweingruber, F. H.; Karlén, W.; Zetterberg, P. & Eronen, M., 1992a. Fennoscandian summers from A.D. 500: temperature changes on short and long timescales. *Climate Dynamics*, 7: 111-119.
- Briffa, K. R. & Schweingruber, F. H., 1992b. Recent dendroclimatic evidence of northern and central European summer temperatures. In: R. S. Bradley & P. D. Jones (Editors), *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London and New York, 366-392.
- Broecker, W., 1992. *The glacial world according to Wally*. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY.
- Broecker, W.S., 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4: 79-89.
- Broecker, W.S. and Denton, G.H., 1993. What drives the glacial cycles? *Scientific American*, 262: 49-56.
- Broecker, W. S.; Andree, M.; Bonani, M.; Wolfli, W.; Oeschger, H. & Klas, M., 1988. Can the Greenland climate jumps be identified in records from ocean and land? *Quaternary Research*, 30: 1-6.
- Corliss, B. H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314: 435-438.

- Corliss, B. H. & Emerson, S., 1990. Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and the Gulf of Maine. *Deep-Sea Research*, 37: 381-400.
- Corliss, B. H. & Van Weering, T. C. E., 1993. Living (stained) benthic foraminifera within surficial sediments of the Skagerrak. *Marine Geology*, 111 (3/4): 323-336.
- Craig, H. & Gordon, L. I., 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: E. Tongiorgi (Editor), *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*. Consiglio Nazionale delle Recherche, Laboratorio di Geologica Nucleare Pisa, Spoleto, 9-129.
- Cubasch, U. & Cess, R. D., 1990. Processes and modelling. In: J. T. Houghton; G. J. Jenkins & J. J. Ephraums (Editors), *Climate Change - The IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press, New York, Port Chester, Melbourne, Sidney, 69-92.
- Dahl, G. E., 1978. On the existence of a deep countercurrent to the Norwegian Coastal Current in the Skagerrak. *Tellus*, 30: 552-556.
- Dale, B., 1985. Dinoflagellate cyst analysis of upper Quaternary sediments in core GIK 15530-4 from the Skagerrak. In: B. Stabell & J. Thiede (Editors), *Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment*. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65: 97-102.
- Dale, B.; Madsen, A.; Nordberg, K. & Thorsen, T. A., 1993. Evidence for prehistoric and historic "blooms" of the toxic dinoflagellate *Gymnodinium catenatum* in the Kattegat-Skagerrak region of Scandinavia. In: T. J. Smayda & Y. Shimizu (Editors), *Toxic phytoplankton blooms in the sea*. Elsevier, 47-52.
- Dale, B. & Nordberg, K., 1993. Possible environmental factors regulating prehistoric and historic "blooms" of the toxic dinoflagellate *Gymnodinium catenatum* in the Kattegat-Skagerrak region of Scandinavia. In: T. J. Smayda & Y. Shimizu (Editors), *Toxic phytoplankton blooms in the sea*. Elsevier, 53-57.
- Dansgaard, W.; Johnson, S. J.; Møller, J. & Langway JR., C. C., 1969. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science*, 166: 377-381.
- Dansgaard, W.; Johnson, S. J.; Reeh, N.; Gundestrup, N.; Clausen, H. B. & Hammer, C. U., 1975. Climatic changes, Norsemen and modern man. *Nature*, 255: 24-28.
- Davies, A. M., 1980. Application of numerical models to the computation of the wind induced circulation of the North Sea during JONSDAP '76. "Meteor" *Forsch. Ergeb.*, 22: 53-68.
- Davies, A. M., 1981. Three dimensional hydrodynamic models. Part 1. A homogenous oceanshelf model. Part 2. A stratified model of the northern North Sea. In: R. Sætre & M. Mork (Editors), *The Norwegian Coastal Current II*, University of Bergen, Geilo, 370-426.

- Dickinson, R. E., 1989. Uncertainties of estimates of climatic change: a review. *Climatic Change*, 15: 5-13.
- Dickson, R. R., 1973. The prediction of major Baltic inflows. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 26: 97-104.
- Dunbar, R. B. & Wefer, G., 1984. Stable isotope fractionation in benthic foraminifera from the Peruvian continental margin. *Marine Geology*, 59: 215-225.
- Duplessy, J. C.; Lalou, C. & Vinot, A. C., 1970. Differential isotope fractionation in benthic foraminifera and paleotemperature reassessed. *Science*, 168: 250-251.
- Eisma, D. & Kalf, J., 1987a. Dispersal, concentration and deposition of suspended matter in the North Sea. *Journal of the Geological Society London*, 144: 161-178.
- Eisma, D. & Kalf, J., 1987b. Distribution, organic content and particle size of suspended matter in the North Sea. *Netherlands Journal of Sea Research*, 21 (4): 265-285.
- Emeliani, 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63: 538-578.
- Engelhardt, W. v., 1977. The origin of sediments and sedimentary rocks. In: W. v. Engelhardt; H. Füchtbauer & G. Müller (Editors), *Sedimentary petrology part III*. Wiley & Sons, New York, Toronto, Sydney, 1-378.
- Erlenkeuser, H., 1980. 14C age and vertical mixing of deep sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 47: 314-326.
- Erlenkeuser, H., 1985a. Distribution of ²¹⁰Pb with depth in core GIK 15530-4 from the Skagerrak. In: B. Stabell & J. Thiede (Editors), *Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment*. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65: 27-34.
- Erlenkeuser, H., 1985b. Stable isotopes in benthic foraminifers of Skagerrak core GIK 15530-4; high resolution record of the Younger Dryas and the Holocene. *Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment*. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65: 49-57.
- Erlenkeuser, H. & Pederstad, K., 1984. Recent sediment accumulation in Skagerrak as depicted by ²¹⁰Pb-dating. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 64 (2): 135-152.
- Fairbridge, R. W., 1987a. Climatic variation, historical record. In: J. E. Oliver & R. W. Fairbridge (Editors), *The encyclopedia of climatology*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 293-305.
- Fairbridge, R. W., 1987b. The Little Ice Age. In: J. E. Oliver & R. W. Fairbridge (Editors), *The encyclopedia of climatology*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 547-551.
- Feyling-Hanssen, R. W., 1964. Late quaternary deposits from the Oslofjord area. *Norg. Geol. Unders.*, 225: 0-338.

- Feyling-Hanssen, R. W.; Jörgensen, J. A.; Knudson, K. L. & Lykke-Andersen, A.-L., 1971. Late quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandness, Norway. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 21 (Part 2-3): 67-317.
- Flohn, H., 1978. Die Zukunft unseres Klimas: Fakten und Probleme. *Promet*, 2/3: 1-21.
- Flohn, H., 1985. Das Problem der Klimaveränderungen in Vergangenheit und Zukunft. *Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt*, 220 pp.
- Folk, R. L., 1962. Of skewness and sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32: 142-146.
- Folk, R. L., 1966. A review of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Folland, C. K.; Karl, T. R. & Vinnikov, K. Y. A., 1990. Observed climate variations and change. In: J. T. Houghton; G. J. Jenkins & J. J. Ephraums (Editors), *Climate Change - The IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press, New York, Port Chester, Melbourne, Sidney, 195-238.
- Fonselius, S., 1989. Hydrographic variabilities in the Skagerrak surface water. In: ICES, C.M. 1989, C:35, Sess. Q.
- Frenzel, B., 1966. Climatic change in the Atlantic/Subboreal transition. In: J. S. Sawyer (Editor), *World climate 8000-0 B.C.* International Conference of the Royal Meteorological Society, London, 99-123.
- Friedman, G. M., 1962. On sorting, sorting coefficients and the log-normality of the grain size distribution of sandstones. *Journal of Geology*, 70: 737-753.
- Gabel, B., 1971. Die Foraminiferen der Nordsee. *Helgoländer wissenschaftliche Meeresuntersuchungen*, 22: 1-65.
- Gammelsrød, T. & Hacket, B., 1981. The circulation of the Skagerrak determined by inverse methods. In: R. Sætre & M. Mork (Editors), *The Norwegian Coastal Current I*, University of Bergen, Geilo, 311-330.
- Gonzales-Donoso, J. M. & Linares, D., 1970. Datos sobre los foraminiferos del Tortonense de Alcala la Real. *Rev. Esp. Micropal.*, 2 (3): 235-242.
- Gosh, J. K.; Mazumder, B. S.; Saha, M. R. & Sengupta, S., 1986. Deposition of sands by suspension currents: experimental and theoretical studies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 57-66.
- Graf, G., 1989. Die Reaktion des Benthals auf den saisonalen Partikelfluß und die laterale Advektion, sowie deren Bedeutung für Sauerstoff- und Kohlenstoffbilanzen. *Ber. SFB* 313: 77 pp.
- Grafenstein, U. v.; Erlenkeuser, H.; Müller, J. & Kleinmann-Eisenmann, A., 1992. Oxygen isotope records of benthic ostracods in Bavarian lake sediments. *Naturwissenschaften*, 79: 145-152.

- Graybill, D. H. & Shiyatov, S. G., 1992. Dendroclimatic evidence from the northern Soviet Union. In: R. S. Bradley & P. D. Jones (Editors), *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London and New York, 393-414.
- Grove, J. M., 1988. *The Little Ice Age*. Methuen, London, 498 pp.
- Hald, M. & Vorren, T. O., 1984. Modern and Holocene foraminifera and sediments on the continental shelf off Troms, North Norway. *Boreas*, 13: 133-154.
- Hass, H.C., 1992. Upper Holocene marine Skagerrak (NE North Sea) deposits: sedimentologic investigations regarding the paleoclimate of the past 1,000 years. In: M. Sarnthein; J. Thiede & R. Zahn (Editors), *Fourth International Conference on Paleoceanography*, Kiel, Germany, *Geomar Reports*, 15: 136.
- Hass, H.C., 1993. Depositional processes under changing climate: upper Subatlantic granulometric records from the Skagerrak. *Marine Geology*, 111: 361-378.
- Hass, H.C. & Erlenkeuser, H., in Vorb.. Opening the marine pages: the Skagerrak's answer to Late Holocene climate fluctuations.
- Heath, M. R.; Henderson, E. W. & Slessor, G., 1991. High salinity in the North Sea. *Nature*, 352: 116.
- Hempel, P. (1985): *Zur quartären Geschichte des Skagerrak - eine akustostratigraphische Interpretation relexionsseismischer Messungen.*- unveröff. Diplomarbeit, Geol.-Paläont. Inst. der CAU, Kiel, 74 pp.
- Heyer, E., 1981. *Witterung und Klima*. (6. Ausg.), BSB B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 342 pp.
- Hjulstrøm, F. J., 1935. Studies of the morphological activities of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bulletin of the Geological Institut Uppsala*, 25: 221-528.
- Hofstede, J. L. A., 1991. Sea level rise in the inner German Bight (Germany) since AD 600 and its implications upon tidal flats geomorphology. In: H. Brückner & U. Radtke (Editors), *Von der Nordsee bis zum Indischen Ozean*. Franz Steiner Verlag, Stuttgart, 11-27.
- Holler, P. & Kassens, H., 1989. Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer (Datenreport FS Meteor, Reise 7). *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, 15: 1-61.
- Houghton, J. C.; Jenkins, G. J. & Ephraums, J. J. (Editors), 1990. *Climate change - The IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press, New York, Port Chester, Melbourne, Sidney, 365 pp.
- Houghton, R. A. & Woodwell, G. M., 1989. Global climatic change. *Scientific American*, 260 (4): 36-44.
- I.P.C.C. Working Group I, 1990. Policymakers summary. In: J. C. Houghton; G. J. Jenkins & J. J. Ephraums (Editors), *Climate change - The IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press, New York, Port Chester, Melbourne, Sidney, 7-34.

- Imbrie, J. & Kipp, N. G., 1971. A new micropaleontologic method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. In: K. K. Turekian (Editor), *The late Cenozoic glacial ages*. Yale University Press, New Haven, 71-191.
- Jansen, E.; Sejrup, H. P.; Fjaeran, T.; Hald, M.; Holtedahl, H. & Skarbø, O., 1983. Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 73: 117-146.
- Jarke, J., 1961. Die Beziehungen zwischen hydrographischen Verhältnissen, Faziesentwicklung und Foraminiferenverbreitung in der heutigen Nordsee als Vorbild für die Verhältnisse während der Miocän-Zeit. *Meyniana*, 10: 21-36.
- Jones, P. D., 1988. Hemispheric surface air temperature variations: recent trends and an update to 1987. *Journal of Climatology*, 1: 654-660.
- Jones, P. D. & Bradley, R. S., 1992. Climatic variations in the longest instrumental records. In: R. S. Bradley & P. D. Jones (Editors), *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London and New York, 246-268.
- Jones, P. D. & Briffa, K. R., 1991. Global surface air temperature variations during the twentieth century: Part 1, spatial, temporal and seasonal details. *The Holocene*, 2 (2): 165-179.
- Jones, P. D. & Wigley, T. M. L., 1990. Global warming trends. *Scientific American*, 263: 84-91.
- Jørgensen, P.; Erlenkeuser, H.; Lange, H.; Nagy, J.; Rumohr, J. & Werner, F., 1981. Sedimentological and stratigraphical studies of two cores from the Skagerrak. In: S. D. Nio; R. T. E. Schüttenhelm & T. C. E. van Weering (Editors), *Holocene marine sedimentation in the North Sea Basin*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 5: 397-414.
- Kihle, R., 1971. Foraminifera in five sediment cores across the Norwegian Channel south of Mandal. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 51 (3): 261-286.
- Klovan, J. E. & Imbrie, J., 1971. An algorithm and FORTRAN IV program for large-scale Q-mode factor analyses and calculation of factor scores. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 3: 61-77.
- Koç Kapuz, N. & Schrader, H., 1990. Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea. *Paleoceanography*, 5: 557-580.
- Koide, M. & Soutar, A., 1972. Marine geochronology with Pb-210. *Earth and Planetary Science Letters*, 14: 442-446.
- Koldijk, W. S., 1968. On environment - sensitive grain size parameters. *Sedimentology*, 10: 56-69.

- Kromer, B.; Pflöiderer, C.; Schlosser, P.; Levin, I.; Münnich, K.; Bonani, G.; Suter, M. & Wölfli, W., 1987. AMS ^{14}C -measurements of small volume oceanic water samples: experimental procedure and comparison with low-level counting technique. *Nucl. Inst. Meth.*, 29: 302-305.
- Kroopnick, P., 1980. The distribution of ^{13}C in the Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 469-484.
- Krumbein, W. C., 1938. Size frequency distributions and the normal Phi curve. *Journal of Sedimentary Petrology*, 8: 84-90.
- Kuijpers, A.; Werner, F. & Rumohr, J., 1993. Sandwaves and other large-scale bedforms as indicators of non-tidal surge currents off northern Denmark. *Marine Geology*, 111: 209-222.
- Kullman, L. & Engelmark, O., 1990. A high late Holocene tree-limit and the establishment of the spruce forest-limit - a case study in northern Sweden. *Boreas*, 19: 323-331.
- Lamb, H. H., 1965a. Climatic changes and variations in the atmospheric and ocean circulations. *Geol. Rundsch.*, 54 (1): 486-504.
- Lamb, H. H., 1965b. The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1 (1): 13-37.
- Lamb, H. H., 1969. Climatic fluctuations. In: H. Flohn (Editor), *General Climatology*, 2. Elsevier, Amsterdam, 173-263.
- Lamb, H. H., 1977. *Climate: present, past and future*, vol. 2: Climatic history and the future. Methuen, London, 835 pp.
- Lamb, H. H., 1979. Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation: the Little Ice Age in the Northeast Atlantic. *Quaternary Research*, 11: 1-20.
- Lamb, H. H., 1981. Climatic fluctuations in historical times and their connexion with transgressions of the sea, storm floods and other coastal changes. In: A. Verhulst & M. K. E. Gottschalk (Editors), *Transgressies en occupatiegeschiedenis in den Kustgebieden van Nederland en België*. Rijksuniversiteit, Gent, 251-290.
- Lamb, H. H., 1982. *Climate, history and the modern world*. Methuen, London, 387 pp.
- Lamb, H. H., 1984. Some studies of the Little Ice Age of recent centuries and its great storms. In: N. Mörner & W. Karlen (Editors), *Climatic changes on a yearly to millennial basis; geological, historical and instrumental records*. Reidel, Dordrecht, 309-329.
- Lamb, H. H., 1991. *Historic storms over the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press, 204 pp.
- Lange, W., 1956. Grundproben aus Skagerrak und Kattegat, mikrofaunistisch und sedimentpetrographisch untersucht. *Meyniana*, 5: 51-86.
- Larsson, A. M. & Rodhe, J., 1979. Hydrographical and chemical oceanography in the Skagerrak 1975-1977. *Göteborg Univ. Oceanogr. Inst. Rep.*, 29: 1-39.

- Liebezeit, G., 1988. Early diagenesis of carbohydrates in the marine environment; II, Composition and origin of carbohydrates in Skagerrak sediments. In: L. Mattavelli & L. Novelli (Editors), Advances in organic geochemistry 1987; Part I, Organic geochemistry in petroleum exploration; proceedings of the 13th international meeting on organic geochemistry, Milan, Italy, Organic Geochemistry, 13 (1-3): 387-391.
- Lipp, J. & Trimborn, P., 1991. Long-term records and basic principles of tree-ring isotope data with emphasis on local environment conditions. In: B. Frenzel (Editors), Evaluation of climate proxy data in relation to the European Holocene. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York, 6: 105-118.
- Ljøen, R., 1979. Ny utskiftning av vannmassene i Skagerrakdypet. Fisker Hav., 3: 3-8.
- Ljøen, R., 1981. Seasonal variations in inflow of different water masses to the Skagerrak. In: R. Sætre & M. Mork (Editors), The Norwegian Coastal Current I, University of Bergen, Geilo, 357-370.
- Ljøen, R. & Svansson, A., 1972. Long-term variations of subsurface temperatures in the Skagerrak. Deep Sea Research, 19 (4): 277-288.
- Lohmann, G. P., 1978. Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic Ocean. Journal of Foraminiferal Research, 8 (1): 6-34.
- Lutze, G. F.; Mackensen, A. & Wefer, G., 1983. Foraminiferen der Kieler Bucht: 2. Salinitätsansprüche von *Eggerella scabra* (Williamson). Meyniana, 35: 55-56.
- Mackensen, A. & Hald, M., 1988. *Cassidulina teretis* TAPPAN and *C. laevigata* D'ORBIGNY: Their modern and late Quaternary distribution in Northern Seas. Journal of Foraminiferal Research, 18 (1): 16-24.
- Mangerud, J.; Andersen, S. T.; Berglund, B. E. & Donner, J. J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas, 3: 109-128.
- Matthes, F., 1939. Report of committee on glaciers. Transactions American Geophysical Union, 20: 518-523.
- Matthews, J. A., 1991. The late Neoglacial ('Little Ice Age') glacier maximum in southern Norway: new ¹⁴C-dating evidence and climatic implications. The Holocene, 1 (3): 219-233.
- McCorkle, D. C.; Keigwin, L. D.; Corliss, B. H. & Emerson, S. R., 1990. The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. Paleoceanography, 5: 161-185.
- Meischner, D. & Rumohr, J., 1974. A light-weight, high-momentum gravity corer for subaqueous sediments. Senckenbergiana maritima, 6: 105-117.
- Mörner, N. A., 1993. Global change: the last millenia. Global and Planetary Change, 7: 211-217.

- Mosley-Thompson, E., 1992. Paleoenvironmental conditions in Antarctica since A.D. 1500: ice core evidence. In: R. S. Bradley & P. D. Jones (Editors), *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London and New York, 572-591.
- Murray, J. W., 1991. *Ecology and paleoecology of benthic foraminifera*. Longman Scientific and Technical, Burnt Mill, Harlow, Essex, 397 pp.
- Nagy, J. & Qvale, G., 1985. Benthic foraminifers in upper Quaternary Skagerrak deposits. In: B. Stabell & J. Thiede (Editors), *Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment*. Norsk Geologisk Tidsskrift, 65 (1-2): 107-113.
- Namias, J., 1964. Seasonal persistence and recurrence of European blocking during 1958-1960. *Tellus*, 16: 394.
- Namias, J., 1965. Short period climatic fluctuations. *Science*, 147: 696.
- Nesje, A.; Kvamme, M.; Rye, N. & Løvlie, R., 1991. Holocene glacial and climate history of the Jostedalsgreen region, Western Norway; Evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10: 87-114.
- Nittrouer, C. A.; Sternberg, R. W.; Carpenter, R. & Bennt, J. T., 1979. The use of Pb-210 geochronology as a sedimentological tool: application to the Washington continental shelf. *Marine Geology*, 31: 297-316.
- Nordberg, K., 1989. Sea-floor deposits, paleoecology and paleoceanography in the Kattegat during the later part of the Holocene. Chalmers Tekniska Högskola, Göteborgs Universitet, Geologiska Institutionen, Publ. A65: 205.
- Nordberg, K., 1991. Oceanography in the Kattegat and Skagerrak over the past 8,000 years. *Paleoceanography*, 6 (4): 461-484.
- Nordberg, K. & Bergsten, H., 1988. Biostratigraphic and sedimentological evidence of hydrographic changes in the Kattegat during the later part of the Holocene. *Marine Geology*, 83: 135-158.
- Østby, K. L. & Nagy, J., 1982. Foraminiferal distribution in Quaternary sediments in the western Barents Sea. *Polar Research*, 1: 53-95.
- Passega, R., 1974. Sediment sorting related to basin mobility and environment. *Bull. Am. Petrol. Geol.*, 56: 2440-2450.
- Perez-Cruz, L. L. & Machain-Castillo, M. L., 1990. Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 20 (4): 312-325.
- Pitsch, H., 1988. Korngrößenbestimmung. LABO, (Sonderdruck): 1-15.
- Pörtner, R., 1971. *Die Wikinger Saga*. Econ Verlag, Düsseldorf, Wien, 455 pp.

- Pujos, M., 1972. Repartition des biocénoses de Foraminifères benthiques sur le Plateau continental du Golfe de Gascogne a l'Ouest de l'Embouchure de la Gironde. Ref. Español Micropaleontol., IV: 141-156.
- Qvale, G.; Markussen, B. & Thiede, J., 1984. Benthic foraminifera in fjords: response to watermasses. Norsk Geologisk Tidsskrift, 64: 235-249.
- Qvale, G. & Nigam, R., 1985. *Bolivina skagerrakensis*, a new name for *Bolivina cf. B. robusta*, with notes on its ecology and distribution. Journal of Foraminiferal Research, 15 (1): 6-12.
- Qvale, G. & Van Weering, T. C. E., 1985. Relationship of surface sediments and benthic foraminiferal distribution patterns in the Norwegian Channel (northern North Sea). Marine Micropaleontology, 9 (6): 469-488.
- Risdal, D., 1964. Foraminiferfaunaensrelasjon til dybdeforholdene i Oslo-fjorden, med en diskusjon av de senkvartaere foraminifersoner. Norg. Geol. Unders., 226: 1-142.
- Rodhe, J., 1973. Sediment transport and accumulation at the Skagerrak-Kattegat border. In: Rep. 8. Oceanografiske Institutionen, Göteborg University
- Rodhe, J., 1987. The large-scale circulation in the Skagerrak; interpretation of some observations. Tellus, 39 (A): 245-253.
- Röthlisberger, F., 1976. Gletscher und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. Die Alpen, 52 (3/4): 59-152.
- Salge, U. & Wong, H. K., 1988a. Seismic stratigraphy and Quaternary sedimentation in the Skagerrak (NE-North Sea). Marine Geology, 81: 159-174.
- Salge, U. & Wong, H. K., 1988b. The Skagerrak: A depo-environment for recent sediments in the North Sea. In: S. Kempe; G. Liebezeit; V. Detlefsen & U. Harms (Editors), Biogeochemistry and distribution of suspended matter in the North Sea and implications to fisheries biology. Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 65: 367-380.
- Sarnthein, M., 1971. Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion. "Meteor" Forschungsergebnisse., C5: 1-113.
- Schell, I. I., 1967. Sea Ice: climatic changes. In: R. W. Fairbridge (Editor), The encyclopedia of atmospheric sciences and astrogeology. Reinhold, New York, 858-861.
- Schiebel, R., 1992. Rezente benthische Foraminiferen in Sedimenten des Schelfes und oberen Kontinentalhangs im Golf von Guinea (Westafrika). Berichte - Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, 51: 179.
- Schnittker, D., 1980. Loss of calcareous microfossils from sediments through gypsum formation. Marine Geology, 36: 35-44.
- Schönwiese, C. D., 1979. Klimaschwankungen. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 181 pp.

- Seidenkrantz, M. S., 1992. Recent benthic foraminiferal provinces in the Kattegat and Skagerrak and indication of diminished oxygen conditions. In: B. Dennegård & A. Kuijpers (Editors), Marine Geological Environmental Investigations in the Skagerrak and Northern Kattegat. University of Göteborg, Dept. of Marine Geology, 7: 1-12.
- Sellevoll, M. A. & Aalstad, I., 1971. Magnetic measurements and seismic profiling in the Skagerrak. *Mar. Geophys. Res.*, 1 (3): 284-302.
- Shackleton, N. J., 1977. Carbon-13 in *Uvigerina*: tropical rainforest history and the Equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: N. R. Andersen & A. Malahoff (Editors), The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans. Plenum Press, New York, 401-427.
- Shackleton, N. J., 1987a. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6: 183-90.
- Shackleton, N. J., 1987b. The carbon isotope record of the Cenozoic: history of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. In: J. Brooks & A. J. Fleet (Editors), Marine petroleum source rocks. Geological Society Special Publication, 26: 423-434.
- Shackleton, N. J.; Imbrie, J. & Hall, M. A., 1983. Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 65: 233-244.
- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and isotopes on 10⁵ year and a 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, 3: 39-55.
- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D., 1976. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-238: late Pliocene to latest Pleistocene. *Geologic Society of America Memoir*, 145: 449-464.
- Shackleton, N. J.; Van Andel, T. H.; Boyle, E. A.; Jansen, E.; Labeyrie, L.; Leinen, M.; McKenzie, J.; Mayer, L. & Sundquist, E., 1990. Contributions from the oceanic record to the study of global change on three time scales - Report of Working Group 1, Interlaken Workshop for Past Global Changes. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology (Global and Planetary Change Section)*, 82: 5-37.
- Smith, A. M., 1992. Holocene paleoclimatic trends from paleoflood analysis. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology (Global and Planetary Change Section)*, 97: 235-240.
- Stabell, B., 1985a. Diatoms in upper Quaternary Skagerrak sediments. In: B. Stabell & J. Thiede (Editors), Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65 (1-2): 91-96.

- Stabell, B., 1985b. Shell material in core GIK 15530-4; its radiocarbon age. In: B. Stabell & J. Thiede (Editors), Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65 (1-2): 35.
- Stabell, B. & Thiede, J., 1985a. The physiographic evolution of the Skagerrak during the past 15,000 years; paleobathymetry and paleogeography. In: B. Stabell & J. Thiede (Editors), Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65 (1-2): 19-22.
- Stabell, B. & Thiede, J. (Editors), 1985b. Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65 (1-2), 149 pp.
- Stabell, B. & Thiede, J., 1986. Paleobathymetry and paleogeography of southern Scandinavia in the late Quaternary. *Meyniana*, 38: 43-59.
- Stommel, H. & Stommel, E., 1979. The year without a summer. *Scientific American*, 240 (6): 134-140.
- Stothers, R. B., 1984. The great Tambora eruption and its aftermath. *Science*, 224: 1191-1198.
- Streeter, S. S. & Shackleton, N. J., 1979. Paleocirculation of the deep North Atlantic: 150,000-year record of benthic foraminifera and oxygen-18. *Science*, 203: 168-171.
- Stride, A. H. & Chesterman, W. D., 1973. Sedimentation by non tidal currents around northern Denmark. *Marine Geology*, 15 (5): M53-M58.
- Struck, U., 1992. Zur Paläo-Ökologie benthischer Foraminiferen im Europäischen Nordmeer während der letzten 600 000 Jahre. *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, 38: 89 pp.
- Stuiver, M. & Braziunas, T. F., 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, 35 (1): 137-189.
- Svansson, A., 1975. Physical and chemical oceanography in the Skagerrak and the Kattegatt. 1. Open sea conditions. *Fish. Bd. Sweden, Inst. Mar. Res. Rep.*, 1: 1-88.
- Syvitski, J. P. M., 1991. Principles, methods, and applications of particle size analysis. University Press, Cambridge, 368 pp.
- Thiede, J., 1985a. Coarse sediment components in upper Quaternary marine Skagerrak deposits. In: B. Stabell & J. Thiede (Editors), Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65 (1-2): 81-84.
- Thiede, J., 1985b. Planktonic foraminifers in Upper Quaternary Skagerrak sediments. In: B. Stabell & J. Thiede (Editors), Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; stratigraphy and depositional environment. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65 (1-2): 115-118.

- Thiede, J., 1987. The late Quaternary Skagerrak and its depositional environment. In: G. Larsen; K. L. Knudsen & N. T. Knudsen (Editors), A symposium on Nordic Quaternary research in 1986. *Boreas*, 16 (4): 425-432.
- Thiede, J.; Qvale, G.; Skarbø, O. & Strand, J. E., 1981. Benthonic foraminiferal distributions in a southern fjord system: a reevaluation of Oslo Fjord data. In: S. D. Nio; R. T. E. Schüttenhelm & T. C. E. van Weering (Editors), Holocene marine sedimentation in the North Sea Basin. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 5: 469-495.
- Thies, A., 1991. Die Benthos-Foraminiferen im Europäischen Nordmeer. Ber. SFB 313, Univ. Kiel, 31: 97 pp.
- Thompson, L. G., 1992. Ice core evidence from Peru and China. In: R. S. Bradley & P. D. Jones (Editors), *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London and New York, 517-549.
- Thompson, L. G.; Mosley-Thompson, E.; Dansgaard, W. & Grootes, M., 1986. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science*, 234: 361-364.
- Thompson, L. G.; Mosley-Thompson, E.; Davis, M.; Lin, P. N.; Yao, T.; Dyurgerov, M. & Dai, J., 1993. "Recent warming": ice core evidence from tropical ice cores with emphasis on central Asia. *Global and Planetary Change*, 7: 145-156.
- Tomczak, G., 1968. Die Wassermassenverteilung und Strömungsverhältnisse am Westausgang des Skagerrak während der internationalen Skagerrak-Expedition im Sommer 1966. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 21: 97-105.
- Turner, J., 1965. A contribution to the history of forest clearance. *Proceedings of the Royal Society, B161*: 343-354.
- Urey, U., 1948. First paper putting forth the potential of oxygen isotopes for geothermometry. *Science*, 108: 489-496.
- Van Weering, T. C. E., 1975. Late Quaternary history of the Skagerrak; an interpretation of acoustical profiles. *Geol. Mijnbouw*, 54: 130-145.
- Van Weering, T. C. E., 1981. Recent sediments and sediment transport in the northern North Sea: surface sediments of the Skagerrak. In: D. NIO; R. T. E. Schüttenhelm & T. C. E. Van Weering (Editors), *Holocene marine sedimentation in the North Sea Basin*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, 5: 335-359.
- Van Weering, T. C. E., 1982a. Recent sediments and sediment transport in the northern North Sea; piston cores from the Skagerrak. *Proc. KNAW, Ser. B*, 85: 155-201.
- Van Weering, T. C. E., 1982b. Shallow seismic and acoustic reflection profiles from the Skagerrak; implication of recent sedimentation. *Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, 85 (2): 129-154.

- Van Weering, T. C. E.; Berger, G. W. & Kalf, J., 1987. Recent sediment accumulation in the Skagerrak, northeastern Skagerrak. *Netherlands Journal of Sea Research*, 21: 177-189.
- Van Weering, T. C. E.; Jansen, J. H. F. & Eisma, D., 1973. Acoustic reflection profiling of the Norwegian Channel between Oslo and Bergen. *Netherlands Journal of Sea Research*, 6: 241-263.
- Van Weering, T. C. E. & Qvale, G., 1983. Recent sediments and foraminiferal distribution in the Skagerrak, northeastern North Sea. *Marine Geology*, 52: 75-99.
- Visher, G. S., 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39 (3): 1074-1106.
- Weinholz, P., 1987. FOCOS - eine Methode zum Zählen von Microfossilien mit Hilfe eines Personal-Computers. *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, 6: 5-16.
- Werner, F.; McLean, S. R.; Von Grafenstein, U.; Erlenkeuser, H.; Sarnthein, M.; Schauer, U.; Unsöld, G.; Walger, E. & Wittstock, R., 1987. Sedimentary records of benthic processes. In: J. Rumohr; E. Walger & B. Zeitzechel (Editors), *Seawater sediment interactions in coastal waters*. Springer, 13: 16-25.
- Williams, D. F.; Sommer II, M. A. & Bender, M. L., 1977. Carbon isotopic composition of recent planktonic foraminifera of the Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 391-403.
- Wolf, T. C. W., 1991. Paläo-Ozeanographische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen (ODP Leg's 104 und 105, DSDP Leg 81). *GEOMAR Reports*, 5.
- Zahn, R.; Winn, K. & Sarnthein, M., 1986. Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, 1: 27-42.

8. DANKSAGUNG

Für die Vergabe der Arbeit und die Unterstützung während der letzten drei Jahre danke ich Prof. Dr. J. Thiede.

Dr. H. Erlenkeuser (C14-Labor Kiel, Inst. f. Reine u. Angewandte Kernphysik) und allen beteiligten Mitarbeitern danke ich für die Analysen stabiler und radioaktiver Isotope. Bei Herrn Dr. Erlenkeuser möchte ich mich besonders für die zahlreichen Diskussionen, die entscheidend zum Fortgang der Arbeit beigetragen haben, bedanken.

Kapitän von Bredow, der Mannschaft des WFS "Planet" und meinen Freunden S. Nees, Dr. U. Struck und C. Didié danke ich für die tatkräftige Unterstützung während der Skagerrak-Expedition im November 1991.

Allen Kollegen und Freunden aus dem GEOMAR, dem SFB 313 und dem GPI, darunter besonders Dr. J. Matthießen, S. Nees, M. Antonow (Bergakademie Freiberg), Dr. U. Struck, Dr. R. Spielhagen, der rezenten Bungalow-Crew (Dr. J. Rumohr, Dr. H. Bauch, B. Jünger, Dr. M. Kubisch et al.), P. Goldschmidt, Prof. Dr. R. Henrich und Dr. K. Lackschewitz danke ich für die großartige Hilfe und Unterstützung, mit der sie zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Für die kurze aber intensive Hilfe bei der Datenerhebung danke ich S. Jelinek und U. Jürgensen.

W. Rehder (GPI) danke ich für die Herstellung der Radiographien. Der Fa. RETSCH danke ich für das Überlassen des LUMOSSED® Photogranulometers zu Testzwecken. Ferner danke ich dem American Pizza Service (APS, Kiel), ohne den eine ausreichende Ernährung während der Endphase meiner Dissertation kaum möglich gewesen wäre.

Ein ganz besonderer Dank gilt meinen Eltern, die sich stets für meine Arbeit interessiert und mich in jeder Hinsicht während meines Studiums großzügig unterstützt haben.

Immer konnte ich mich auf die große Geduld und Hilfe und das Verständnis meiner Freundin Claudia verlassen, wofür ich sehr dankbar bin.