

Meereswissenschaftliche Berichte
MARINE SCIENCE REPORTS

No. 9

Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1994

von

Dietwart Nehring, Wolfgang Matthäus, Hans-Ulrich Lass
Günther Nausch und Klaus Nagel

Institut für Ostseeforschung
Warnemünde
1995

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	3
Summary	4
1. Einleitung	5
2. Meteorologische Bedingungen	7
3. Wasseraustausch durch die Ostseezugänge	10
3.1 Beobachtungen an der Bojenstation „Darßer Schwelle“	10
3.1.1 Wassertemperatur und Salzgehalt	10
3.1.2 Strömung	17
3.2 Einströme salzreichen Wassers	23
4. Hydrographisch-chemische Bedingungen	25
4.1 Wassertemperatur	25
4.2 Salzgehalt	35
4.3 Sauerstoff und Schwefelwasserstoff	35
4.4 Nährsalze	47
4.5 Organische Inhaltsstoffe	62
5. Diskussion	63
Danksagung	68
Literaturverzeichnis	69

Zusammenfassung

Die Temperaturen in der westlichen und zentralen Ostsee wurden zunächst durch den relativ milden Winter 1993/94 geprägt, der im Bereich des Oberflächen- und Zwischenwassers positive Anomalien von jeweils 0,5– 1 K verursachte. Der Sommer 1994, der zu den wärmsten der letzten 60 Jahre gezählt werden muß, führte darüber hinaus zu extrem hohen Temperaturen im Oberflächenwasser mit positiven Anomalien von 4–6 K in der gesamten Ostsee.

Einstromereignisse im Dezember 1993 sowie im Verlauf des Jahres 1994 erreichten nicht die Intensität von Salzwassereinbrüchen. Sie verstärkten jedoch die Auswirkungen des Salzwassereinbruchs vom Januar 1993 und führten zu einer weiteren Sauerstoffversorgung des Tiefenwassers in den zentralen Ostseebecken. Während der Salzgehalt nur wenig anstieg, erreichten die Sauerstoffkonzentrationen, die im Mai 1994 unterhalb 170 m Tiefe im Gotlandtief gemessen wurden, mit 3–3,8 cm³/dm³ so hohe Werte, wie sie zuletzt in den 30er Jahren aufgetreten sind.

Ab Mai 1994 war das Tiefenwasser der gesamten Ostsee frei von Schwefelwasserstoff. Damit endete die seit 1977 im östlichen Gotlandbecken herrschende Stagnationsperiode. Abgesehen vom Danziger Tief blieben die günstigen Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der zentralen Ostseebecken bis zum Jahresende erhalten.

Die Winterkonzentrationen der Nährsalze, die 1994 in der Oberflächenschicht der zentralen Ostseebecken beobachtet wurden, entsprachen den im Zeitraum 1990–1993 gemessenen Werten. Bei den Einströmen salzreicheren Wassers im Dezember 1993 und März 1994 wurden auch erhebliche Nitratmengen in die Ostsee eingebracht. Die Zufuhr von Phosphat spielte dagegen eine viel geringere Rolle. In Abhängigkeit vom Anteil ehemals stagnierenden Tiefenwassers entstanden bei der Wasserumschichtung im östlichen Gotlandbecken intermediäre Phosphat- und Silikatmaxima sowie Nitratminima, die bis November 1994 erhalten blieben.

Durch den Einsatz eines autonomen Analysenautomaten am Meßmast „Darßer Schwelle“ konnte die herbstliche Nitratakkumulation, die durch starke Fluktuationen gekennzeichnet war und mit dem Salzgehalt korrelierte, messend verfolgt werden. Darüber hinaus wurden die Verteilungsmuster des gelösten und partikulären organischen Kohlenstoffs sowie der gelösten freien Aminosäuren in der westlichen und zentralen Ostsee untersucht.

Infolge des milden Winters 1993/94 sowie der Einströme salz- und sauerstoffreicheren Wassers in die Ostsee herrschen 1994 günstige abiotische Umweltbedingungen für die Reproduktion der Fischarten Hering, Sprotte und Dorsch.

Summary

The temperatures in the western and central Baltic Sea were determined by the relatively mild winter 1993/94 causing positive anomalies of 0.5–1 K in both the surface layer and the intermediate water. The summer 1994 belonging to the warmest in the last 60 years produced extreme high temperatures in the surface layer characterized by anomalies of 4–6 K in the whole Baltic Sea.

Inflow events in December 1993 and during 1994 did not reach the intensity of major Baltic inflows. They intensified, however, the effects of the major Baltic inflow in January 1993 and improved especially the oxygen conditions in central Baltic deep waters. Whereas the increase in the salinity was only moderate, the oxygen concentrations of 3–3.8 cm³/dm³ measured in the Gotland Deep below 170 m depth in May 1994 were the highest since the 1930ies. The deep water was free of hydrogen sulphide in the whole Baltic Sea in this month. This means, that the longest stagnation period beginning in 1977 terminated in 1994. The favourable oxygen conditions continued until the end of the year except in the Gdańsk Deep.

The winter concentrations of the nutrients observed in the surface layer of the central Baltic basins in 1994 correspond with the values measured in the period 1990–1993. High amounts of nitrate were transported into the Baltic Sea by the inflow events in December 1993 and March 1994. The input of phosphate was of lower significance in this connection. Intermediate phosphate and silicate maxima and nitrate minima developed during the deep water renewal in the eastern Gotland Basin and preserved until November 1994.

The nitrate accumulation was measured at the permanent station "Darss Sill" over a longer period in autumn 1994 using an autonomous autoanalyzer. This process was characterized by strong fluctuations and correlated with the salinity. Additionally, the distribution patterns of dissolved and particulate organic carbon and of dissolved free amino acids were studied in the western and central Baltic Sea.

The reproduction of the fish species herring, spratt and cod was favoured by the mild winter 1993/94 and by inflow events supplying central Baltic deep waters with oxygen and salt.

1. Einleitung

Von 1969–1991 wurde durch das ehemalige Institut für Meereskunde in Warnemünde ein hydrographisch-chemisches Observatoriumsprogramm in der westlichen und zentralen Ostsee durchgeführt, das der Überwachung des Wasseraustausches zwischen Ostsee und Nordsee sowie seiner Auswirkungen in der zentralen Ostsee diente und darüber hinaus die Abschätzung von jahreszeitlichen und zwischenjährlichen Anomalien und von Langzeitveränderungen gestattete. Diese Untersuchungen werden seit 1992 vom Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) fortgesetzt. Grundlage hierfür ist eine Verwaltungsvereinbarung zwischen dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) Hamburg und Rostock und dem IOW über die Durchführung meereskundlicher Untersuchungen vor der Küste des Landes Mecklenburg–Vorpommern.

Neben der Darstellung der hydrographisch-chemischen Bedingungen und ihrer Langzeitvariationen werden die seit 1969 vorliegenden, jährlichen Zustandseinschätzungen als Grundlage bei der Auswertung anderer meereswissenschaftlicher Untersuchungen und deren Einordnung in die aktuelle Ostsee Problematik genutzt. Sie sind darüber hinaus eine wichtige Voraussetzung für die Prognosen der Ostseefischerei und ein Beitrag für die periodischen Zustandseinschätzungen der Ostsee durch die Hel-sinki-Kommission (HELCOM) zum Schutz der Meeresumwelt dieses Brackwassermeeres. Angaben über die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1993 liegen von NEHRING, MATTHÄUS, LASS und NAUSCH (1994a,b) vor.

Die nachfolgenden Auswertungen basieren auf 5 Monitoring-Fahrten, die gemäß Arbeitsplan 1994 zur Verwaltungsvereinbarung durchgeführt wurden und alle 4 Jahreszeiten mit zusätzlichen Beobachtungen im März–April abdecken. Im Rahmen weiterer Forschungsvorhaben wurden im Januar und Juli 1994 zusätzliche hydrographisch-chemische Untersuchungen im Arkona- und Bornholmbecken sowie im Gotlandtief durchgeführt, deren Ergebnisse ebenfalls Bestandteil dieses Berichts sind. Abb. 1 zeigt die bearbeiteten Stationen soweit sie für die Auswertung von Bedeutung waren. Zwecks Zuordnung dieser Stationen zu denen des Internationalen Ostseejahres 1969/70 und zum Baltic Monitoring Programme (BMP) der HELCOM sei auf NEHRING et al. (1993) verwiesen.

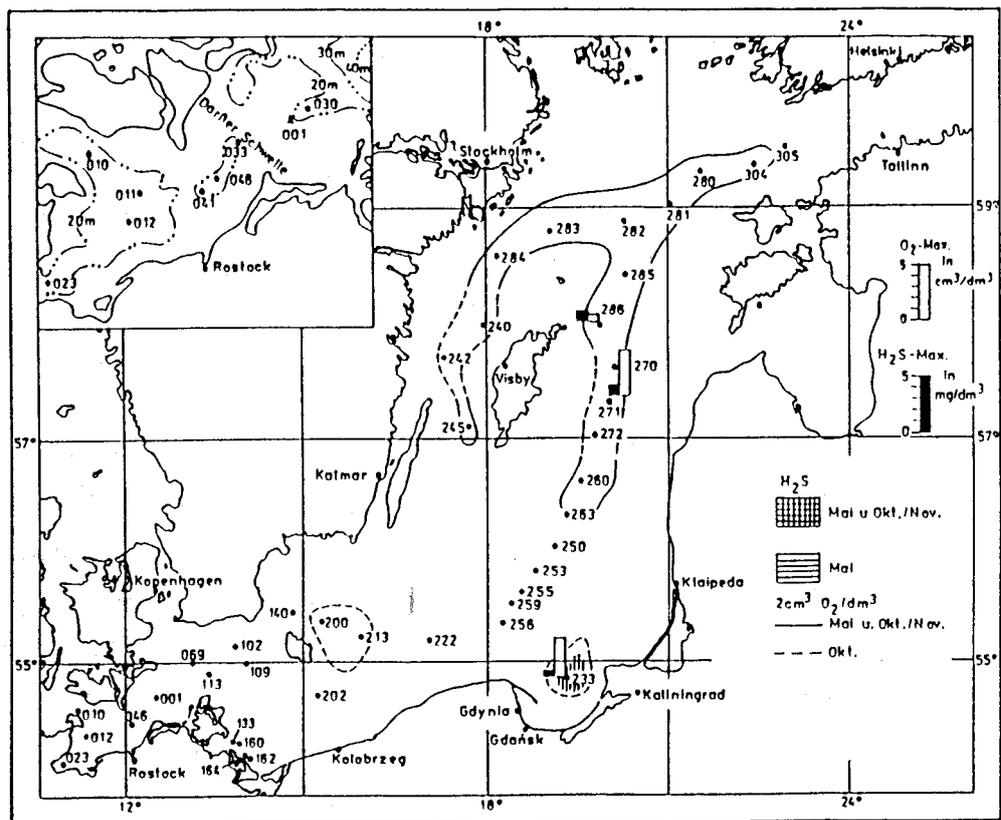


Abb. 1
 Stationskarte und Gebiete mit Sauerstoffmangel und Schwefelwasserstoff in
 der grundnahen Wasserschicht im Jahre 1994

Die schiffsgebundenen Messungen werden durch eine autonome Bojenstation im Gebiet der Darßer Schwelle (Stat. 001) ergänzt, die insbesondere für die Überwachung des Wasseraustausches zwischen Ostsee und Nordsee große Bedeutung besitzt und der Registrierung von Wassertemperatur und Salzgehalt sowie von Strömungsgeschwindigkeit und -richtung dient.

Grundlage des hydrographisch-chemischen Meßprogramms sind die Richtlinien für die dritte Stufe des BMP (HELCOM, 1988). Die Routinemessungen umfassen die Wassertemperatur und den Salzgehalt, Sauerstoff und Schwefelwasserstoff sowie die Nährsalze Phosphat, Nitrit, Nitrat und Silikat. An ausgewählten Stationen werden auch Ammonium, Gesamtphosphor und -stickstoff sowie organische Summenparameter analysiert. Die Gewinnung der Wasserproben sowie die verwendeten Meßverfahren und ihre Eichung wurden bereits von NEHRING et al. (1993) beschrieben. Dies gilt auch für die Registrierung der Wassertemperatur und des Salzgehalts sowie die Strömungsmessungen an der Bojenstation.

Die Routineanalytik der Nährsalze erfolgte sowohl manuell als auch mittels eines 5-Kanal-Autoanalyser-Systems während der Meßfahrten. Zur versuchsweisen Registrierung des Nitratgehalts an der Bojenstation wurde ein selbstregistrierendes in situ-Pumpenphotometer eingesetzt. Ergänzende Informationen zu diesem Analysenautomaten sind in Kapitel 4.4 enthalten. Einzelheiten des selbstregistrierenden akustischen Doppler-Profil-Strömungsmessers (ADCP), der erstmals vom IOW zur Strömungsmessung eingesetzt wurde, werden in Kapitel 3.1.2 behandelt, auf die Analytik der organischen Summenparameter wird in Kapitel 4.5 eingegangen.

2. Meteorologische Bedingungen

Da der Witterungsablauf von nachhaltiger Bedeutung für die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der Oberflächenschicht ist, werden den jeweiligen Zustandseinschätzungen der Ostsee Ergebnisse meteorologischer Beobachtungen an den Wetterstationen Warnemünde und Arkona des Deutschen Wetterdienstes Offenbach vorangestellt. Die an der Wetterstation Warnemünde ermittelten Temperatursummen, die auch Rückschlüsse auf die Wassertemperaturen in der Oberflächenschicht der zentralen Ostsee gestatten (NEHRING et al., 1990), zeichneten sich im Winter 1993/94 sowie im Sommer 1994 durch einige Besonderheiten aus (Tabelle 1). So waren der November 1993 und der Februar 1994 überdurchschnittlich kalt, während der Dezember 1993 und vor allem der

Januar 1994 sehr mild waren. Insgesamt lag die Kältesumme des Winters 1993/94 unter dem langjährigen Mittelwert. In Abhängigkeit davon kann dieser Winter nur als mäßig eisreich klassifiziert werden (vgl. HUPFER, 1978). Diese Klassifikation ist dadurch gekennzeichnet, daß lediglich die inneren Küstengewässer der Ostsee von einer stärkeren Vereisung betroffen werden, während sich an der deutschen Außenküste allenfalls ein schmaler Eissaum ausbilden kann.

Aufgrund seiner hohen Wärmesumme kann der Sommer 1994 als extrem warm (vgl. NEHRING et al., 1990) eingeordnet werden. Er war nach dem „Jahrhundertsommer“ von 1992 (Wärmesumme 275,3 K) der zweitwärmste Sommer seit 1949. Dabei muß berück-

Tabelle 1 **Temperatursummen der Lufttemperaturen an der Wetterstation Warnemünde (TIESEL, 1994); mittlere Temperatursummen 1961 bis 1990 in Klammern**

		Kältesummen ¹⁾ (K)		Wärmesummen ²⁾ (K)			
Nov.	1993	35,0	(2,4)	Apr.	1994	-	(0,3)
Dez.	1993	3,8	(26,5)	Mai	1994	0,1	(5,2)
Jan.	1994	1,1	(50,2)	Jun.	1994	19,4	(19,2)
Feb.	1994	47,7	(32,7)	Jul.	1994	146,7	(41,6)
Mär.	1994	1,4	(10,7)	Aug.	1994	78,0	(38,2)
Apr.	1994	-	(0,04)	Sep.	1994	0,8	(7,7)
				Okt.	1994	-	(0,5)
Σ	1993/94	89,0	(123,0)	Σ	1994	245,0	(112,7)

¹⁾ Summe der negativen Tagesmitteltemperaturen

²⁾ Summe der über 16 °C liegende Beträge der Tagesmitteltemperaturen

sichtigt werden, daß nur der Juli und der August 1994 überdurchschnittlich hohe Temperaturen erreichten. Der Juli wies außerdem die höchste in Warnemünde ermittelte Wärmesumme seit Beginn der regulären Temperaturregistrierungen vor mehr als 100 Jahren auf. An allen Tagen dieses Monats lagen die Mitteltemperaturen der Luft über 16 °C. Im August waren es immerhin noch 25 Tage, an denen dieser Grenzwert überschritten wurde.

Der milde Januar und die Strenge des Winters im Februar sowie der extrem warme Hochsommer des Jahres 1994 spiegeln sich auch in den Anomalien der monatlichen Mitteltemperaturen der Luft an der Wetterstation Arkona wider (Tabelle 2). In den Übergangsjahreszeiten dominierten positive Temperaturanomalien.

Tabelle 2 Anomalien der monatlichen Mitteltemperaturen der Luft (ΔT_L) sowie prozentualer Anteil der monatlichen Sonnenscheindauer (SD) und Niederschlagshöhe NH an der Wetterstation Arkona im Jahre 1994 bezogen auf die Mittelwerte des Zeitraumes 1951 bis 1980 (ANONYM, 1994)

Monat	ΔT_L (K)	SD (%)	NH (%)
Januar	2,5	95	189
Februar	-0,7	91	68
März	3,3	110	219
April	1,5	119	77
Mai	-0,1	93	41
Juni	-0,8	92	120
Juli	3,1	157	3
August	1,4	103	101
September	-0,1	54	198
Oktober	-1,1	116	71
November	1,8	167	51
Dezember	1,7	130	137
Mittel	1,0	111	106

Die Sonnenscheindauer lag im Jahresmittel über dem Normalwert (Tabelle 2). In Übereinstimmung mit den hohen positiven Temperaturanomalien war die Sonnenscheindauer im Juli überdurchschnittlich hoch. Der noch höhere Prozentwert im November fällt demgegenüber wegen der in dieser Jahreszeit nur noch relativ geringen mittleren Sonnenscheindauer viel weniger ins Gewicht. Trotz der hohen Wärmesumme (Tabelle 1) und der positiven Temperaturanomalie war die Sonnenscheindauer im August fast normal. Die ebenfalls normale Niederschlagshöhe läßt in diesem Zusammenhang auf den Zustrom feuchter subtropischer Luftmassen bei vielfach bedecktem Himmel schließen. Im Januar, März und September war die Niederschlagsmenge etwa doppelt so hoch wie in Normaljahren, während sie in Übereinstimmung mit der hohen

mittleren Sonnenscheindauer im Juli extrem niedrig war (Tabelle 2). Im Jahresmittel lag sie jedoch nur wenig über 100 Prozent.

Die Windverhältnisse des Jahres 1994 an der Wetterstation Arkona, die in Abb. 2 dargestellt sind, wurden zu etwa 38 % durch Winde aus westlichen bis nordwestlichen, zu 26 % aus südwestlichen bis südlichen und zu 21 % der Fälle aus östlichen Richtungen geprägt. Die u-Komponente des Windes in der westlichen Ostsee (Abb. 3) zeigte im Verlaufe des Jahres länger andauernde Perioden mit westlichen Winden* im März (6 m/s), Juni (6 m/s), Oktober (4 m/s) und November/Dezember (6–8 m/s), während östliche Winde* im Februar (3 m/s), Mai (2 m/s) und der ersten Hälfte des Novembers (2 m/s) vorherrschten.

Den gesamten März hindurch dominierte eine Westwetterlage, bei der in etwa 65 % der Fälle (Stundenmittel) südwestliche bis westliche Winde auftraten (Abb. 2). Da die im Februar vorherrschenden östlichen Winde zu einer Abnahme der Wasserfüllung der Ostsee auf etwa 40 cm unter normal geführt hatten (Abb. 4), verursachten die im März einsetzenden Westwinde den Einstrom von salzreicherem Wasser.

3. Wasseraustausch durch die Ostseezugänge

3.1 Beobachtungen an der Bojenstation „Darßer Schwelle“

Die kontinuierlichen Registrierungen der Wassertemperatur und des Salzgehaltes sowie der Strömungsgeschwindigkeit wurden auch 1994 an der Bojenstation „Darßer Schwelle“ (Station 001, Abb. 1) fortgesetzt.

3.1.1 Wassertemperatur und Salzgehalt

Ebenso wie 1992 und 1993 (NEHRING et al., 1994b) wurde auch 1994 im Bereich der Darßer Schwelle eine schwache Temperaturschichtung beobachtet. Die mittlere Temperaturdifferenz zwischen der Oberflächenschicht und dem bodennahen Niveau war jedoch 1994 verglichen mit den beiden vorangegangenen Jahren annähernd doppelt so groß. Dies wird in Tabelle 3 aus der vertikalen Verteilung der Mittelwerte und der Standard-

* Monatsmittel in Klammern

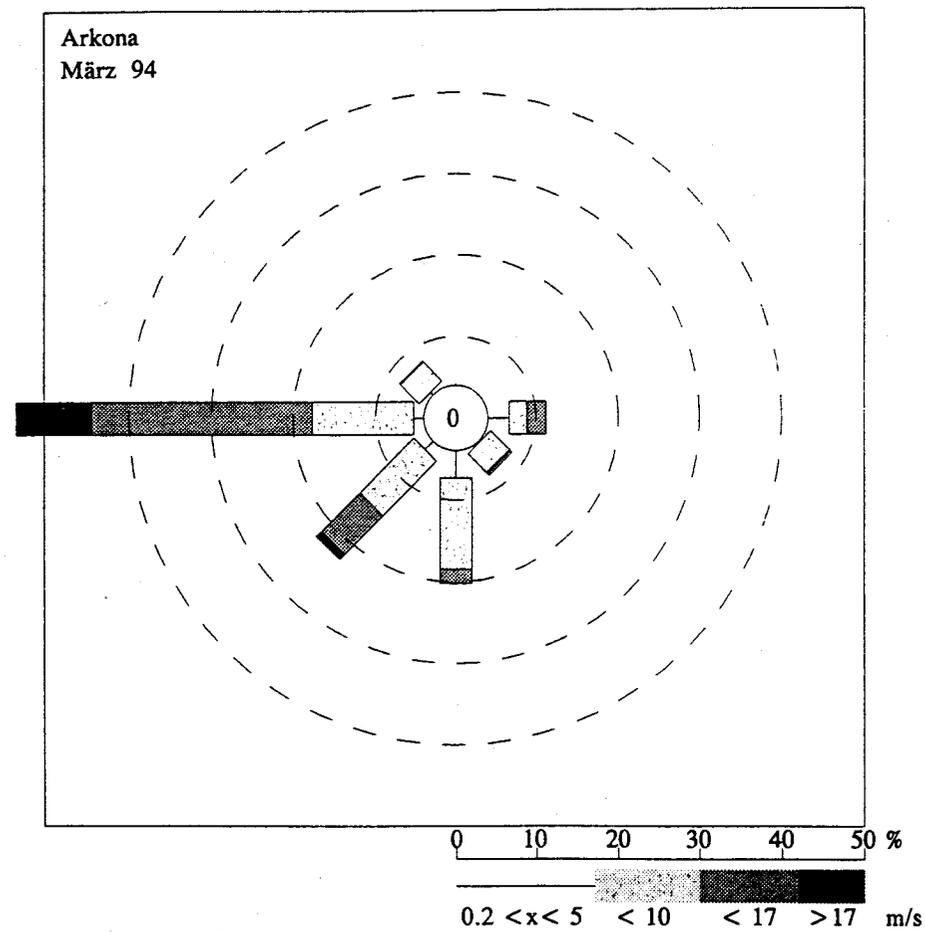
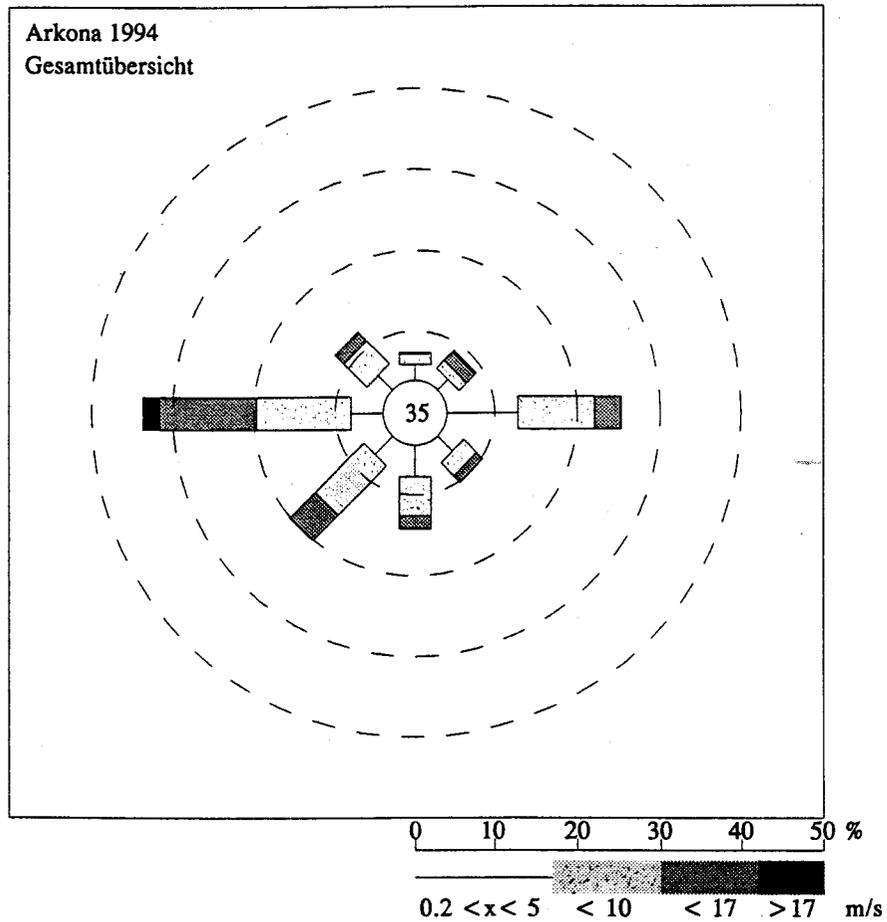


Abb. 2
Verteilung von Windrichtung und -geschwindigkeit an der Wetterstation Arkona im gesamten Jahr 1994 und im März 1994

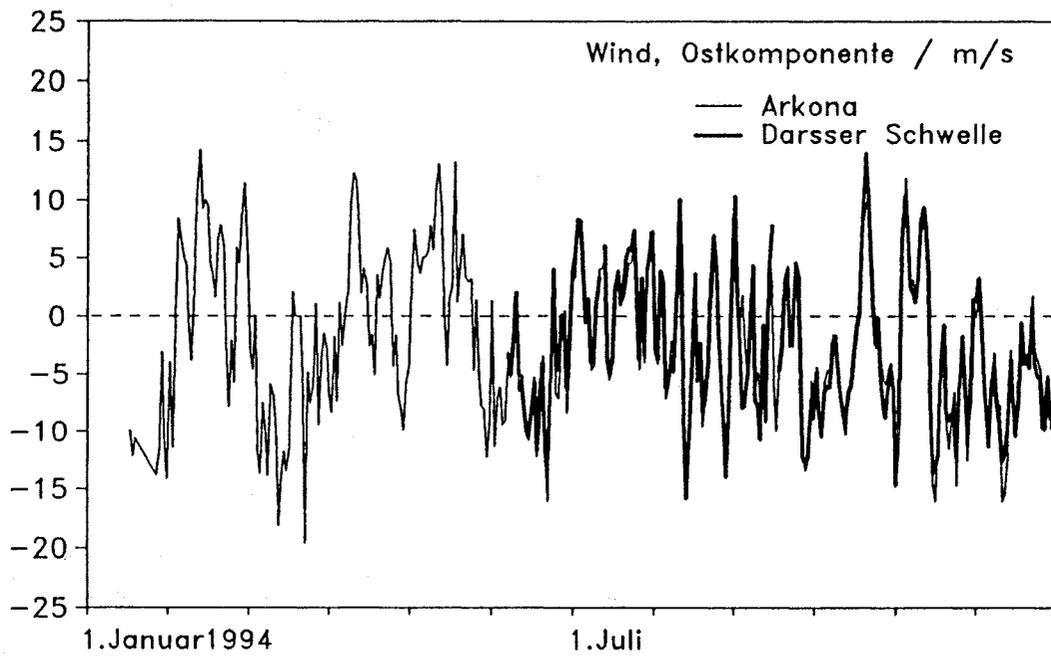


Abb. 3

Ostkomponente des Windes in der westlichen Ostsee im Jahre 1994 (negative Werte entsprechen Wind aus West)

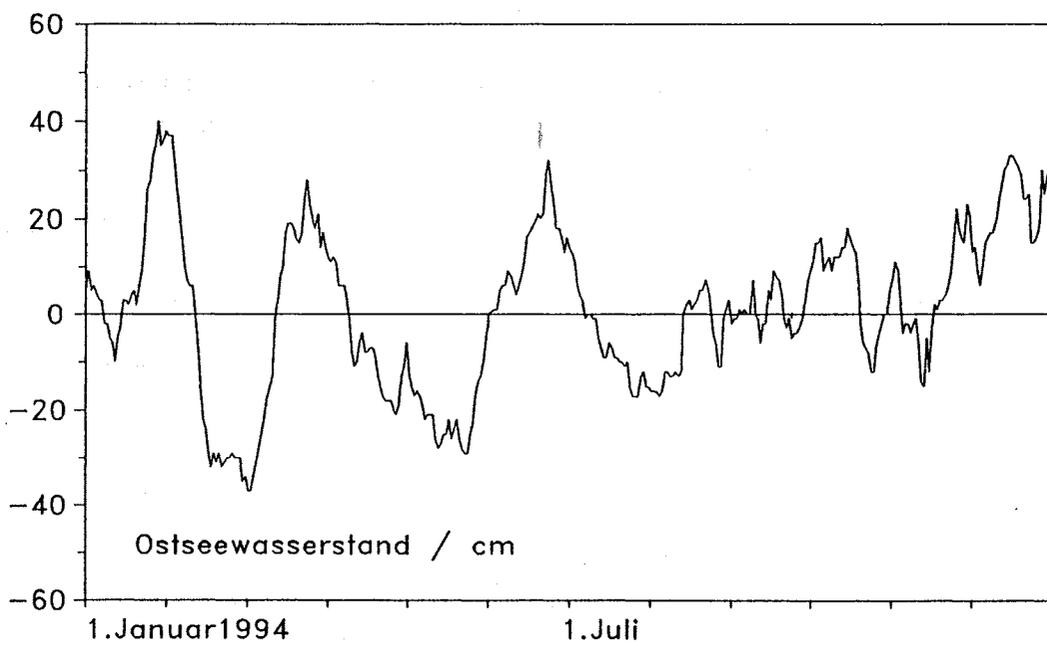


Abb. 4

Schwankungen im Füllungsgrad der Ostsee im Jahre 1994, dargestellt anhand des Wasserstandes von Landsort (nach Daten des SMHI Norrköping)

abweichungen sichtbar und ist auf die hohe Wärmezufuhr durch die Meeresoberfläche im Bereich der Nord- und Ostsee im Jahre 1994 zurückzuführen (vgl. Kapitel 2), die der des Jahres 1992 entsprach. Im Gegensatz zu 1992 wurde die zugeführte Wärme jedoch in geringerem Maße in größere Wassertiefen gemischt, so daß 1994 im Mittel eine stärkere Temperaturschichtung vorhanden war.

Tabelle 3 Jahresmittelwerte der Wassertemperatur (T) und des Salzgehaltes (S) sowie deren Standardabweichungen in verschiedenen Tiefen auf der Darßer Schwelle

	7 m Tiefe		17 m Tiefe		19,5 m Tiefe	
	T °C	S PSU	T °C	S PSU	T °C	S PSU
1992	9,41 ± 5,46	9,58 ± 1,52	9,01 ± 5,04	11,01 ± 2,27	8,90 ± 4,91	11,77 ± 2,63
1993	8,05 ± 4,66	9,58 ± 2,32	7,70 ± 4,32	11,88 ± 3,14	7,71 ± 4,27	13,36 ± 3,08
1994	8,95 ± 5,76	9,55 ± 2,01	7,94 ± 4,79	13,05 ± 3,48	7,87 ± 4,64	14,16 ± 3,36

Der Vergleich der Standardabweichungen der Wassertemperaturen zwischen den verschiedenen Jahren unterstützt die obige Schlußfolgerung. So ist die Standardabweichung der Wassertemperatur in 7 m Tiefe 1994 größer als die des Jahres 1992, während sie in den tieferen Meßhorizonten geringer ist.

Tabelle 4 Amplituden (K) und Phasen (umgerechnet in Monate) des Jahresganges der Temperatur in verschiedenen Tiefen auf der Darßer Schwelle

	7 m Tiefe		17 m Tiefe		19,5 m Tiefe	
	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase
1992	7,43	4,65	6,84	4,44	6,66	4,37
1993	6,48	4,79	5,88	4,54	5,84	4,41
1994	7,87	4,42	6,55	4,06	6,32	4,00

Die Fourieramplituden des Jahresganges der drei Jahre sind in Tabelle 4 zusammengefaßt. Der Verlauf der Amplituden zwischen 1992 und 1994 bestätigt das aus der einfachen Statistik abgeleitete Bild, daß die große Wärmezufuhr im Jahre 1994 im geringeren Maße als 1992 über die Wassersäule verteilt wurde. So ist 1994 die Amplitude der Wassertemperatur in 7 m Tiefe um etwa 0,4 K größer als 1992, während sie in den beiden bodennahen Meßtiefen um rund 0,3 K kleiner ist.

Die Phasen des Jahresganges der Wassertemperatur sind 1994 in allen Wassertiefen deutlich geringer als in den beiden vorangegangenen Jahren. Die Erwärmung und thermische Schichtung des Wassers setzte im Frühjahr 1994 um ungefähr zwei Wochen eher ein als 1992 und 1993, nämlich bereits Ende April. Dies ist wahrscheinlich auf die erhöhte Wärmezufuhr zu Beginn des Frühjahrs (vgl. Tabelle 2 und Kapitel 4.1) sowie den windarmen April (vgl. Abb. 3) zurückzuführen.

Gemäß Tabelle 3 wies die mittlere Salzgehaltsverteilung 1994 im Bereich der Darßer Schwelle eine deutlichere Schichtung als in den beiden vorangegangenen Jahren auf. Während der mittlere Salzgehalt an der Oberfläche der Darßer Schwelle durch bemerkenswert geringe zwischenjährliche Fluktuationen gekennzeichnet ist, lag er 1994 in 17 m Tiefe und am Boden um rund 1 PSU höher als 1993, einem Jahr mit besonders intensivem Wasseraustausch (vgl. auch NEHRING et al., 1994b). Die Standardabweichung nahm auch 1994 von der Oberfläche zum Boden zu. Dabei war sie in 7 m Tiefe kleiner als 1993. In den Tiefen 17 m und 19,5 m ist sie 1994 größer als in den beiden vorangegangenen Jahren. Das bedeutet, daß 1994 der Austausch von Salzwasser zwischen dem Kattegat und der Arkonasee in der bodennahen Schicht im Gegensatz zur Oberflächenschicht intensiver gewesen ist als 1993. Diese Beobachtung stimmt mit der zwischenjährlichen Variation der Wassertemperatur überein und zeigt, daß 1994 die barokline Komponente des Wasseraustauschs über die Darßer Schwelle dominierte, während 1993 die barotrope Komponente überwog.

Der aktuelle Verlauf der Wassertemperatur auf der Darßer Schwelle im Jahre 1994 ist für alle Meßtiefen in Abb. 5 dargestellt. Das Minimum der Wassertemperatur wurde Ende Februar 1994 mit Werten zwischen 0,5 °C und 2 °C erreicht (vgl. auch Tabelle 1). Die thermische Schichtung der Wassersäule begann Ende April und blieb bis Mitte September erhalten. Ihr Maximum trat zwischen Ende Juni und Ende August 1994 auf. Die Oberflächentemperatur stieg in diesem Zeitraum auf Werte von annähernd 22 °C an. Diese hohen Wassertemperaturen sind untypisch für die westliche Ostsee. Sie sind auf die anhaltende ruhige Schönwetterperiode im Juli und August 1994 zurückzu-

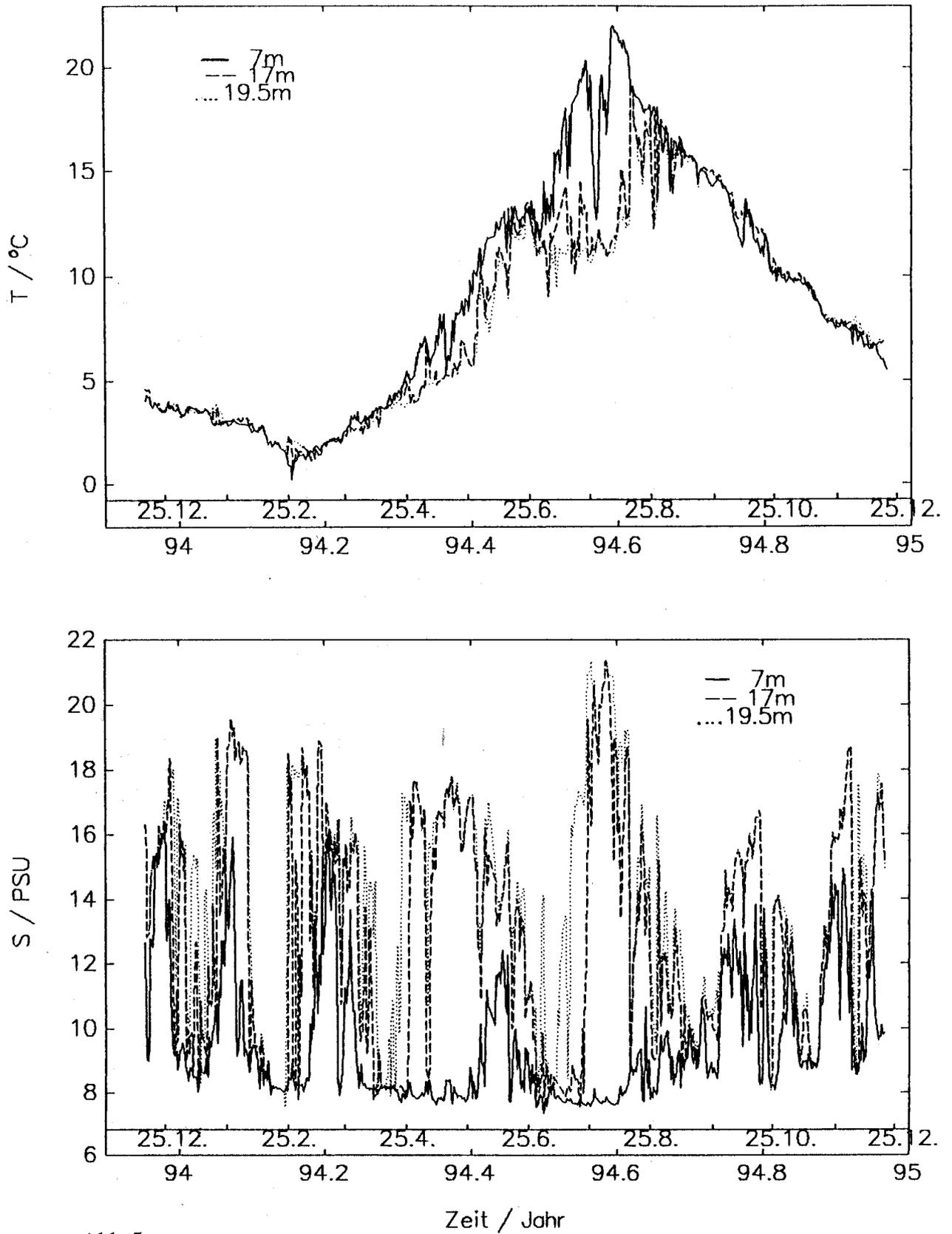


Abb.5

Zeitreihen der Wassertemperatur (oben) und des Salzgehaltes (unten) in den Tiefen 7 m, 17 m und 19,5 m auf der Darßer Schwelle (Stat. 001)

führen (vgl. auch Tabelle 1 und 2). Ab Ende September nahm die Wassertemperatur in allen Meßtiefen kontinuierlich ab. Sie war jedoch bis Ende Dezember 1994 mit 6 °C immer noch relativ hoch.

Dem Jahresgang der Temperatur sind wie auch 1993 (NEHRING et al., 1994b) Schwankungen mit einer charakteristische Zeitskala von ungefähr 10 Tagen überlagert, die mit den Variationen des Transports in der Beltsee und Auftriebsprozessen (vgl. auch Abb. 20) im Bereich der Darßer Schwelle gekoppelt sind.

Die Verteilung des Salzgehaltes auf der Darßer Schwelle im Jahre 1994 ist in Abb. 5 dargestellt. Sie zeigt wie auch 1992 und 1993 keinen ausgeprägten Jahresgang. Die Variationen des Salzgehaltes sind dadurch charakterisiert, daß sich, ausgehend von minimalen Werten zwischen 8 und 9 PSU, kurzzeitige Pulse hohen Salzgehaltes von 10 bis 22 PSU mit einer typischen Zeitskala von 10 Tagen bilden. Diese Pulse hohen Salzgehaltes wurden 1994 im Verlauf des ganzen Jahres insbesondere in der bodennahen Schicht unterhalb 17 m Tiefe beobachtet.

Hoher Salzgehalt mit mehr als 15 PSU in der gesamten Wassersäule wurde im Dezember 1993 sowie Ende Januar und Mitte März 1994 beobachtet. In diesen Fällen strömte das Beltseewasser in der ganzen Wassersäule mit dem für die Jahreszeit charakteristischen hohen Sauerstoffgehalt in das Arkonabecken. Drei weitere überwiegend barotrope Einstromereignisse mit Salzgehalten zwischen 10 und 15 PSU in der ganzen Wassersäule erfolgten Anfang Juni, Anfang Oktober und Ende November. Darüber hinaus traten Ende Februar, fast den ganzen Mai über und vor allem von Anfang Juli bis Ende August barokline Einstromereignisse in der Bodenschicht der Darßer Schwelle auf.

Das Jahr 1994 war somit durch eine Anzahl von Einstromereignissen gekennzeichnet, die aber nicht die Intensität von Salzwassereinbrüchen erreichten. Zusammen mit dem gleichzeitig durch den Öresund erfolgenden Salzwassereinstrom bildeten sie jedoch die Grundlage für eine effektive Belüftung des Tiefenwassers in den zentralen Ostseebecken, da die eingeströmten salz- und sauerstoffreichen Wassermassen das Bornholmbecken, das noch vom Vorjahr her mit salzreichem Wasser aufgefüllt war (NEHRING et al., 1994a,b), ohne wesentliche Verluste passieren konnten.

Die barotropen Einstromereignisse sind eng mit dem Verlauf der Ostkomponente des Windes in der westlichen Ostsee korreliert, wie er in Abb. 3 dargestellt ist. Sie treten bevorzugt dann auf, wenn eine Ostwetterlage von einer Periode intensiver Westwinde

abgelöst wird. Die baroklinen Austauschprozesse werden dagegen vor allem bei schwachen Winden beobachtet.

Der minimale Salzgehalt auf der Darßer Schwelle unterlag 1994 ähnlich wie in den beiden vorangegangenen Jahren (NEHRING et al., 1994b) geringen jahreszeitlichen Schwankungen zwischen 7,5 und 8 PSU. Er war im Sommer geringer als im Winter.

3.1.2 Strömung

Der erstmals auf der Darßer Schwelle neben den klassischen LSK-83 Strömungsmessern eingesetzte Akustische Doppler Profilstrommesser (ADCP) der Fa. RD-Instruments lieferte seit dem 8. Juni 1994 zeitlich nahezu lückenlose Stromprofile mit einer vertikalen Auflösung von 1 m zwischen 3 m und 18 m Wassertiefe. Das mit einer Sendefrequenz von 600 kHz betriebene Gerät ist am Meeresboden stationiert. Die 4 Schallstrahlen werden unter einem Winkel von 20° gegenüber der Vertikalen in zwei zueinander senkrechten Ebenen in die Wassersäule abgestrahlt. Aus 300 im annähernd sekundlichen Abstand aufeinander folgenden Messungen wird ein Vektormittel der Strömung in jedem Tiefenniveau mit einem wahrscheinlichen Fehler $< 0,5$ cm/s berechnet und intern abgespeichert. Dieser Vorgang wiederholt sich im stündlichen Abstand. Da in 21 m Wassertiefe, in der sich das Gerät befindet, auch in den Sommermonaten nur ein geringfügiger Algenbewuchs auftritt, der die Messungen nicht beeinflusste, sind erstmals aus diesem Zeitraum ununterbrochene hochgenaue Geschwindigkeitsmessungen verfügbar.

Die nachfolgenden Untersuchungen konzentrieren sich beispielhaft auf Strömungsmessungen in einem Zeitraum mit starkem baroklinen Anteil (13. Juli bis 14. September 1994) und in einem Zeitraum mit starkem barotropen Anteil (10. November bis 19. Dezember 1994). Die mittleren Stromprofile beider Untersuchungszeiträume sind in Abb. 6 dargestellt. Im Sommer wurde in 3 m Tiefe ein mittlerer Ausstrom von 7 cm/s gemessen, der linear mit zunehmender Wassertiefe abnahm, in 14 m das Vorzeichen wechselte und bis 18 m auf einen Einstrom von 3 cm/s anwuchs. Dieses Ergebnis korrespondiert zu den Salzgehaltsmessungen des gleichen Zeitraums (Abb. 5), die in 7 m Tiefe den Salzgehalt des Oberflächenwassers in der Arkonasee aufwiesen, während in 17 m und 19,5 m Tiefe Bodenwasser aus der Beltsee mit einem Salzgehalt von über 20 PSU vorhanden war.

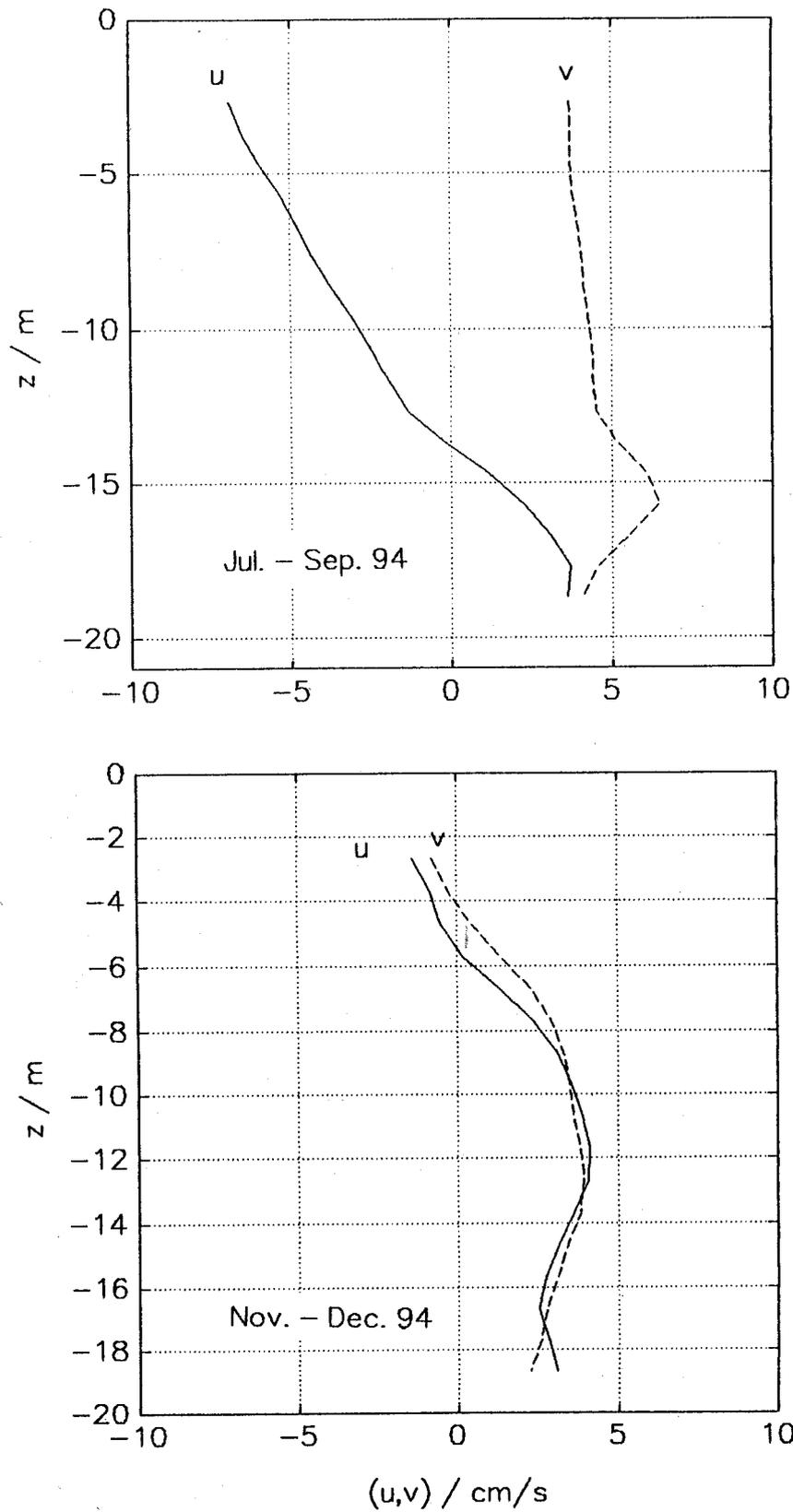


Abb. 6
Mittlere Vertikalprofile der Strömung auf der Darßer Schwelle
(Stat. 001) im Sommer (oben) und Herbst (unten) 1994

Im November/Dezember 1994 herrschte im Mittel nur oberhalb 6 m Tiefe ein schwacher Ausstrom von 2 cm/s, während von 8–18 m Tiefe ein annähernd konstanter Einstrom von 3–4 cm/s beobachtet wurde. Diese Untersuchungen zeigen, daß der barotrope Anteil der mittleren Strömung im Winter dominant war, während im Sommer der barokline Strömungsanteil überwog.

Die Strömungsfluktuationen in den verschiedenen Tiefenniveaus sind auf der Grundlage der Varianzen und Kovarianzen der Strömungskomponenten mit der vom gewählten Koordinatensystem unabhängigen Methode nach FOFONOFF (1969) analysiert worden. Das Vertikalprofil der Hauptachsenrichtung der Streuellipsen der Strömungsvektoren, die in Abb. 7 dargestellt sind, nimmt von 110° in 3 m Tiefe näherungsweise linear auf 45° in 18 m Tiefe ab. Zwischen Sommer- und Wintersaison ist kein signifikanter Unterschied bezüglich der Ausrichtung der Hauptachse zu beobachten. Die großen Halbachsen a der Strömungsfluktuationen (Abb. 8) erreichen in 3 m und 15 m Tiefe ihre maximalen Werte. Dazwischen liegt in 6–9 m Tiefe ein um wenige cm/s kleineres Minimum. Unterhalb von 15 m Tiefe nimmt die große Halbachse bei Annäherung an den Meeresboden linear ab. Ihr Maximum liegt im Sommerhalbjahr bei 18 cm/s und im Winterhalbjahr bei 21 cm/s. Die kleine Halbachse b der Ellipse der Strömungsfluktuationen weist ein ähnliches Profil auf, ist jedoch um fast 10 cm/s geringer. Die Abnahme der Halbachsen unterhalb von 15 m Tiefe ist offensichtlich auf den Einfluß der Bodenreibung zurückzuführen. Das Oberflächenmaximum hat seine Ursachen wahrscheinlich in der lokalen winderzeugten Strömung, deren Einfluß mit zunehmender Wassertiefe abnimmt. Die Zunahme der Strömungsfluktuationen unterhalb 10 m Tiefe ist durch die Überlagerung des barotropen Druckgradienten mit dem dichtebedingten Druckgradienten, der mit der Tiefe zunimmt, zu erklären (LASS et al., 1987).

Ein gravierender Unterschied in der Verschiebung von Wasserteilchen in den einzelnen Schichten der Wassersäule auf der Darßer Schwelle wurde zwischen Sommer und Herbst beobachtet (Abb. 9). Im Sommer 1994 hat der lang anhaltende Ausstrom im Bereich der Darßer Schwelle ein in 7 m Tiefe befindliches Wasserteilchen annähernd kontinuierlich bis zu 400 km in westliche Richtung transportiert, während der Einstrom in Bodennähe ein Wasserteilchen um den gleichen Betrag in Richtung Arkonasee verlagerte. Im Herbst traten dagegen häufig zwischenzeitliche Umkehrungen auf, so daß die resultierende Verschiebung kleiner als im Sommer zu sein scheint.

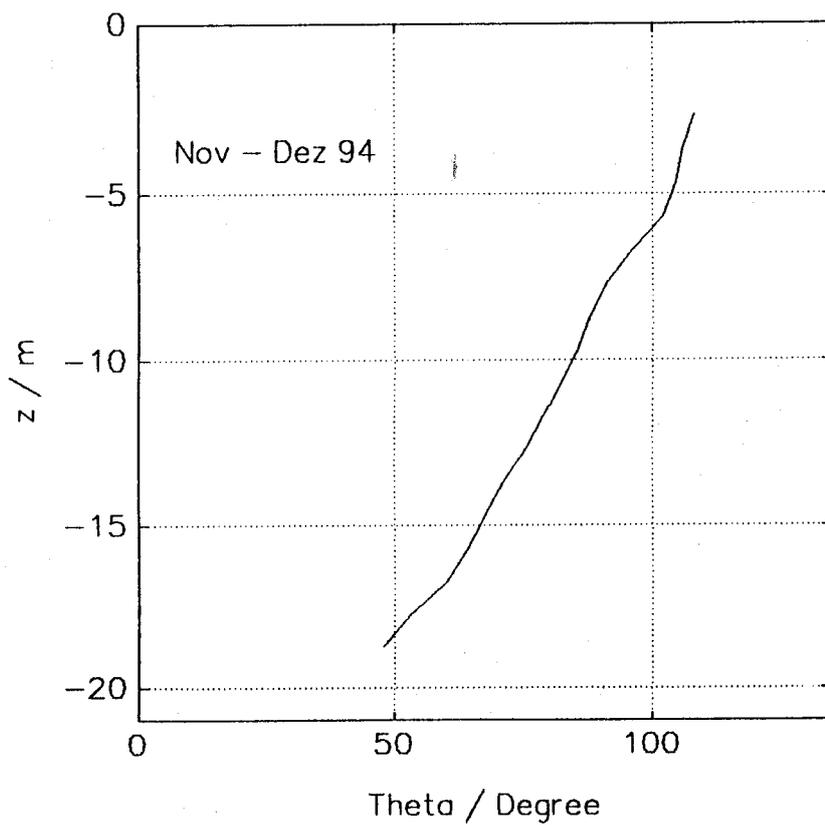
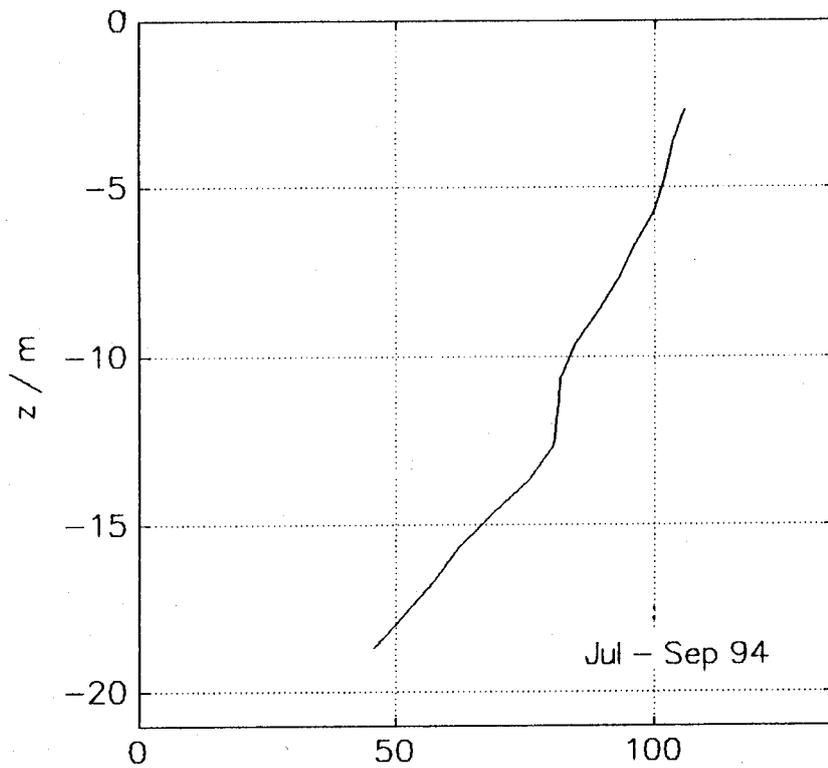


Abb. 7
Mittlere Vertikalprofile der Hauptachsenrichtung der Strömungsfluktuationen auf der Darßer Schwelle (Stat. 001) im Sommer (oben) und Herbst (unten) 1994

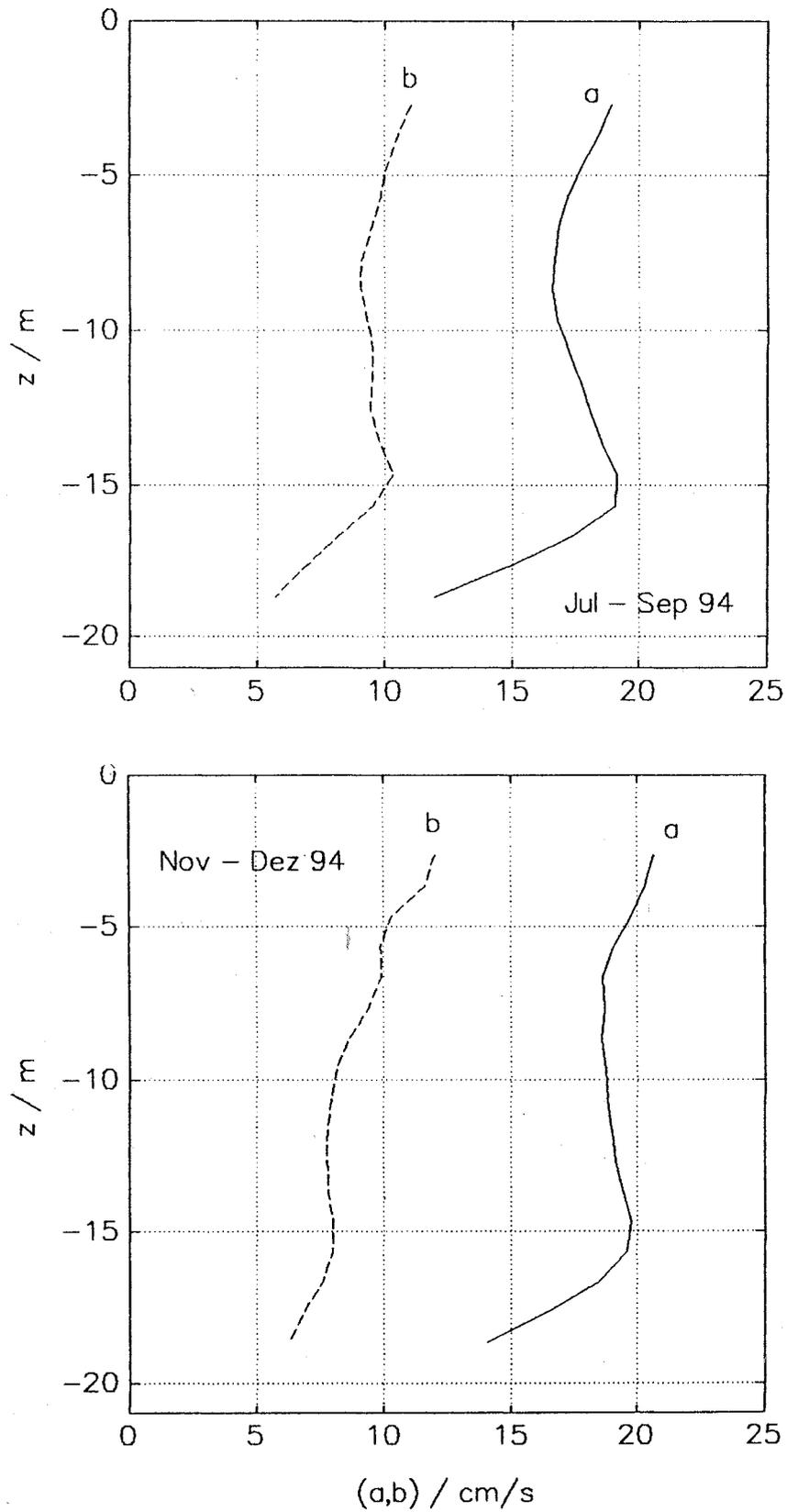


Abb. 8
Mittlere Vertikalprofile der Haupt- und Nebenachse der Strömungsfluktuationen auf der Darßer Schwelle (Stat. 001) im Sommer (oben) und Herbst (unten) 1994

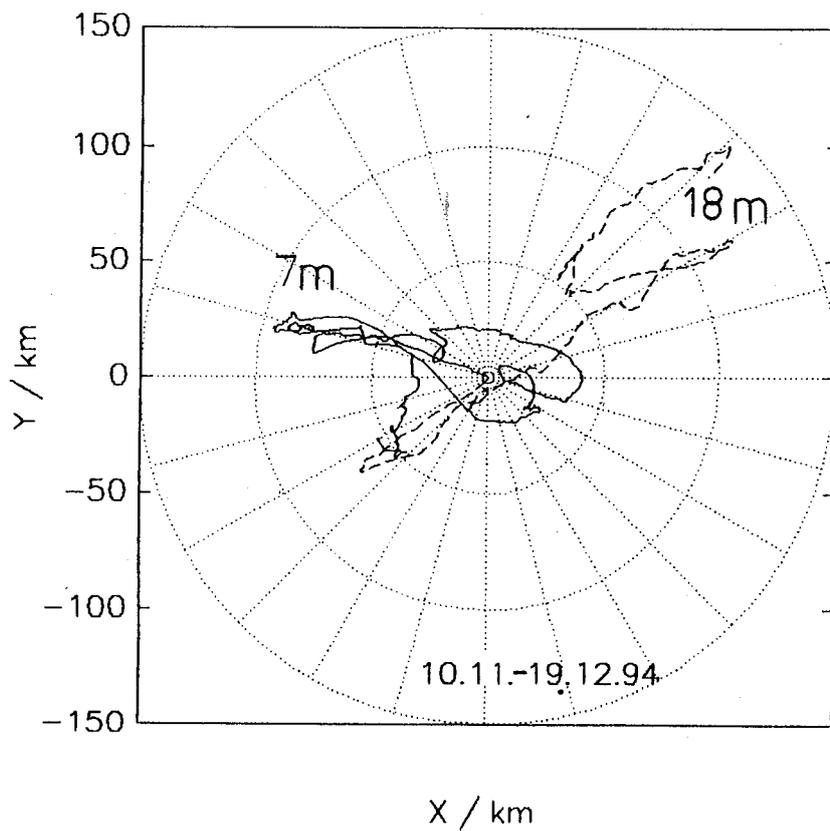
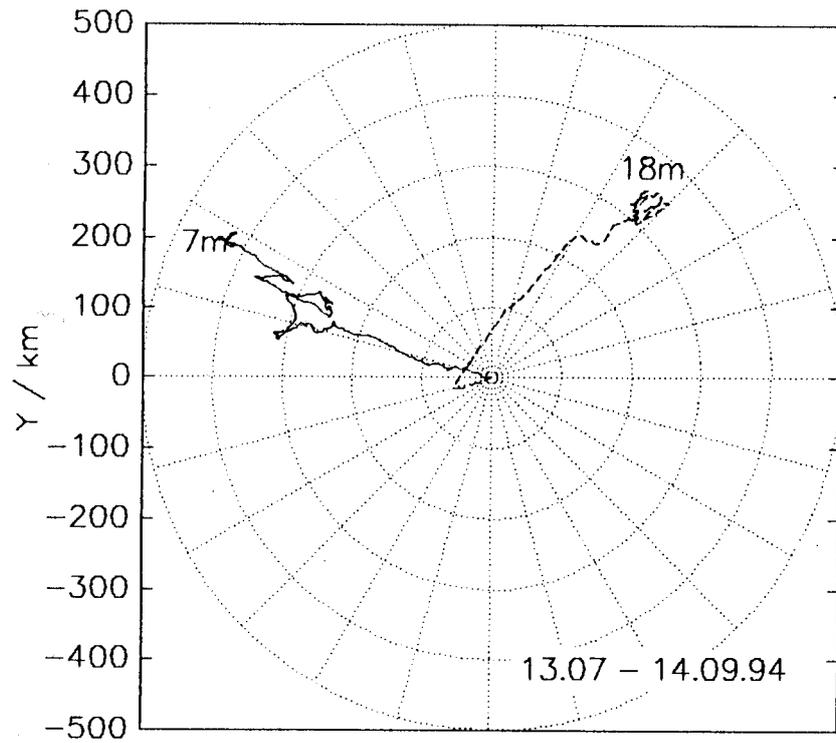


Abb. 9
Scheinbare Teilchenverschiebung durch die Strömung auf der Darßer
Schwelle (Stat. 001) im Sommer (oben) und Herbst (unten, größerer
Maßstab) 1994

Der durch den Süßwasserüberschuß der Ostsee getriebene Ausstrom in Oberflächennähe und der durch den hohen Salzgehalt im Kattegat angeregte Einstrom am Boden sind in einem windarmen Sommer offensichtlich in der Lage, in der Deckschicht ein Wasserpartikelchen von der Arkonasee ins Kattegat und in der Bodenschicht ein Wasserpartikelchen vom Kattegat in die Arkonasee zu transportieren, ohne daß eine nachhaltige Vermischung erfolgt. Im Herbst wird dagegen in beiden Schichten der mittlere Wassermassentransport durch kurzfristige barotrope Strömungsfluktuationen gestört, was in der Beltsee zu einer intensiven Vermischung von Ostsee- und Kattegatwasser führt und den Salzgehalt des in das Arkonabecken einströmenden Wassers reduziert.

3.2 Einströme salzreichen Wassers

Im Januar 1993 trat nach 16 Jahren wieder ein Salzwassereinbruch auf (MATTHÄUS et al., 1993; HÅKANSSON et al., 1993; JAKOBSEN, 1995), für dessen Intensität ein Index von rund 21 bestimmt wurde, was ihn als Ereignis von mittlerer Stärke kennzeichnete (MATTHÄUS, LASS, 1995). Im Dezember 1993 (vgl. NEHRING et al., 1994b) und März 1994 (vgl. auch Abb. 4) kam es darüber hinaus zu kleineren Einströmen, die nicht das Ausmaß von Salzwassereinbrüchen erreichten, bei denen aber jeweils über 200 km³ Wasser in die Ostsee transportiert wurden. Nach Angaben des Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Instituts in Norrköping (H. DAHLIN und B. BROMAN, pers. Mitteilung) gelangten über die Drogden Schwelle jeweils etwa 45 km³ salzreichen Wassers (2. - 9. Dezember 1993: $S \approx 30$ PSU, $T \approx 7-4,5$ °C; 16 - 24. Dezember: $S \approx 27$ PSU, $T \approx 5$ °C; 5.- 19. März 1994: $S \approx 20-23$ PSU, $T \approx 2,5-3$ °C).

Auch an der Darßer Schwelle wurden Einströme zwischen dem 18. und 26. Dezember 1993 (20. - 26. Dezember: $S \approx 15-16$ PSU, $T \approx 3,5-3,8$ °C) und 14. - 20. März 1994 ($S \approx 14-17$ PSU, $T \approx 2$ °C) beobachtet (vgl. Abb. 5). Im Januar 1994 wurden die Auswirkungen des ersten Einstroms im Arkonabecken (Bodensalzgehalt > 22 PSU; Abb. 10) und im Bornholmbecken (Bodensalzgehalt > 19 PSU) nachgewiesen. Die Folgen des zweiten Einstroms wurden im Arkonabecken in der 3. Märzdekade beobachtet (vgl. Abb. 11a, 14a), als über dem Wasserkörper aus dem Sund am westlichen Hang des Beckens das über die Darßer Schwelle eingedrungene Wasser lagerte.

Außerdem erfolgten Ende Januar und im November 1994 barotrope Einstromereignisse über die Darßer Schwelle, in deren Folge in der gesamten Wassersäule Wasser mit einem Salzgehalt von mehr als 14 PSU in das Arkonabecken transportiert wurde (vgl. Abb. 5).

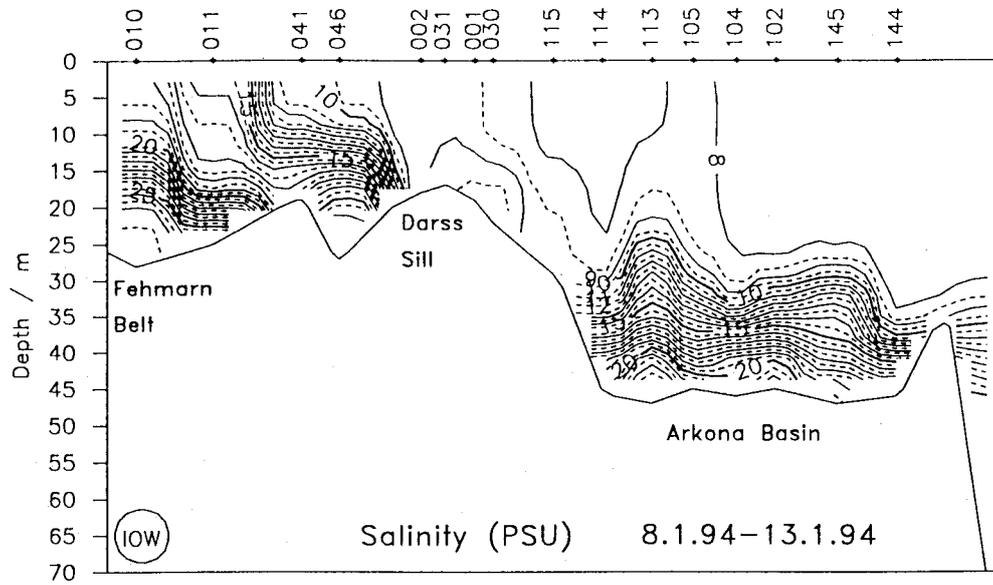


Abb. 10
 Salzgehaltsverteilung zwischen Fehmarnbelt und Arkonabecken im
 Januar 1994

4. Hydrographisch-chemische Bedingungen

Die Charakterisierung der hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee erfolgt durch die Darstellung der Wassertemperatur, des Salz- und Sauerstoffgehalts sowie der Phosphat- und Nitratkonzentrationen in Vertikalschnitten. Die damit verbundenen Einschränkungen, die mit der fehlenden Synoptik der Messungen zusammenhängen, wurden bereits früher (vgl. NEHRING et al., 1993) erörtert.

Zur besseren Auflösung wurde der Talweg durch die Ostsee in zwei Schnitte unterteilt. Während der westliche Schnitt die Mecklenburger Bucht und das Arkonabecken umfaßt, deckt der östliche Schnitt die zentrale Ostsee mit dem Bornholmbecken und dem östlichen Gotlandbecken ab. Beide Schnitte unterscheiden sich in ihrem Maßstab.

Die hydrographisch-chemischen Bedingungen auf wichtigen Stationen, wie dem Land-sorttief (Stat. 284) und dem Karlsötief (Stat. 245) im westlichen Gotlandbecken sowie dem Danziger Tief (Stat. 233), die in den Schnittdarstellungen unberücksichtigt bleiben, werden verbal erläutert. Dies gilt auch für einige Stationen in der Lübecker Bucht (Stat. 023) und der Pommernbucht (Stat. 133, 160, 162, 164), die ebenfalls für die Charakterisierung der hydrographisch-chemischen Bedingungen der Ostsee im Jahre 1994 herangezogen werden.

Zur Einordnung der hydrographisch-chemischen Situation des Jahres 1994 in die Bedingungen der letzten 5 Jahre wurden für ausgewählte Stationen und Tiefen die Jahresmittelwerte von hydrographischen und chemischen Variablen berechnet und tabellarisch zusammengefaßt. Während bei der Wassertemperatur sowie dem Salz- und Sauerstoffgehalt (Tabelle 5) auch schwedische Daten in die Mittelbildung einbezogen werden, resultieren die Mittelwerte der Nährsalze (Tabellen 6 und 7) ausschließlich aus Messungen des IOW.

4.1 Wassertemperatur

Die Verteilung der Wassertemperatur in den untersuchten Seegebieten der Ostsee ist in Abb. 11a,b dargestellt. Die Oberflächentemperaturen zwischen Fehmarnbelt und Darßer Schwelle lagen im Februar/März um etwa 0,5–1 K über den langjährigen Mittelwerten (vgl. REICHEL, 1980, 1982). Das Arkonabecken wies im Winter eine positive Anomalie von etwa 0,5 K und das östliche Gotlandbecken von etwa 0,5 bis 1 K auf, wenn die von MATTHÄUS (1975, 1977) angegebenen mittleren Bedingungen zugrunde gelegt werden.

In der zentralen Ostsee kühlte sich das Oberflächenwasser aufgrund des milden Winters nur auf 1,5–2 °C. Bereits die relativ sonnigen Monate März und April (vgl. auch Tabelle 2) sowie der windarme April (vgl. Abb. 3) brachten im unmittelbaren Oberflächenbereich der zentralen Ostsee eine Erwärmung auf 1–2 K über den Erwartungswert. Anfang Mai erreichten die Oberflächentemperaturen im östlichen Gotlandbecken 5–7 °C und lagen damit 1–2 K über dem langjährigen Mittel.

Die windschwachen Hochdruckwetterlagen im Juli und Anfang August (vgl. auch Abb. 3) verbunden mit hohen Wärmesummen der Lufttemperaturen und intensiver Sonneneinstrahlung (vgl. Tabellen 1 und 2) führten zu extremen Temperaturen in der Deckschicht der Ostsee. Anfang August wurden in der westlichen und mittleren Ostsee Temperaturen zwischen 21 und 24,5 °C gemessen, was positiven Anomalien von 5 – 6 K entspricht. Diese extreme Erwärmung war meist auf eine 10 m mächtige Deckschicht beschränkt (Abb. 12). Im Gotland-, Färö- und Karlsötief wurden positive Anomalien von 4–5 K aber auch in 30 m Tiefe beobachtet, was auf eine schnelle und ungestörte Erwärmung bereits im Frühjahr hinweist. Auffällig sind negative Temperaturanomalien bzw. Anomalieminima im Bereich der Thermokline (10–20 m Tiefe) der zentralen Ostseebecken. Abb. 13, die die Verteilung der Oberflächentemperaturen zur Zeit des Höhepunktes der Erwärmung zeigt, macht deutlich, daß die extreme Anomalie nicht nur die eigentliche Ostsee sondern auch den Finnischen und Bottnischen Meerbusen erfaßte.

Die Kernschicht des kalten Zwischenwassers (50–70 m Tiefe) wies infolge des relativ milden Winters Temperaturen von 2,5–3 °C auf, was einer positiven Anomalie von etwa 0,5 K entspricht. Diese Anomalie blieb im östlichen Gotlandbecken den gesamten Sommer über erhalten (Abb. 12).

Temperaturanomalien im Tiefenwasser (Abb. 12) sind dagegen unabhängig von den thermischen Bedingungen in der Deckschicht. Sie hängen ab von der Jahreszeit, in der ein ungewöhnlicher Einstrom salzreichen Wassers in die Ostsee erfolgt. Im Herbst, wenn das Wasser, das die Darßer oder Drogden Schwelle passiert hat, noch relativ warm ist, führen derartige Ereignisse zu positiven, im Winter zu negativen Temperaturanomalien im Tiefenwasser.

Die Temperaturverhältnisse im Tiefenwasser des östlichen Gotlandbeckens wurden durch die Einströme vom Dezember 1993 und März 1994 geprägt, die jahreszeitlich bedingt relativ kühles Wasser in die Tiefenbecken transportierten. Die Temperaturen gingen gegenüber 1993 weiter zurück (vgl. NEHRING et al., 1994b) und nahmen in Tiefen größer als 100 m von >5 °C zu Beginn des Jahres 1994 auf Werte zwischen 4 und 4,5 °C ab (Abb. 11b). Im Tiefenwasser des Bornholm- und Gotlandtiefs wurden die niedrigsten Jahresmitteltemperaturen seit 1990 beobachtet (Tabelle 5).

Tabelle 5 Jahresmittelwerte und Standardabweichungen ausgewählter hydrographischer Parameter im Tiefenwasser der zentralen Ostsee (Minimalwerte hervorgehoben)

Wassertemperatur (°C)

Station	Tiefe/m	1990	1991	1992	1993	1994
213 (Bornholmtief)	80	6,98 ±0,60	5,90 ±0,97	6,22 ±0,35	4,26 ±0,18	4,21 ±0,46
271 (Gotlandtief)	200	4,98 ±0,05	4,96 ±0,04	5,03 ±0,02	5,01 ±0,13	4,68 ±0,48
286 (Fårötief)	150	4,61 ±0,20	4,97 ±0,14	5,24 ±0,04	5,21 ±0,12	5,03 ±0,13
284 (Landsortief)	400	3,96 ±0,18	4,41 ±0,21	4,86 ±0,09	4,83 ±0,07	4,86 ±0,13
245 (Karlsötief)	100	3,91 ±0,28	4,27 ±0,10	4,44 ±0,09	4,15 ±0,25	4,41 ±0,06

Salzgehalt (PSU)

Station	Tiefe/m	1990	1991	1992	1993	1994
213 (Bornholmtief)	80	13,88 ±0,37	14,19 ±0,25	15,26 ±0,45	17,66 ±0,38	17,43 ±0,34
271 (Gotlandtief)	200	11,46 ±0,09	11,26 ±0,07	11,04 ±0,04	11,16 ±0,13	11,78 ±0,38
286 (Fårötief)	150	10,48 ±0,08	10,32 ±0,16	10,18 ±0,05	10,33 ±0,14	10,75 ±0,29
284 (Landsortief)	400	9,51 ±0,09	9,18 ±0,05	8,99 ±0,08	9,04 ±0,15	9,49 ±0,23
245 (Karlsötief)	100	8,65 ±0,22	8,34 ±0,20	8,22 ±0,11	7,95 ±0,16	8,45 ±0,16

Sauerstoffgehalt (cm³/dm³; Schwefelwasserstoff als negative Sauerstoffäquivalente)

Station	Tiefe/m	1990	1991	1992	1993	1994
213 (Bornholmtief)	80	0,54 ±0,73	2,26 ±1,06	2,90 ±1,38	4,81 ±1,70	2,43 ±1,07
271 (Gotlandtief)	200	-3,10 ±0,91	-4,54 ±1,62	-4,63 ±1,74	-0,61 ±2,39	2,03 ±1,40
286 (Fårötief)	150	-1,26 ±0,64	-1,56 ±0,66	-0,74 ±0,27	-0,73 ±0,59	0,17 ±0,44
284 (Landsortief)	400	0,47 ±0,38	0,87 ±0,80	1,17 ±0,34	1,58 ±0,19	1,12 ±0,36
245 (Karlsötief)	100	1,69 ±0,33	1,95 ±0,34	2,33 ±0,40	3,79 ±0,61	1,88 ±0,64

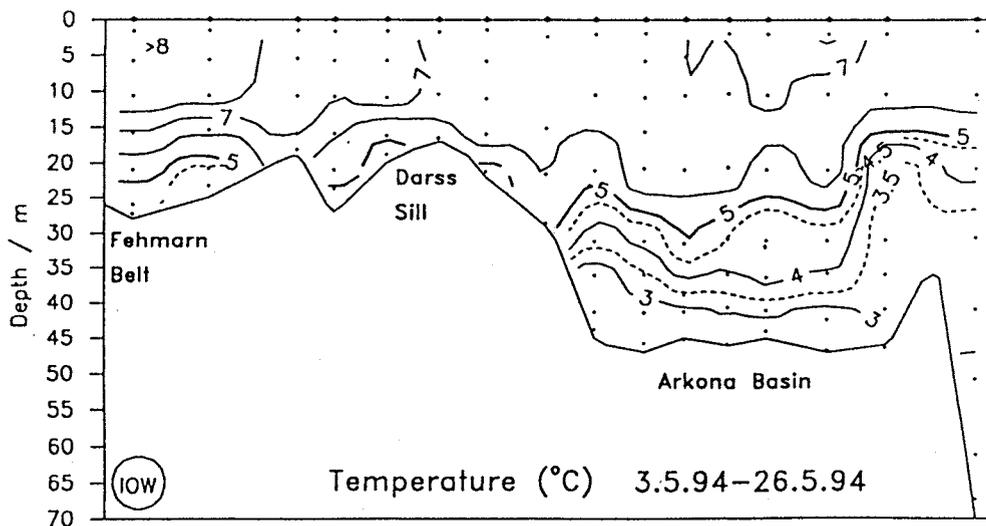
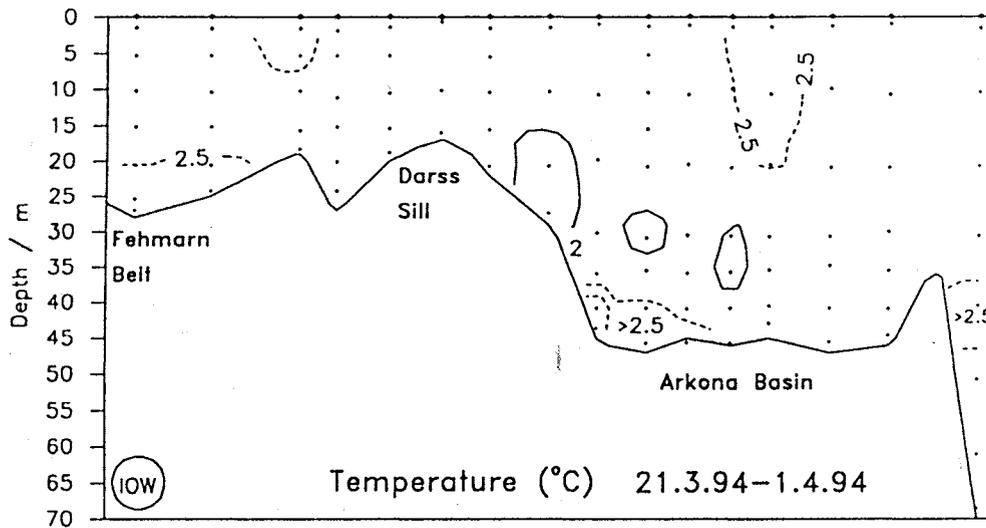
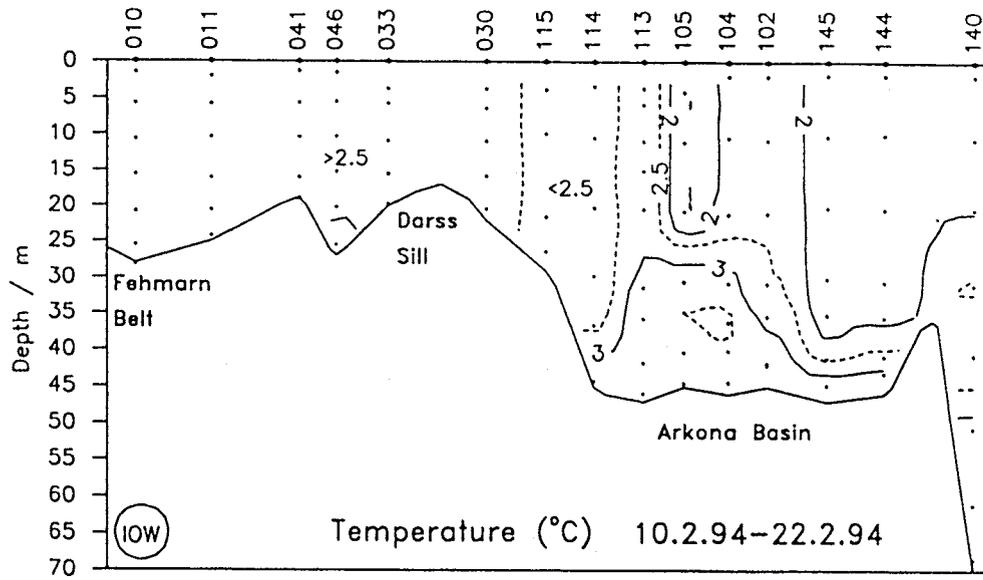


Abb. 11a Temperaturverteilung (Fehmarnbelt - Arkonabecken)

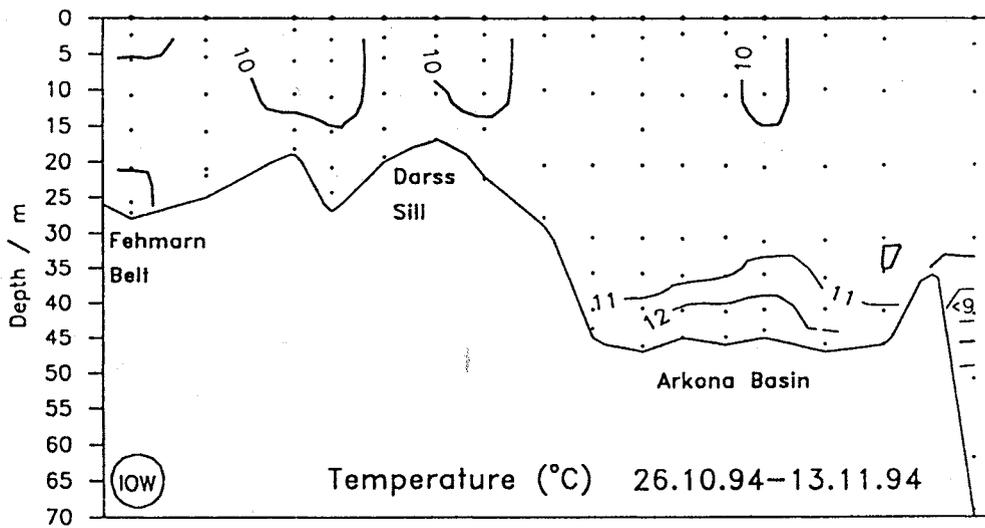
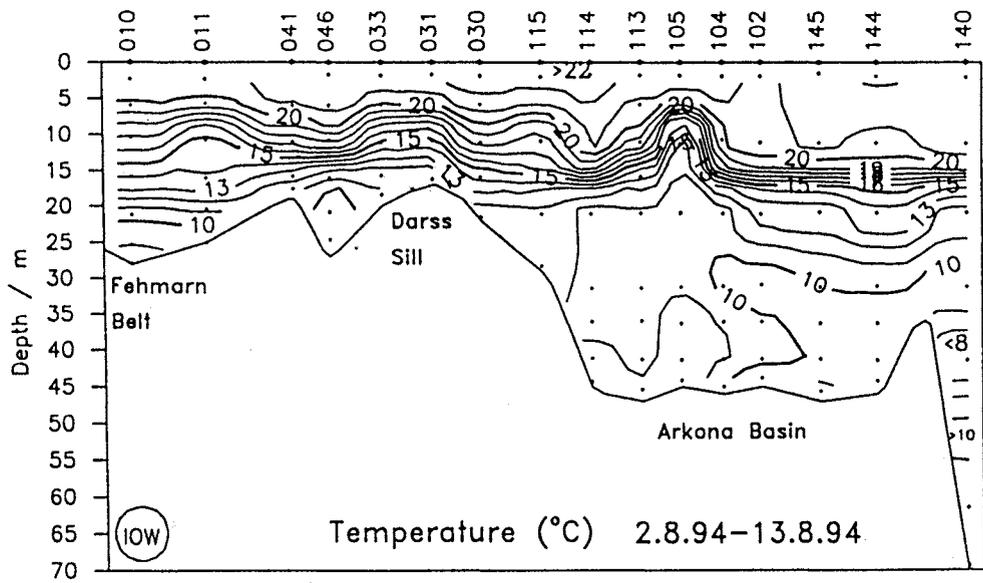


Abb. 11a (Fortsetzung)

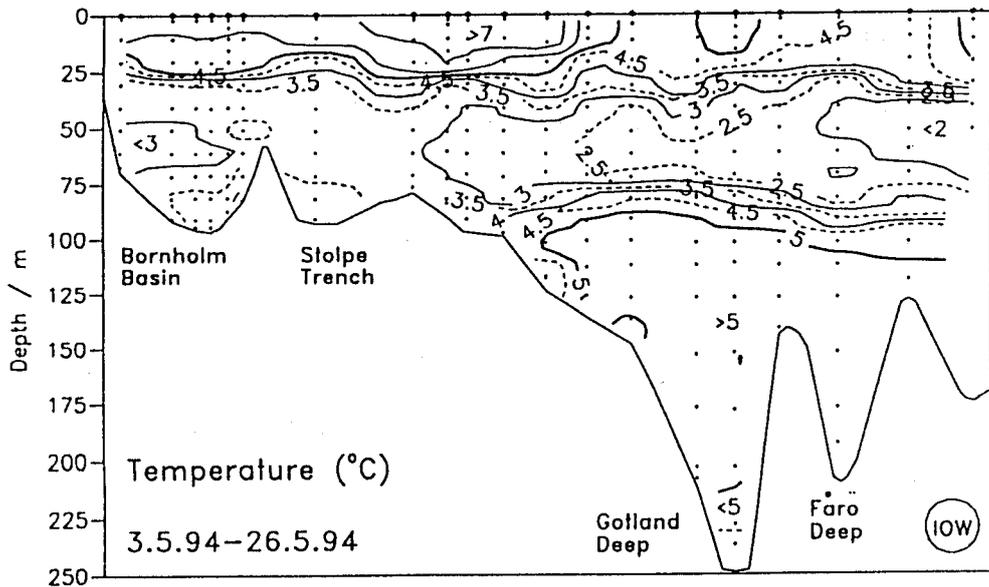
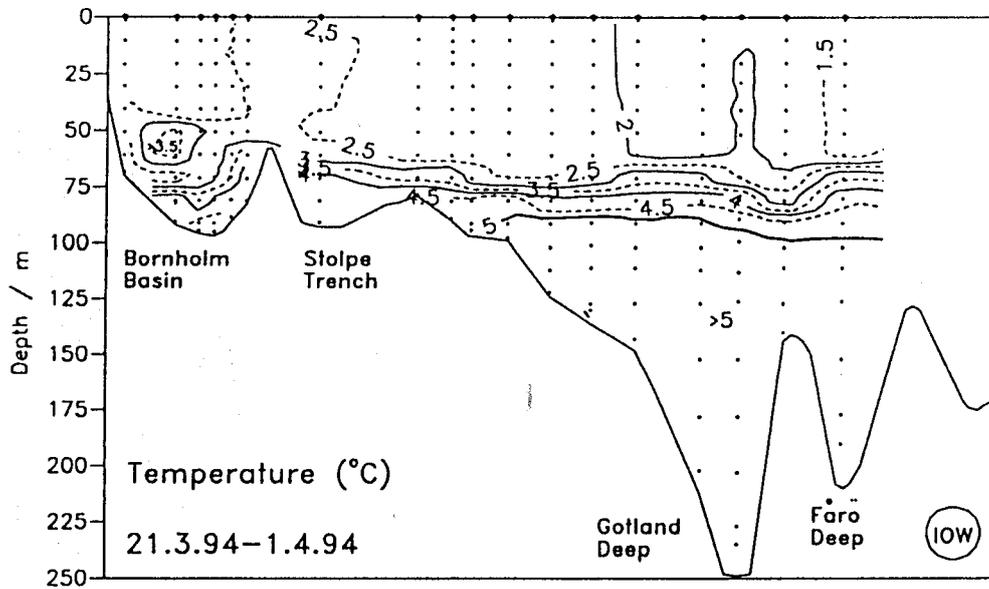
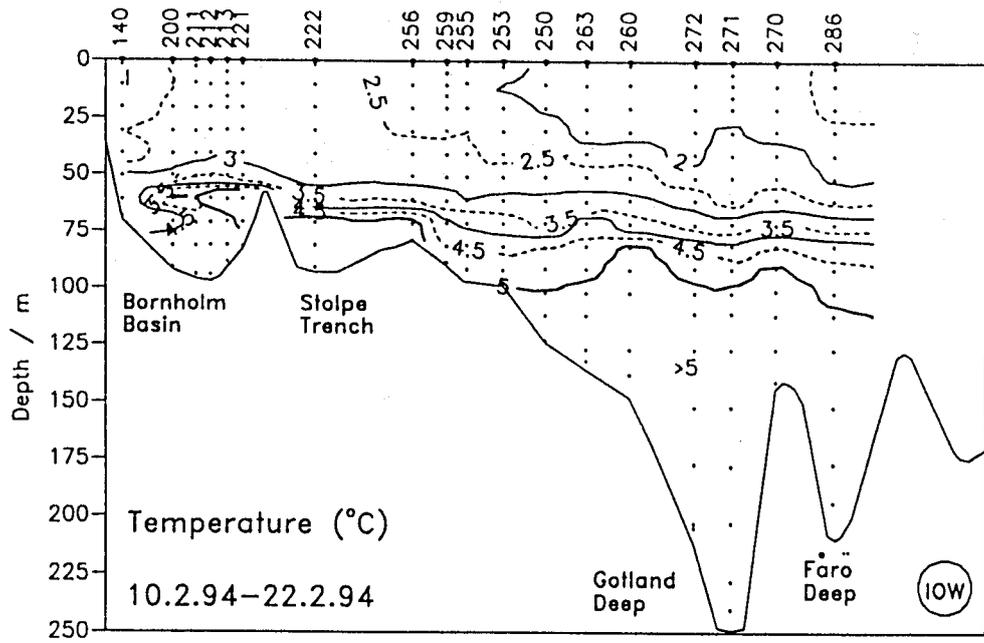


Abb. 11b Temperaturverteilung (Bornholmbecken - östliches Gotlandbecken)

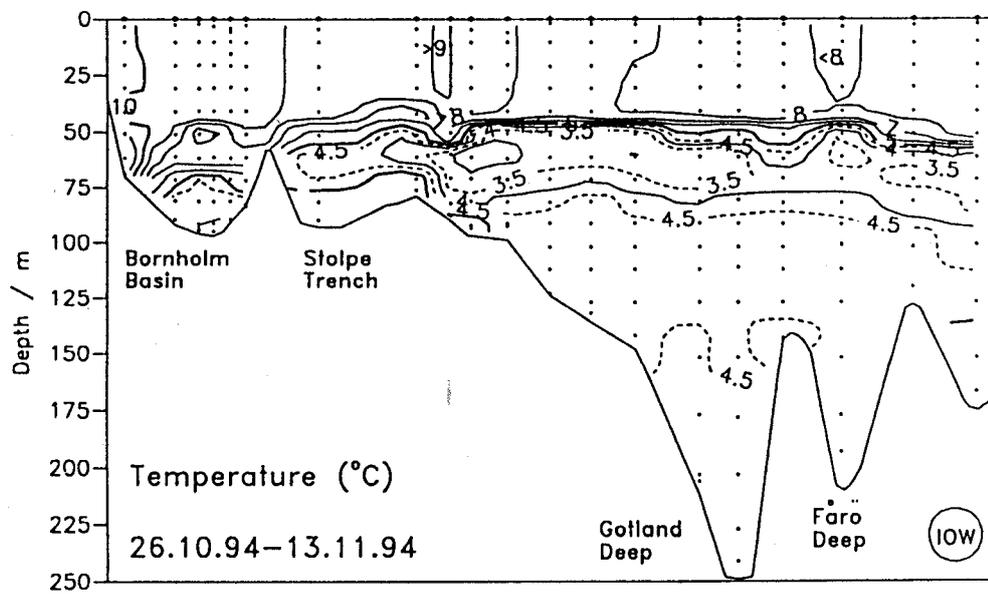
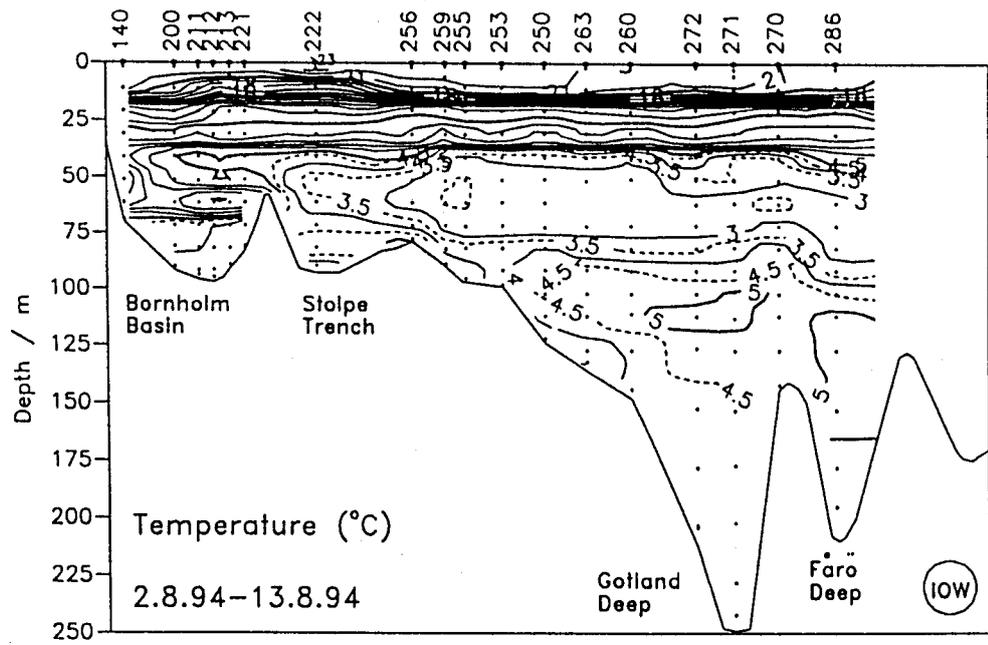


Abb. 11b (Fortsetzung)

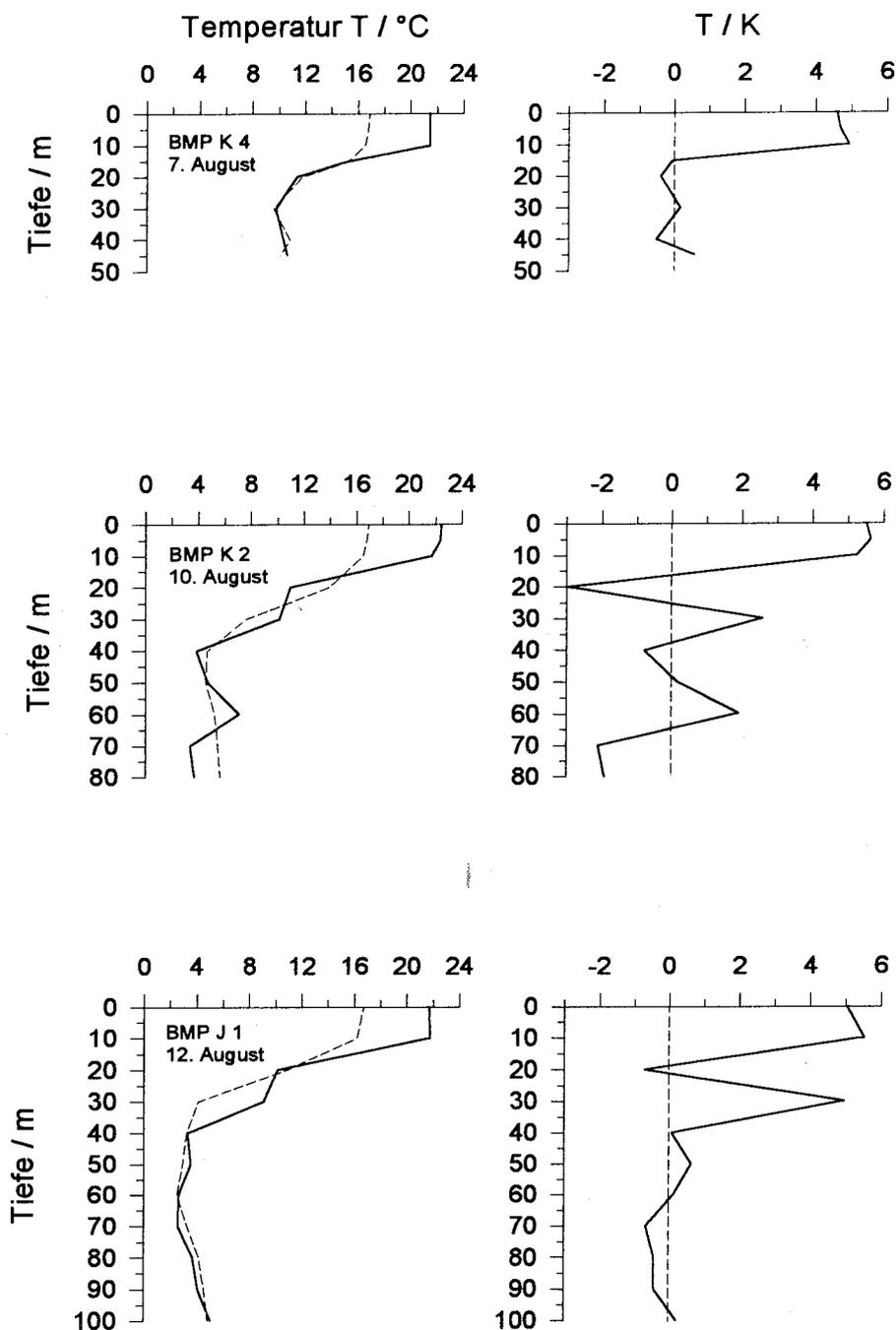


Abb. 12

Vertikalverteilung und Anomalien der Wassertemperatur im Arkona- (109 bzw. BMP K4), Gotland- (271 bzw. BMP J1) und Fårötief (286) nach Daten des IOW sowie im Bornholm- (213 bzw. BMP K2), Landsort- (284 bzw. BMP H3) und Karlsötief (245 bzw. BMP I1) nach Daten des SMHI Göteborg im August 1994

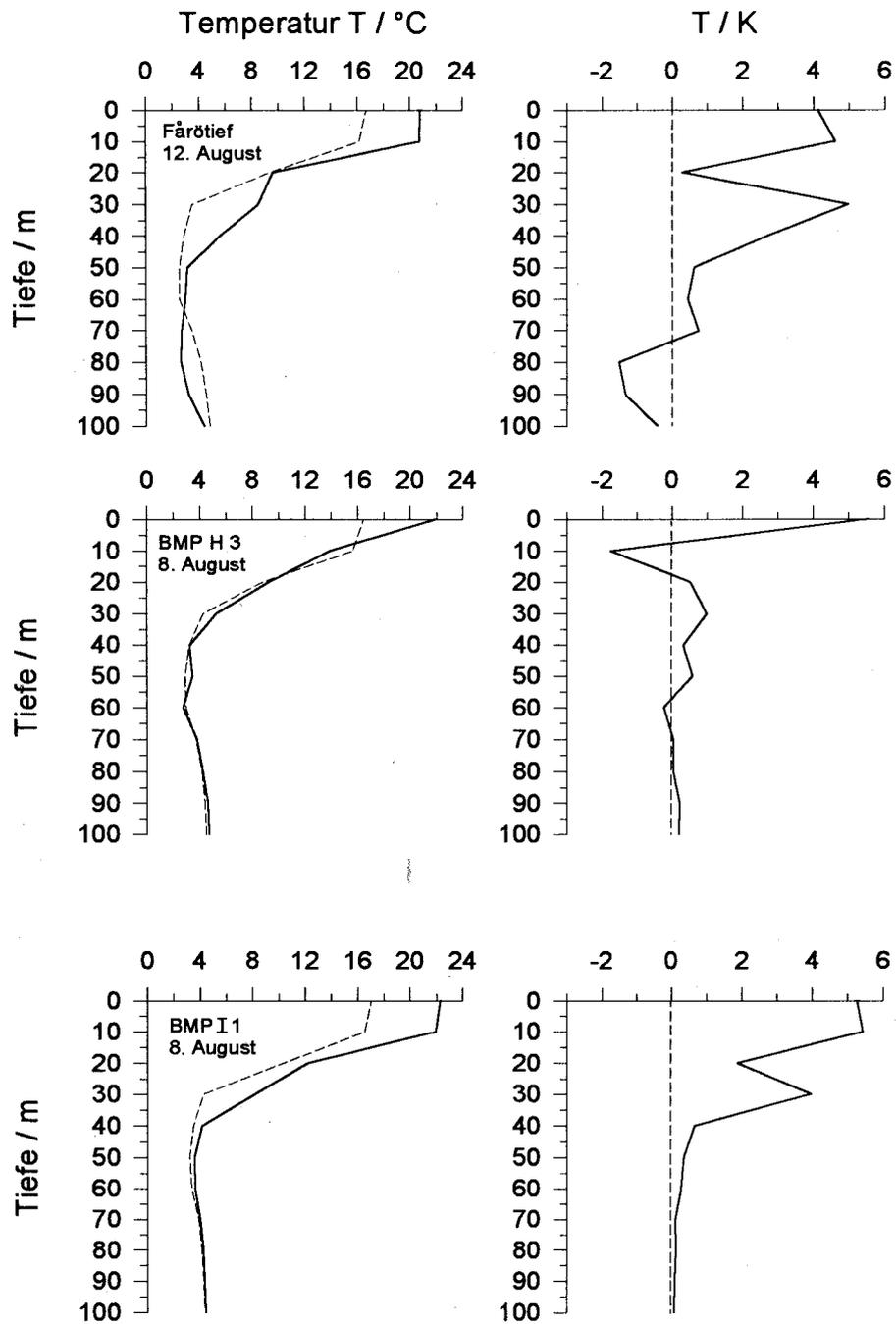


Abb. 12 (Fortsetzung)

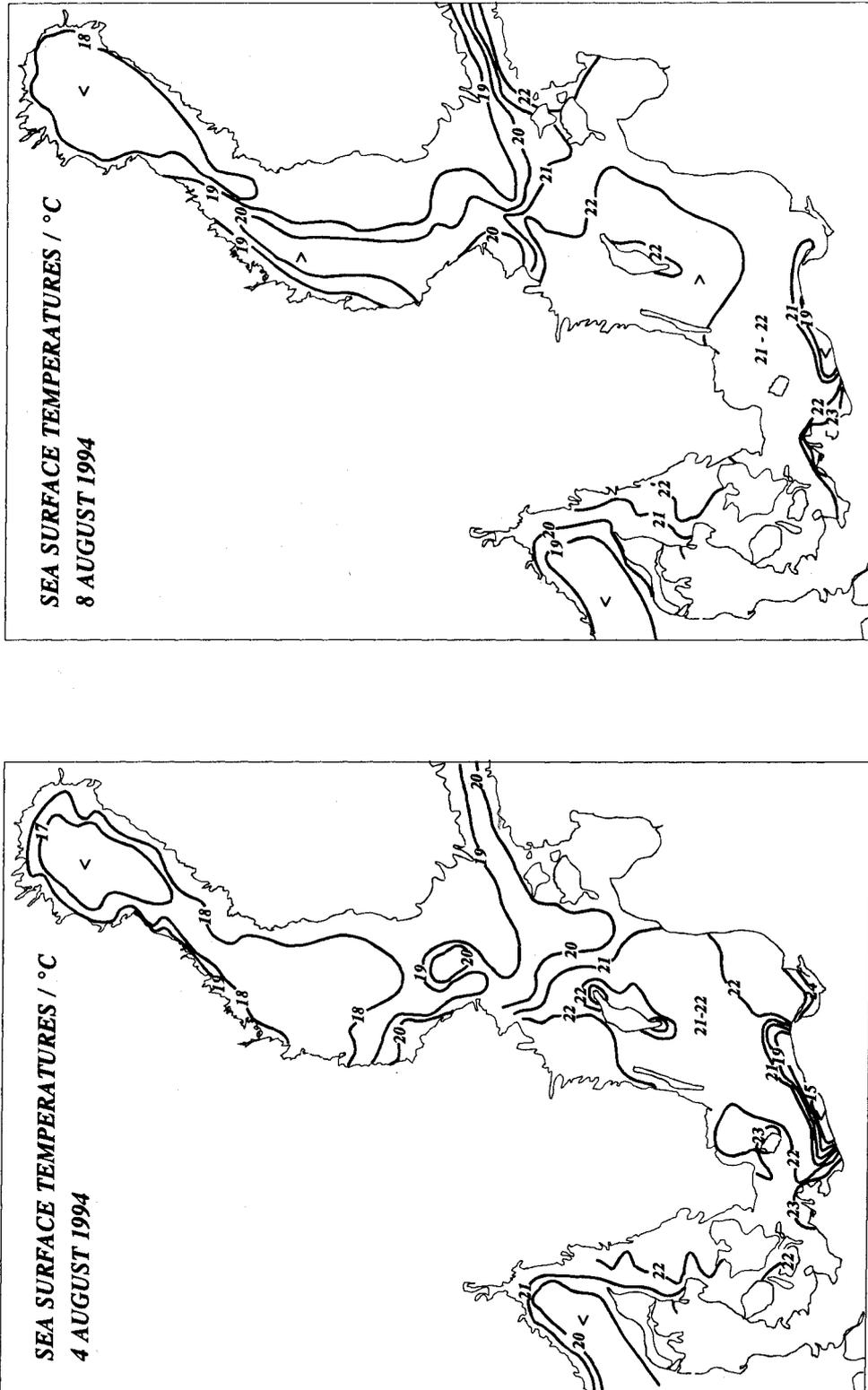


Abb. 13
Verteilung der Oberflächentemperatur in der Ostsee am 4. und 8. August 1994
(bearbeitet nach den Karten Nr. 58 und 59 des SMHI Norrköping)

4.2 Salzgehalt

In Zusammenhang mit der Salzgehaltsverteilung im Jahre 1994 sei auf die Abb. 10 und 14a,b verwiesen. Sie zeigen, daß im Januar 1994 im Arkonabecken Wasserkörper mit Salzgehalten bis 22 PSU vorhanden waren, die dem Einstrom vom Dezember 1993 zugeordnet werden müssen. Der größte Teil des eingeströmten Wassers war aber bereits ins Bornholmbecken abgeflossen, wo das über die Drogden Schwelle eingedrungene Wasser in Grundnähe zu Salzgehalten > 19 PSU geführt hatte. Das über die Darßer Schwelle eingeströmte Wasser (15–16 PSU) drang in mittleren Tiefen oberhalb der grundnahen Wasserschicht im Bornholmbecken auf kürzestem Wege in die zentrale Ostsee vor (Abb. 14b sowie 15K, L).

Auch im März konnten im Arkonabecken über den Sund und über die Darßer Schwelle eingeströmte Wasserkörper identifiziert werden. Während am westlichen Rand des tieferen Beckens Wasser aus dem Sund mit Salzgehalten von 21 PSU lagerte, schichtete sich das Wasser mit 14–17 PSU aus der Beltsee darüber ein (Abb. 14a). Auch das im März eingeströmte Wasser gelangte relativ schnell über das Bornholmbecken und die Stolper Rinne in die zentrale Ostsee und führte in der grundnahen Wasserschicht des Gotlandtiefs (234–238 m Tiefe) zum Anstieg des Salzgehaltes von 11,8 auf 12,4 PSU, jeweils bezogen auf die Jahreshöchstwerte im Mai 1993 und 1994 (Abb. 14b). Damit wurden im Gotlandtief erstmals seit 1988 wieder 12 PSU überschritten. Die 11 PSU-Isohaline wurde im Verlaufe des Jahres von etwa 170 m im Februar auf 120 m angehoben, während die 12 PSU-Isohaline Ende 1994 in etwa 180 m lag.

Der seit 1990 im grundnahen Wasser des Bornholmbeckens beobachtete Anstieg der Jahresmittelwerte des Salzgehaltes hat sich allerdings 1994 nicht fortgesetzt, sondern ist leicht rückläufig (Tabelle 5). Seit 1992 ist jedoch ein deutlicher Anstieg zwischen 0,5 und 0,7 PSU im Tiefenwasser des Gotland-, Färö- und Landsorttief zu verzeichnen, der seit 1993 auch das Karlsötief erfaßt hat.

4.3 Sauerstoff und Schwefelwasserstoff

Die nachfolgenden Ausführungen nehmen Bezug auf die in Abb. 16a,b dargestellte Vertikalverteilung des Sauerstoffs und Schwefelwasserstoffs. Hohe Sauerstoffkonzentrationen, die Sättigungswerten von 140–160 % entsprachen, wurden im Mai 1994 im Oberflächenwasser des östlichen Gotlandbeckens (Stat. 253–263) beobachtet. Sie sind vor allem die Folge einer intensiven Phytoplanktonentwicklung bei gleichzeitig geringer vertikaler Turbulenz.

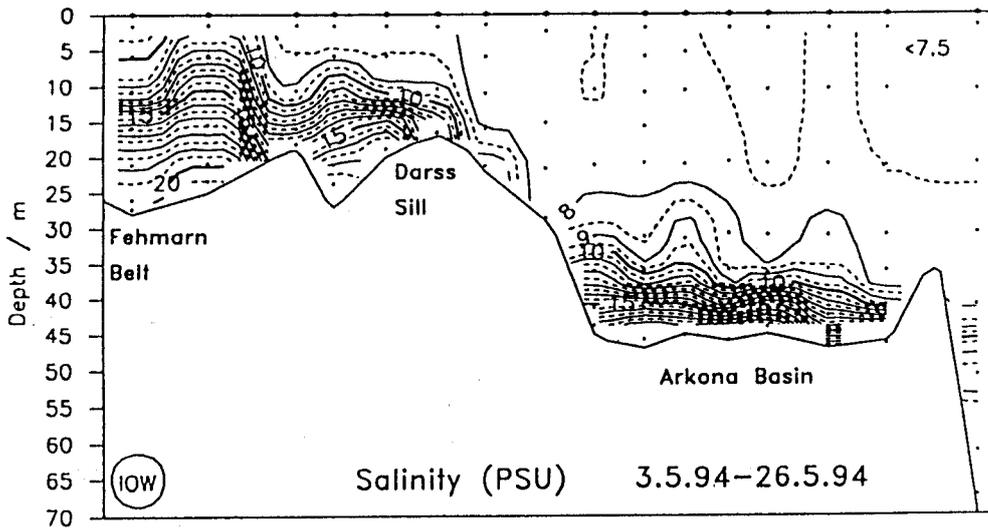
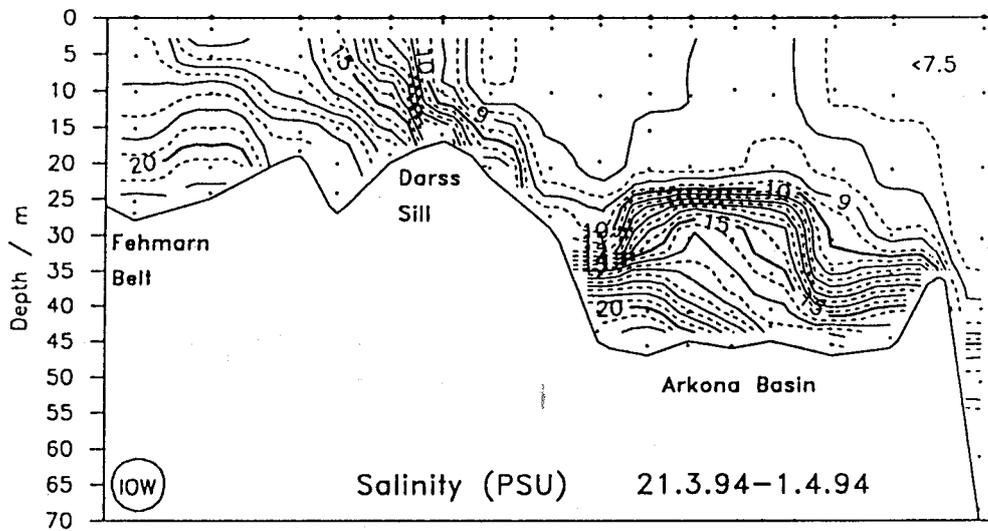
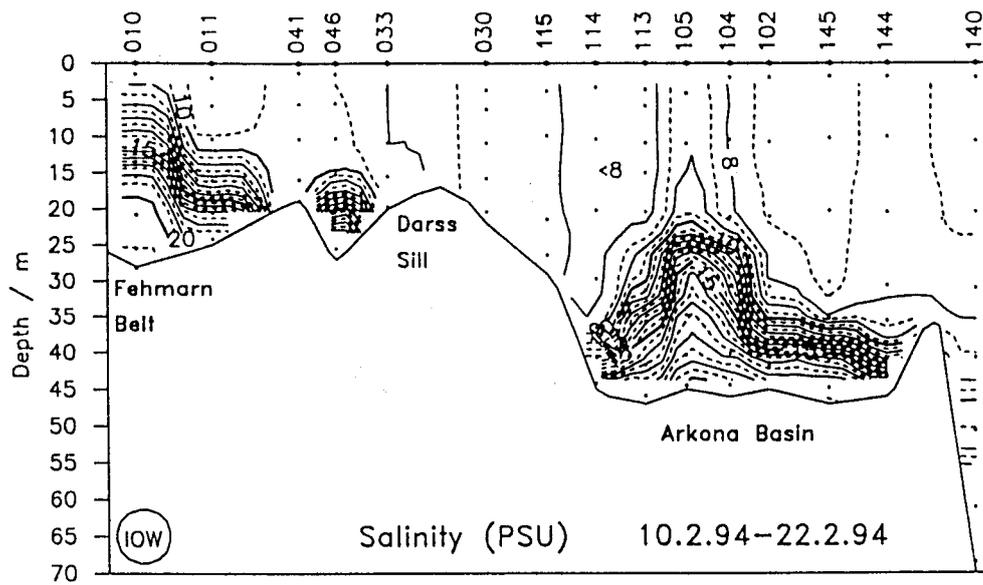


Abb. 14a Salzgehaltsverteilung (Fehmarnbelt - Arkonabecken)

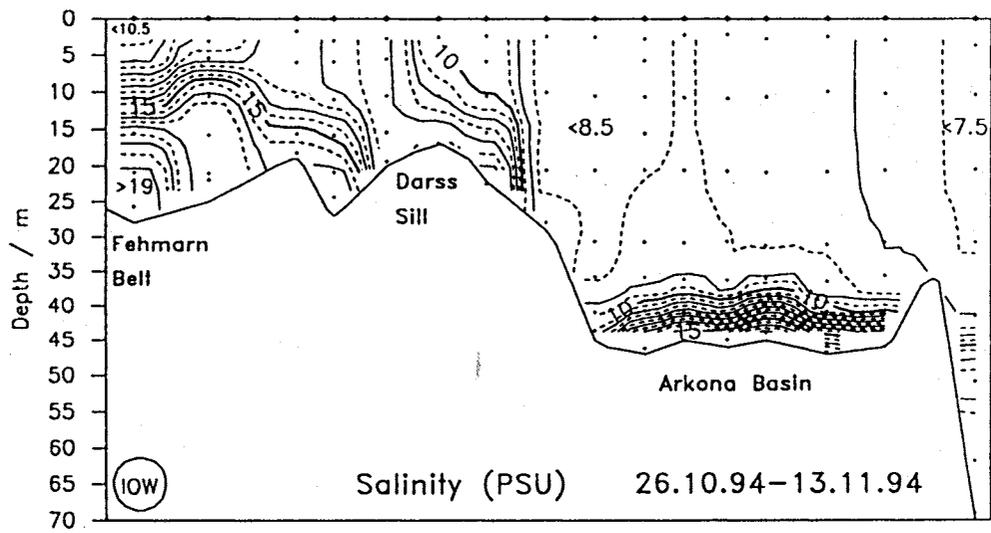
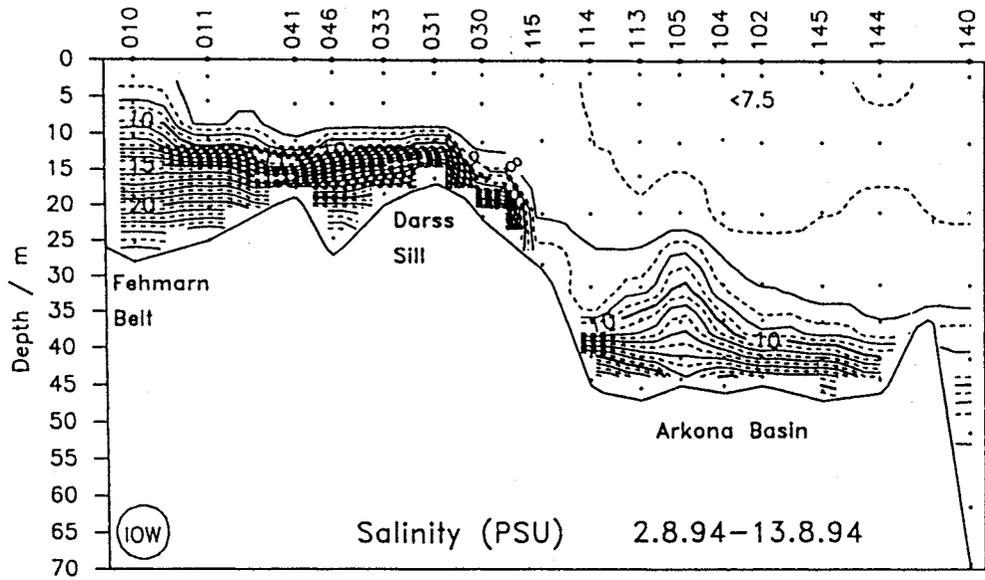


Abb. 14a (Fortsetzung)

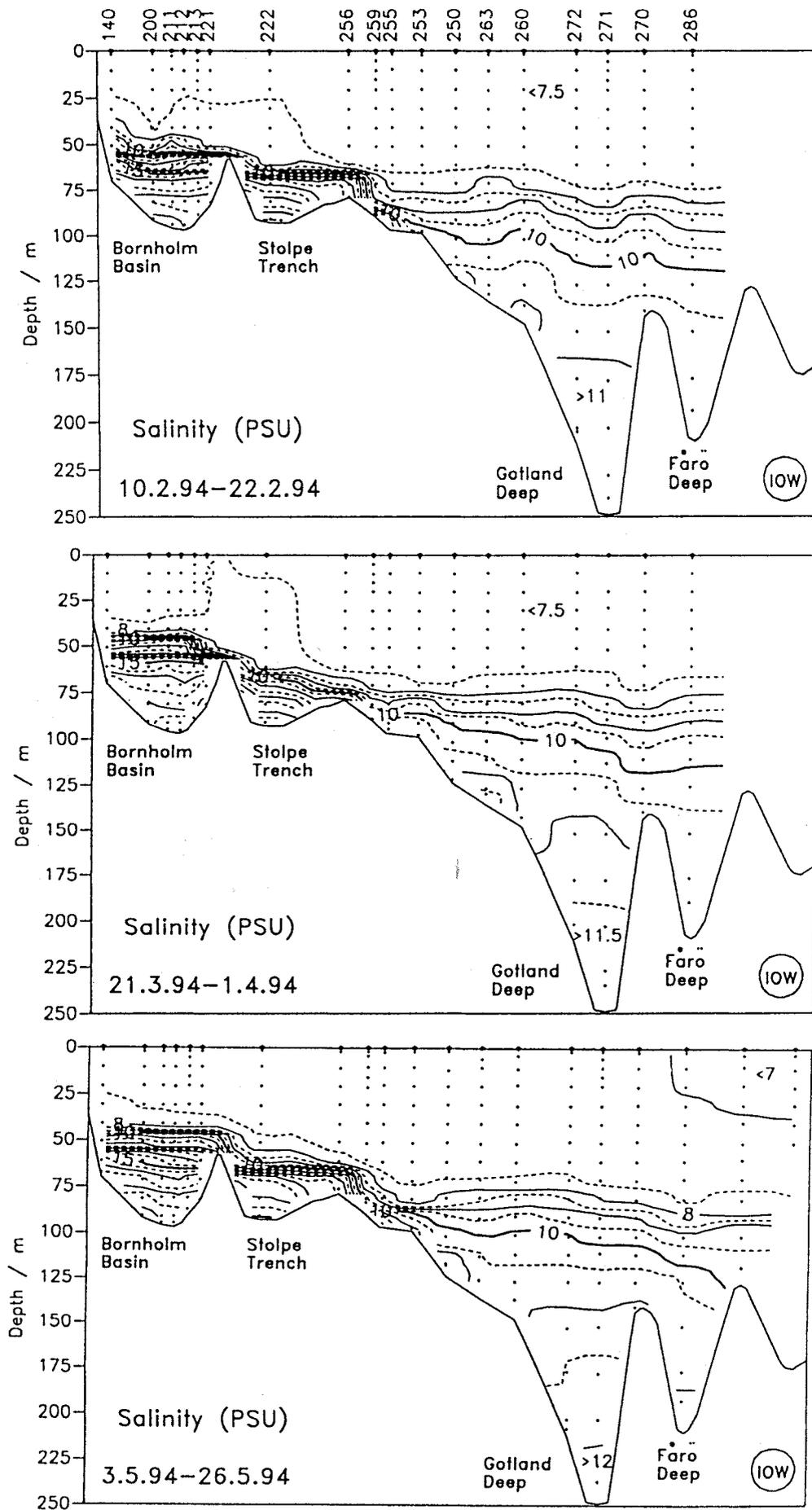


Abb. 14b Salzgehaltsverteilung (Bornholmbecken - östliches Gotlandbecken)

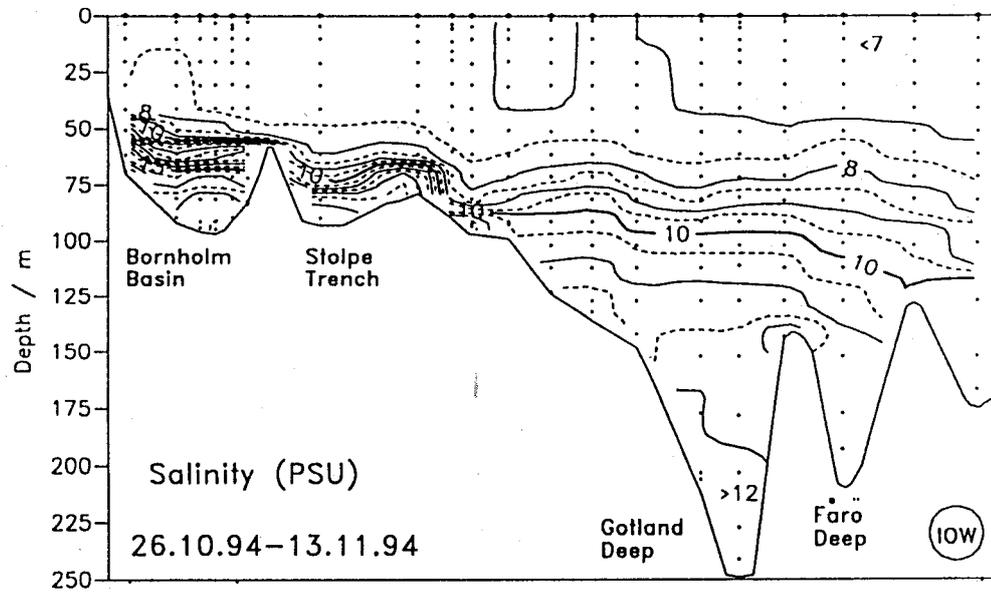
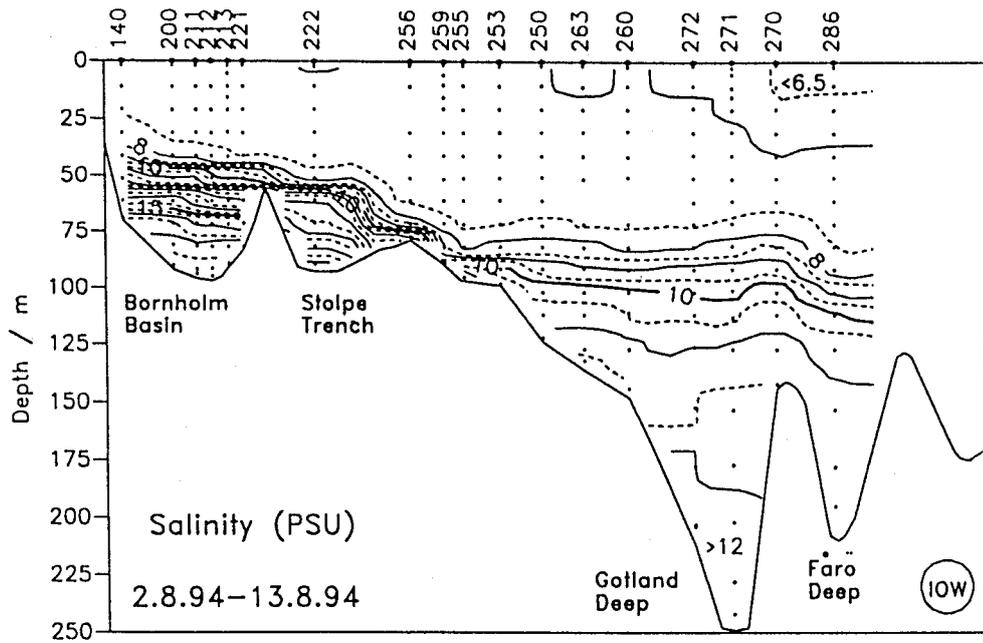


Abb. 14b (Fortsetzung)

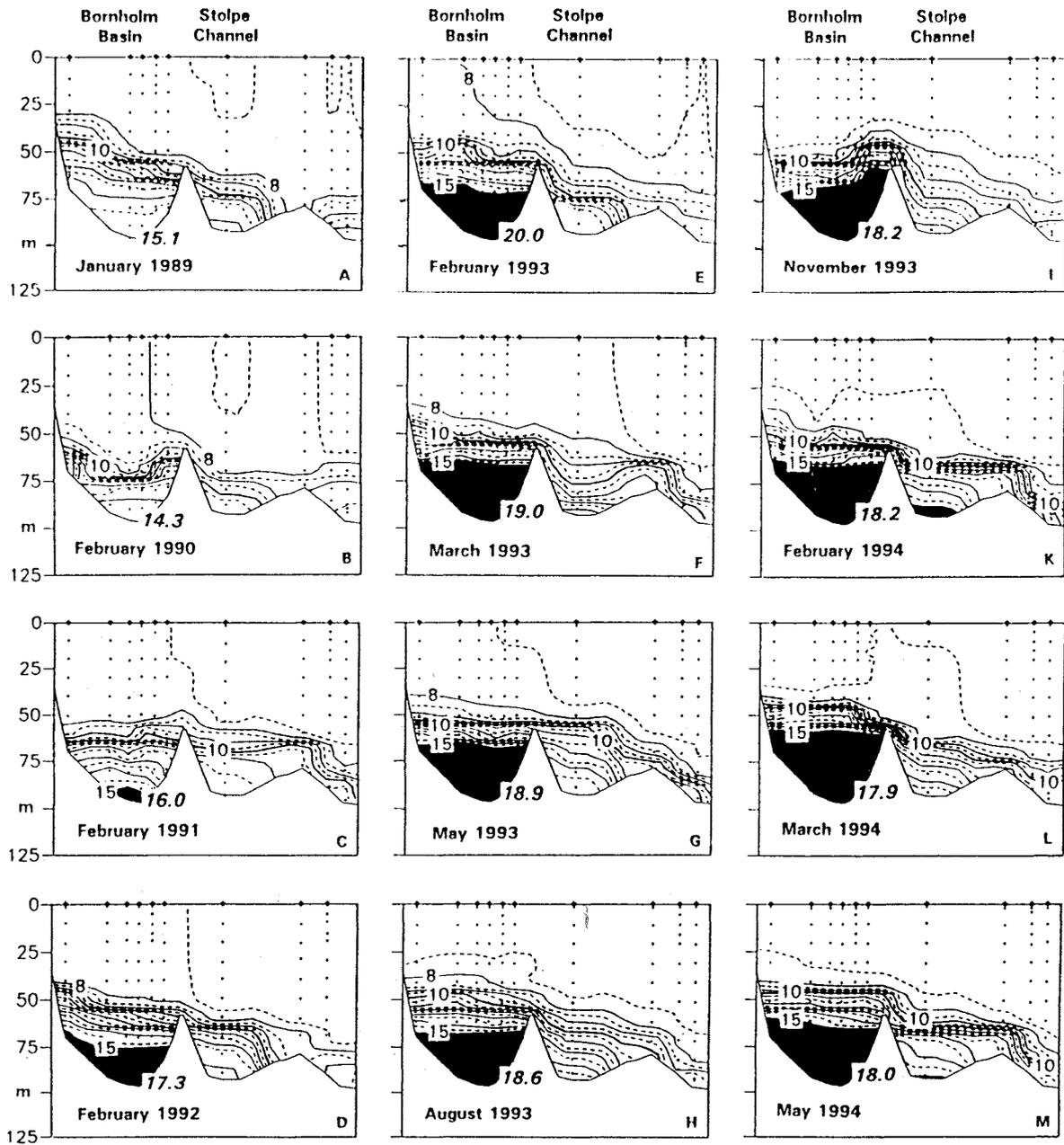


Abb. 15

Veränderungen der halinen Schichtungsverhältnisse im Bornholmbecken und in der Stolper Rinne zwischen 1989 und 1994 (schwarz: Salzgehalte ≥ 15 PSU; kursive Ziffern: maximale Salzgehalte)

Die extrem hohen Temperaturen, die im August verbreitet in der Deckschicht der westlichen und zentralen Ostsee gemessen wurden (vgl. Kapitel 4.1), traten zusammen mit Sauerstoffsättigungswerten von 104–110 % auf. Dadurch wurde die geringere Löslichkeit des Sauerstoffs bei höheren Temperaturen kompensiert, so daß nur vereinzelt Konzentrationen unter $6 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ gemessen wurden.

Das intermediäre Sauerstoffmaximum des kalten Zwischenwassers, in dem die winterlichen Bedingungen konserviert sind, betrug im östlichen Gotlandbecken im August nur $7,7\text{--}7,9 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ und lag 30–40 m oberhalb des Temperaturminimums. Es wies eine negative Anomalie von $0,2\text{--}0,3 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ auf, für die nicht allein der nur mäßig kalte Winter, sondern auch Sauerstoffzehrungsprozesse verantwortlich gemacht werden müssen.

Advective Prozesse und vertikale Vermischung führen in jedem Herbst zum Austausch und damit zur Sauerstoffversorgung des Tiefenwassers in den westlichen Teilgebieten der Ostsee (MATTHÄUS, 1975, 1978; NEHRING, 1981; Abb. 16a). Im Gegensatz dazu wird das Tiefenwasser des Bornholmbeckens und der anderen zentralen Ostseebecken nur in unregelmäßigen Abständen erneuert. Voraussetzung hierfür sind Salzwassereinträge oder zumindest Einströme salzreicheren Wassers in die Ostsee.

Die Einströme im Dezember 1993 und im März 1994 (vgl. Kapitel 3.2 und 4.2), die nicht das Ausmaß von Salzwassereinträgen erreichten, führten nur zu einem partiellen Austausch des Tiefenwassers im Bornholmbecken, so daß dort lediglich ein relativ geringer Anstieg des Sauerstoffgehalts zu verzeichnen war. Einzelne hohe Werte, die auf eine inhomogene Verteilung hindeuten, wurden vor allem im Mai beobachtet (Abb. 16b). Eine nachhaltige Sauerstoffversorgung des Tiefenwassers war nicht damit verbunden, so daß die Sauerstoffkonzentrationen im August bereits wieder auf $0,5 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ abgesunken waren und im weiteren Jahresverlauf auf diesem Wert verharrten.

Sehr ungünstig entwickelten sich die Sauerstoffverhältnisse im Danziger Tief (Stat. 233). Nachdem auf dieser Station im Mai 1994 noch Sauerstoffkonzentrationen über $3 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ in Grundnähe (106 m Tiefe) vorhanden waren, hatte im November die Ausbreitung von Schwefelwasserstoff begonnen (vgl. auch Abb. 1).

Im östlichen Gotlandbecken hatte der Einstrom salz- und sauerstoffreicherer Wassermassen bereits im Februar eingesetzt (Abb. 16b). Im Gotlandtief und im Färötief herrschten jedoch noch anoxische Bedingungen.

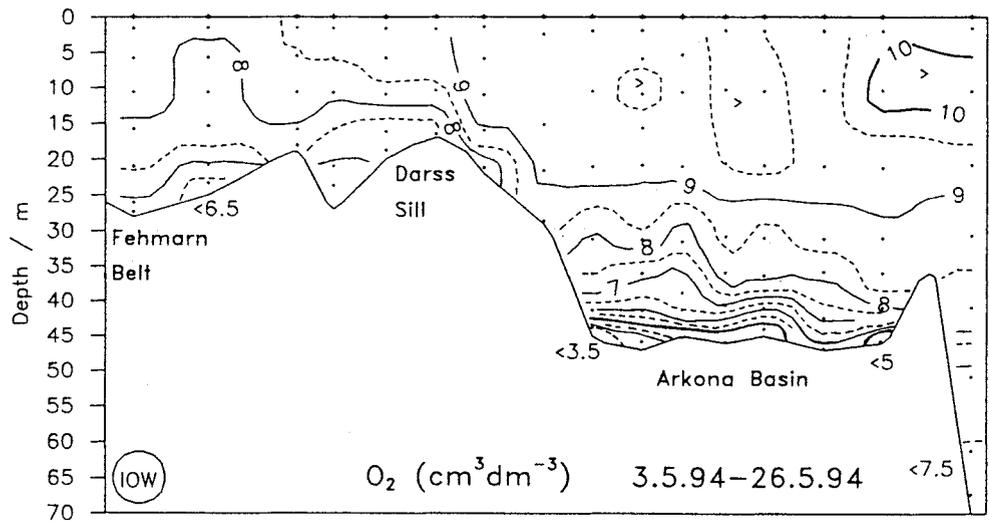
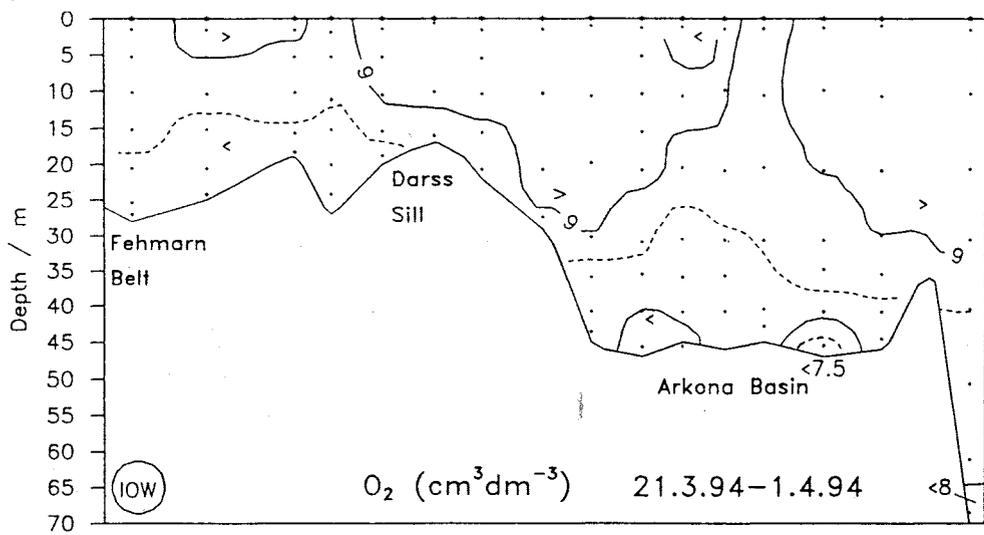
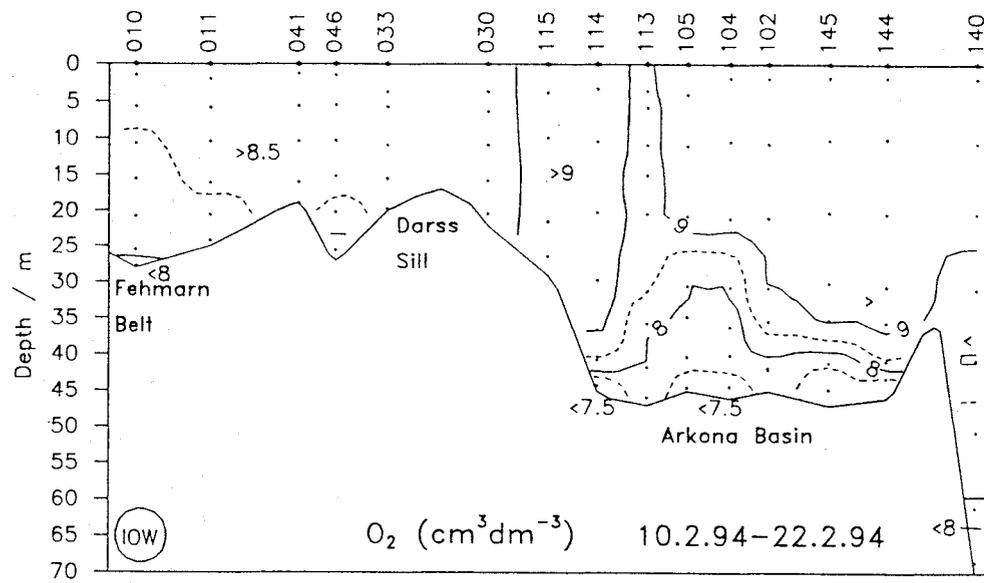


Abb. 16a Sauerstoffverteilung (Fehmarnbelt - Arkonabecken)

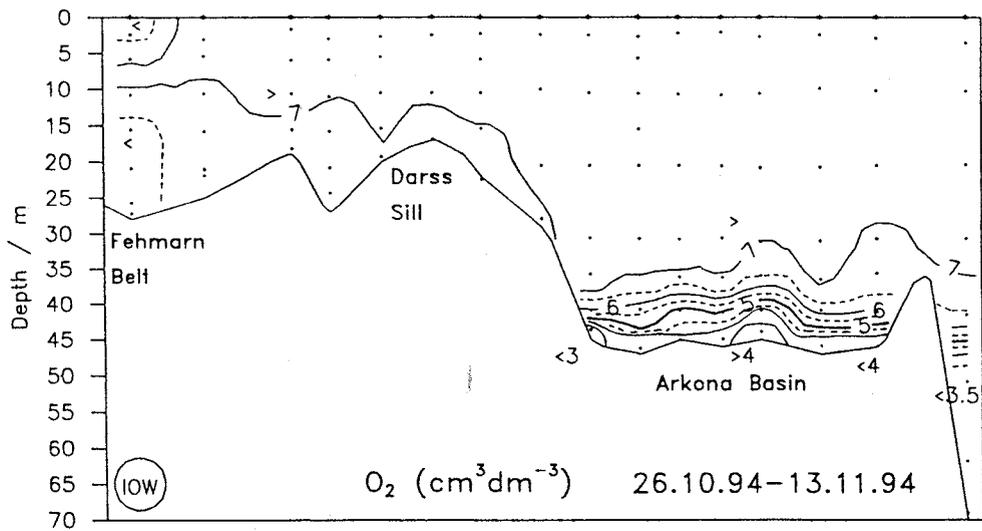
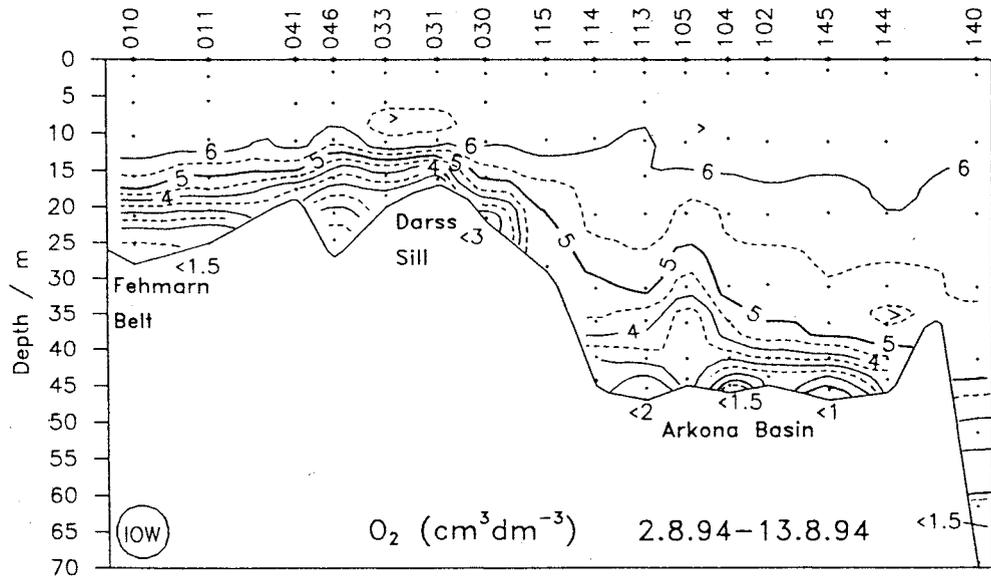


Abb. 16a (Fortsetzung)

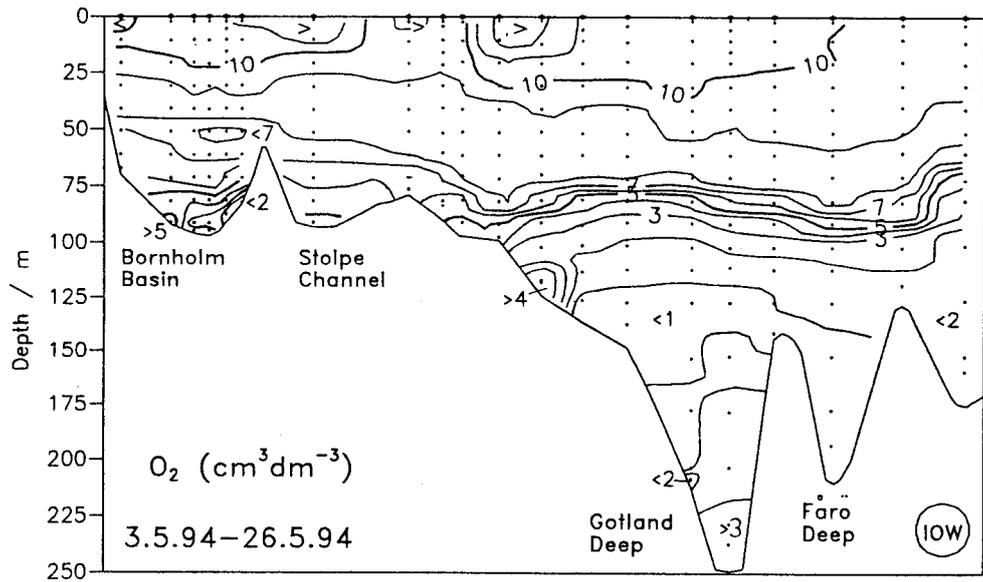
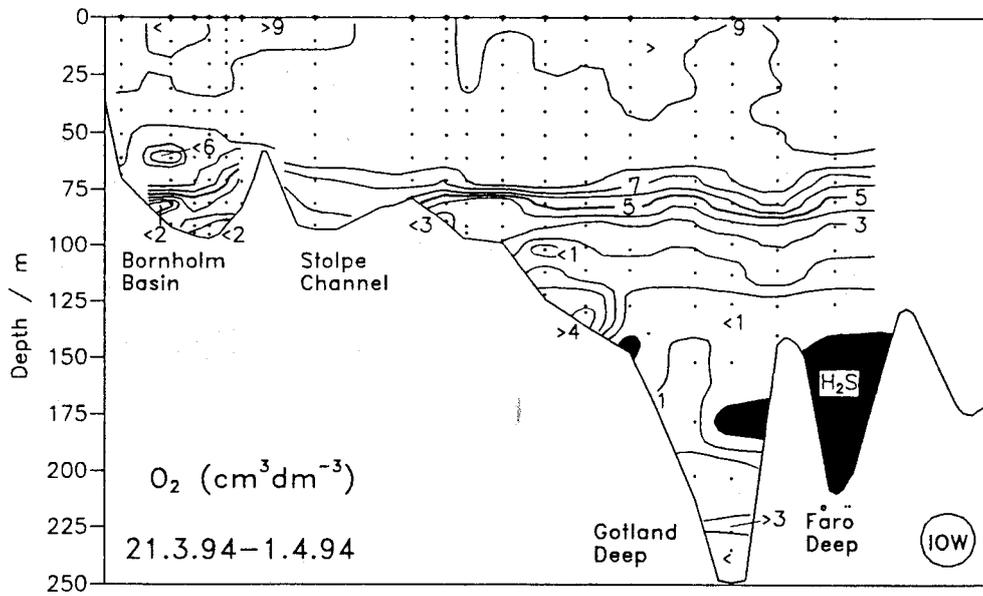
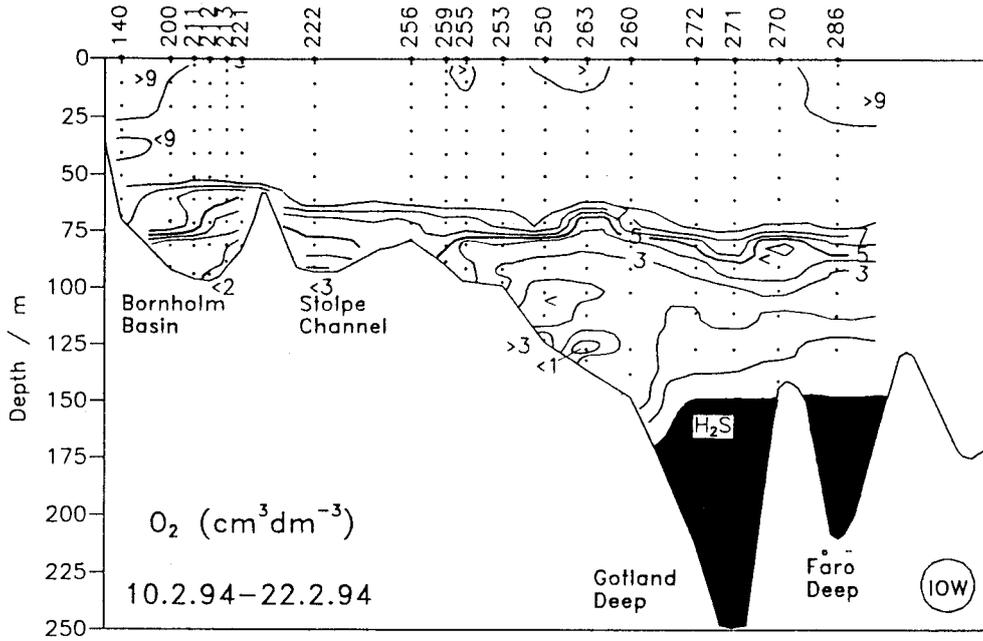


Abb. 16b Sauerstoffverteilung (Bornholmbecken – östliches Gotlandbecken)

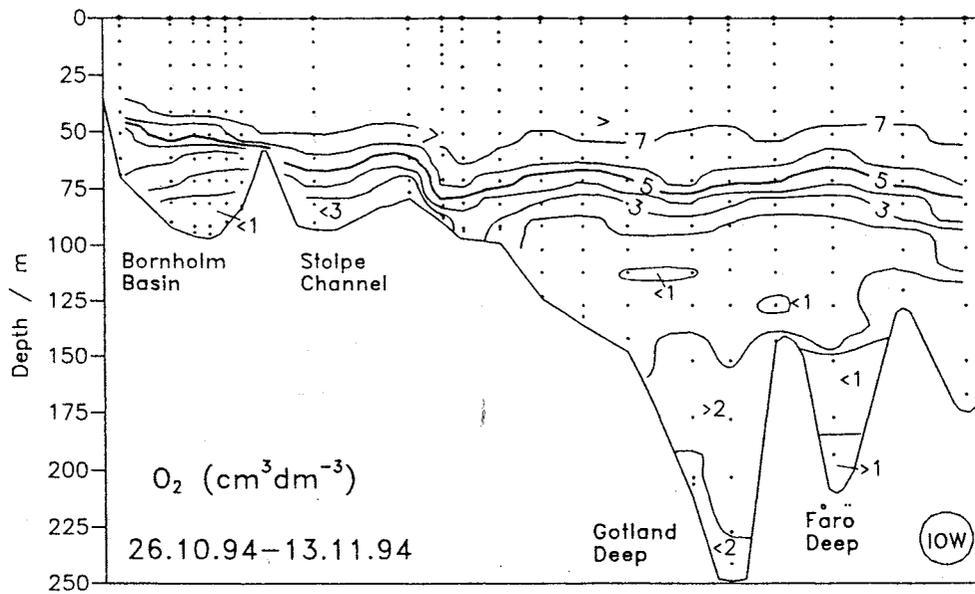
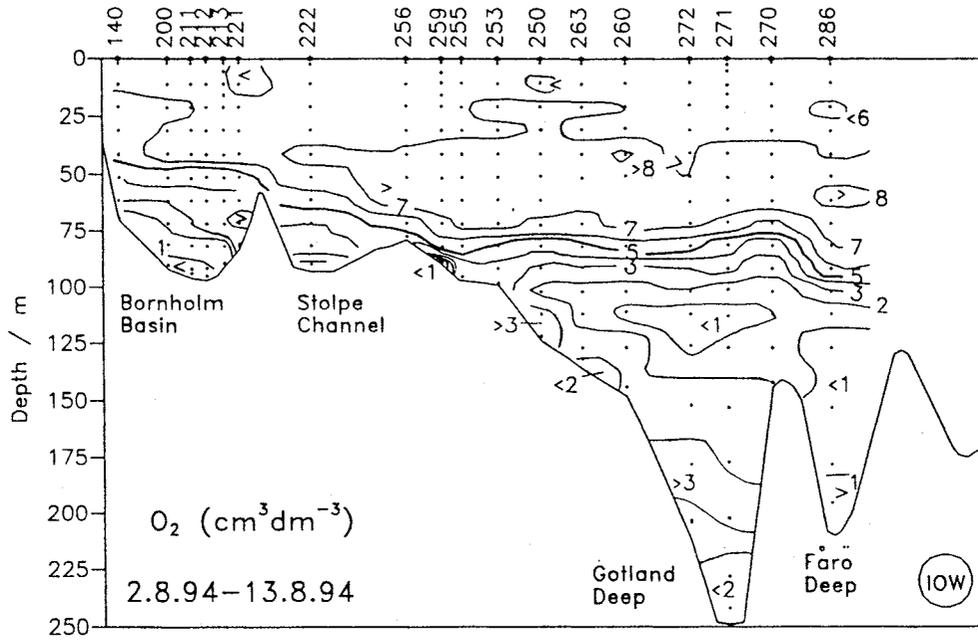


Abb. 16b (Fortsetzung)

Eine weitere Intensivierung des Einstroms zeichnete sich Ende März ab, als im Tiefenwasser der Stolper Rinne Sauerstoffkonzentrationen über $5 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ registriert wurden. In den letzten 25 Jahren wurden ähnlich hohe Konzentrationen in diesem Kanal, durch den sich der Austausch des Tiefenwassers zwischen Bornholmbecken und östlichem Gotlandbecken vollzieht, nur 1972, 1976 und 1987, jeweils im Mai, beobachtet.

Unabhängig von der Intensivierung des Einstroms im Bereich der Stolper Rinne war Ende März 1994 die Wasserumschichtung im Gotlandtief fast beendet, während im Fårötief weiterhin Schwefelwasserstoff vorlag.

Die Fortdauer des Einstroms hatte im Mai zu einem weiteren Anstieg der Sauerstoffkonzentrationen im Gotlandtief geführt. Unterhalb einer sauerstoffarmen Zwischenschicht mit ehemals stagnierendem Tiefenwasser wurden Konzentrationen bis zu $3,85 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ in 237 m Tiefe registriert.

Im Mai waren auch im Fårötief bis in Grundnähe oxische Bedingungen vorhanden. Damit war die gesamte Ostsee zum ersten Mal seit 1977 wieder frei von Schwefelwasserstoff (vgl. auch Abb. 1). Obgleich der Sauerstoffgehalt im weiteren Jahresverlauf abnahm, herrschten bis November 1994 mit Ausnahme des Danziger Tiefs relativ günstige Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der zentralen Ostseebecken.

Vergleicht man die Jahresmittelwerte des Sauerstoffgehalts im Tiefenwasser der zentralen Ostsee, die in Tabelle 5 für die letzten 5 Jahre zusammengefaßt sind, so ist im Bornholmtief nach dem Maximum im Jahre 1993 wieder eine Abnahme zu verzeichnen. Die Werte liegen aber immer noch deutlich über dem 1990 beobachteten Minimum. Im Gotlandtief und im Fårötief dominierten 1994 erstmals wieder oxische Bedingungen, obgleich auf beiden Stationen zu Jahresbeginn noch Schwefelwasserstoff vorhanden war. Das Landsorttief und das Karlsötief wiesen die geringsten zwischenjährlichen Fluktuationen im Sauerstoffgehalt auf. Die Jahresmittelwerte beider Stationen waren 1993 durch Maxima gekennzeichnet.

Auf einigen Stationen (u.a. 133 und 164) in der Pommernbucht wurde im August 1994 erstmalig Schwefelwasserstoff beobachtet. Die in der grundnahen Wasserschicht (10–14 m) gemessenen Konzentrationen erreichten Höchstwerte von 1,9–2,1 mg $\text{H}_2\text{S}/\text{dm}^3$. Gleichzeitig wurden an der Wasseroberfläche Sauerstoffsättigungswerte von 116 %, entsprechend $6,6 \text{ cm}^3 \text{ O}_2/\text{dm}^3$, ermittelt. Diese Verteilung des Schwefelwasserstoffs und Sauerstoffs deutet auf extreme Gradienten des Redoxpotentials hin.

4.4 Nährsalze

Tabelle 6 sowie Abb. 17a,b und 18a,b geben Auskunft über die Winterkonzentrationen der anorganischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen in der Oberflächenschicht, die dort in der lichtarmen Jahreszeit akkumuliert werden und später die Phytoplanktonentwicklung limitieren. Generell sind die Konzentrationen in den flachen westlichen Teilgebieten der Ostsee höher als in der eigentlichen Ostsee. Signifikante Unterschiede im Vergleich zu den Vorjahren bestanden 1994 nicht. Ausnahmen bildeten jedoch die Stationen in der Lübecker Bucht und in der Oderbucht (Tabelle 6), an denen ähnlich wie 1993 deutlich höhere Winterkonzentrationen auftraten.

Die Nährsalzverarmung durch die Phytoplanktonentwicklung, die im März in den westlichen Teilgebieten der Ostsee beginnt (KAISER, SCHULZ, 1978), verlief im Frühjahr 1994 zunächst relativ langsam (Abb. 17a und 18a). Sie hatte im Mai aber alle untersuchten Ostseeregionen erfaßt. In dieser Jahreszeit und im August lagen die Phosphat- und Nitratkonzentrationen in der Oberflächenschicht teilweise an der Grenze der analytischen Nachweisbarkeit. Ähnlich wie im Vorjahr (NEHRING et al., 1994a,b) begann die Nährsalzakkumulation in dieser Schicht auch im Herbst 1994 nur zögerlich.

Im Februar und März 1994 wurden im Tiefenwasser der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens überdurchschnittlich hohe Nitratkonzentrationen beobachtet (Abb. 18a). Der Phosphatgehalt (Abb. 17a) zeigte dagegen keine Extremwerte.

In den flachen westlichen Teilgebieten der Ostsee wird nahezu die gesamte Wassersäule in die Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons einbezogen. Sie war daher auch im Mai 1994 an Phosphat und Nitrat verarmt (Abb. 17a und 18a). Mit zunehmender thermohaliner Schichtung entsteht jedoch im weiteren Jahresverlauf stagnierendes Tiefenwasser, in dem diese Nährsalze angereichert werden. Die stagnierenden Bedingungen bleiben solange erhalten, bis mit Beginn des Winterhalbjahres advective Prozesse die Oberhand gewinnen.

Die Nährsalzverteilung im Tiefenwasser der zentralen Ostsee, dessen Erneuerung nur sporadisch durch lateralen Austausch erfolgt, wurde 1994 vor allem im östlichen Gotlandbecken durch die beiden Einströme vom Dezember 1993 und März 1994 geprägt (vgl. Kapitel 3.2). Die Zufuhr phosphatärmeren und nitratreicheren Tiefenwassers in dieses Becken hatte bereits im Februar begonnen und Ende März eine weitere Intensivierung erfahren (Abb. 17b und 18b). Zu diesem Zeitpunkt waren im Gotlandtief nur

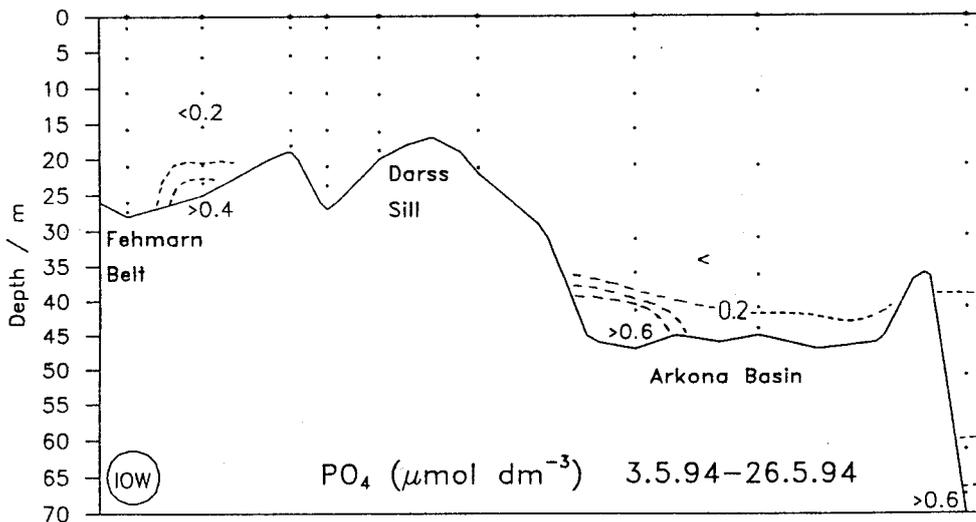
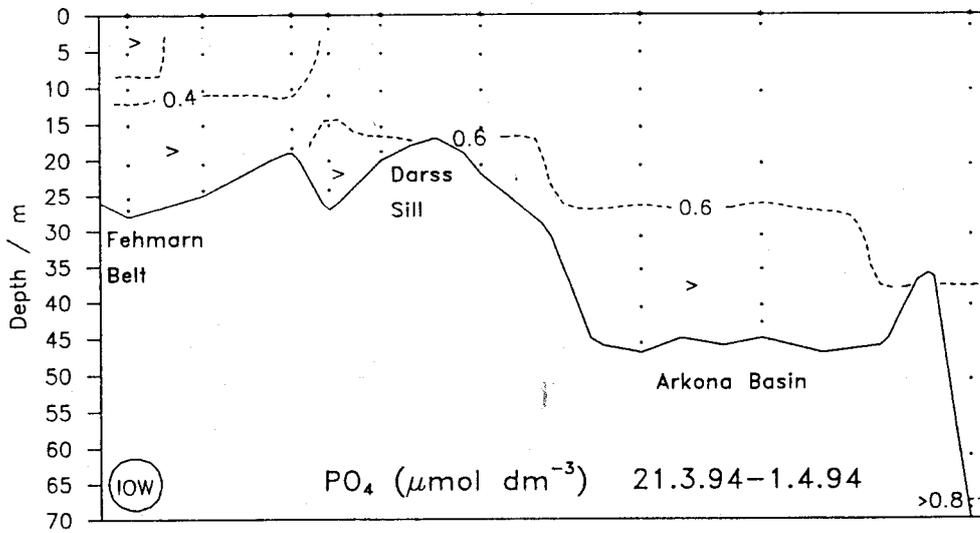
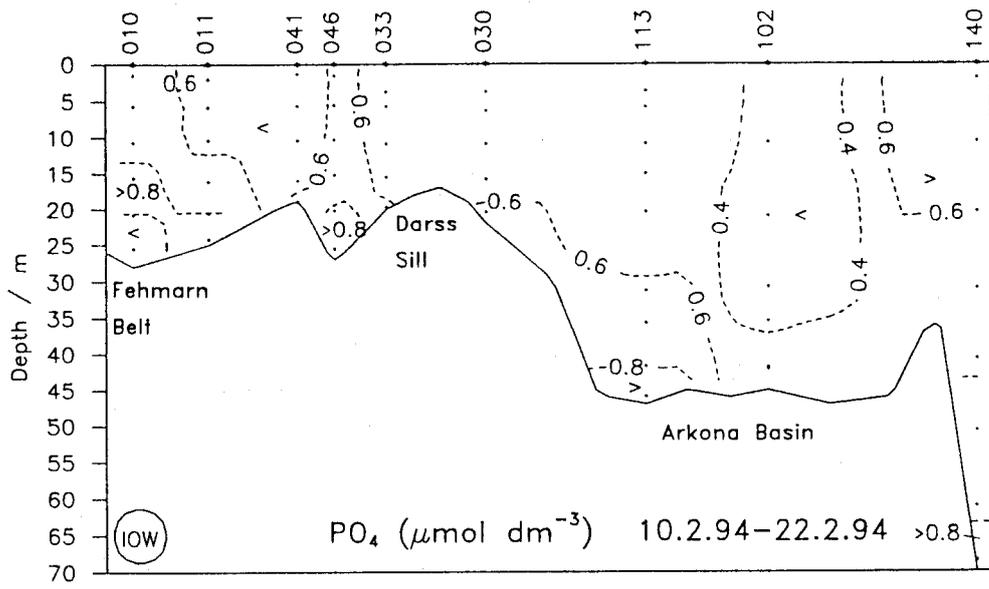


Abb. 17a Phosphatverteilung (Fehmarnbelt - Arkonabecken)

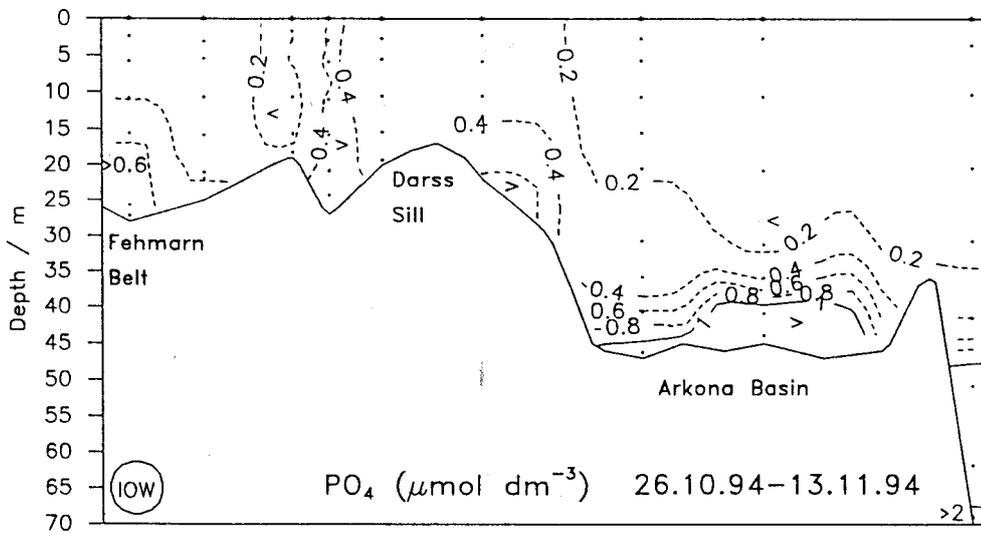
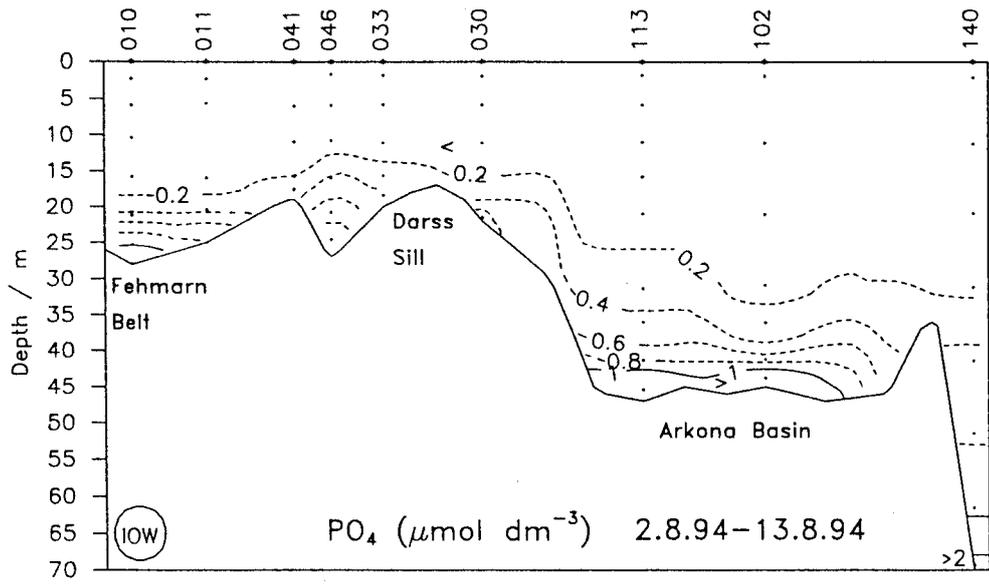


Abb. 17a (Fortsetzung)

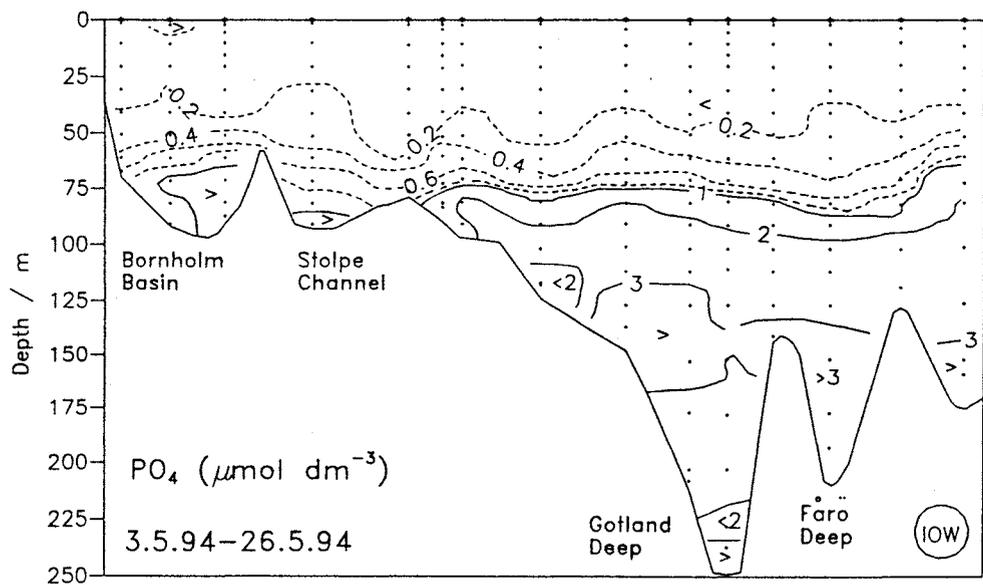
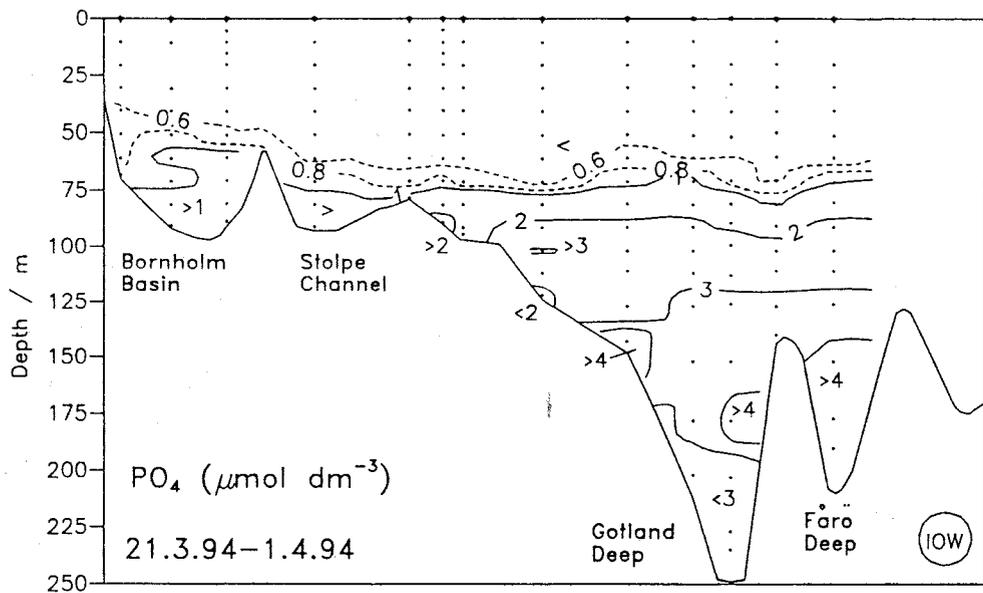
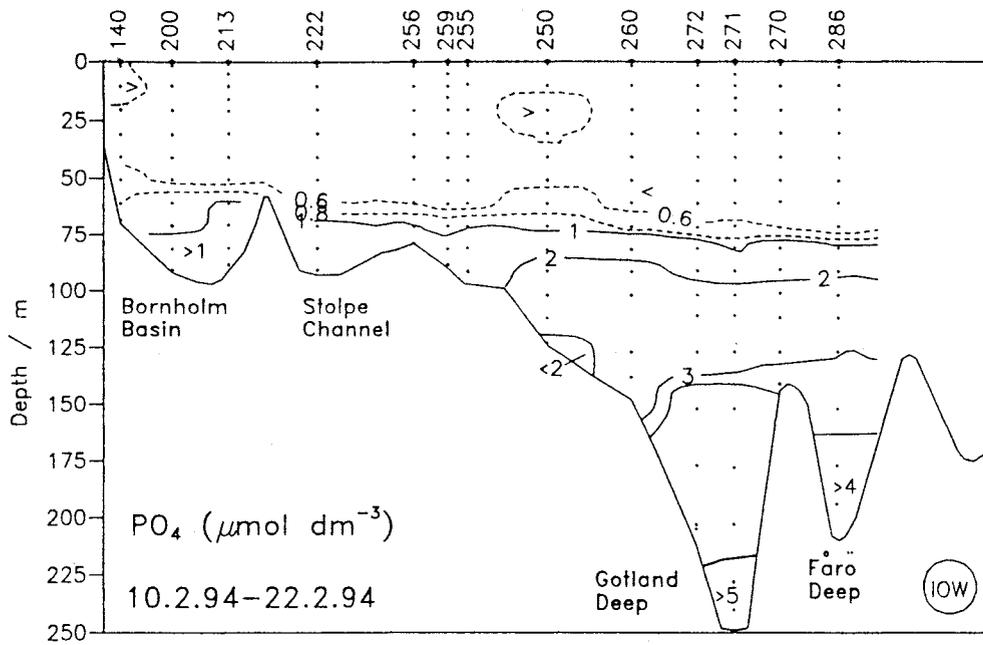


Abb. 17b Phosphatverteilung (Bornholmbecken - östliches Gotlandbecken)

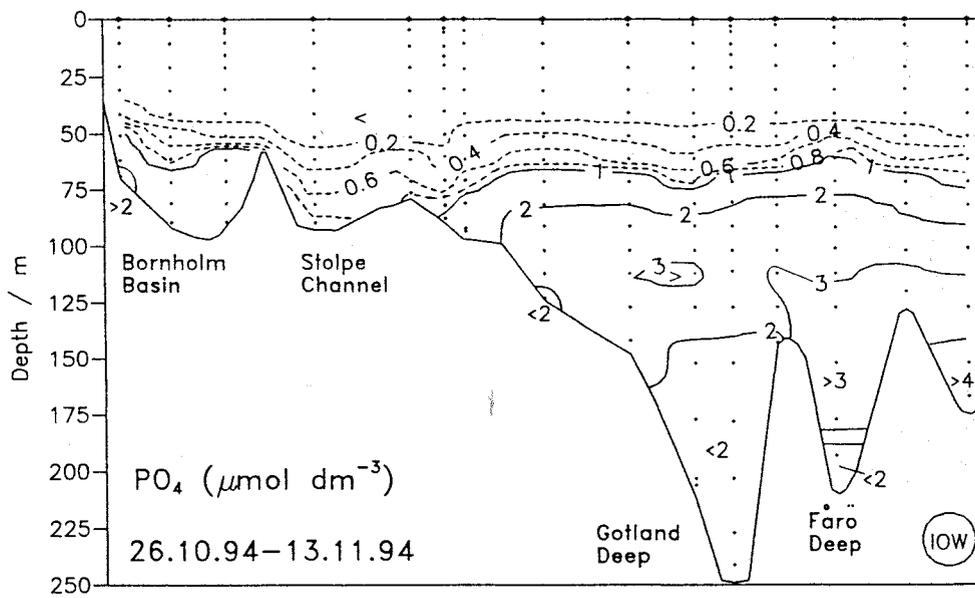
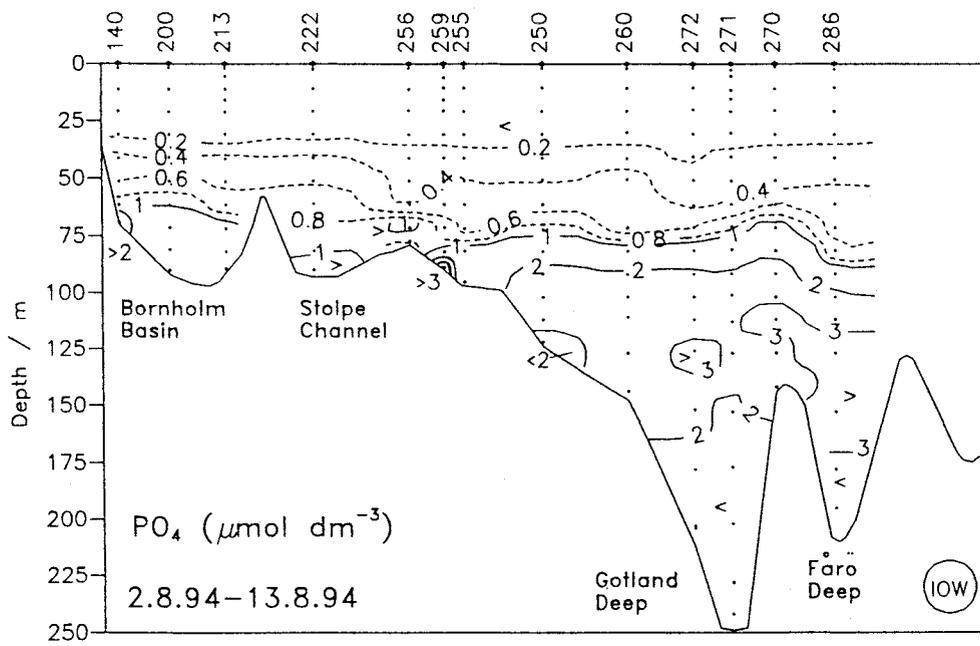


Abb. 17b (Fortsetzung)

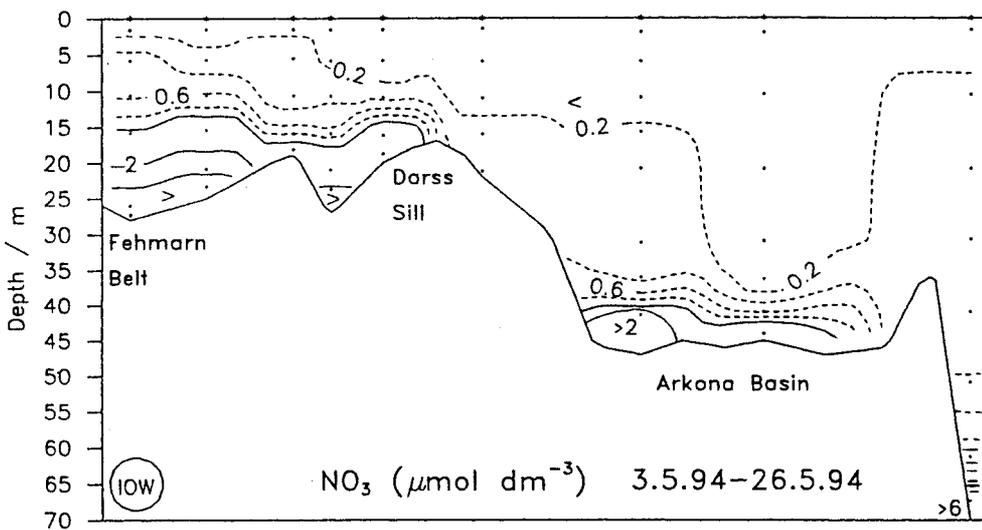
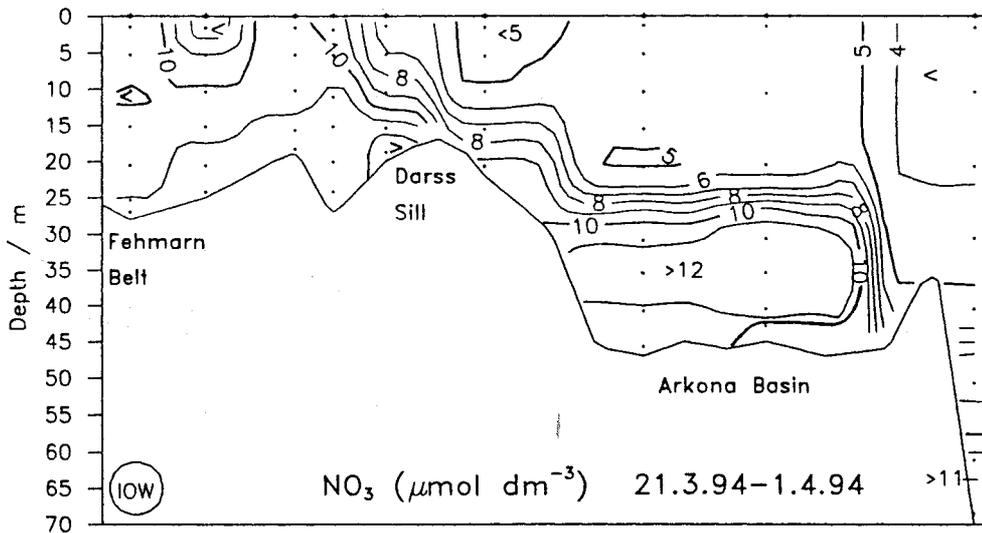
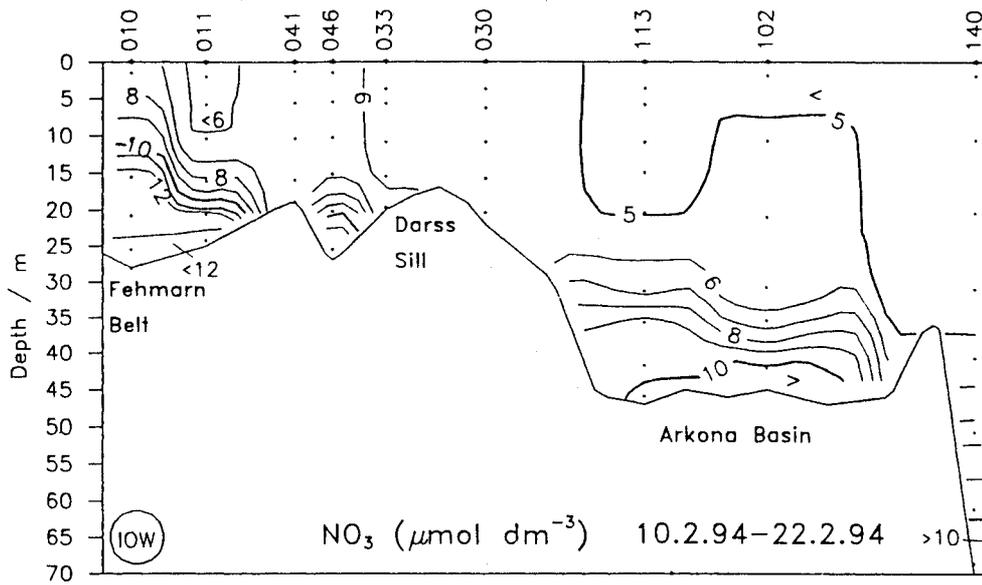


Abb. 18a Nitratverteilung (Fehmarnbelt - Arkonabecken)

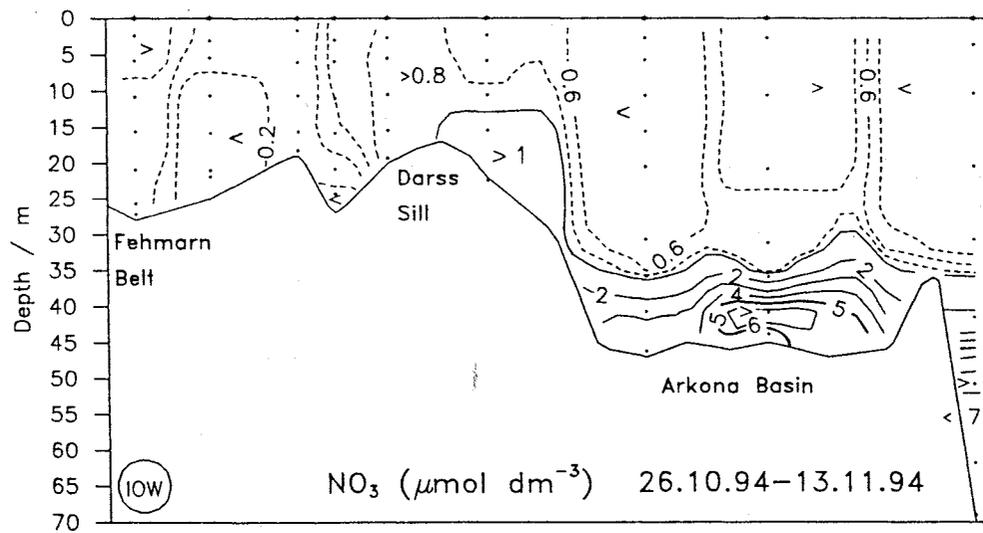
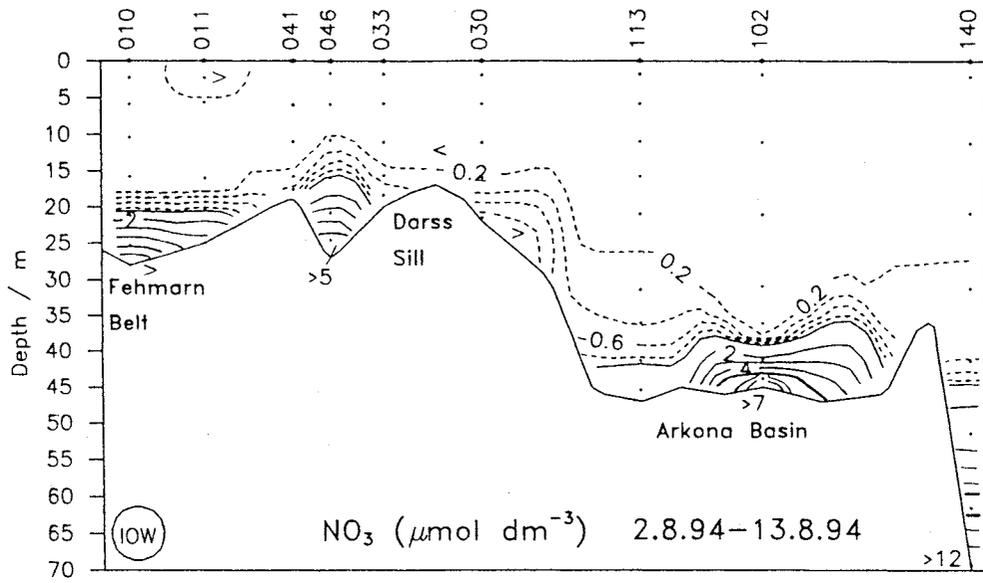


Abb. 18a (Fortsetzung)

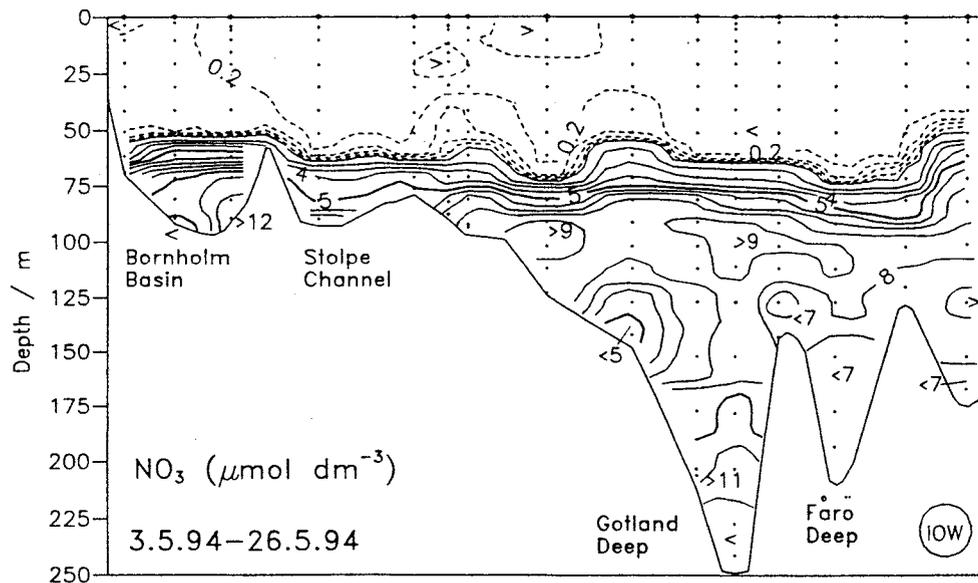
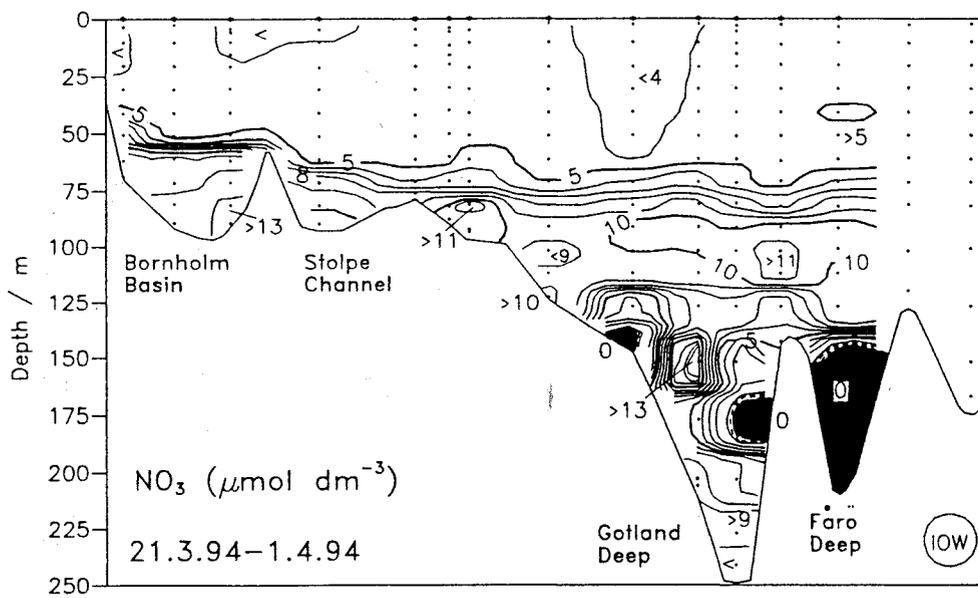
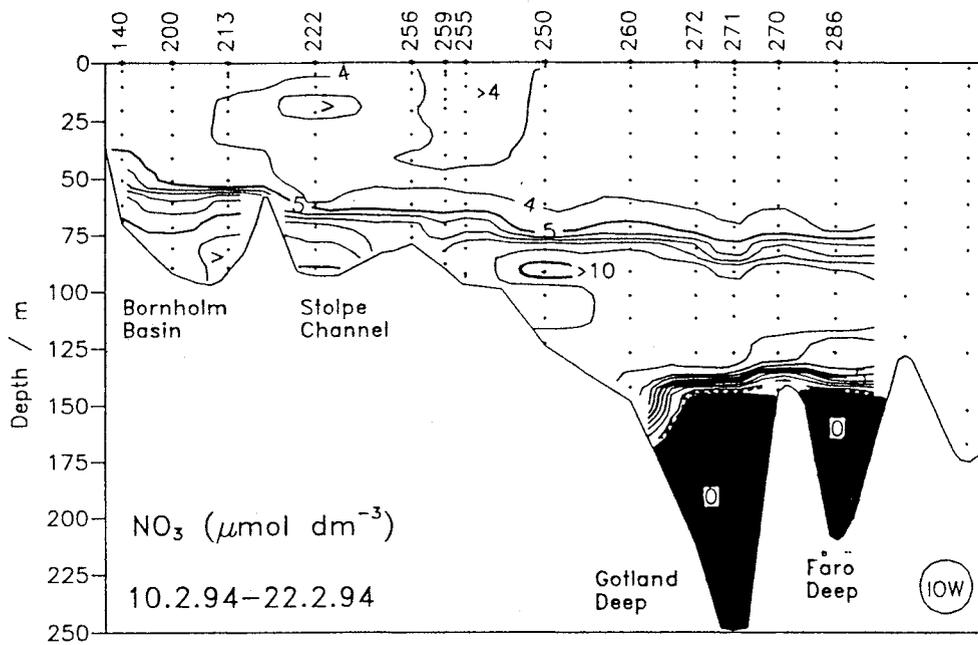


Abb. 18b Nitratverteilung (Bornholmbecken - östliches Gotlandbecken)

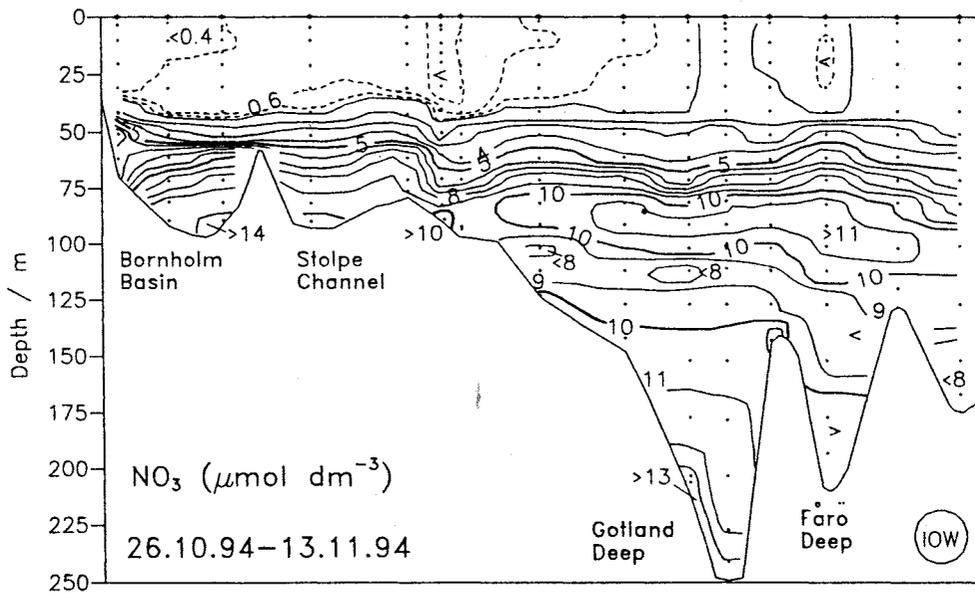
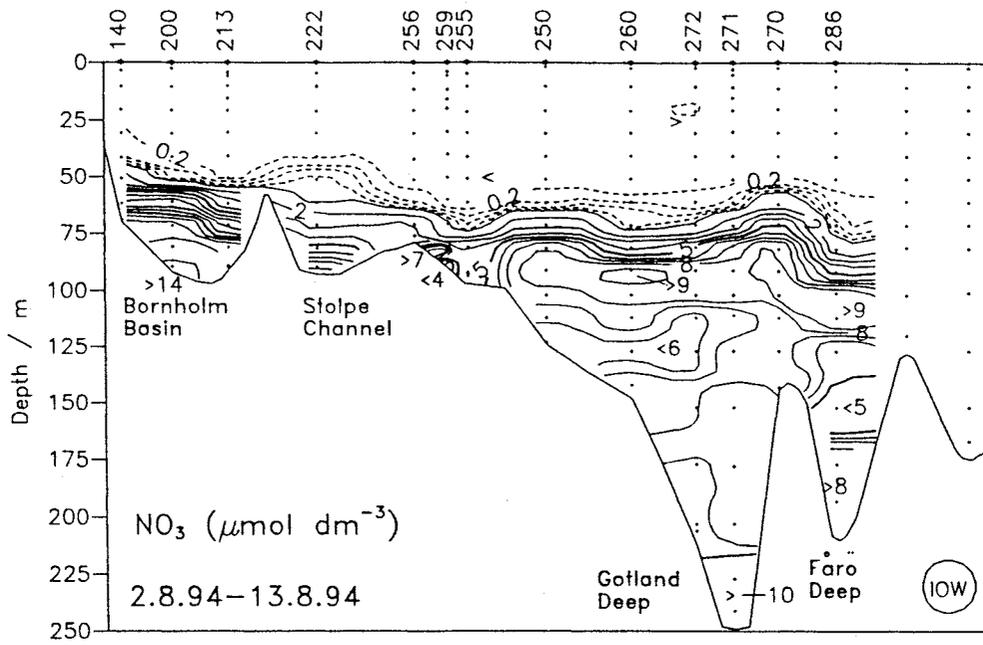


Abb. 18b (Fortsetzung)

Tabelle 6 Gemittelte Nährsalzkonzentrationen in der winterlichen Oberflächenschicht (0–10 m Tiefe) der westlichen und zentralen Ostsee

Phosphat ($\mu\text{mol} / \text{dm}^3$)

Station	Monat	1990	1991	1992	1993	1994
023 (Lübecker Bucht)	Feb.	1,15 \pm 0,01	1,06 \pm 0,05	0,90 \pm 0,02	0,91 \pm 0,02	0,73 \pm 0,02
012 (Meckl. Bucht)	Feb.	1,07 \pm 0,03	1,05 \pm 0,00	0,66 \pm 0,09	0,80 \pm 0,05	0,64 \pm 0,04
162 (Oderbucht)	Feb.	1,45 \pm 0,02	–	1,11 \pm 0,00	1,11 \pm 0,03	1,03 \pm 0,07
113 (Arkonasee)	Feb.	0,70 \pm 0,01	0,68 \pm 0,04	0,61 \pm 0,02	0,71 \pm 0,01	0,56 \pm 0,01
213 (Bornholmtief)	Feb.	0,73 \pm 0,01	0,61 \pm 0,01	0,65 \pm 0,03	0,75 \pm 0,00	0,53 \pm 0,01
271 (Gotlandtief)	Feb. Apr.	0,59 \pm 0,01 0,61 \pm 0,02	0,66 \pm 0,02 0,58 \pm 0,02	0,62 \pm 0,01 0,68 \pm 0,02	0,71 \pm 0,01 0,71 \pm 0,01	0,48 \pm 0,02 0,55 ¹⁾ \pm 0,02

Nitrat ($\mu\text{mol} / \text{dm}^3$)

Station	Monat	1990	1991	1992	1993	1994
023 (Lübecker Bucht)	Feb.	6,6 \pm 0,3	8,6 \pm 0,1	6,8 \pm 0,2	14,4 \pm 1,6	16,1 \pm 0,2
012 (Meckl. Bucht)	Feb.	6,7 \pm 0,3	8,5 \pm 0,1	5,1 \pm 0,3	6,9 \pm 1,2	6,6 \pm 0,8
162 (Oderbucht)	Feb.	8,5 \pm 0,4	–	5,3 \pm 0,4	19,4 \pm 2,0	19,6 \pm 0,2
113 (Arkonasee)	Feb.	4,2 \pm 0,1	4,3 \pm 0,1	4,2 \pm 0,1	4,8 \pm 0,0	4,9 \pm 0,1
213 (Bornholmtief)	Feb.	3,2 \pm 0,1	4,2 \pm 0,0	3,6 \pm 0,2	4,8 \pm 0,0	4,1 \pm 0,0
271 (Gotlandtief)	Feb. Apr.	3,4 \pm 0,1 3,3 \pm 0,3	4,7 \pm 0,0 5,4 \pm 0,0	3,8 \pm 0,1 5,2 \pm 0,1	5,1 \pm 0,0 4,8 \pm 0,1	3,8 \pm 0,1 4,5 ¹⁾ \pm 0,0

Summe der anorganischen Stickstoffverbindungen ($\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^- + \text{NH}_4^+$; $\mu\text{mol} / \text{dm}^3$)

Station	Monat	1990	1991	1992	1993	1994
023 (Lübecker Bucht)	Feb.	8,7 \pm 0,3	10,8 \pm 0,2	8,5 \pm 0,2	16,9 \pm 1,5	17,5 \pm 1,5
010 (Meckl. Bucht)	Feb.	9,2 \pm 0,1	10,9 \pm 0,4	6,7 \pm 0,3	8,4 \pm 1,8	7,0 \pm 0,8
162 (Oderbucht)	Feb.	13,2 \pm 0,5	–	8,7 \pm 0,3	28,2 \pm 3,1	24,2 \pm 0,2
113 (Arkonasee)	Feb.	5,1 \pm 0,2	4,8 \pm 0,2	4,6 \pm 0,1	5,3 \pm 0,1	5,2 \pm 0,1
213 (Bornholmtief)	Feb.	3,6 \pm 0,1	4,4 \pm 0,1	4,5 \pm 0,3	5,2 \pm 0,1	4,4 \pm 0,0
271 (Gotlandtief)	Feb. Apr.	3,7 \pm 0,2 4,0 \pm 0,4	5,1 \pm 0,1 5,4 \pm 0,0	4,1 \pm 0,2 5,4 \pm 0,1	5,3 \pm 0,0 5,4 \pm 0,2	3,9 \pm 0,1 4,9 ¹⁾ \pm 0,0

¹⁾ Station 272

noch Reste anoxischen Tiefenwassers vorhanden (vgl. Kapitel 4.3). Sie waren im Mai, als auch die Wassererneuerung im Fårötief beendet war, verschwunden. Gleichzeitig damit war der Nitratgehalt stark angestiegen, während der Phosphatgehalt abgenommen hatte.

Untersuchungen zur Vertikalverteilung von Nährsalzen in Abhängigkeit vom Sauerstoffgehalt wurden mit hoher vertikaler und zeitlicher Auflösung vom 17. – 25. 07. 1994 im Gotlandtief durchgeführt. In Abb. 19 sind alle während dieser Meßkampagne analysierten Phosphat-, Nitrat- und Silikatwerte gegen die korrespondierenden Sauerstoffwerte aufgetragen worden ($n = 150$). Die geringe Schwankungsbreite der Phosphat- und Silikatkonzentrationen sowie des Sauerstoffgehaltes macht deutlich, daß sich unterhalb 150 m Tiefe bereits eine recht stabile Situation eingestellt hat. Sowohl die Sauerstoff- wie auch die Phosphat- und Silikatgehalte verändern sich in den entsprechenden Tiefenhorizonten kaum. Durch die engabständige Beprobung wird ferner die deutliche Abnahme des Sauerstoffgehaltes in der bodennahen Wasserschicht unterhalb 225 m sichtbar, die einher geht mit einer Zunahme der Phosphat- und Silikatkonzentrationen.

Der Bereich des intermediären Sauerstoffminimums, das etwa zwischen 90 m und 140 m Tiefe liegt, ist dagegen bei einer wesentlich heterogeneren Verteilung durch ein Phosphat- und Silikatmaximum sowie durch ein schwaches Nitratminimum gekennzeichnet. Die Ursache hierfür ist einerseits die Anhebung des alten Tiefenwassers als Folge der Wassererneuerung und andererseits die noch nicht vollendete Umsetzung der Nährsalze bei Änderung des Redoxpotentials. Dies gilt vor allem für die Nitratverteilung. Das insgesamt uneinheitlichere Verteilungsmuster im Bereich des intermediären Sauerstoffminimums deutet auf Nitrifikations- und Denitrifikationsvorgänge hin (CAPONE, D., pers. Mitteilung), die auf engstem Raum in Abhängigkeit vom Redoxpotential zur Ausbildung eines Nitratminimums unterhalb eines Nitratmaximums geführt haben (Abb. 19). In der grundnahen Wasserschicht lag der Sauerstoffgehalt noch deutlich oberhalb des für Denitrifikationsprozesse günstigen Partialdrucks, so daß Nitrifikationsprozesse, verbunden mit einer Zunahme des Nitratgehalts, dominierten.

Die Ammoniumverteilung bei der engabständigen Beprobung im Juli 1994 stand im Einklang mit früheren Untersuchungen (NEHRING, 1981). Während im durchmischten Oberflächenbereich wie auch unterhalb 110 m Tiefe nur niedrige Konzentrationen um $0,2 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ gemessen wurden, befand sich zwischen 50 m und 110 m Tiefe ein Ammoniummaximum mit Höchstwerten von $2 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$, das mit einem Nitritmaximum ($0,2 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$) korrespondierte. Auch im grundnahen Bereich wurden erhöhte Ammoniumkonzentrationen ($1,3 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$) gefunden.

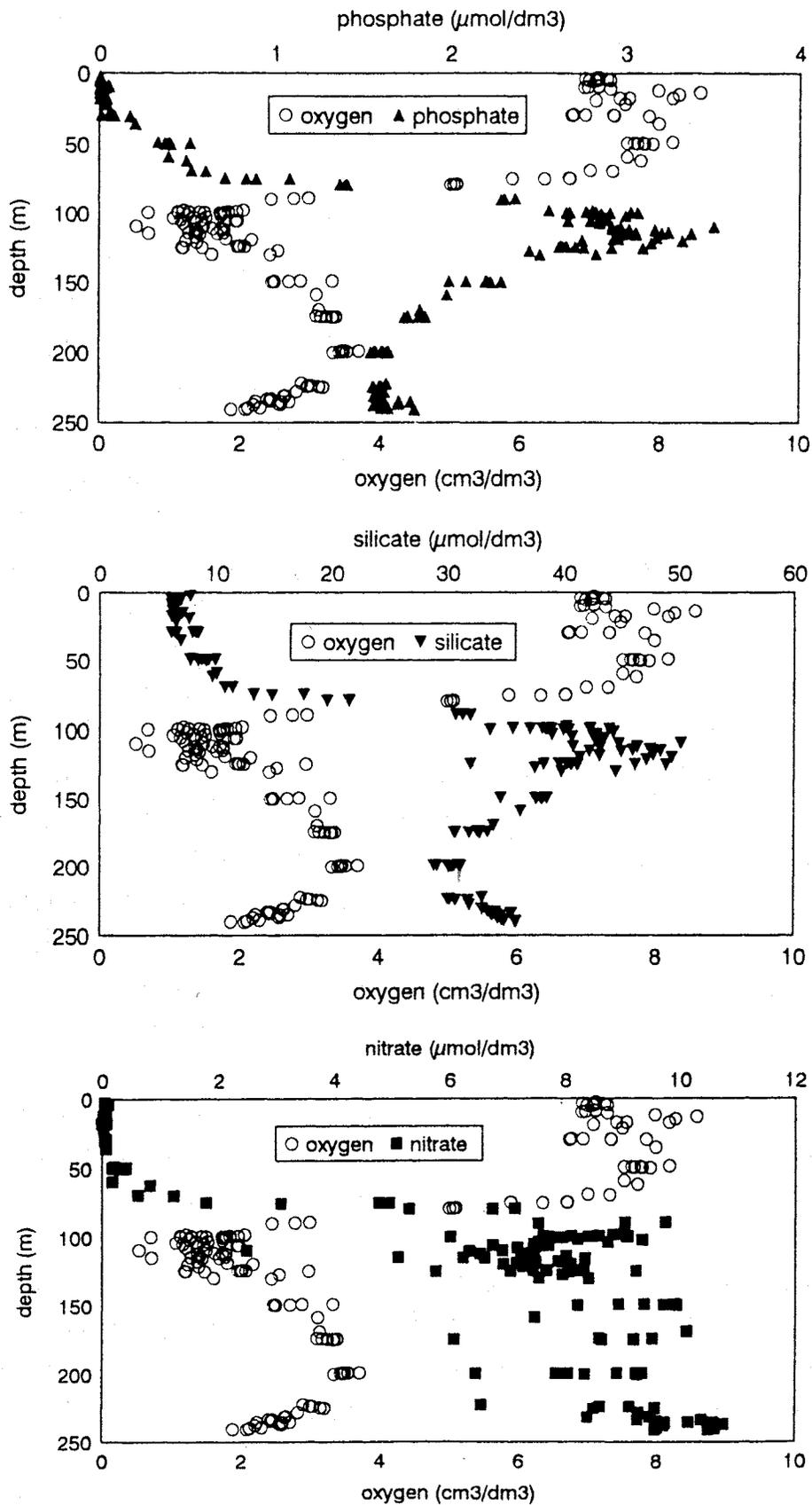


Abb. 19

Vertikalverteilung der Phosphat-, Silikat- und Nitratkonzentrationen sowie des Sauerstoffgehalts im Gotlandtief (Stat. 271, 17. - 25. 07. 1994)

Die Jahresmittelwerte der anorganischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen im Tiefenwasser unterschieden sich im Gotlandtief und im Färötief deutlich von denen der Vorjahre (Tabelle 7). Sie spiegeln ebenso wie die hohen Standardabweichungen die großen Veränderungen wider, die 1994 durch die Umschichtung des Tiefenwassers eingetreten sind. Im Bornholmtief, im Landsorttief und im Karlsötief, deren Tiefenwasser nur in geringem Maße durch advective Prozesse beeinflusst wurde, waren die Veränderungen in der Nährsalzverteilung und die Standardabweichungen der Jahresmittelwerte viel geringer.

Durch die Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse und die dadurch bedingte Denitrifikation verschwand Nitrat in der 2. Jahreshälfte aus der grundnahen Wasserschicht (105 m Tiefe) des Danziger Tiefs (Stat. 233). Darüber hinaus wurden in Gegenwart von Schwefelwasserstoff Phosphat ($5,9 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$) und Ammonium ($13,0 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$) aus den Sedimenten remobilisiert. Diese Prozesse bestimmten im August 1994 auch die Nährsalzverteilung auf einigen Stationen (u.a. 133 und 164) in der Pommernbucht. Durch Bildung von Schwefelwasserstoff infolge ungünstiger hydrographischer Bedingungen (vgl. Kapitel 4.3) wurden auf diesen Stationen in nur 10 bis 14 m Tiefe Phosphatkonzentrationen von $5,8-7,3 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ registriert, während Nitrat fehlte.

Im Herbst 1994 wurde erstmalig ein autonom arbeitender Analysenautomat vom Typ APP 4002 der Fa. ME Trappenkamp am Meßmast „Darßer Schwelle“ eingesetzt, der für die quasikontinuierliche Messung der Summe Nitrit und Nitrat konzipiert war. Die Analytik dieses Gerätes basiert auf dem in der Meereskunde gebräuchlichen kolorimetrischen Standardverfahren. Der Analysator befand sich in einer Wassertiefe von 7m und lieferte im Zeitraum vom 19.10. – 07.11.1994 in 12stündigen Intervallen jeweils eine Serie von drei Messungen, deren Mittel bei der Auswertung verwendet wird.

In Abb. 20 sind die Meßwerte des Untersuchungszeitraumes zusammen mit dem Salzgehalt dargestellt. Dabei ist auffällig, daß die Nitrit-Nitratkonzentrationen innerhalb der dreiwöchigen Meßperiode erheblich schwankten. Dies unterstreicht, daß der herbstliche Anstieg der Nährsalzkonzentrationen im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee kein kontinuierlicher Prozeß ist sondern äußerst variabel verläuft. Die Kontrolle der durch den Analysenautomaten registrierten Meßwerte mit Standardverfahren ergab eine befriedigende Übereinstimmung. Gemäß Abb. 21 besteht zwischen der Nährsalzkonzentration und dem Salzgehalt eine signifikante* Korrelation.

* Irrtumswahrscheinlichkeit < 5 % (t-Test nach Student)

Tabelle 7 Jahresmittelwerte und Standardabweichungen von Nährsalzen im Tiefenwasser der zentralen Ostsee

Phosphat ($\mu\text{mol} / \text{dm}^3$; Minimalwerte hervorgehoben)

Station	Tiefe/m	1990	1991	1992	1993	1994
213 (Bornholmtief)	80	3,10 \pm 2,36	1,85 \pm 0,71	1,06 \pm 0,14	1,24 \pm 0,23	1,46 \pm 0,20
271 (Gotlandtief)	200	6,42 \pm 1,03	7,21 \pm 0,36	7,15 \pm 0,37	4,61 \pm 1,73	2,49 \pm 1,08
286 (Färötief)	150	4,85 \pm 0,28	5,19 \pm 0,35	4,16 \pm 0,18	4,03 \pm 0,40	3,62 \pm 0,43
284¹⁾ (Landsorttief)	400	(1,32)	(3,13)	2,69 \pm 0,16	2,64 \pm 0,05	2,79 \pm 0,45
245¹⁾ (Karlsötief)	100	1,98 \pm 0,88	(2,11)	2,06 \pm 0,19	1,90 \pm 0,14	2,37 \pm 0,29

Nitrat ($\mu\text{mol} / \text{dm}^3$; Maximalwerte hervorgehoben)

Station	Tiefe/m	1990	1991	1992	1993	1994
213 (Bornholmtief)	80	8,1 \pm 4,6	9,1 \pm 2,6	9,7 \pm 2,1	11,2 \pm 1,9	12,9 \pm 1,1
271 (Gotlandtief)	200	0,0	0,0	0,0	3,7 \pm 5,4	6,1 \pm 5,7
286 (Färötief)	150	0,0	0,0	0,0	0,1 \pm 0,3	4,0 \pm 4,0
284¹⁾ (Landsorttief)	400	(1,1)	(8,9)	10,1 \pm 0,2	10,3 \pm 0,9	9,4 \pm 1,0
245¹⁾ (Karlsötief)	100	7,9 \pm 0,9	(9,4)	9,1 \pm 0,5	9,1 \pm 0,9	10,2 \pm 0,7

Ammonium ($\mu\text{mol} / \text{dm}^3$; Minimalwerte hervorgehoben)

Station	Tiefe/m	1990	1991	1992	1993	1994
213 (Bornholmtief)	80	2,9 \pm 5,7	0,2 \pm 0,3	0,2 \pm 0,1	0,2 \pm 0,1	0,3 \pm 0,1
271 (Gotlandtief)	200	23,2 \pm 2,8	16,6 \pm 6,4	26,7 \pm 4,3	12,6 \pm 7,9	5,2 \pm 4,4
284¹⁾ (Landsorttief)	400	(0,5)	(0,1)	0,3 \pm 0,1	0,3 \pm 0,1	0,4 \pm 0,2
245¹⁾ (Karlsötief)	100	0,1 \pm 0,1	-	0,3 \pm 0,2	0,2 \pm 0,0	0,1 \pm 0,1

¹⁾ nur 1–3 Meßwerte pro Jahr

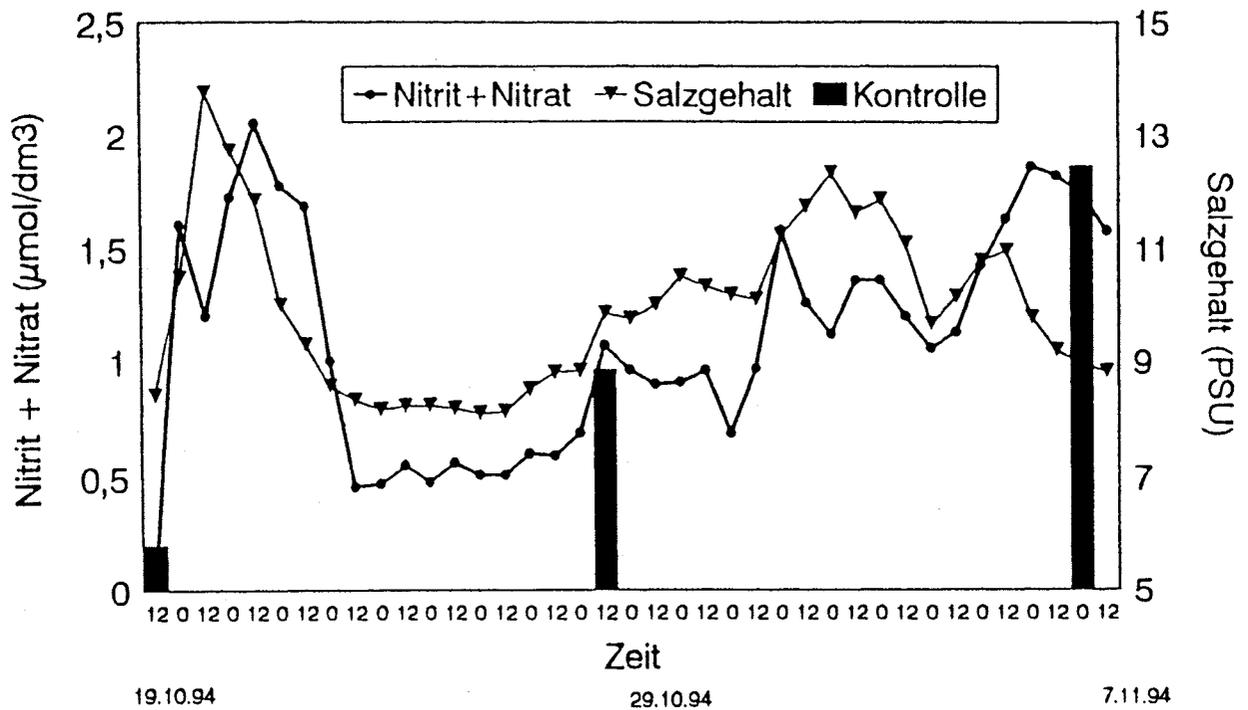


Abb. 20

Langzeitregistrierung der Summe der Nitrit- und Nitratkonzentrationen sowie des Salzgehalts am Meßmast „Darßer Schwelle“ in 7 m Tiefe (Stat. 001, 12stündige Abtastung)

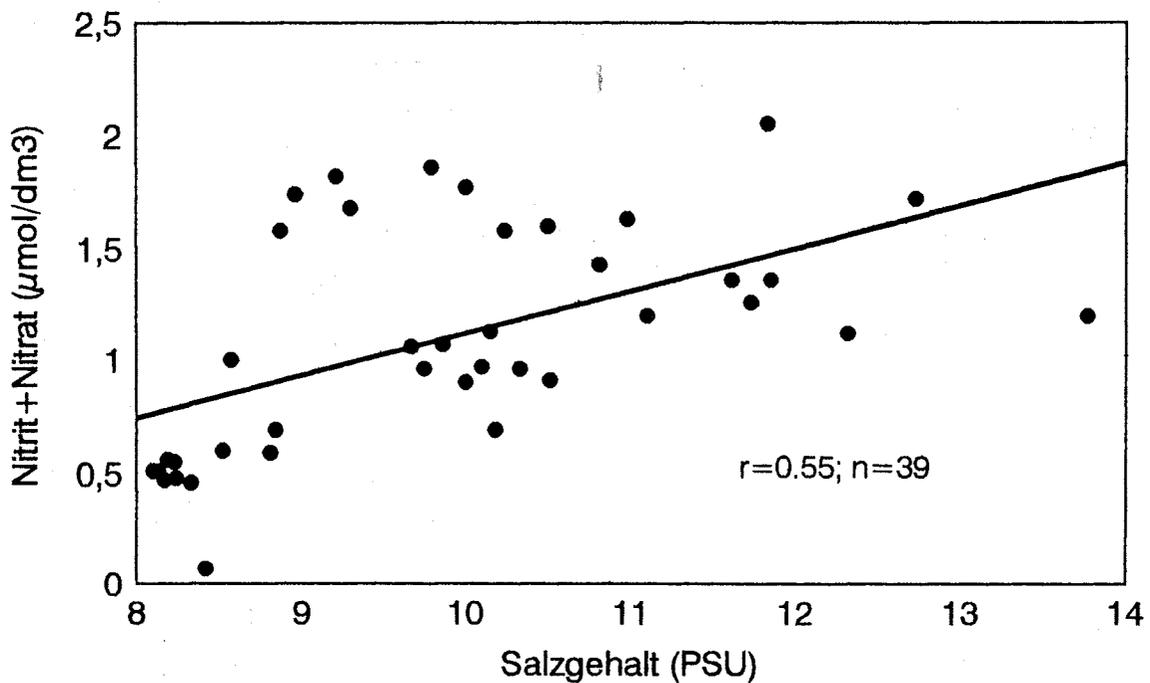


Abb. 21

Korrelation zwischen der Summe der Nitrit- und Nitratkonzentrationen und dem Salzgehalt am Meßmast „Darßer Schwelle“ in 7 m Tiefe (Stat. 001)

4.5 Organische Inhaltsstoffe

Auf einigen der 1994 durchgeführten Monitoring-Fahrten des IOW wurden erstmals auch die Summenparameter gelöster organischer Kohlenstoff (DOC*), partikulärer organischer Kohlenstoff (POC**) und partikulärer organischer Stickstoff (PON***) bestimmt, die wichtige organische Nährstoffe darstellen und für sauerstoffzehrende Prozesse im Tiefenwasser sowie für die Bilanzierung des Kohlenstoffkreislaufs der Ostsee von Bedeutung sind. Die Trennung gelöster und partikulärer Bestandteile erfolgte durch Filtration über Glasfaserfilter (Whatman GF/F) bei einem Unterdruck von etwa 250 hPa. Der Kohlenstoff- und Stickstoffgehalt des Filtrerrückstandes wurde in einem CHN-Analyser der Fa. Föss-Haereus gemessen. Dabei wird der Gehalt an partikulären Karbonaten vernachlässigt. Die DOC-Bestimmung erfolgte nach der HTCO-Methode (High Temperature Catalytic Oxidation; SAGIMURA, SUZUKI, 1988) auf einem Shimadzu TOC-5000 Analyser.

Neben den organischen Summenparametern wurden auch die gelösten freien Aminosäuren als ORS (o-Phthalaldehyde Reactice Substances) untersucht. Die angewandte Methode erfaßt alle mit o-Phthalaldehyd reagierenden Substanzen. Die Bestimmung erfolgte zusammen mit den anorganischen Nährstoffen auf einem Autoanalyser.

Das bisher vorliegende Datenmaterial gestattet aufgrund des kurzen Beobachtungszeitraumes noch keine gesicherten Aussagen über regionale und jahreszeitliche Unterschiede der untersuchten organischen Inhaltsstoffe in der Ostsee. Einige Angaben allgemeiner Art sind jedoch möglich.

Die POC-Konzentrationen lagen im Mittel bei etwa 0,25 mg C/dm³ im Winter und 0,5 mg C/dm³ im Sommer. Höhere Konzentrationen traten vor allem in der oberflächen- und grundnahen Wasserschicht auf. Dazwischen befand sich eine Schicht mit sehr niedrigen Konzentrationen (< 0,1 mg C/dm³). Eine starke Zunahme wurde in den küstennahen Gebieten beobachtet, in der Pommerschen Bucht wurden bis zu 3 mg C/dm³ gemessen.

Die Konzentrationen des PON zeigten eine ähnliche Verteilung wie der POC-Gehalt. Mit 0,03–0,08 mg N/l waren sie jedoch um etwa eine Größenordnung geringer. Die DOC-Konzentrationen lagen zwischen 2 und 5 mg C/dm³ (160 und 400 µmol/dm³),

* Dissolved Organic Carbon; ** Particulate Organic Carbon; *** Particulate Organic Nitrogen

wobei die höchsten Werte im Finnischen Meerbusen und in der Pommerschen Bucht gemessen wurden. Die jahreszeitlichen Schwankungen waren weniger ausgeprägt als beim POC. Im allgemeinen nahmen die DOC-Konzentrationen mit der Tiefe ab, wobei jedoch an einigen Stationen erhöhte Werte in Bodennähe gefunden wurden. Abb. 22 zeigt die Verteilung des DOC und POC sowie des DOC/POC-Verhältnisses im Gotlandtief.

Die Konzentrationen der gelösten freien Aminosäuren (ORS) schwankten zwischen 0,1 und 1,5 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$. Höhere Werte wurden in der oberflächen- und bodennahen Wasserschicht sowie vor allem in den küstennahen Gebieten beobachtet. Geht man von einem mittleren molaren C/N-Verhältnis von 3,5 : 1 aus, wie es im marinen Bereich für die gelösten freien Aminosäuren angenommen wird, und berücksichtigt nur ORS-Konzentrationen von 0,2–0,5 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$, wie sie in den küstenfernen Gebieten der Ostsee gemessen wurden, so sind in diesen Verbindungen etwa 1–2 $\mu\text{mol C}/\text{dm}^3$ bzw. 0,2–0,5 $\mu\text{mol N}/\text{dm}^3$ festgelegt.

5. Diskussion

Die Wassertemperaturen in der westlichen und zentralen Ostsee wurden zunächst durch den relativ milden Winter 1993/94 geprägt, der im Bereich des Oberflächen- und Zwischenwassers positive Temperaturanomalien von jeweils 0,5–1 K verursachte. Der Sommer 1994, der abgesehen vom Juni zu den wärmsten der letzten 60 Jahre gezählt werden muß, führte darüber hinaus zu extrem hohen Temperaturen im Oberflächenwasser mit positiven Anomalien von 4–6 K in der gesamten Ostsee (vgl. Abb. 12 und 13). Ähnlich hohe Oberflächentemperaturen wurden nur 1938, 1959 und 1975 beobachtet (MATTHÄUS et al., 1976).

Eine charakteristische Sequenz von längeren Ostwindperioden, die durch andauernde starke Westwinde abgelöst wurden (vgl. Abb. 3), erzeugten im Dezember 1993 sowie im Verlauf des Jahres 1994 mehrere Einstromereignisse, die in ihrer Intensität jedoch unterhalb von Salzwassereinbrüchen lagen. Zusammen mit dem gleichzeitig durch den Öresund erfolgenden Salzwassereinstrom bildeten sie die Grundlage für eine effektive Belüftung und einen Temperaturrückgang von 0,5–1 K im Tiefenwasser der zentralen Ostseebecken, während der Salzgehalt um 0,3–0,5 PSU anstieg.

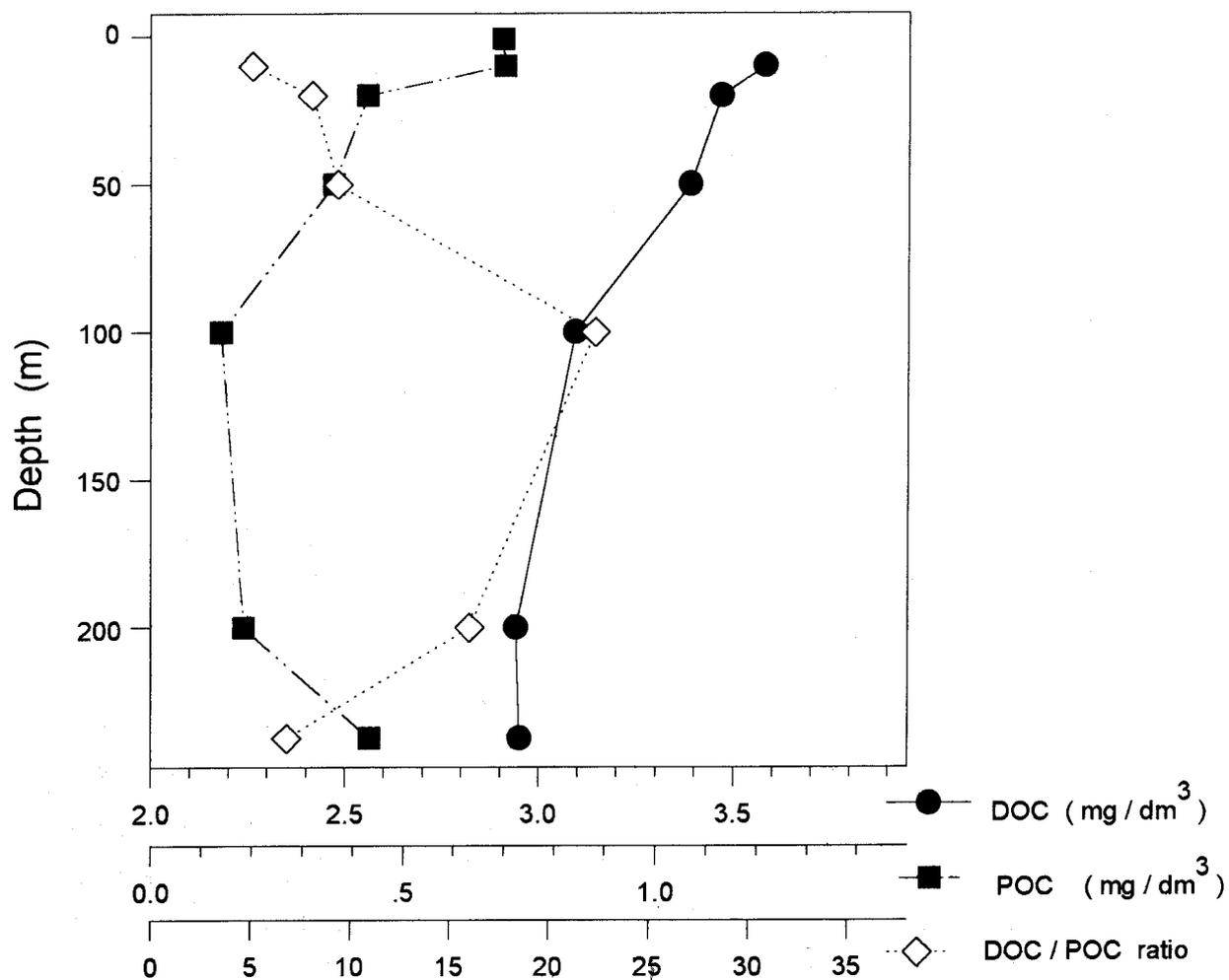


Abb. 22
Vertikalverteilung des gelösten (DOC) und partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) sowie des DOC/POC-Verhältnisses im Gotlandtief (Stat. 271, 13. 05. 1994)

Die Ursache für die erheblichen Auswirkungen der kleinen Salzeinströme insbesondere auf das Sauerstoffregime im Tiefenwasser der zentralen Ostseebecken muß in folgendem gesehen werden. Der Salzwassereinbruch vom Januar 1993 hatte nahezu das gesamte Bornholmbecken mit salzreichem Wasser von über 15 PSU gefüllt. Diese Situation blieb in der Folgezeit erhalten (vgl. Abb. 15E - I). Das salz- und sauerstoffreiche Wasser, das mit den Einströmen im Dezember 1993 sowie im Januar und März 1994 über die Darßer Schwelle in die Ostsee transportiert wurde, konnte daher in größerer Menge das Bornholmbecken in 50-60 m Tiefe, der Schwellentiefe zur Stolper Rinne, passieren (vgl. Abb. 15K - M) und gelangte relativ schnell ins Danziger Tief sowie ins östliche Gotlandbecken.

Über der Ostsee herrschten sowohl von Anfang April bis Ende Mai als auch von Ende Juli bis Ende August 1994 schwache Winde aus überwiegend östlicher Richtung vor (vgl. Abb. 3). Während dieser Perioden wurde im Bereich der Darßer Schwelle ein anhaltender oberflächennaher Austrom von Oberflächenwasser aus der Arkonasee und ein ebenso langer Einstrom salzreichen Tiefenwassers aus der Beltsee in das Arkonabecken beobachtet (vgl. Abb. 5). Dabei erreichte der Salzgehalt Mitte August in der Nähe des Meeresbodens sein Maximum mit Werten von mehr als 21 PSU. Der hohe Salzgehalt in Verbindung mit der Länge der scheinbaren Trajektorien im Bereich der Darßer Schwelle deutet darauf hin, daß zumindest während der sommerlichen Schwachwindperioden Wasserpartikel in der Oberflächenschicht aus der Arkonasee durch die Beltsee in das Kattegat transportiert werden, während gleichzeitig in der Bodenschicht Wasserpartikel vom Kattegat in das Arkonabecken gelangen, ohne daß eine nachhaltige Vermischung erfolgt. Sie legen dabei Entfernungen bis zu 400 km zurück. Wie dagegen die Untersuchungen im Herbst 1994 gezeigt haben, können in dieser Jahreszeit kurzperiodische barotrope Strömungsfluktuationen zu horizontalen Verschiebungen mit geringeren Distanzen als die Länge des Verbindungskanals zwischen Kattegat und Darßer Schwelle führen. Vermischungsprozesse in der Beltsee bewirken darüber hinaus, daß der Salzgehalt des über die Darßer Schwelle in das Arkonabecken einströmenden Wassers herabgesetzt wird.

Die Jahresmittelwerte des grundnahen Wassers auf der Darßer Schwelle haben sich von 11,8 PSU im Jahre 1992 über 13,4 PSU (1993) auf 14,2 PSU im Jahre 1994 erhöht, was auf eine weitere Intensivierung des Wasseraustausches zwischen Kattegat und Arkonabecken hinweist. Im Jahre 1994 überwog im Gegensatz zu 1993 allerdings die barokline Komponente.

Ausgehend von relativ geringen Schwefelwasserstoffkonzentrationen im Februar 1994 (vgl. Abb. 1 und 16b) erfolgte durch die Einströme im Dezember 1993 sowie im März 1994 eine schnelle und nachhaltige Verbesserung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser des östlichen Gotlandbeckens, während der Salzgehalt nur wenig anstieg. Im Mai erreichten die Sauerstoffkonzentrationen im Gotlandtief unterhalb 170 m Tiefe mit $3\text{--}3,8\text{ cm}^3/\text{dm}^3$ so hohe Werte, wie sie seit den 30er Jahren nicht mehr gemessen wurden (MATTHÄUS, 1994). Sehr günstige Bedingungen wurden zu diesem Zeitpunkt auch im Danziger Tief beobachtet.

Ab Mai war das Tiefenwasser der gesamten Ostsee frei von Schwefelwasserstoff und bis auf das Färötief und eine Zwischenschicht im Gotlandtief gut mit Sauerstoff versorgt (vgl. Abb. 16b). Im Jahre 1994 endete damit die seit 1977 im östlichen Gotlandbecken herrschende Stagnationsperiode.

Die günstigen Sauerstoffbedingungen im Tiefenwasser der zentralen Ostsee blieben bis zum Jahresende erhalten. Eine Ausnahme bildete das Danziger Tief, in dessen grundnaher Wasserschicht im Herbst 1994 erneut Schwefelwasserstoff auftrat. Abb. 1 vermittelt einen Überblick über die Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffverteilung in der Ostsee im grundnächsten Meßhorizont. Die Histogramme zeigen außerdem für ausgewählte Stationen die jeweils höchsten Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffkonzentrationen, die 1994 in dieser Tiefe beobachtet wurden.

Das Auftreten von Schwefelwasserstoff im Flachwasserbereich, wie es im August 1994 in der Pommernbucht beobachtet wurde, stellt sicher eine Ausnahme dar. Neben organischem Material mit hohem biochemischem Sauerstoffbedarf sind hierfür stagnierende Bedingungen, die durch eine vorübergehende thermohaline Schichtung der Wassersäule entstehen, die wichtigste Voraussetzung. Diese im Flachwasserbereich ungewöhnlichen hydrographischen Bedingungen waren im Sommer 1994 durch die starke Erwärmung des Oberflächenwassers bei gleichzeitig geringer vertikaler Turbulenz erfüllt und führten dazu, daß innerhalb weniger Meter eine extreme Abnahme der Sauerstoffkonzentration* von $6,6\text{ cm}^3/\text{dm}^3$ an der Oberfläche auf $-2,6\text{ cm}^3/\text{dm}^3$ ($2\text{ mg H}_2\text{S}/\text{dm}^3$) in rund 12 m Tiefe eintrat.

* Schwefelwasserstoff ausgedrückt in negativen Sauerstoffäquivalenten

Die Winterkonzentrationen der Nährsalze, die 1994 in der Oberflächenschicht der Ostsee auftraten, entsprachen den im Zeitraum 1990–1993 beobachteten Werten. Lediglich in der Lübecker Bucht und in der Oderbucht wurden ähnlich wie 1993 deutlich höhere Konzentrationen gemessen.

Bei den Einströmen salzreicheren Wassers gelangen auch erhebliche Nitratmengen in die Ostsee. Das wurde durch die hohen Konzentrationen dieser Stickstoffverbindung dokumentiert, die im Februar und März 1994 im Tiefenwasser der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens beobachtet wurden. Die Zufuhr von Phosphat als Folge der Einstromereignisse im Dezember 1993 und im März 1994 war dagegen von viel geringerer Bedeutung.

In Abhängigkeit vom Anteil ehemals stagnierenden Tiefenwassers entstanden bei der Wasserumschichtung im Gotlandtief und im Fårötief intermediäre Phosphat- und Silikatmaxima sowie Nitratminima und -maxima (vgl. Abb. 17b, 18b und 19), die bis November 1994 erhalten blieben. Neben advektiven Prozessen beeinflußt auch die Zunahme des Redoxpotentials, die eintritt, wenn Schwefelwasserstoff durch Sauerstoff ersetzt wird, die Verteilung der Nährsalze. Von grundlegender Bedeutung sind in diesem Zusammenhang die Nitrifikation, d.h. die mikrobielle Oxidation von Ammoniumstickstoff zu Nitrat, sowie die Anlagerung von Phosphat an partikuläre Eisen-III-hydroxoverbindungen und deren Abscheidung im Sediment. Beide Prozesse sind nur unter oxidischen Bedingungen möglich. Untersuchungen mit hoher vertikaler Auflösung, die vom 17. – 25. 07. 1994 im Gotlandtief durchgeführt wurden (vgl. Abb. 19), lassen vermuten, daß im Bereich des intermediären Sauerstoffminimums in Abhängigkeit vom Redoxpotential sowohl Nitrifikations- als auch Denitrifikationsprozesse ablaufen. Sie sind die Ursache für das auf engstem Raum nebeneinander beobachtete, intermediäre Nitratmaximum und -minimum.

Die erstmals über einen längeren Zeitraum am Meßmast „Darßer Schwelle“ mit hoher zeitlicher Auflösung durchgeführte Registrierung des Nitrit-Nitratgehalts war durch starke Variabilitäten gekennzeichnet, die für das Übergangsgebiet zwischen Ostsee und Nordsee charakteristisch sind (vgl. Abb. 20). Der Jahreszeit entsprechend (19. 10. – 07. 11. 1994) dominierte die Zunahme dieser Nährsalze. Die erfolgreich verlaufene, quasikontinuierliche Erfassung von Nährstoffen ist von erheblichem wissenschaftlichem Interesse und von großer Bedeutung für zukünftige Monitoring-Strategien in Gebieten mit hohen zeitlichen (und räumlichen) Variabilitäten.

Bemerkenswert war die Korrelation zwischen den Konzentrationen der untersuchten Nährsalze mit dem Salzgehalt (vgl. Abb. 21). Die parallel durchgeführten Strömungsmessungen sowie die beobachtete Windrichtung und -stärke gestatten den Schluß, daß ein Auftrieb von salzreichem Tiefenwasser aus dem Arkonabecken stattgefunden hat, der sich auch in hohen Nitrit-Nitratkonzentrationen widerspiegelte. Dieser Prozeß überlagerte die mikrobielle Stickstoffremineralisierung, die im Herbst infolge zunehmender Lichtlimitation der Primärproduktion zu einer Nitratakkumulation führt.

Hohe Konzentrationen an partikulärem (POC) und gelöstem organischen Kohlenstoff (DOC) treten erwartungsgemäß dann auf, wenn von einer hohen biologischen Aktivität ausgegangen werden kann. Unter diesen Bedingungen ist das DOC/POC-Verhältnis relativ niedrig. In den Wasserschichten, in denen eine geringere biologische Aktivität zu vermuten ist, nimmt es dagegen stark zu (vgl. Abb. 22).

Durch die Einströme, die nach dem Salzwassereinbruch im Januar 1993 zu einem weiteren Anstieg des Salz- und Sauerstoffgehalts im Tiefenwasser führten, herrschten 1994 günstige abiotische Umweltbedingungen für die Entwicklung eines starken Dorschjahrganges. Dies gilt gleichermaßen für das Bornholm- und Danziger Becken sowie den Südtteil des östlichen Gotlandbeckens, die die wichtigsten Dorschlaichplätze in der eigentlichen Ostsee sind. Voraussetzung für einen starken Jahrgang sind neben einem entsprechenden Laicherbestand auch die Umsetzung der von den internationalen Fischereiorganisationen empfohlenen Schonmaßnahmen.

Der milde Winter 1993/94 läßt darüber hinaus günstige Auswirkungen auf die Entwicklung anderer Fischarten erwarten (vgl. NEHRING et al., 1993). Die positiven Temperaturanomalien im kalten Zwischenwasser der zentralen Ostsee förderten die Reproduktion der Sprottbestände. Da milde Winter die Wanderungsaktivität der Heringe verringern und ihr Wachstum positiv beeinflussen, waren 1994 auch günstige Voraussetzungen für die Entwicklung dieser Fischart vorhanden.

Danksagung

Die Autoren danken den am Ostseeüberwachungsprogramm beteiligten Mitarbeitern des Instituts für Ostseeforschung Warnemünde für die sorgfältige Durchführung der Messungen sowie Kapitän und Besatzung der Forschungsschiffe „Professor Albrecht Penck“ und „A.v. Humboldt“ für die Unterstützung und den Einsatz bei den Meßfahrten des Jahres 1994. Weiterhin danken wir den Arbeitsgruppen „Operationelle Modelle“ und

„Wasserstandsvorhersage und Sturmflutwarndienst“ des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie in Hamburg, namentlich den Herren R. Annutsch, Dr. K. Huber und Dr. E. Kleine, für die gute Zusammenarbeit. Dem Deutschen Wetterdienst in Offenbach und dem Wetteramt Rostock gilt unser Dank für die Bereitstellung von Datenmaterial. Dem Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut (SMHI) in Norrköping sowie dem Ozeanographischen Labor des SMHI in Göteborg sind wir für die Überlassung von Wasserstands- und hydrographisch-chemischen Daten ausgewählter Ostseestationen sowie für die Genehmigung zur Verwendung von Oberflächentemperaturkarten der Ostsee zu Dank verpflichtet.

Literaturverzeichnis

- ANONYM, 1994: Monatlicher Witterungsbericht. – Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, **40**, H. 1-12.
- FOFONOFF, N., 1969: Spectral characteristics of internal waves in the ocean. – Deep Sea Res., Suppl. **16**, 59-71.
- HÅKANSSON, B., BROMAN, B., DAHLIN, H., 1993: The flow of water and salt in the Sound during the Baltic major inflow event in January 1993. – ICES Statutory Meeting Dublin, Paper C.M. 1993/C:57.
- HELCOM, 1988: Guidelines for the Baltic Monitoring Programme for the third stage. – Baltic Sea Environ. Proc. **27B**, Part A, Introductory chapters, 1-49; Part B, Physical and chemical determinants in sea water, 1-60.
- HUPFER, P., 1978: Die Ostsee: Kleines Meer mit großen Problemen. Teubner-Verlag, Leipzig, 1-152.
- JAKOBSEN, F., 1995: The major inflow to the Baltic Sea during January 1993. – J. Mar. Systems, **6**, 227-240.
- KAISER, W., SCHULZ, S., 1978: On the causes for the differences in space and time of the commencement of the phytoplankton bloom in the Baltic. – Kieler Meeresf., Sonderh., **4**, 161-170.
- LASS, H.-U., SCHWABE, R., MATTHÄUS, W., FRANCKE, E., 1987: On the dynamics of water exchange between Baltic and North Sea. – Beitr. Meereskunde, Berlin, **56**, pp. 27-49.
- MATTHÄUS, W., 1975: Mittlere Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse in der Arkonasee am Beispiel der Station BY 2A auf 55° N, 14° E. – Beitr. Meereskunde, Berlin, **36**, 5--27.

- MATTHÄUS, W., 1977: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. – Beitr. Meereskunde, Berlin, **40**, 117–155.
- MATTHÄUS, W., 1978: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit im Sauerstoffgehalt der offenen Ostsee. – Beitr. Meereskunde, Berlin, **41**, 61–94.
- MATTHÄUS, W., 1994: Auswirkungen der Salzeinströme 1993/1994 auf die ozeanographischen Bedingungen in der zentralen Ostsee. – Inf. Fischwirtsch., Hamburg, **41**, 142–147.
- MATTHÄUS, W., STURM, M., FRANCKE, E., 1976: Einige Aspekte des thermischen Regimes der Ostsee im Sommer 1975 am Beispiel der Bornholmsee. – Z. Meteorol., **26**, 360–372.
- MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., TIESEL, R., 1993: The major Baltic inflow in January 1993. – ICES Statutory Meeting Dublin, Paper C.M.1993/C:51.
- MATTHÄUS, W., LASS, H. U., 1995: The recent salt inflow into the Baltic Sea. – J. Phys. Oceanogr., **25**, 280–286.
- NEHRING, D., 1981: Hydrographisch-chemische Bedingungen in der Ostsee von 1969–1978. II. Die chemischen Bedingungen und ihre Veränderungen unter besonderer Berücksichtigung des Nährstoffregimes. – Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. **35**, 39–137.
- NEHRING, D., TIESEL, R., FRANCKE, E., 1990: Beziehungen zwischen einigen ozeanologischen Größen der Ostsee und den Lufttemperaturen an der DDR-Küste. – Beitr. Meereskunde, Berlin, **61**, 79–92.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., 1993: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1992. – Dt. Hydrogr. Z. **45**, 281–331.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., 1994a: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1993. – Dt. Hydrogr. Z. **46**, 151–162.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., 1994b: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1993. – Meereswiss. Ber. des IOW, **7**, 1–68.
- REICHEL, U., 1980: Mittlere monatliche Temperatur- und Salzgehaltswerte im Gebiet des Fehmarnbelts. Untersuchungen auf der Grundlage von Feuerschiffsbeobachtungen 1949–1978. – Institut für Meereskunde, Rostock–Warnemünde (unveröff.).
- REICHEL, U., 1982: Monatsmittel der Temperatur und des Salzgehaltes am Feuerschiff „Gedser Rev“ (1931–1960). – Institut für Meereskunde, Rostock–Warnemünde (unveröff.).

SAGIMURA, Y., SUZUKI, Y., 1988: A high-temperature catalytic oxidation method for the determination of non volatile dissolved organic carbon in seawater by direct injection of a liquid sample. - *Marine Chem.* **24**, 105-131.

TIESEL, R., 1994: Temperatursummen der Lufttemperaturen an der Wetterstation Warnemünde. - Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Wetteramt Rostock (unveröff.).

Anschriften der Verfasser:

Prof. Dr. D. Nehring
Dr. habil. W. Matthäus
Dr. habil. H.-U. Lass
Dr. G. Nausch
Dr. K. Nagel

Institut für Ostseeforschung Warnemünde
an der Universität Rostock
Seestr. 15
18119 Warnemünde

Meereswissenschaftliche Berichte
MARINE SCIENCE REPORTS

No. 9

A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea

by

Torsten Seifert and Bernd Kayser

Institut für Ostseeforschung
Warnemünde
1995

Zusammenfassung

Im Institut für Ostseeforschung (IOW) wurde eine hochauflösende Rastertopographie des Meeresbodens der Ostsee erstellt. Das Gebiet der Beltsee wurde mit einer Auflösung von ca. 1 *km* in 1 *m* Stufen aufgenommen, alle anderen Seegebiete mit ca. 2 *km* in Tiefenstufen von 1 – 10 *m*. Die Rastertopographie bildet insbesondere die Grundlage für den Aufbau numerischer Modelle der Ostsee. Der Bericht beschreibt in kurzer Form die Abtastung, Aufbereitung und das Format der Daten. Zur Förderung der wissenschaftlichen Zusammenarbeit werden die Topographiedaten interessierten (nichtkommerziellen) Anwendern zur Verfügung gestellt.

Abstract

A high resolution grid topography of the Baltic Sea bottom was compiled at the Institut für Ostseeforschung (IOW). The Belt Sea was sampled with a resolution of ≈ 1 *km* in steps of 1 *m*, the remaining parts with ≈ 2 *km* in steps of 1 – 10 *m*. The grid topography is a prerequisite for the setup of numerical models of the Baltic Sea. The report shortly describes the sampling, the evaluation, and the format of the data files which are available for scientific users.

Contents

1. Introduction	74
2. Data and model grid geometry	74
3. Data sampling and evaluation	77
4. Deliverable data files	84

1. Introduction

In order to apply a three-dimensional numerical model to a specified sea area one has to map the actual bathymetry onto the model grid. That was the rationale to produce the digitized bathymetry of the Baltic Sea which is described in this report. The data, however, may be useful for many purposes.

Since the Baltic Sea is a semi-enclosed basin with a fresh water surplus and a saline deep water inflow the water body is strongly stratified. Consequently, the spatial scale of dynamic response patterns, which may be characterized by the baroclinic Rossby radius is in the order of some kilometers. An analysis of hydrographical data measured during regular cruises in the years 1977-87 showed that the baroclinic Rossby radius in the Baltic varied regionally and seasonally between 1.3 km and 7.2 km, see (FENNEL et al., 1991). Moreover, the coastlines and the water depth show a high variability in the Baltic Sea. Especially the Belt Sea is characterized by shallow sills and the narrow Danish straits. Therefore the eddy resolving model of the Baltic, which is established at the IOW, has a horizontal resolution of ≈ 2 km. The setup of that model required the sampling of an appropriately gridded topography data set. This report gives a short description of the sampling and evaluation of the data in order to make it available for all interested scientific users in particular for Baltic modellers.

2. Data and model grid geometry

The topography data were sampled on a spherical grid. That refers to a wide class of models, which rely on a three-dimensional net of grid points located at positions $(\lambda(i), \varphi(j), z(k))$. Each grid point is representative for a volume element centered around it, which is called a "box" despite of the spherical geometry,

$$\Delta V(i, j, k) = \left(\frac{2\pi R_E}{360^\circ} \right)^2 \Delta\lambda(i) \cos\varphi(j) \Delta\varphi(j) \Delta z(k), \quad (2.1)$$

or equivalently

$$\lambda \in \left[\lambda(i) - \frac{\Delta\lambda(i)}{2}, \lambda(i) + \frac{\Delta\lambda(i)}{2} \right], \quad (2.2)$$

$$\varphi \in \left[\varphi(j) - \frac{\Delta\varphi(j)}{2}, \varphi(j) + \frac{\Delta\varphi(j)}{2} \right], \quad (2.3)$$

$$z \in \left[z(k) + \frac{\Delta z(k)}{2}, z(k) - \frac{\Delta z(k)}{2} \right]. \quad (2.4)$$

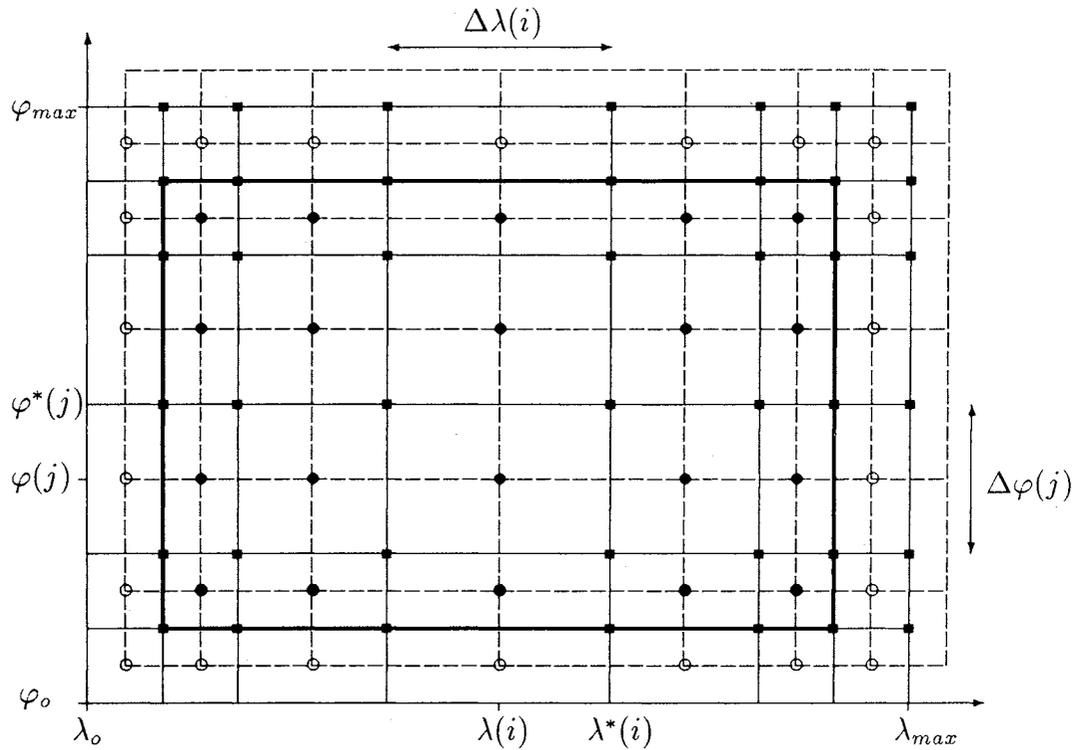


Figure 1: Top view onto grid cells. Thick lines indicate a land contour, full circles active (water), and empty circles inactive (land) grid cells. A staggered grid ($\lambda^*(i)$, $\varphi^*(j)$) of ARAKAWA B-type (MESINGER, ARAKAWA, 1976) is shown by dashed lines and squares.

In the general case of variable grid steps ($\Delta\lambda(i)$, $\Delta\varphi(j)$, $\Delta z(k)$) the point coordinates read

$$\lambda(i) = \lambda_0 + \sum_{m=1}^i \Delta\lambda(m) - \frac{1}{2}\Delta\lambda(i), \quad i \in [1, IMT], \quad (2.5)$$

$$\varphi(j) = \varphi_0 + \sum_{n=1}^j \Delta\varphi(n) - \frac{1}{2}\Delta\varphi(j), \quad j \in [1, JMT], \quad (2.6)$$

$$z(k) = -\sum_{l=1}^k \Delta z(l) + \frac{1}{2}\Delta z(k), \quad k \in [1, KM]. \quad (2.7)$$

The footpoint (λ_0, φ_0) specifies the geographical location, R_E the spherical radius of the earth. According to our area of interest the grid spacings $\Delta\lambda(i)$ are considered to count the eastern longitude, and $\Delta\varphi(j)$ the northern latitude, respectively. In a right hand coordinate system the water depths $z(k)$ have negative values, whereas the level indices k count positive. The reference value for the water surface ($z_0 = 0$) is omitted. The parameters (IMT , JMT , KM) refer to the widely used BRYAN-COX code (BRYAN, 1969, COX, 1984). It should be noticed that the latitude parameter "SWLDEG" in this code refers to the first staggered grid point, see fig. 1, which is in our notation $\varphi_0^{\text{SWLDEG}} = \varphi_0 + \Delta\varphi(1)$.

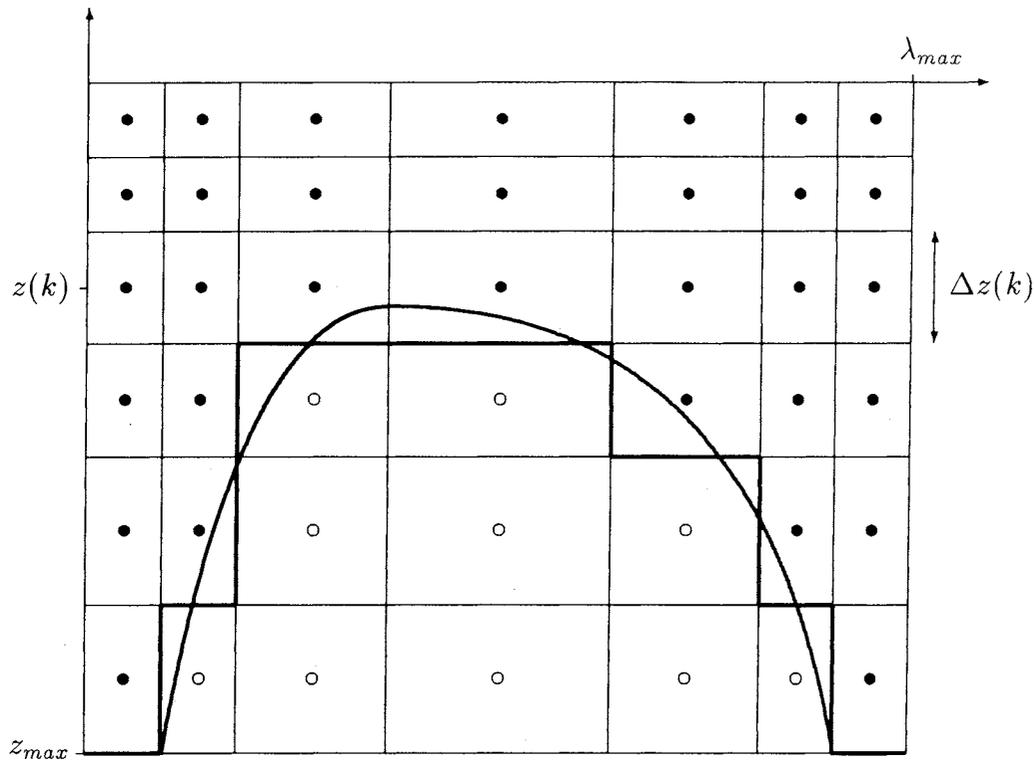


Figure 2: Side view onto grid cells. Thick lines show how a bottom contour appears within the grid, empty circles indicate the inactive grid cells.

According to eqs. (2.2,2.3) the whole area covered by the grid runs from (λ_o, φ_o) to

$$\lambda_{max} = \lambda_o + \sum_{i=1}^{IMT} \Delta\lambda(i), \quad \varphi_{max} = \varphi_o + \sum_{j=1}^{JMT} \Delta\varphi(j). \quad (2.8)$$

Mapping an actual bathymetry onto such a model grid requires two steps:

1. Sampling depth values at the reference points $(\lambda(i), \varphi(j))$

$$\{ h(i, j) \geq 0 \quad \forall i \in [1, IMT], j \in [1, JMT] \} \quad (2.9)$$

which are representative for the water columns covering the regions given by eqs. (2.2,2.3). Grid points which are located on the land mass embedding the water body are set to $h(i, j) = 0$.

2. Gridding the depths onto the vertical resolution of the model specified by the spacings $\Delta z(k)$, see fig. 2. Thus the model topography is defined by a two-dimensional array of level indices

$$\left\{ k(i, j) = \begin{cases} 0 & : h(i, j) = 0 \\ k' & : h(i, j) \in \left(-z(k') - \frac{\Delta z(k')}{2}, -z(k') + \frac{\Delta z(k')}{2} \right] \end{cases} \right\} \quad (2.10)$$

specifying the number of model layers which belong to the water column at location $(\lambda(i), \varphi(j))$.

3. Data sampling and evaluation

In accordance with the typical topographical and dynamical scales shortly characterized in the introduction the bathymetry of the Baltic Sea was sampled in two steps.

1. The region of the Belt Sea to the Arkona Basin was gridded with constant spacings of

$$\Delta\lambda^{(1)} = 1', \quad \Delta\varphi^{(1)} = 0.5', \quad (3.1)$$

corresponding to a resolution of approximately 0.5 nautical miles or 1 *km*.

2. The remaining parts of the Baltic including the Kattegat and the Skagerrak till $9^\circ E$ were resolved with half that resolution

$$\Delta\lambda^{(2)} = 2', \quad \Delta\varphi^{(2)} = 1'. \quad (3.2)$$

This data set was completed by merging it with the resampled high resolution segment.

The higher resolution data set was taken from special charts of the sea bottom which were recorded by the geological department of the former Institut für Meereskunde Warnemünde (IfM-W). These charts were based on recent sounding profiles and showed the bottom topography by means of 2 *m* isobaths on a scale of 1 : 100000. The bathymetry of the remaining parts was taken from the most recent sea charts available. A list of all the charts which were used is given in table 4. in the appendix.

Fig. 3 shows a sketch of the sample area. It was covered by grid points located at

$$\begin{aligned} \lambda^{(1)}(i) &= 9^\circ 20' E + (i - 1) \Delta\lambda^{(1)}, & IMT^{(1)} &= 321, \\ \varphi^{(1)}(j) &= 53^\circ 50' N + (j - 1) \Delta\varphi^{(1)}, & JMT^{(1)} &= 301, \end{aligned} \quad (3.3)$$

$$\begin{aligned} \lambda^{(2)}(i) &= 9^\circ 00' E + (i - 1) \Delta\lambda^{(2)}, & IMT^{(2)} &= 641, \\ \varphi^{(2)}(j) &= 53^\circ 40' N + (j - 1) \Delta\varphi^{(2)}, & JMT^{(2)} &= 741, \end{aligned} \quad (3.4)$$

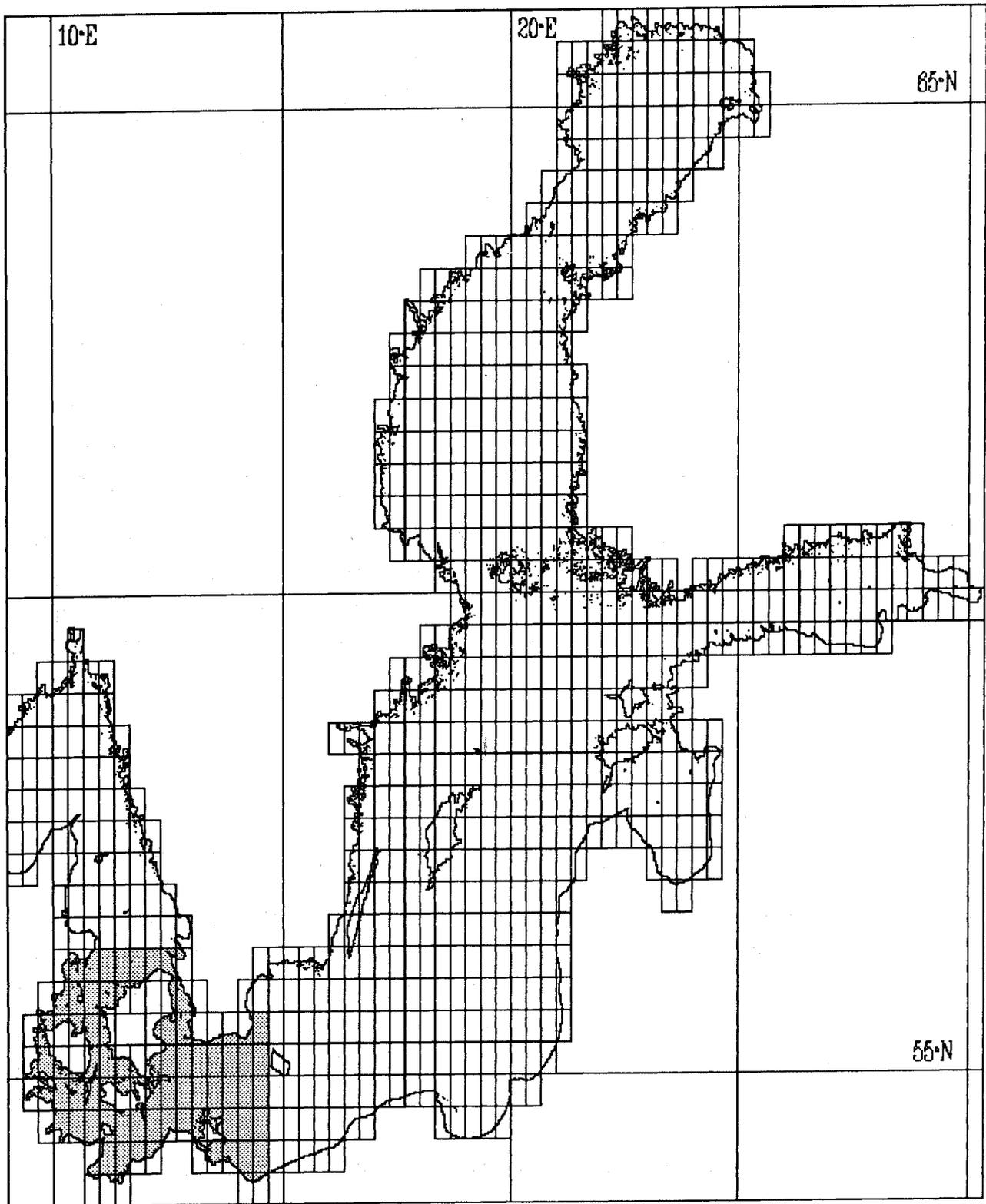


Figure 3: Sample segments of the low resolution (2 km) grid topography, shaded segments rely on 1 km sampling

within the high and the low resolution segments, respectively. According to the notation introduced in section 2. the high resolution grid topography covers the area

$$\begin{aligned} \lambda_o^{(1)} &= 9^\circ 19' 30'' E & - & \lambda_{max}^{(1)} = 14^\circ 40' 30'' E, \\ \varphi_o^{(1)} &= 53^\circ 49' 45'' N & - & \varphi_{max}^{(1)} = 56^\circ 20' 15'' N, \end{aligned} \quad (3.5)$$

and the full data set with the lower resolution of $\approx 2 \text{ km}$ the area

$$\begin{aligned} \lambda_o^{(2)} &= 8^\circ 59' E & - & \lambda_{max}^{(2)} = 30^\circ 21' E, \\ \varphi_o^{(2)} &= 53^\circ 39' 30'' N, & - & \varphi_{max}^{(2)} = 66^\circ 0' 30'' N. \end{aligned} \quad (3.6)$$

The grid bathymetry was sampled in the following way:

- (a) First all grid points which were situated on land were classified as inactive grid cells by setting $h(i, j) = 0$.
- (b) All other points were considered to be active or wet grid cells. Depth values $h(i, j)$ at that locations were estimated by the operator (B. Kayser) via linear interpolation of surrounding isobaths and reference depths. According to the different chart scales and the growing intervals between isobaths at greater depths the estimates were rounded in steps of

depth range	spacing Δh	
1 – 50 m	1 m	(3.7)
50 – 150 m	5 m	
> 150 m	10 m.	

Since a linear estimation of water depths corresponds to an interpolating plane, these values may be considered as representative averages for the area ($\Delta\lambda * \Delta\varphi$) around the grid points. Insofar the data are appropriately sampled with respect to a model grid, see section 2. The point sampling of the land masses, however, is not fully consistent. On the one hand a lot of small land structures were included which in reality had extensions less than the critical sampling scales $2\Delta\lambda$, $2\Delta\varphi$. For example many (but not all) of the small islands of the Swedish and the Finnish archipelago were met by the grid points. (After a shift of the grid some of these islands would “pass the riddle” whereas others would be kept.) On the other hand the grid resolution was not high enough to resolve the narrow Little Belt and the inlet of the Sound to a sufficient degree. These biases of information should be kept in mind if the data are mapped onto a model grid.

The data were recorded via worksheets covering segments of ($10' * 20'$) in the high resolution case and ($20' * 20'$) elsewhere, see fig. 3. For each of these segments ($21 * 21$), resp. ($11 * 21$), depths $h(i, j)$ were stored as (positive) integer values into ASCII files containing comments about the area and the resolution. (The first and last columns or rows of adjacent segments refer to overlapping grid points.) The filenames were chosen to specify the lower left (southwest) grid point of each data segment

$$\text{filename} = \text{NNnnEEee.dat}, \quad (3.8)$$

“NNnn” and “EEee” indicate the degrees and minutes of northern latitude and eastern longitude. Thus the data were documented and easy to manage.

All worksheet segments of equal resolution were merged into two pure data files. Missing segments containing only land points were filled up with $h(i, j) = 0$. Moreover, the data in overlapping columns and rows of adjacent sample segments were checked and corrected if differences occurred. The structure of the resulting “top”-files is explained in the following section 4. On this basis it was possible to visualize the data and to check them for outliers and for equal vertical resolution. Visualization was realized via transforming the grid topography into bitmap images which can be processed with standard picture processing programs, see section 4. Using contrast enhancement by allocating pseudo-colours to the depth values some data errors, generated by typing errors as could be checked in the worksheet files, were located and corrected.

A further quality check of the data was made by means of histograms showing the frequency of occurrence of absolute water depths $h(i, j) > 0$, i. e. land points excluded, see figs. 4 and 5.

Fig. 4 shows that the first sampling interval of eq. (3.7) was an appropriate choice for the high resolution grid. The depths range $0 - 50 \text{ m}$ covers more than 99% of the data. Moreover, the rather smooth shape of the frequency distribution confirms that the sea charts used for this area allowed a sampling interval of 1 m . (All high resolution data were originally estimated with that accuracy, as can be seen at depths above 50 m .) Minor peaks on scales of $1 - 3 \text{ m}$ may be caused by the estimation of the operator. However, most of these structures are filtered out if the topography is applied to model grids having a vertical resolution of $\geq 2 \text{ m}$. The histogram shows that the typical depths in the Belt Sea lie between $10 - 20 \text{ m}$. The secondary maximum at $40 - 45 \text{ m}$ corresponds to the Arkona Basin.

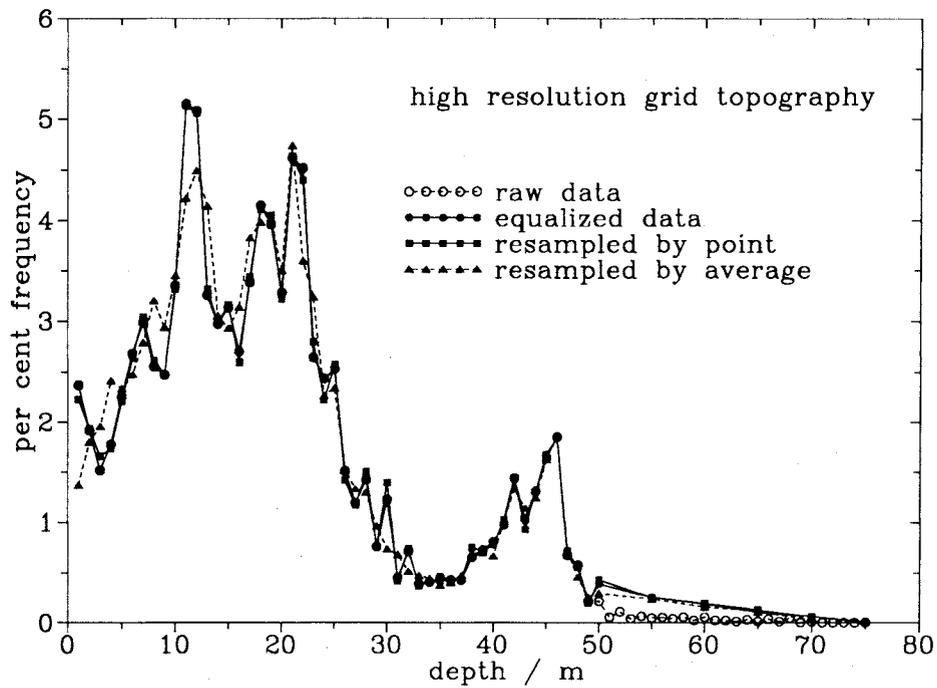


Figure 4: Histograms of depth frequency distribution of the high resolution grid topography, and data resampled onto the low resolution grid. Data points are connected by lines in order to make evident the effects of equalization and resampling.

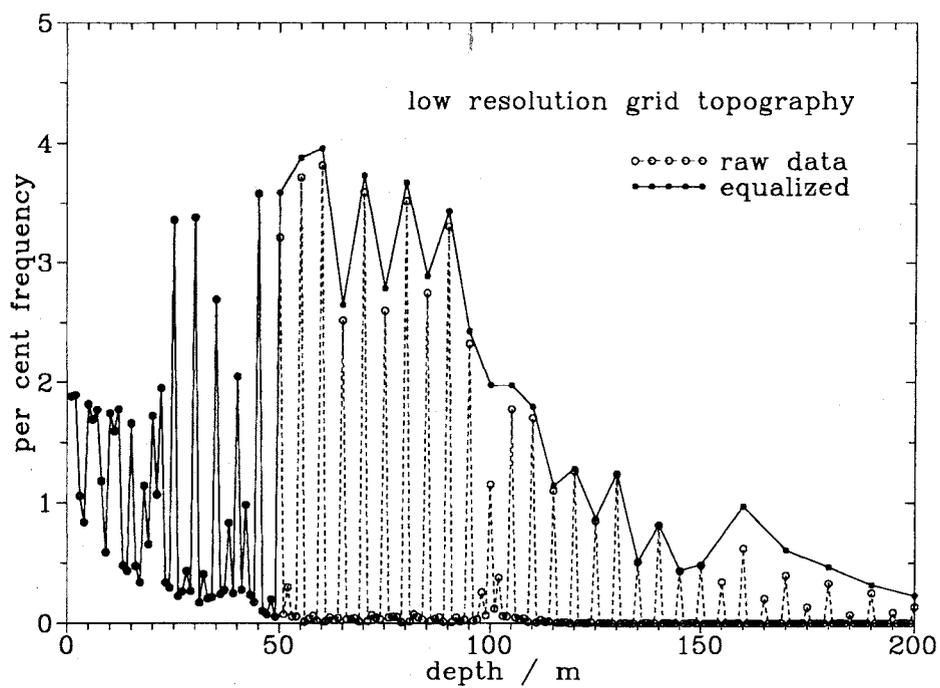


Figure 5: Histograms of depth frequency distribution of the low resolution grid topography, depths are confined to 200 m.

Fig. 5 displays the frequency distribution for the low resolution data up to depth of 200 m . Thus the whole sampling scheme and 97.5% of the data are included. It is obvious that the low resolution sampling produced more noisy data: Up to 25 m the data show steplike changes on scales of 1 – 3 m , above 25 m most of the data were estimated in 5 m steps, and above 60 m steps of 10 m occur with higher frequencies. The main reason for that noise is due to the fact that the sampling was taken on a coarser grid from sea charts with different resolution. The bathymetry of Baltic Proper, Kattegat, Skagerrak, and the Gulfs relies on large scale nautical charts, whereas more detailed charts were available for some of the shallow coastal regions, see table 4.. In order to make the originally sampled data consistent, all depths deviating from the vertical sampling scheme were eliminated by rounding to the nearest values corresponding to eq. (3.7) thus yielding equalized data sets.

Finally, the lower resolution data set was completed by merging it with the high resolution data covering the shaded area in fig. 3. The merging was done by taking over the depth values $h^{(1)}(i', j')$ from high resolution grid points coinciding with the locations $\lambda^{(2)}(i), \varphi^{(2)}(j)$ of the coarser grid, see fig. 6.

$$\left\{ \begin{array}{l} h^{(2)}(i, j) = h^{(1)}(i', j'), \quad i' = 2i - 21, \quad j' = 2j - 21 \\ \quad \quad \quad \quad \quad \forall i \in [11, 171], \quad j \in [11, 121] \\ \quad \quad \quad \quad \quad \forall i \in [11, 131], \quad j \in [122, 161] \end{array} \right\}. \quad (3.9)$$

The index relationship follows from eqs. (3.3, 3.4). This point-to-point transformation corresponds to the classification of land in sampling step (a) and conserves the frequency distribution of the high resolution data, see fig. 4. The dashed curve in this figure shows the smoothing effect which occurs if the resampling is done by averaging

$$\left\{ h^{(2)}(i, j) = \frac{1}{4} h^{(1)}(i', j') + \frac{1}{8} \sum h_{\oplus}^{(1)}(i', j') + \frac{1}{16} \sum h_{\otimes}^{(1)}(i', j') \right\}. \quad (3.10)$$

Here h_{\oplus} and h_{\otimes} indicate the four direct and diagonal neighbouring grid points

$$h_{\oplus}(i', j') = \{h(i' - 1, j'), h(i' + 1, j'), h(i', j' - 1), h(i', j' + 1)\}, \quad (3.11)$$

$$h_{\otimes}(i', j') = \{h(i' - 1, j' - 1), h(i' + 1, j' - 1), \\ h(i' - 1, j' + 1), h(i' + 1, j' + 1)\}. \quad (3.12)$$

The average procedure is illustrated in fig. 6. The weighting factors ($\frac{1}{4}, \frac{1}{8}, \frac{1}{16}$) correspond to the overlap ratio ($\Delta\lambda^{(1)} \Delta\varphi^{(1)} / \Delta\lambda^{(2)} \Delta\varphi^{(2)}$) between the high resolution grid cells $(i' - 1, j' - 1) \dots (i' + 1, j' + 1)$ and the low resolution ones (i, j) . The weighting factors are modified if land points $h^{(1)} = 0$ are excluded.

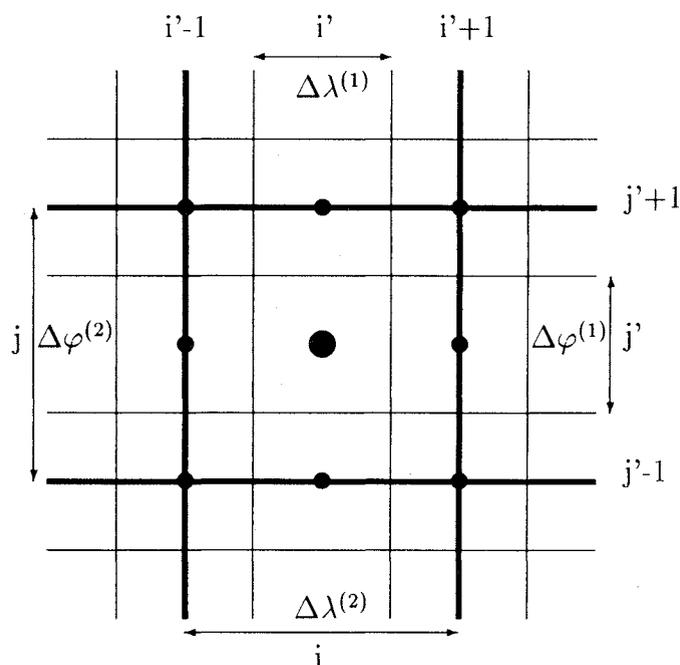


Figure 6: Overlapping high (i',j') and low (i,j) resolution grid cells, see eqs. (3.3,3.4)

Since no further processing has been applied even the equalized grid topography should be considered as a raw data set. In order to use it for the setup of a model the user has to adjust the bathymetry to meet the specific model requirements:

- If the model geometry differs from the sampling grid, eqs. (3.3) or (3.4), the bathymetry data have to be interpolated in an appropriate way to give representative water depths at the model grid points. In any case the depth values have to be mapped onto the model levels corresponding to eq. (2.10).
- The user has to prescribe the land mask of his model. On the one hand there are numerous small islands which normally may be suppressed. On the other hand even a spacing of $\approx 2 \text{ km}$ is not sufficient to give a full resolution of the Little Belt and the inlet of the Sound.
- In general some smoothing will be necessary to eliminate small scale irregularities of the sea bottom thus reducing too steep gradients which may lead to model instability.
- The model topography should be checked if there occur “dead” grid boxes. For instance, within the BRYAN-COX model the minimum

depths of the four neighbouring water columns

$$k^*(i, j) = \min \{k(i', j') \forall i' \in [i, i+1], j' \in [j, j+1]\} \quad (3.13)$$

is allocated to the staggered grid points $(\lambda^*(i), \varphi^*(j))$, see fig. 1. Consequently, an isolated box within the sea bottom $k(i', j') > k_{\oplus}(i', j'), k_{\otimes}(i', j')$, eqs.(3.11, 3.12), has no active staggered grid points at its corners because of

$$\{k^*(i, j) < k(i', j') \forall i \in [i' - 1, i'], j \in [j' - 1, j']\} \quad (3.14)$$

4. Deliverable data files

The following files were prepared for distributing the grid topography data to interested users:

1. The data files "iowbalt1.top" and "iowbalt2.top" contain the matrix of depths $h(i, j)$ written out as positive integer values. The numbers "1,2" specify the higher and lower resolution of approximately 1 km or 2 km according to eqs. (3.3, 3.4). A piece of FORTRAN-like pseudo-code makes the internal file structure clear:

```
Hmax=max{h(i,j) \forall i \in [1, imt], j \in [1, jmt]}
if (Hmax < 100) then
  format='(imtI3)' ! imt 3-digit integer values
else
  format='(imtI4)' ! imt 4-digit integer values
endif
do j=jmt,1,-1
  write(filename,format) (h(i,j), i=1,imt)
enddo
```

In this way any segment of $(imt * jmt)$ grid points is written out line by line with 3 digits if $H_{max} < 100$ m, and 4 digits otherwise, assuring that the data are separated by at least one blank. Thus the data can be read without a specified format, i. e.

```
do j=jmt,1,-1
  read(filename,*) (h(i,j), i=1,imt)
enddo
```

The latitudinal index j runs backwards (from north to south) in order to yield the right geographical orientation within the data file.

2. The files "iowbalt1.xyz" and "iowbalt2.xyz" are ASCII files containing coordinates and depths as triples $\lambda(i)$, $\varphi(j)$, $h(i, j)$ line by line. The coordinates give western longitude and northern latitude in degrees as decimal numbers, depths are in meters as positive integer values. A piece of FORTRAN-like pseudo-code makes the internal file structure clear:

```

do i=1,imt
  do j=1,jmt
    if (h(i, j) > 0 or border land point) then
      write(filename,'(2F7.3,I4)') lambda(i), phi(j), h(i, j)
    endif
  enddo
enddo

```

The files were shortened by leaving out all interior land points $h(i', j')$ obeying

$$\{ h(i', j') = 0, h_{\oplus}(i', j') = 0, h_{\otimes}(i', j') = 0 \}. \quad (4.1)$$

If one of the neighbours h_{\oplus} or h_{\otimes} , see eqs.(3.11, 3.12), is not zero then $h(i', j')$ is considered as a border land point. This format is convenient for contouring tools and may be extended by further data points which could have irregular spacings. Because of $\lambda, \varphi < 100$, $h < 1000$ all data items are separated by at least one blank. Thus a free format read-in statement could be used.

3. A very useful representation of equidistantly gridded topography data is the transformation into bitmap images which may be visualized and worked with standard picture processing programmes. Using a data format of 1 byte per pixel allows to encode up to 255 depths values (land set to zero). For the vertical resolution of our Baltic topography half that range is sufficient:

depth	/	meters	grey	-	values	
0	-	50	0	-	50,	
55	-	150	51	-	70,	(4.2)
160	-	720	71	-	127.	

The color table used in the "*.bmp" files was provided by Dr. Tauber, IOW, Marine Geology. A further advantage of the 1-byte-bitmap representation is that these are rather compact data files which contain the

actual number of columns and rows within the header block. It should be noticed that image data count from the upper left corner, that is from north to south, and from west to east, in terms of geographical location.

The data files may be delivered via email or ftp. Please send requests to: "seifert@physik.io-warnemuende.d400.de".

Acknowledgement

We thank Prof. D. Lange and K. Schmedemann for providing the high resolution maps of the western Baltic, and Dr. F. Tauber for colorizing the bathymetry bitmaps.

References

- BRYAN, K., 1969: A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Comp. Physics*, **4**, 347-376.
- MESINGER, F., A. ARAKAWA, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. *GARP Publ. Series*, No. **17**, volume I, 64 pp.
- COX, M. D., 1984: A primitive equation 3-dimensional model of the ocean. *GFDL Ocean Group Tech. Report*, No. **1**.
- FENNEL, W., T. SEIFERT, B. KAYSER, 1991: Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea. *Cont. Shelf Res.*, **11**, 23-36.

Appendix: List of used sea-charts

Chart-Nr.	Scale	Latitude	Issue	Geographical region
23	1:300000	60°	SHD 1967/7	Skagerrak
17	1:300000	54°20'	SHD 1980/1	Kattegat
171	1:150000	60°	SHD 1980/4	Kattegat, southern part
1711	1:60000	56°	SHD 1980/5	Sound, northern part
1712	1:75000	56°	SHD 1980/5	Kattegat, Aarhus Belt, Samsø Belt
172	1:150000	60°	SHD 1980/2	Kattegat, northern part
16	1:300000	54°20'	SHD 1980/4	Arkona Sea and Belt Sea
161	1:100000	54°20'	SHD 1980/4	Southern Sound
1611	1:60000	54°20'	SHD 1980/7	Sound, southern part
1622	1:25000	54°20'	SHD 1979/10	Stralsund, Strelasund
163	1:100000	54°20'	SHD 1980/4	Mecklenburg Bight, eastern part
165	1:100000	54°20'	SHD 1980/2	Kiel Bight
166	1:75000	54°20'	SHD 1980/4	Great Belt, southern part
1661	1:50000	54°20'	SHD 1980/5	Great Belt, Omø - Sprogø
167	1:75000	54°20'	SHD 1980/4	Great Belt, northern part
40	1:200000		DHI 1980	Gedser Odde - Bornholm
64	1:300000		DHI 1980	Southern Baltic, Belts, Sound
13120 ER	1:100000	60°	SHD 1986 *	Relief gradients of Mecklenburg and Lübeck Bight
13130 EG	1:100000	60°	SHD 1986 *	Relief gradients of Darss Sill
15	1:300000	54°20'	SHD 1981/1	Arkona Sea - Bornholm Sea
151	1:150000	54°20'	SHD 1980/1	Oder Bight
1511	1:50000	54°20'	SHD 1979/10	Greifswald Bay
152	1:150000	54°20'	SHD 1980/4	Arkona Basin
1531	1:75000	56°3'	SHD 1981/2	Hanöbukten
14	1:600000	60°	SHD 1981/2	Gotland Sea
141	1:200000	60°	SHD 1977/12	Gulf of Riga
142	1:200000	60°	SHD 1981/4	Northeastern Gotland Sea
143	1:200000	60°	SHD 1981/3	Eastern Gotland Sea
144	1:200000	60°	SHD 1981/2	Gdansk Bay
145	1:200000	60°	SHD 1980/1	Kolobrzeg - Gdansk
146	1:200000	60°	SHD 1981/1	Southern Gotland Sea
147	1:200000	60°	SHD 1981/2	Gotland Sea

List of sea-charts (continued)				
<i>Chart-Nr.</i>	<i>Scale</i>	<i>Latitude</i>	<i>Issue</i>	<i>Geographical region</i>
148	1:200000	60°	SHD 1981/1	Northern Gotland Sea
1481	1:75000	58°38'30"	SHD 1972	Norrköping, Bråviken
149	1:200000	60°	SHD 1981/1	Stockholm - Aland Sea
1300	1:200000	60°9'	DHI 1981/3	Aland Islands
131	1:200000	60°	SHD 1970/11	St. Petersburg - Hogland
1311	1:25000	59°57'	SHD 1981/12	Kronstadt
1311	1:25000	59°54'	SHD 1970/11	St. Petersburg Port
1312	1:25000	59°57'	SHD 1981/5	St. Petersburg, Bight and Port
132	1:200000	60°	SHD 1970/11	Hogland - Paldiski
133	1:200000	60°	SHD 1970/11	Entrance of Gulf of Finland
148	1:200000	60°	BSH 1990	Gulf of Finland, western part
152	1:200000	60°	BSH 1990	Gulf of Finland, eastern part
153	1:25000	60°	BSH 1990	Vysock - Vyborg
71	1:50000	60°	BSH 1990	Hanko - Jussarö
172	1:200000	60°48'	DHI 1982/4	Simpnäsklubb - Hudiksvall
173	1:200000	62°16'	DHI 1986/7	Hudiksvall - Flasan
174	1:200000	61°42'	DHI 1985/7	Isokari - Storkallegrundet
175	1:200000	63°16'	DHI 1986/5	Hemsö - Kallan
176	1:200000	64°17'	DHI 1982/5	Gulf of Bothnia, southern part
177	1:200000	65°19'	DHI 1983/6	Gulf of Bothnia, northern part

Remarks :

- BSH - Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, former Deutsches Hydrographisches Institut (DHI), Hamburg.
- SHD - Seehydrographischer Dienst der DDR, now BSH.
- Charts indicated by an asterisk (*) were provided by the Department of Geology of the former Institut für Meereskunde, Warnemünde, the authors are D. Lange and K. Schmedemann.

Meereswissenschaftliche Berichte

MARINE SCIENCE REPORTS

- 1 (1990) Postel, Lutz:
Die Reaktion des Mesozooplanktons, speziell der Biomasse, auf küstennahen Auftrieb vor Westafrika (The mesozooplankton response to coastal upwelling off West Africa with particular regard to biomass)
- 2 (1990) Nehring, Dietwart:
Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee von 1979 bis 1988 – ein Vergleich (Hydrographic and chemical conditions in the western and central Baltic Sea from 1979 to 1988 – a comparison)
Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang:
Aktuelle Trends hydrographischer und chemischer Parameter in der Ostsee, 1958 – 1989 (Topical trends of hydrographic and chemical parameters in the Baltic Sea, 1958 – 1989)
- 3 (1990) Zahn, Wolfgang:
Zur numerischen Vorticityanalyse mesoskaler Strom- und Massenfelder im Ozean (On numerical vorticity analysis of mesoscale current and mass fields in the ocean)
- 4 (1992) Lemke, Wolfram; Lange, Dieter; Ender, Rudolf (Eds.):
Proceedings of the Second Marine Geological Conference – The Baltic, held in Rostock from October 21 to October 26, 1991
- 5 (1993) Ender, Rudolf; Lackschewitz, Klas (Eds.):
Cruise Report RV "Sonne" Cruise SO82, 1992
- 6 (1993) Kulik, Dmitri A.; Harff, Jan:
Physicochemical modeling of the Baltic Sea water-sediment column: I. Reference ion association models of normative seawater and of Baltic brackish waters at salinities 1–40 ‰, 1 bar total pressure and 0 to 30°C temperature
(system
Na–Mg–Ca–K–Sr–Li–Rb–Cl–S–C–Br–F–B–N–Si–P–H–O)
- 7 (1994) Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang; Lass, Hans-Ulrich; Nausch, Günther:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1993
- 8 (1995) Hagen, Eberhard; John, Hans-Christian:
Hydrographische Schnitte im Ostrandstromsystem vor Portugal und Marokko 1991 - 1992
- 9 (1995) Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang; Lass, Hans Ulrich; Nausch, Günther; Nagel, Klaus:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1994
Seifert, Torsten; Kayser, Bernd:
A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea