

Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2004

von

Günther Nausch, Rainer Feistel, Hans Ulrich Lass, Klaus Nagel, Herbert Siegel

Institut für Ostseeforschung Warnemünde
an der Universität Rostock

Im Auftrag
des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie
Hamburg und Rostock

Warnemünde
April 2005

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Abstract	3
Kurzfassung	3
1. Einleitung	4
2. Meteorologische Bedingungen	6
3. Wasseraustausch durch die Ostseezugänge/ Beobachtungen an der Messplattform „Darßer Schwelle“	15
3.1 Wassertemperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt	15
3.2 Strömung	20
4. Beobachtungen an der Bojenstation „Arkonabecken“	22
5. Beobachtungen an der Bojenstation „Oder Bank“	25
6. Hydrographisch- chemische Bedingungen	27
6.1. Wassertemperatur	28
6.1.1 Wasseroberflächentemperatur	28
6.1.2 Vertikalverteilung der Wassertemperatur	34
6.2 Salzgehalt	39
6.3 Sauerstoff und Schwefelwasserstoff	43
6.4 Anorganische Nährstoffe	50
6.5 Natürliche organische Verbindungen	62
Zusammenfassung	73
Summary	74
Danksagung	75
Literaturverzeichnis	76

Abstract

The article summarizes the hydrographic-hydrochemical conditions in the western and central Baltic Sea in 2004. Based on the meteorological situation, the horizontal and vertical distribution of temperature, salinity, oxygen, inorganic and organic nutrients are described on a seasonal scale.

The whole year 2004 was characterized by only low inflow activities. However, the major Baltic inflow from January 2003 continued to have effects. During the course of 2004 the oxygen content of the deep water in the Bornholm and eastern Gotland Basins decreased continuously. In December only 0,25 ml/l were measured. In the Gotland Deep, again anoxic conditions have restored below 200 m water depth indicating the beginning of a new stagnation period. In the western Gotland Basin the influence of the salt water inflow can be detected only delayed and with reduced intensity. In the Landsort Deep traces of oxygen were found only shortly and the Karlsö Deep remained anoxic throughout the whole year.

In the Gotland Deep, a continuous salinity increase took place in the 200 m level. The annual mean reached 12,7 psu. Such high values were observed for the last time in 1977 as a result of a huge major Baltic inflow. The reason can be seen in the warm baroclinic inflow of summer 2003. Warm water inflows as described already for 2002, seem to be an indication of a new quality in the long-term behaviour of the Baltic Sea.

The winter nitrate concentrations in the surface layer in the Arkona and Bornholm Sea as well as in the eastern and western Gotland Basin were very low. In contrast, the phosphate concentration was comparably high in the eastern but esp. in the western Gotland Sea causing very low N/P ratios. The reasons für this development are discussed.

Kurzfassung

Die Arbeit fasst die hydrographisch-hydrochemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee für das Jahr 2004 zusammen. Basierend auf den meteorologischen Verhältnissen, werden die horizontalen und vertikalen Verteilungsmuster von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff sowie der anorganischen und organischen Nährstoffe mit saisonaler Auflösung beschrieben.

Das gesamte Jahr 2004 war durch nur geringe Einstromaktivitäten gekennzeichnet, jedoch wirkte der Salzwassereinbruch vom Januar 2003 noch nach. Im Tiefenwasser des Bornholmbeckens sowie des östlichen Gotlandbeckens nahm der Sauerstoffgehalt im Jahresverlauf kontinuierlich ab. Im Dezember wurden nur noch um 0,25 ml/l gemessen. Unterhalb von 200 m herrschten im Gotlandbecken bereits wieder anoxische Bedingungen. Damit wird der Beginn einer neuen Stagnationsperiode angezeigt. Im westlichen Gotlandbecken machen sich Salzwassereinströme noch deutlich verzögerter und mit geringerer Wirkung bemerkbar. So wurden im Landsorttief nur kurzzeitig Spuren von Sauerstoff gemessen, das Karlsötief blieb ganzjährig anoxisch.

Im Gotlandtief kam es in 200 m Wassertiefe zu einer kontinuierlichen Zunahme des Salzgehaltes. Im Jahresmittel wurden 12,7 psu erreicht, was letztmals 1977 nach einem großen Salzwassereinbruch der Fall war. Die Ursache ist im baroklinen warmen Sommereinstrom 2003 zu sehen. Sommerliche Warmwassereinströme wie sie bereits 2002 beobachtet wurden, scheinen zu einer neuen Qualität im Langzeitverhalten der Ostsee zu führen.

Die winterlichen Nitratkonzentrationen in der Oberflächenschicht waren in der Arkonasee, der Bornholmsee sowie im östlichen und westlichen Gotlandbecken sehr niedrig. Für Phosphat wurden dagegen im östlichen, besonders aber im westlichen Gotlandbecken, erneut vergleichsweise hohe Phosphatwinterkonzentrationen ermittelt. Was zu sehr niedrigen N/P-Verhältnissen führt. Die Ursachen dieser Entwicklung werden diskutiert.

1. Einleitung

Die Einschätzung des hydrographisch-hydrochemischen Zustandes der Ostsee im Jahre 2004 erfolgte im Wesentlichen auf der Basis des Ostsee-Überwachungsprogramms, das das *Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde* (IOW) im Auftrag des *Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* (BSH) Hamburg und Rostock durchführt. Im Rahmen einer Verwaltungsvereinbarung wird dem IOW der deutsche Beitrag für das Überwachungsprogramm (COMBINE) der Helsinki-Kommission (HELCOM) zum Schutz der Meeresumwelt des Ostseegebietes übertragen. Zu den Aufgaben dieses Programms gehört die Überwachung des Wasseraustausches zwischen Ost- und Nordsee, der hydrographisch-chemischen Bedingungen in den zentralen Ostseebecken und deren zeitliche und räumliche Veränderungen sowie die Identifikation und Untersuchung von Langzeittrends.

Im Jahre 2004 wurden fünf reguläre Monitoring-Fahrten durchgeführt, die alle vier Jahreszeiten sowie zusätzliche Beobachtungen im März umfassten. Die Zustandseinschätzung basiert auf den Daten, die im Rahmen dieser Überwachungsfahrten gewonnen wurden sowie auf Ergebnissen anderer Forschungsarbeiten des IOW. Ausgewählte Daten von Forschungseinrichtungen anderer Ostseeanliegerstaaten, insbesondere des *Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Instituts* (SMHI) und der *Maritimen Abteilung des polnischen Instituts für Meteorologie und Wasserwirtschaft* (IMGW) wurden in die Auswertung einbezogen. Die Lage der wesentlichsten Stationen, die in die nachfolgenden Auswertungen einbezogen wurden, ist aus Abb. 1 zu entnehmen. Die internationale Zuordnung dieser Stationen ist bei NAUSCH et al. (2003a) zusammengestellt.

Grundlage des hydrographisch-chemischen Standard-Messprogramms, das mit den Forschungsschiffen „Professor Albrecht Penck“ und „Gauss“ durchgeführt wurde, sind die Richtlinien der HELCOM für die Überwachung der Ostsee im Rahmen des COMBINE-Programms (HELCOM, 2000). Angaben über die Gewinnung der Wasserproben und die untersuchten Parameter sowie über die verwendeten Messverfahren und ihre Genauigkeit sind bei NEHRING et al. (1993, 1995a) enthalten.

Die schiffsgebundenen Untersuchungen wurden durch Messungen an drei autonomen Stationen des deutschen Umweltüberwachungs- Messnetzes MARNET in der westlichen Ostsee ergänzt, die im Gebiet der Darßer Schwelle (Messplattform; Stat. DS), im Arkonabecken (Halbtaucher, Stat. AB) und in der Pommerschen Bucht (Messboje; Stat. OB „Oder Bank“) liegen (vgl. Abb. 1). Neben meteorologischen Parametern wurden an diesen Stationen die Wassertemperatur und der Salzgehalt in 6 bzw. 4 Tiefen (Darßer Schwelle), 5 bzw. 3 Tiefen (Arkonabecken) und 2 Tiefen (Oder Bank) sowie der Sauerstoffgehalt in jeweils 2 Tiefen registriert. Alle Daten werden als Stundenmittel aus 6 Messungen telemetrisch via Wettersatellit (METEOSAT) an die Datenbank des BSH übertragen (KRÜGER et al., 1998; KRÜGER, 2000a, b). Angaben über die Strömungsverhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle und der Station „Arkonabecken“ liefert jeweils ein selbst registrierender akustischer Doppler-Profil-Strömungsmesser (ADCP).

Die Überwachung der Wasseroberflächentemperatur der Ostsee wurde durch Einzelszenen und mittlere monatliche Verteilungen, ermittelt aus NOAA - AVHRR -Wettersatellitendaten, ergänzt. Dabei wurden alle wolken- und eisfreien Bildpunkte (Pixel 1 x 1 km) der Satellitenüberflüge eines Monats berücksichtigt und in Karten zusammengestellt (SIEGEL et al., 1999).

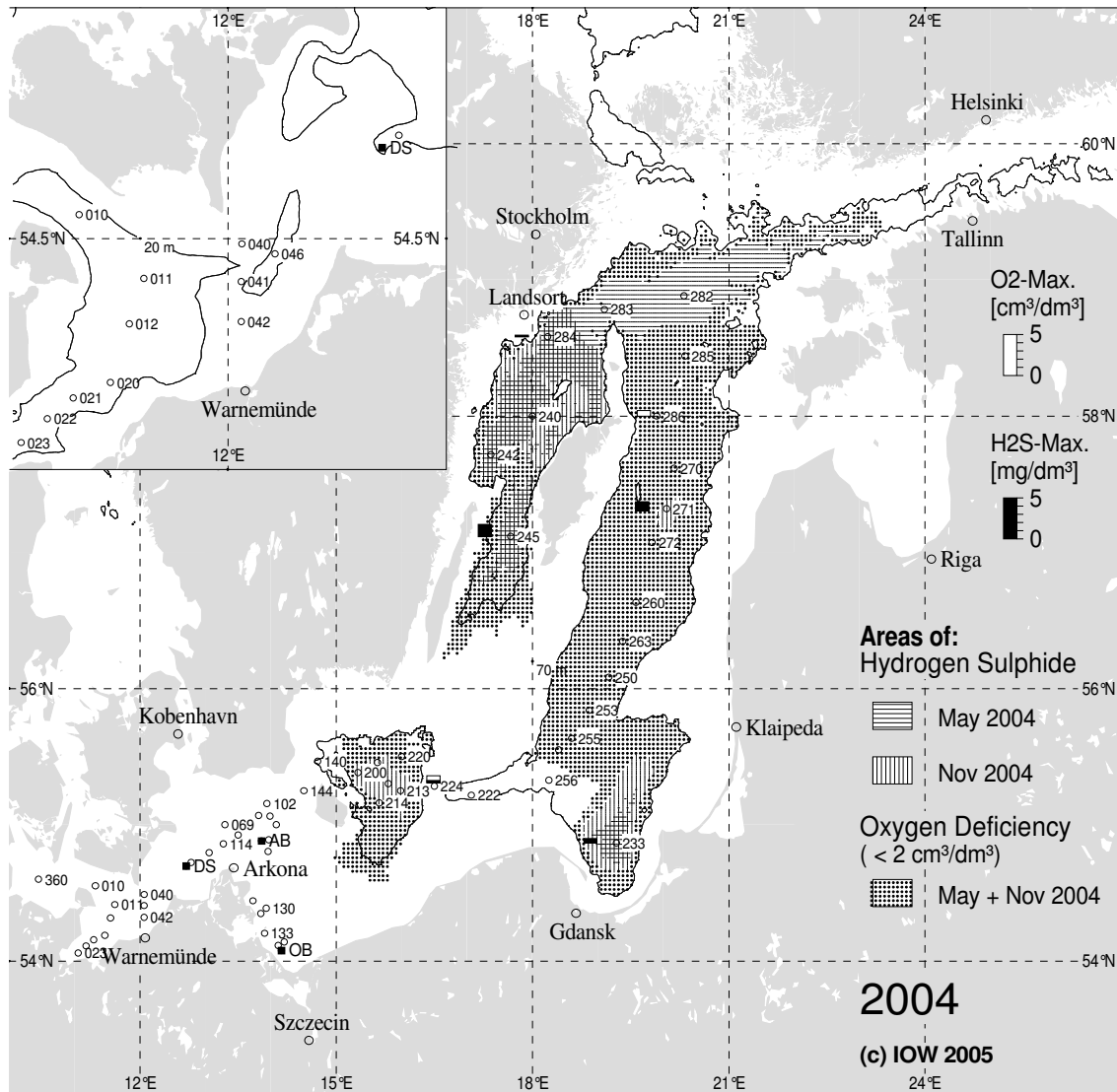


Abb. 1

Stationskarte (■ MARNET-Stationen) und Gebiete mit Sauerstoffmangel und Schwefelwasserstoff in der grundnahen Wasserschicht der Ostsee sowie maximale Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffkonzentrationen an ausgewählten Stationen (Säulen) im Jahre 2004; die Abb. enthält zusätzlich die 70 m - Tiefenlinie bzw. die 20 m -Tiefenlinie (Bildausschnitt)

Fig. 1

Location of stations (■ MARNET- stations) and areas of oxygen deficiency and hydrogen sulphide in the near bottom layer of the Baltic Sea in 2004. Bars show the maximum oxygen and hydrogen sulphide concentrations of this layer in 2004; the figure contains additionally the 70 m – depth line resp. 20 m – depth line (small picture)

2. Meteorologische Bedingungen

Der Witterungsverlauf des Jahres 2004 in der südlichen Ostsee kann durch Daten des Deutschen Wetterdienstes (DWD, 2004) an der Wetterstation Arkona auf Rügen, die Wärme- und Kältesummen der Wetterstation Warnemünde sowie den Verlauf des Eiswinters beschrieben werden. Tab. 1 zeigt die monatlichen Temperaturen, die Luftfeuchtigkeit, die Sonnenscheindauer, den Niederschlag sowie die Zahl der Frost- und Eistage gemessen an der Station Arkona. Tab. 2 enthält die Kälte- und Wärmesummen zusammen mit dem langjährigen Mittel.

Der Winter 2003/04 war ein mittelkalter Winter, milder als 1995/96 und 2002/03, vergleichbar mit 1999/2000, und kälter als die restlichen Winter der vergangenen Dekade. Er lag nach finnischen Angaben (FIMR, 2004) mit einer maximalen Eisbedeckung der Ostsee von 152 000 km² am 11. März bei etwa 2/3 des langjährigen Mittelwerts von 215 000 km². Das zeigen auch die durchschnittlich ausgefallene Kältesumme (Tab. 2) des Januars sowie die sehr milden anderen Wintermonate 2003/04. Die Eisbildung begann erst Ende November in der Bottenwiek und Mitte Dezember in der Bottensee. Ende Januar war die Bottenwiek vollständig zugefroren, eine Woche später als normal. Die Eissaison in deutschen Gewässern endete im Mai zu einem durchschnittlichen Zeitpunkt (BSH, 2004a). Der 30-jährige Mittelwert der Eisbedeckung verharrt auf einem sehr tiefen Wert (Abb. 2). Eine Bedeckung von etwa 37 % der Gesamtfläche der Ostsee von 415.266 km² fällt in den Bereich 20-40 %. Dieser Bedeckungsgrad wird im langfristigen Mittel mit etwa 40 % der Winter am häufigsten beobachtet (SMHI, 1982). Die Wendepunkte im Langzeittrend der Eisbedeckung stehen in enger Beziehung zu denen des NAO, des Wasserstands der Ostsee und der Landtemperatur der ganzen Nordhalbkugel (HAGEN and FEISTEL, 2005).

1947/1948 wurde die reduzierte Eissumme für die Bewertung der Stärke eines Eiswinters in den deutschen Küstengebieten eingeführt. Es handelt sich dabei um den arithmetischen Mittelwert der Tage mit Eisvorkommen an den 13 Eisklimastationen, durch den Umfang und Dauer der Vereisung charakterisiert wird. Seit 1897 schwankte die reduzierte Eissumme für die Ostseeküste zwischen Null und maximal 98 Tagen. Das arithmetische Mittel beträgt 22 Tage, der Medianwert 12 Tage (BSH, 2004b). Die reduzierte Eissumme für die deutsche Ostseeküste betrug im Jahr 2004 nur 3 Tage, somit gehört der Eiswinter 2003/04 an der deutschen Ostseeküste zu den schwachen Eiswintern. An den Küsten Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns wurde in der inneren Schlei (17 Tage), in den Häfen Flensburg (4 Tage), Neustadt (7 Tage), Wismar (26 Tage) und Rostock (11 Tage) sowie auf der Unterwarnow (4 Tage) Eis beobachtet (BSH, 2004a).

Das Jahr 2004 war global das viertwärmste seit Beginn der Aufzeichnungen 1861 und folgte direkt auf das Hitzejahr 2003 (WMO, 2004). Die durchschnittliche Land-Oberflächentemperatur lag 0,44°C über dem jährlichen Mittel zwischen 1961 bis 1990, das 14°C beträgt. 2003 gab es ein Plus von 0,49°C. Das weltweit wärmste Jahr bleibt 1998 mit einer Abweichung von +0,54°C. Damit waren neun der zehn Jahre 1995 bis 2004 unter den zehn wärmsten in der Aufzeichnungsgeschichte. Global war der Oktober 2004 der wärmste Oktober seit 1861, allerdings hauptsächlich bedingt durch positive Anomalien in Asien, China, Alaska und großen Teilen des Nordatlantik.

In Warnemünde dagegen war der Oktober 2004 in Bezug auf seine Wärmesumme normal (Tab. 2). Nur der August fiel deutlich zu warm aus, während Juni und Juli klar unterdurchschnittliche Werte aufwiesen, wie auch die Temperaturen an der Station Arkona zeigen (Tab. 1). Auch die Monate Februar-April waren mit +1,6°C bis +1,8°C Abweichung der Tagesmitteltemperatur vom langjährigen Mittel an der Station Arkona sehr warm. Diese letzteren Anomalien können von den Wärmesummen in Warnemünde auf Grund ihrer Definition nicht widerspiegelt werden, weil sie

relativ zu mittleren Temperaturen zwischen $+1^{\circ}\text{C}$ und $+5^{\circ}\text{C}$ auftraten. Kältesummen erfassen Anomalien unter 0°C , Wärmesummen über $+16^{\circ}\text{C}$, der Zwischenbereich wird von diesen Maßen ignoriert. Sowohl die negative Temperaturanomalie im Januar als auch die positiven von Februar bis Mai gingen mit größerer Sonnenscheindauer einher. Dabei zeigte der Januar trotz starker Niederschläge von 163% die höchste Sonnenscheindauer von 142%, der niederschlagsreiche Juni (135%) wies dagegen die geringste Sonnenscheindauer mit 76% auf. Das Frühjahr war insgesamt zu warm und zu trocken, der Sommer zu kalt und zu nass, der Herbst mild und wechselhaft, und der Dezember sehr mild. Das Jahr war insgesamt zu warm mit Ausnahme von Januar, Juni und Juli. Die stärksten Niederschläge (170 mm) fielen im Oktober, die geringsten (57 mm) im November. Trotz dieser großen Schwankungen war die Luftfeuchte in Warnemünde mit 82% bis 86% bis auf den Dezember weitgehend konstant und wesentlich weniger variabel als z. B. in den Vorjahren 2003 und 2002.

Der Verlauf des Sommers entsprach weitgehend einer so genannten Siebenschläfer-Wetterlage. Zunächst herrschten vom 26. Juni bis 6. Juli Westwinde mit eingelagerten Regenfronten, diese setzten sich vom 10. bis 17. Juli und 23. bis 28. Juli fort. Ab 29. Juli richtete sich das Skandinavienhoch „Erich“ mit Ostwind und ruhiger Ausstromlage ein. Ab 10. August wurde ein entsprechender bodennaher salzreicher Einstrom an der Darßer Schwelle beobachtet, der wegen Wetterumstellung am 23. August endete. Wegen dieser geringen Dauer sind keine vergleichbar starken Effekte des Einstroms wie etwa 2002 oder 2003 zu erwarten.

Vom 23. bis 28. September fand ein kleiner warmer Einstrom mit 15-16 psu Salzgehalt und 15°C im Oberflächenwasser an der Darßer Schwelle statt, der sich auch im Landsortpegel (Abb. 5) abbildet. Ein ähnlich kleiner, aber kalter Einstrom fand Anfang Februar statt, bei dem ca. 80 km^3 Wasser einfließen und an der Darßer Schwelle am Boden etwa 20 psu erreicht wurden. Der Sturm am 21. März mit Windstärke Bft 10 in der Danziger Bucht bewirkte ebenfalls einen Zustrom von Salzwasser, hauptsächlich durch den Sund.

Wiederholt traten 2004 Vb- oder ähnliche ungewöhnliche Wetterlagen auf, bei denen Tiefdruckgebiete vom Mittelmeer nordwärts über Deutschland hinweg zogen. Am 7. und 8. Mai wanderte ein solches Tief von Berlin nach Holland und von dort zum Schwarzwald. Am 2. Juni lag ein ähnliches Tief über 3 Tage im Raum Kassel/Würzburg. Am 8. und 9. Juli zog ein Tief von Algerien über das Mittelmeer und Deutschland nach Holland mit schweren Gewittern und Unwettern in Süddeutschland, Sachsen und Brandenburg. Am 17. und 18. Juli bewirkte Tief „Elke“ zusammen mit einem Mittelmeerhoch von Spanien bis Jugoslawien das Einströmen tropischer Luft von SW, was Gewitter und Tornados im Ruhrgebiet und in Niedersachsen auslöste. Am 9. und 10. November zog ein Vb-Tief von der Adria nach Holland und brachte den ersten Schnee über 400 m. Am 1. Dezember zog ein weiteres Vb-Tief nach Norden mit Schnee und kalter Höhenluft.

Am 18. November erreichten Orkanböen einen Spitzenwert von $37,5\text{ m/s}$ am Messmast Darßer Schwelle, auf Hiddensee wurde eine Spitzenböe mit 47 m/s registriert, an der Station Arkona lag der Jahresspitzenwert im Stundenmittel um 18 Uhr bei $23,1\text{ m/s}$ aus West, der Pegel in Warnemünde fiel um ca. 50 cm. Am 22. und 23. November drehte der Sturm auf Nord mit Windspitzen über 18 m/s an der Darßer Schwelle, im Stundenmittel Arkona $18,8\text{ m/s}$ von NW am 23. November um 23 Uhr, der Pegel über normal von ca. 100 cm in Rostock und 140 cm in Koserow bewirkte.

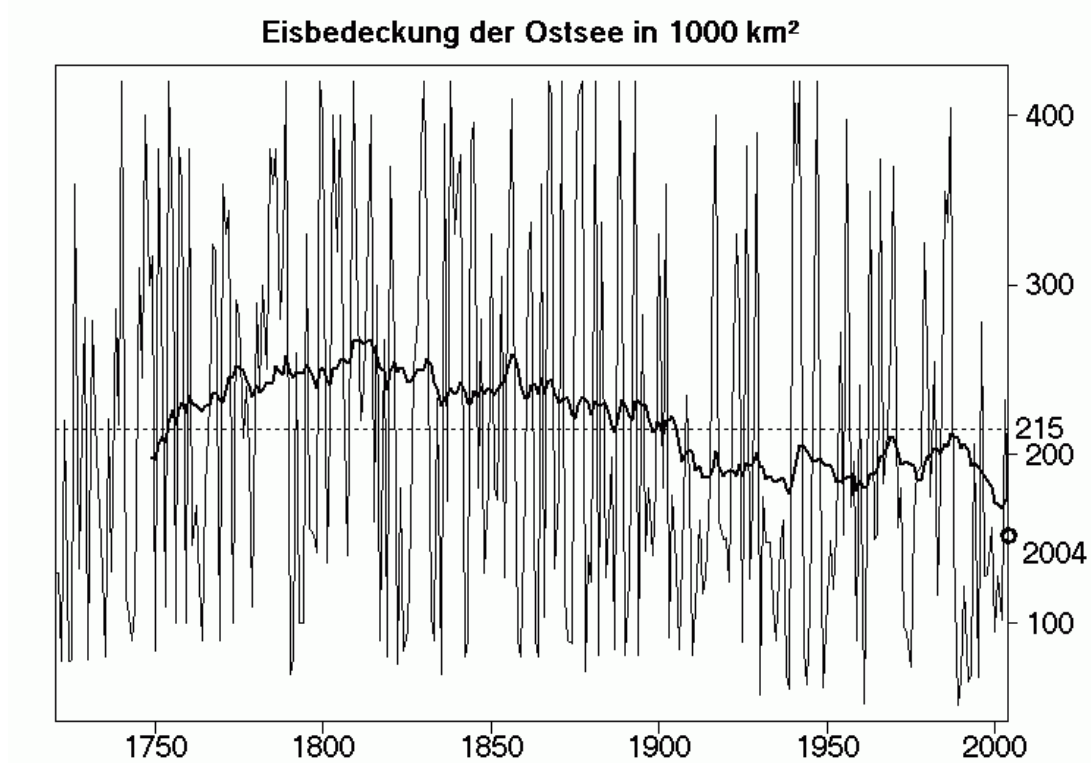


Abb. 2

Maximale Eisbedeckung der Ostsee in 1000 km² in den Jahren 1720 bis 2004 nach Daten des FIMR (FIMR, 2004). Der Langzeit-Mittelwert von 215 000 km² ist gestrichelt dargestellt. Die dicke Linie ist ein gleitender Mittelwert über die vorherigen 30 Jahre. Der Kreis zeigt die Eisbedeckung im Winter 2003/2004 mit 152 000 km²

Fig. 2

Maximum ice covered area in 1000 km² of the Baltic Sea in the years 1720 to 2004 after data of FIMR (FIMR, 2004). The long-term average of 215,000 km² is shown as dashed line. The bold line is a running mean value over the past 30 years. The ice coverage in winter 2003/2004 with 152,000 km² is encircled

Tab. 1

Monatliche gemittelte Wetterdaten der Station Arkona (Rügen, 42 m über NN) nach DWD (2004). t: Lufttemperatur, Δt : Lufttemperatur-Anomalie, h: Luftfeuchte, s: Sonnenscheindauer, r: Niederschlag, Frost: Zahl der Tage mit Tiefsttemperatur unter 0°C, Eis: Zahl der Tage mit Höchsttemperatur unter 0°C. Prozentangaben sind relativ zum langjährigen Mittel. Maxima und Minima hervorgehoben

Table 1

Monthly averaged weather data at Arkona station (Rügen island, 42 m above sea level) after DWD (2004). t: air temperature, Δt : air temperature anomaly, h: humidity, s: sun shine duration: r: precipitation, Frost: days with minimum temperature below 0°C, Eis: days with maximum temperature below 0°C. Percentages are given with respect to the long-term mean. Maxima and minima are shown in bold

Monat	t/°C	Δt /K	h/%	s/%	r/%	Frost	Eis
Jan	-0,9	-1,1	83	142	163	24	12
Feb	1,8	+1,6	86	109	115	19	-
Mrz	3,9	+1,8	83	129	74	8	-
Apr	6,8	+1,8	84	135	76	-	-
Mai	10,3	+0,6	82	105	95	-	-
Jun	13,6	-0,5	86	76	135	-	-
Jul	15,5	-0,7	86	92	107	-	-
Aug	18,1	+1,6	86	93	138	-	-
Sep	14,5	+0,9	82	126	78	-	-
Okt	10,5	+0,6	86	107	170	-	-
Nov	5,8	+0,5	85	136	57	2	-
Dez	3,8	+1,8	91	82	93	9	-

Tab. 2

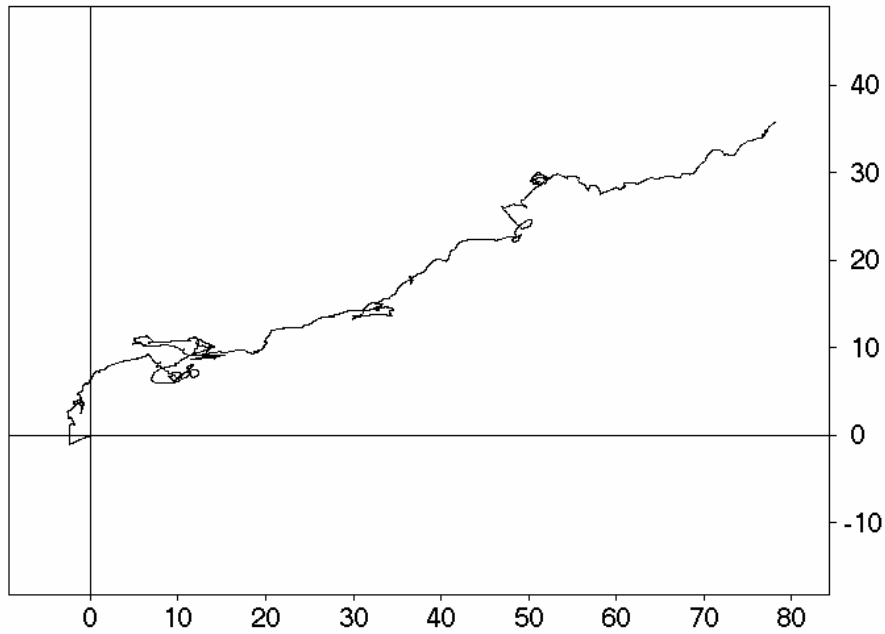
Summen der Tagesmittel der Lufttemperatur an der Wetterstation Warnemünde. Die Kältesumme (KS) ist das Zeitintegral der Lufttemperatur unterhalb der Linie $t = 0^\circ\text{C}$, in $\text{K} \cdot \text{d}$, die Wärmesumme (WS) das entsprechende Integral oberhalb der Linie $t = 16^\circ\text{C}$. Zum Vergleich sind die entsprechenden Mittelwerte 1947 bis 2004 angegeben

Table 2

Sums of daily mean air temperatures at the weather station Warnemünde. The 'cold sum' (KS) is the time integral of air temperatures below the line $t = 0^\circ\text{C}$, in $\text{K} \cdot \text{d}$, the 'heat sum' (WS) is the corresponding integral above the line $t = 16^\circ\text{C}$. For comparison, the corresponding mean values 1947 till 2004 are given

Monat	KS 2003/04	Mittelwert	Monat	WS 2004	Mittelwert
November		$2,7 \pm 6,6$	April		$1,0 \pm 2,5$
Dezember	1,7	$22,0 \pm 27,0$	Mai	0,3	$5,0 \pm 5,7$
Januar	43,8	$42,2 \pm 43,0$	Juni	4,3	$23,0 \pm 15,4$
Februar	1,3	$36,3 \pm 44,6$	Juli	33,7	$50,7 \pm 29,9$
März	2,7	$9,6 \pm 14,7$	August	87,5	$50,7 \pm 32,8$
April		$0,1 \pm 0,2$	September	16,6	$10,9 \pm 11,5$
			Oktober	0,5	$0,4 \pm 1,2$
Σ 2003/2004	49,5	$112,8 \pm 90,5$	Σ 2004	142,9	$141,8 \pm 65,2$

Kumulatives Windvektor-Diagramm (1000 km) in Arkona 2004



Kumulatives Windvektor-Diagramm (1000 km) in Arkona 2003

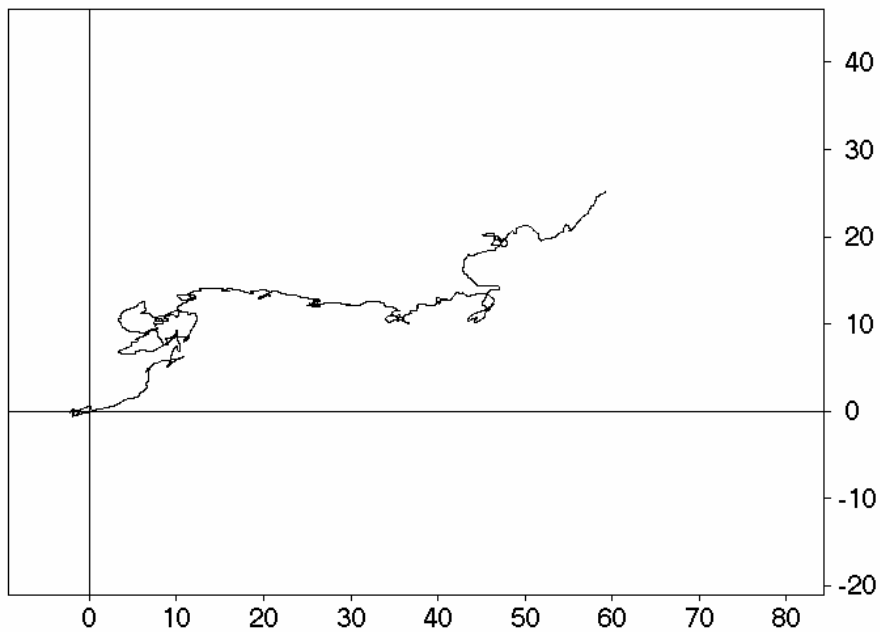


Abb. 3

Fortschreitende Vektordiagramme der Windgeschwindigkeit an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2005), in 1000 km, positiv nach nördlichen und östlichen Richtungen. Von oben nach unten: 2004, 2003, Langzeitmittel

Fig. 3

Progressive vector diagram of the wind velocity at the weather station Arkona (after data of DWD, 2005), in 1000 km, positive in northerly and easterly directions. From top to down: 2004, 2003, long-term average

Kumulatives Windvektor-Diagramm (1000 km) in Arkona 1951-2002

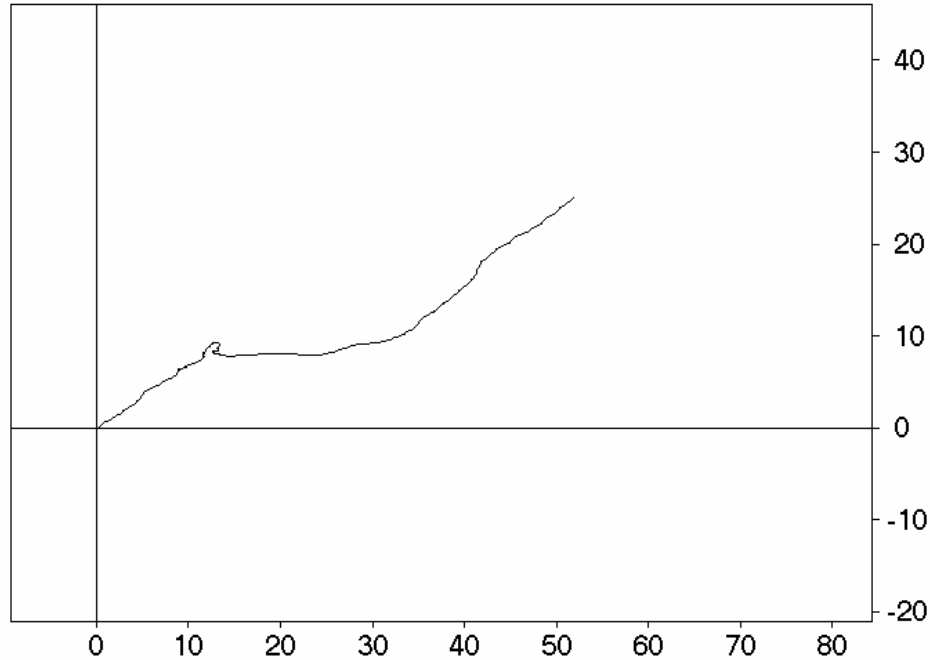


Abb. 3 Forts.

Fig. 3 cont.

Abb. 3 zeigt die Windentwicklung mit Hilfe fortschreitender Vektordiagramme für die Station Arkona, wobei die Trajektorie durch zeitliche Integration des Windvektors am Ort entsteht. Das Jahr 2004 ist dargestellt im Vergleich mit dem warmen Jahr 2003 (NAUSCH et al., 2004, FEISTEL et al., 2004a) sowie dem klimatischen mittleren Wind der Jahre 1951 bis 2002. Die Kurve für 2003 ist der des klimatischen Mittelwerts (52000 km nach Osten, 25000 nach Norden) sehr ähnlich. Insbesondere fallen die Endpunkte fast zusammen, was bedeutet, dass die Windkomponenten im Jahresdurchschnitt etwa übereinstimmen. Der Verlauf 2004 dagegen zeigt nicht das typische Sommerplateau zwischen den mittleren Südwestwinden der anderen Jahreszeiten und einen insgesamt um 50 % stärkeren mittleren SW-Wind (78000 km nach Osten, 36000 km nach Norden). Dabei ist der mittlere Betrag der Windgeschwindigkeit (7,4 m/s) nur wenig höher als im Vorjahr (7,1 m/s), siehe Abb. 4, so dass sich nicht so sehr die Windstärke, sondern die Richtung, d.h. die Häufigkeit der Südwestlagen deutlich verändert hat.

Herausragende Einstromereignisse fanden in der Ostsee 2004 nicht statt. Die Verhältnisse im Tiefenwasser waren insbesondere geprägt durch die Nachwirkungen der warmen und kalten Einströme 2002 und 2003 (FEISTEL et al., 2003a, b, NAUSCH et al., 2003b, FEISTEL et al. 2004a, b) und waren ungewöhnlich dynamisch, insbesondere in den Änderungen von Temperatur und Sauerstoffgehalt, vergl. Kapitel 6.

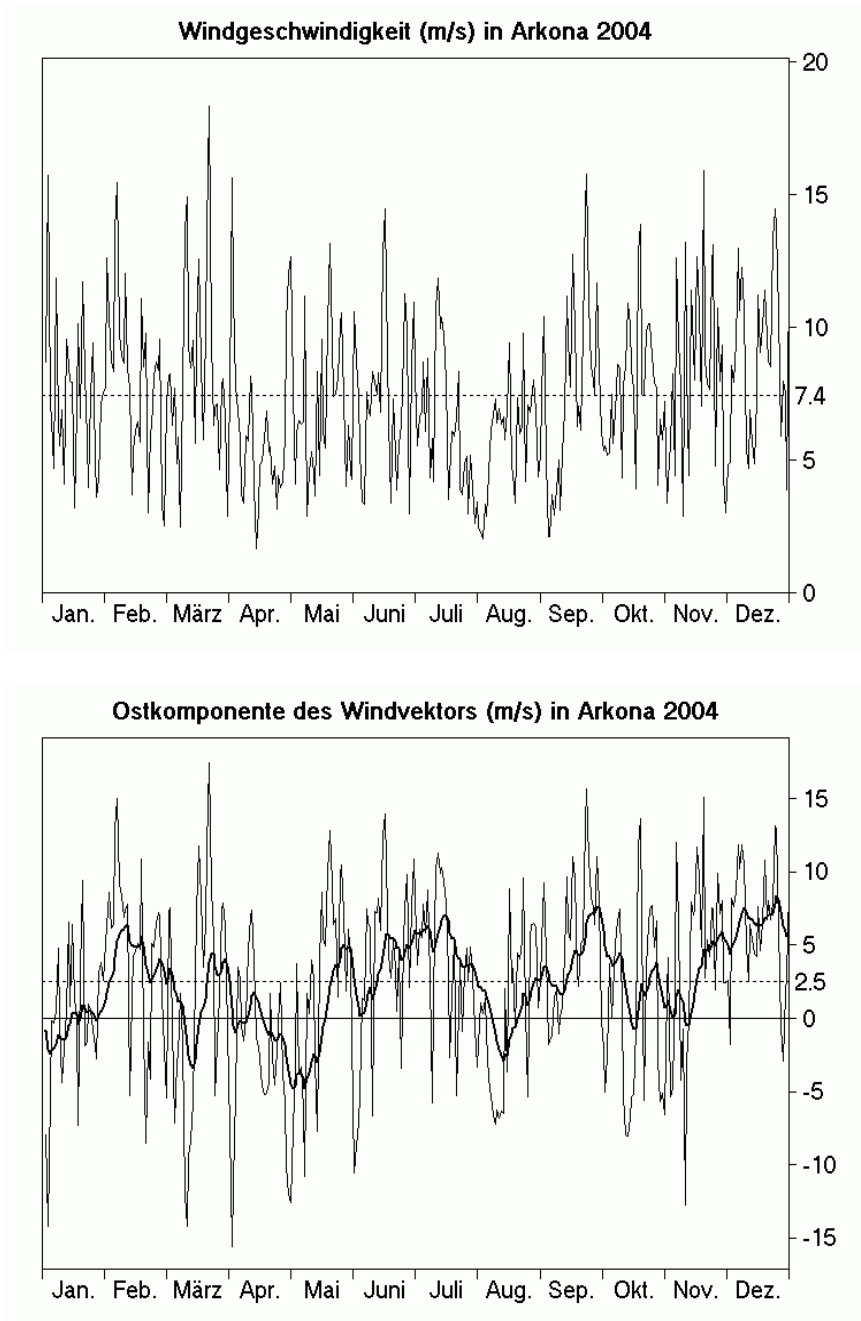


Abb. 4

Windmessungen an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2005). Oben: Tagesmittelwerte der Windgeschwindigkeit in m/s, Jahresmittelwert 7,4 m/s gestrichelt. Unten: Tagesmittelwerte der Ostkomponente (Westwind positiv), Jahresmittelwert 2,5 m/s gestrichelt. Die fett gezeichnete Linie ist mit einem exponentiellen Gedächtnis von 10 Tagen gefiltert

Fig. 4

Wind measurements at the weather station Arkona (after data of DWD, 2005). Above: Daily means of wind speed, in m/s, the dashed line is the annual average of 7.4 m/s. Below: Daily means of the eastern component (westerly wind positive), the dashed line is the annual average of 2.5 m/s. The line in bold is filtered with a 10-days exponential memory

Die klimatische Windkurve in Abb. 3 ist erwartungsgemäß glatter als die der einzelnen Jahre. Sie besteht aus einer Winterphase mit Südwestwind, die im Mai endet und im September langsam neu wieder einsetzt. Die Sommerphase dagegen besitzt keine meridionale Komponente und verläuft deshalb parallel zur x-Achse. Die auffälligste Struktur jedoch ist der kleine Knick, der ein schnelles Umschalten von Winter auf Sommer markiert. Er tritt am 12. Mai auf und gehört zur Phase der so genannten „Eisheiligen“. Die außergewöhnliche Regelmäßigkeit des Auftretens dieses Nordostwinds mit Kälterückfall in Deutschland über viele Jahre hinweg ist schon lange bekannt und lässt sich physikalisch aus dem Sonnenstand und der Land-Meer-Verteilung erklären (BEZOLD, 1883).

Die mittlere Windgeschwindigkeit an der Station Arkona lag mit 7,4 m/s zwischen den Werten der Vorjahre von 7,1 m/s im Jahr 2003 (NAUSCH et al., 2004) von 7,7 m/s im Jahr 2002 (NAUSCH et al., 2003a). Als Windspitzen der Stundenwerte traten auf 23,1 m/s am 23. Januar aus West, 22,8 m/s am 21. März aus West und 21,3 m/s am 1. April aus Ost (Abb. 4). Damit wurden zwar die Spitzenwerte (21,5 m/s) von 2003 überstiegen, aber weder die von 25,7 m/s im Jahre 2001 noch die von über 30 m/s im Jahre 2000 auch nur entfernt erreicht.

Der Füllungsgrad der Ostsee wird gut durch den Pegel an der schwedischen Station Landsort beschrieben (Abb. 5a, nach Daten des SMHI, 2005). Anhaltende südliche und östliche Winde bewirkten einen deutlich abgesenkten Pegel von März bis Mai mit Minima am 15. März (150 cm) und am 2. Mai (146 cm), während das „Siebenschläferwetter“ mit Westwind von Mitte Juni bis Ende Juli zu erhöhten Pegelständen führte. Die höchsten Pegelwerte wurden am 29. September (216 cm) und am 25. Dezember (220 cm) registriert. Von besonderem Interesse sind hier stets schnelle Pegelanstiege, die in der Regel nur durch einen Zustrom von Nordseewasser durch Sund und Belt hervorgerufen werden können. Sie sind bedingt durch Stürme von West bis Nordwest, wie an der klaren Korrelation des Landsortpegels mit den gefilterten Kurven des Winds (Abb. 4b, 5b) zu erkennen ist. Die Filterung erfolgt nach der Formel

$$\bar{v}(t) = \frac{1}{10d} \int_0^{\infty} d\tau v(t-\tau) \exp(-\tau/10d),$$

wobei die Abklingzeit von 10 Tagen die sowohl theoretisch als auch durch Beobachtungen gut belegte Tiefpasswirkung von Sund und Belten in Bezug auf Pegelschwankungen bei Landsort im Vergleich zu denen im Kattegat beschreibt. Kleine barotrope Einstromeignisse sind z.B. zu erkennen an den Anstiegen um 33 cm in 12 Tagen vom 27. Januar bis 6. Februar, um 30 cm in 8 Tagen vom 15. bis 23. März oder um 40 cm in 15 Tagen vom 11. bis 26. September. Mit der empirischen Formel (NAUSCH et al., 2002) $\Delta V / km^3 = 3,8 \cdot \Delta L / cm - 1,3 \cdot \Delta t / d$ erhalten wir aus diesen Werten des Pegelunterschieds ΔL und der Einstromdauer Δt als Schätzungen für das eingeströmte Volumen $\Delta V = 110 km^3$ im Januar/Februar, $104 km^3$ im März und $133 km^3$ im September. Der barokline Einstrom zwischen dem 29. Juli und dem 23. August dagegen war, wie ähnlich auch in den Jahren 2002 und 2003 beobachtet, durch schwache östliche Winde und einen abgesenkten Landsortpegel geprägt.

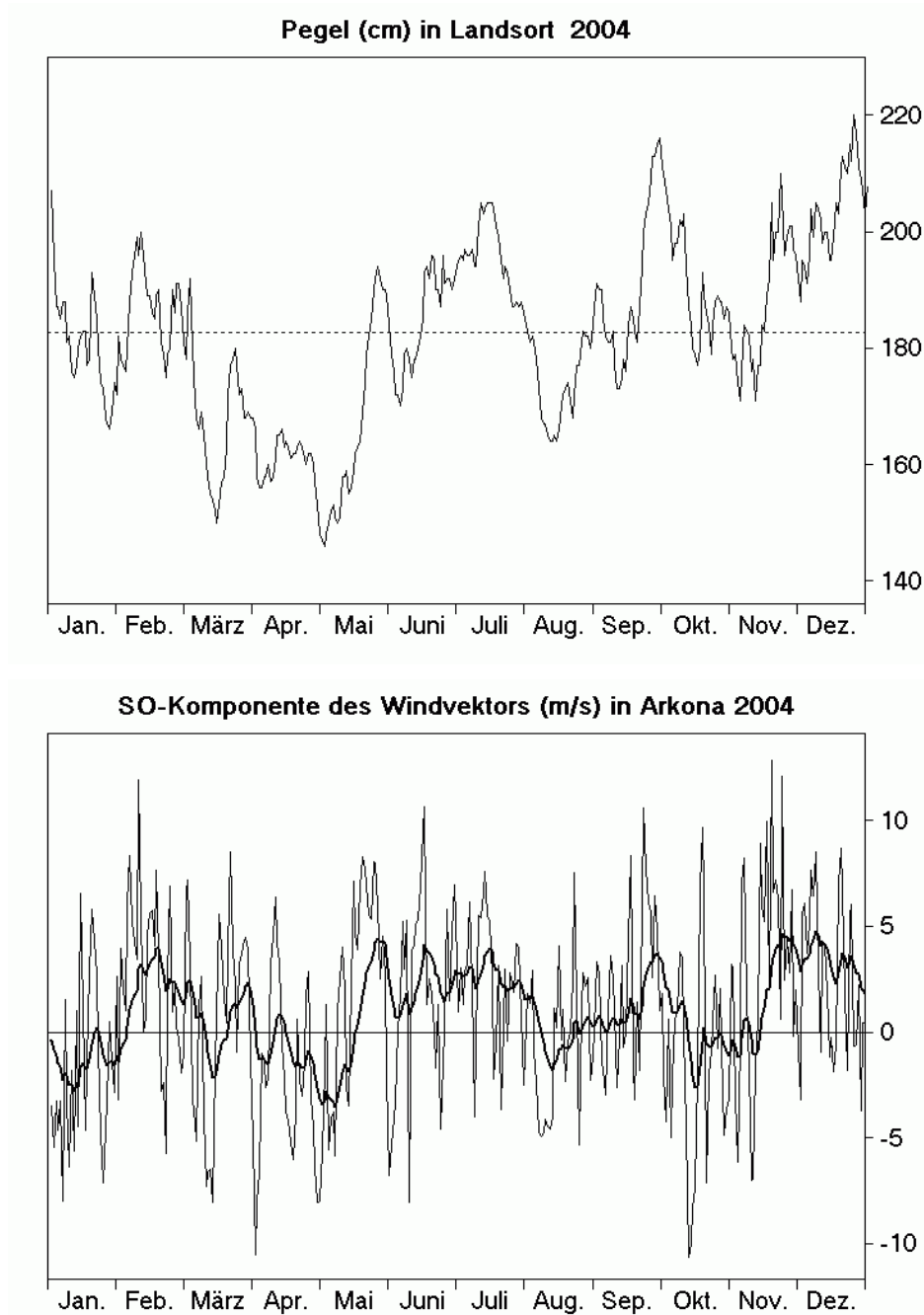


Abb. 5

Oben: Pegel bei Landsort als Maß für den Füllungsgrad der Ostsee (nach Daten des SMHI, 2005).
 Unten: Stärke des Nordwestwinds (positiv) an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2005). Die fett gezeichnete Kurve entstand durch Filterung mit einem exponentiellen 10-Tage-Gedächtnis

Fig. 5

Above: Sea level at Landsort as a measure of the Baltic Sea fill factor (after data of SMHI, 2005).
 Below: Strength of the north-west wind (positive) at the weather station Arkona (after data of DWD, 2005). The bold curve appeared by filtering with an exponential 10-days memory

3. Wasseraustausch durch die Ostseezugänge/ Beobachtungen an der Messplattform "Darßer Schwelle"

Die kontinuierlichen Registrierungen der Wassertemperatur und des Salzgehaltes sowie der Strömungsgeschwindigkeit wurden an der Station "Darßer Schwelle" (Stat. DS, vgl. Abb. 1) fortgesetzt.

Der Sauerstoffgehalt des Wassers wurde mit einem SEACAT-Sauerstoff-Recorder im 7 m und 19 m Tiefenniveau am Messmast gemessen. Vereinzelt Vergleichsmessungen des Sauerstoffgehalts an Wasserproben aus der Messtiefe der Geräte wurden mit Hilfe der Winklermethode (vgl. GRASSHOFF et al., 1983) während der Wartungszyklen des Messmastes durchgeführt. Die Zeitreihenmessungen wiesen einen Trend in der Empfindlichkeit der SBE-Sauerstoffsensoren auf und wurden entsprechend korrigiert. Dabei gelang es nicht, für beide Messtiefen durchgehend zuverlässig korrigierte Werte zu erhalten.

3.1 Wassertemperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt

Die Jahresmittel der Wassertemperatur an der Darßer Schwelle, dargestellt in Tab. 3 und Abb. 7, wiesen 2004 sowohl in der durchmischten Deckschicht (7 m Tiefe) als auch in der bodennahen Wasserschicht (19 m Tiefe) – verglichen mit dem Zeitraum seit 1992 – nahe dem Mittel liegende Werte auf. Sie nimmt jedoch seit 2002 zum zweiten Male in Folge ab. Die Standardabweichungen der Wassertemperatur in 7 m, 17 m und 19 m Tiefe weisen ebenfalls mittlere Werte auf. Die thermische Schichtung ist 2004 verglichen mit dem Mittel seit 1992 von durchschnittlicher Intensität (Abb. 6).

Die Fourieramplituden des Jahresganges der Wassertemperatur seit 1992 sind in Tab. 4 zusammengefasst. Der Jahresgang der Temperatur in der Deckschicht weist 2004 innerhalb des Beobachtungszeitraums wie die Standardabweichung einen nahe dem Mittel liegenden Wert auf. Die Jahresgänge der Temperaturen in der bodennahen Schicht erreichten ebenfalls nur mittlere Werte innerhalb des Beobachtungszeitraums. Die Phase des Jahresganges auf der Darßer Schwelle liegt in der gesamten Wassersäule in der Mitte des Schwankungsbereichs. Die Phasenlage des Jahresganges weist darauf hin, dass die jahreszeitliche Erwärmung des Wassers im Gebiet der Darßer Schwelle beginnend mit den bodennahen Schichten zwischen Anfang und Mitte April 2004 begann.

Die im Jahre 2004 beobachteten thermischen Verhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle können als Ergebnis eines mäßig kalten Winters 2003/2004 (Abb. 2), dem ein mäßig warmer Sommer folgte, erklärt werden (vgl. auch Kapitel 6.1). Dies führte dazu, dass sowohl der Mittelwert als auch die Amplitude des Jahresganges der Wassertemperatur nahe dem Mittelwert liegt (Tab. 4). Der normale Anstieg der Wassertemperaturen der Deckschicht auf der Darßer Schwelle entspricht 2004 einem durchschnittlichen Wärmefluss aus der Atmosphäre in die Ostsee während des Frühjahrs. Die Extremwerte der Jahresgänge der Wassertemperatur der Bodenschicht auf der Darßer Schwelle in 2004 weisen auf eine durchschnittliche Advektion von warmem Deckschichtwasser aus dem Kattegat im Sommer 2004 hin.

Tab. 3

Jahresmittelwerte der Wassertemperatur (T) und des Salzgehaltes (S) sowie deren Standardabweichungen auf der Darßer Schwelle

Table 3

Mean values and standard deviation of temperature (T) and salinity (S) at the Darss Sill of the corresponding years

Jahr	7 m Tiefe		17 m Tiefe		19 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
1995	9,01 ± 5,57	9,21 ± 1,15	8,50 ± 4,78	10,71 ± 2,27	–	–
1996	7,44 ± 5,44	8,93 ± 1,85	6,86 ± 5,06	13,00 ± 3,28	6,90 ± 5,01	14,50 ± 3,14
1997	9,39 ± 6,23	9,05 ± 1,78	–	12,90 ± 2,96	8,20 ± 4,73	13,87 ± 3,26
1998	8,61 ± 4,63	9,14 ± 1,93	7,99 ± 4,07	11,90 ± 3,01	8,10 ± 3,83	12,80 ± 3,22
1999	8,83 ± 5,28	8,50 ± 1,52	7,96 ± 4,39	12,08 ± 3,97	7,72 ± 4,22	13,64 ± 4,39
2000	9,21 ± 4,27	9,40 ± 1,33	8,49 ± 3,82	11,87 ± 2,56	8,44 ± 3,81	13,16 ± 2,58
2001	9,06 ± 5,16	8,62 ± 1,29	8,27 ± 4,06	12,14 ± 3,10	8,22 ± 3,86	13,46 ± 3,06
2002	9,72 ± 5,69	8,93 ± 1,44	9,06 ± 5,08	11,76 ± 3,12	8,89 ± 5,04	13,11 ± 3,05
2003	9,27 ± 5,84	9,21 ± 2,00	7,46 ± 4,96	14,71 ± 3,80	8,72 ± 5,20	15,74 ± 3,27
2004	8,95 ± 5,05	9,17 ± 1,50	8,36 ± 4,52	12,13 ± 2,92	8,37 ± 4,44	12,90 ± 2,97

Tab. 4

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

Table 4

Amplitude and phase of the yearly cycle of temperature measured at the Darss Sill in different depths

Jahr	7 m Tiefe		17 m Tiefe		19 m Tiefe	
	Amplitude K	Phase Monat	Amplitude K	Phase Monat	Amplitude K	Phase Monat
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
1995	7,46	4,36	6,36	4,12	–	–
1996	7,54	4,17	6,97	3,89	6,96	3,85
1997	8,60	4,83	–	–	6,42	3,95
1998	6,39	4,79	5,52	4,46	–	–
1999	7,19	4,52	5,93	4,00	5,70	3,83
2000	5,72	4,50	5,02	4,11	5,09	4,01
2001	6,96	4,46	5,35	4,01	5,11	3,94
2002	7,87	4,53	6,91	4,32	6,80	4,27
2003	8,09	4,56	7,06	4,30	7,24	4,19
2004	7,11	4,48	6,01	4,21	5,90	4,18

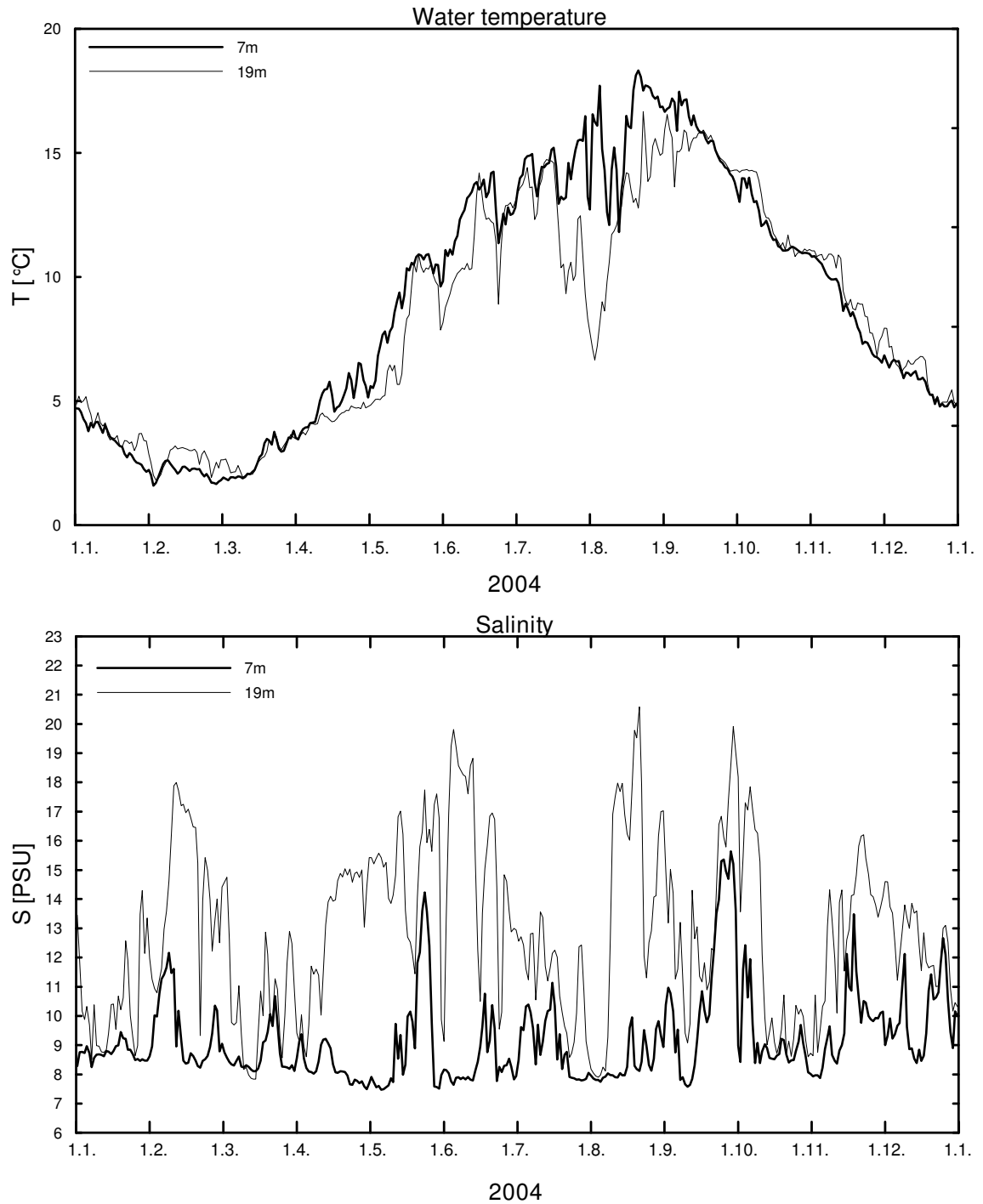


Abb. 6
Verlauf der Wassertemperatur und des Salzgehaltes in der Deck- und Bodenschicht auf der Darßer Schwelle (Stat. DS in Abb. 1) im Jahre 2004

Fig. 6
Water temperature and salinity measured in the surface layer and the near-bottom layer at Stat. DS in 2004 at the Darss Sill

Der aktuelle Verlauf der Wassertemperatur des Jahres 2004 ist für die Messtiefen 7 m und 19 m in Abb. 6 dargestellt. Das Minimum der Wassertemperatur wurde relativ spät, nämlich Anfang März 2004 mit Werten um 2°C erreicht. Die thermische Schichtung der Wassersäule begann Anfang April und war bis Anfang September ausgeprägt. Der Anstieg der Wassertemperatur in der Deckschicht wurde zwischen Mai und Anfang August immer wieder durch Kaltwassereinschübe unterbrochen. Diese Ereignisse gingen mit anhaltenden Ostwindperioden (vgl. Abb. 4, Ostkomponente) einher und wurden durch von der Insel Hiddensee zur Darßer Schwelle vordringende Filamente mit kaltem Auftriebswasser verursacht (vgl. LASS et al., 2003), welches aus dem winterlichen Zwischenwasser des Arkonabeckens stammt. Das Maximum der Wassertemperatur in der Deckschicht wurde Anfang August mit Werten um 18°C erreicht. Die herbstliche Abkühlungsphase des Wassers begann auf der Darßer Schwelle in allen Tiefen schon Anfang September. Das Wasser kühlte sich bis Ende Dezember auf rund 6°C ab (Abb. 6). Während der Abkühlungsphase sank die Temperatur des oberflächennahen Wassers durch den aus dem Wasser in die Atmosphäre gerichteten Wärmefluss Mitte September 2004 unter die Temperatur der Bodenwasserschicht ab.

Der zeitliche Verlauf des Salzgehalts im Bereich der Darßer Schwelle für 2004 ist ebenfalls in Abb. 6 dargestellt. Barotrope Einstromereignisse wurden Anfang Februar, im Mai und im September beobachtet. Während die Ereignisse im Februar und Mai jeweils einen Salzwassereintrich geringer Stärke darstellen, die zur Belüftung des Bodenwassers der Becken der mittleren Ostsee nur wenig beitragen können (vgl. auch Kapitel 6.3), ist der Salzwassereinstrom vom September ein Salzwassereintrich mittlerer Stärke mit einem maximalen Salzgehalt von leicht über 16 psu an der Oberfläche. Dieser Salzwassereinstrom kann nur zur Belüftung intermediärer Wasserschichten in der Halokline in den Ostseebecken beitragen. Zwischen Februar und September wurden 2004 von kurzen Unterbrechungen abgesehen durchgehend intensive barokline Salzwassereinschübe in der bodennahen Schicht beobachtet. Das Maximum der baroklinen Einstromaktivität wurde zwischen April und Juli beobachtet. Im Juli und Anfang August wurde in der ganzen Wassersäule nur geringer Salzgehalt gemessen und daran schloß sich von Anfang August bis Mitte September wieder eine Phase ausgeprägter ästuariner Zirkulation an, bei der ein maximaler Salzgehalt von etwas mehr als 20 psu und eine Wassertemperatur von etwa 15°C beobachtet wurde. Während dieses Zeitraums herrschte eine relativ schwache Windanregung über der Ostsee, siehe Abb. 4 (oben) und der Füllungsgrad der Ostsee ist nahe Null (Abb. 5, oben). Das bedeutet, dass der barotrope Wasseraustausch der Ostsee mit der Nordsee sehr gering ist und sich im Wesentlichen auf den Ausstrom des Süßwasserüberschusses reduziert. Der kompensierende Einstrom salzreichen Bodenwassers war verglichen mit dem vom Sommer 2003 häufiger durch anhaltende Ausstromphasen unterbrochen und hatte einen geringeren maximalen Salzgehalt. Danach nahm die Intensität der baroklinen Salzwassereinschübe vom September bis Anfang November ab, verstärkte sich jedoch von Mitte November bis Mitte Dezember 2004 etwas. Dieser gegenüber 2002 und 2003 veränderte Ablauf des sommerlichen Salzwassereinstroms hatte eine bessere Belüftung des Bodenwassers in der westlichen Ostsee zur Folge, so dass 2004 kein ausgedehnter Sauerstoffmangel in diesem Seegebiet beobachtet wurde, siehe Abb. 9.

Die untere Grenze der Variationen des Oberflächensalzgehalts an der Darßer Schwelle fiel in der ersten Hälfte des Jahres von 8,5 auf 7,5 psu und stieg ab Ende August bis Ende des Jahres wieder auf 8,5 psu an. Dies deutet auf eine durch vermehrte Flusswasserzufuhr im Frühjahr bedingte Ausübung des Oberflächenwassers in der nördlichen und zentralen Ostsee hin, die sich bis in das Arkonabecken ausbreitet.

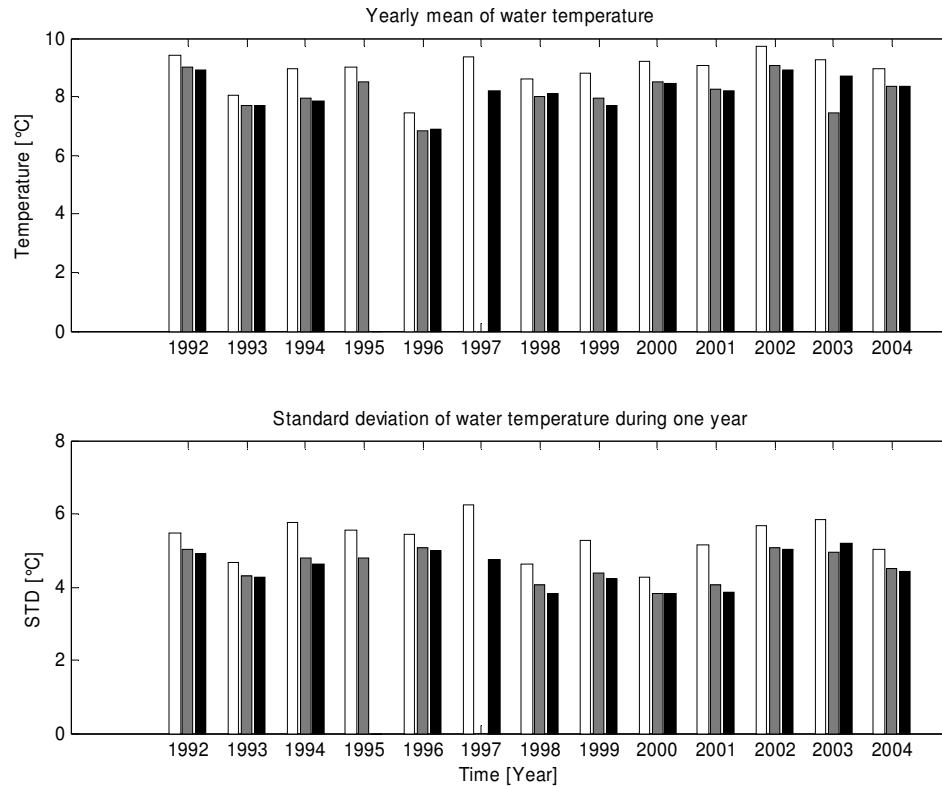


Abb. 7

Jahresmittel und Standardabweichung der Wassertemperatur in der Deckschicht (7 m, helle Säule), und der Bodenschicht (17 m, graue Säule und 19 m, schwarze Säule) auf der Darßer Schwelle

Fig. 7

Annual means and standard deviations of the water temperature in the surface layer (7 m, white bar) and in the bottom layer (17 m, grey bar and 19 m, black bar) at the Darss Sill

Die kontinuierlichen Sauerstoffmessungen am Messmast sind im Jahr 2004 in 7 m und 19 m Tiefe durchgeführt worden (Abb. 9). Die den Sauerstoffgehalt des Wassers regulierenden Prozesse sind in Kapitel 6.3 dargelegt. Der Sauerstoffgehalt des Oberflächenwassers schwankte während des ganzen Jahres um die Sättigungskonzentration des Sauerstoffs. Von Mitte Januar bis Anfang Februar dominierten schwache Zehrungsprozesse im Wasser an der Darßer Schwelle, so dass der Sauerstoffgehalt leicht unterhalb des Sättigungswertes lag. Der Eintritt der Frühjahrsblüte konnte an Hand der Sauerstoffwerte nicht exakt bestimmt werden. Im Sommer tritt eine kurzzeitige Blüte Ende Juli und im Herbst eine ebenfalls kurzzeitige Blüte im Oktober auf. Der Sauerstoffgehalt des Bodenwassers liegt bereits von Januar bis Anfang Mai leicht unterhalb dem des Oberflächenwassers. Nach dem Eintreten der leichten Sommerblüte werden deutliche Zehrungsprozesse im Bodenwasser von Anfang August bis Mitte September beobachtet. In diesem Zeitraum herrscht an der Darßer Schwelle eine ausgeprägte Schicht salzreichen Bodenwassers. Danach bleibt der Sauerstoffgehalt bis Ende des Jahres deutlich unter dem des Oberflächenwassers, was auf das Überwiegen der Zehrungsprozesse beim Abbau des in der Deckschicht erzeugten organischen Materials hinweist. Der minimale Sauerstoffgehalt im Bodenwasser an der Darßer Schwelle lag zwischen Juli und Oktober etwas über 1 ml/l und liegt damit wieder deutlich unter

den sommerlichen Werten von 2003 an gleicher Stelle. Dadurch ist das von August bis Mitte September mit der ästuarinen Zirkulation in das Arkonabecken eingeströmte salzreiche Bodenwasser schlechter belüftet als 2003 und es ist fraglich, ob es durch seine Transformation im Arkonabecken so belüftet werden konnte, dass es auf die Belüftung des Zwischenwassers in den Becken der östlichen Ostsee wirken kann, wie es 2002 der Fall war (FEISTEL et al., (2003b).

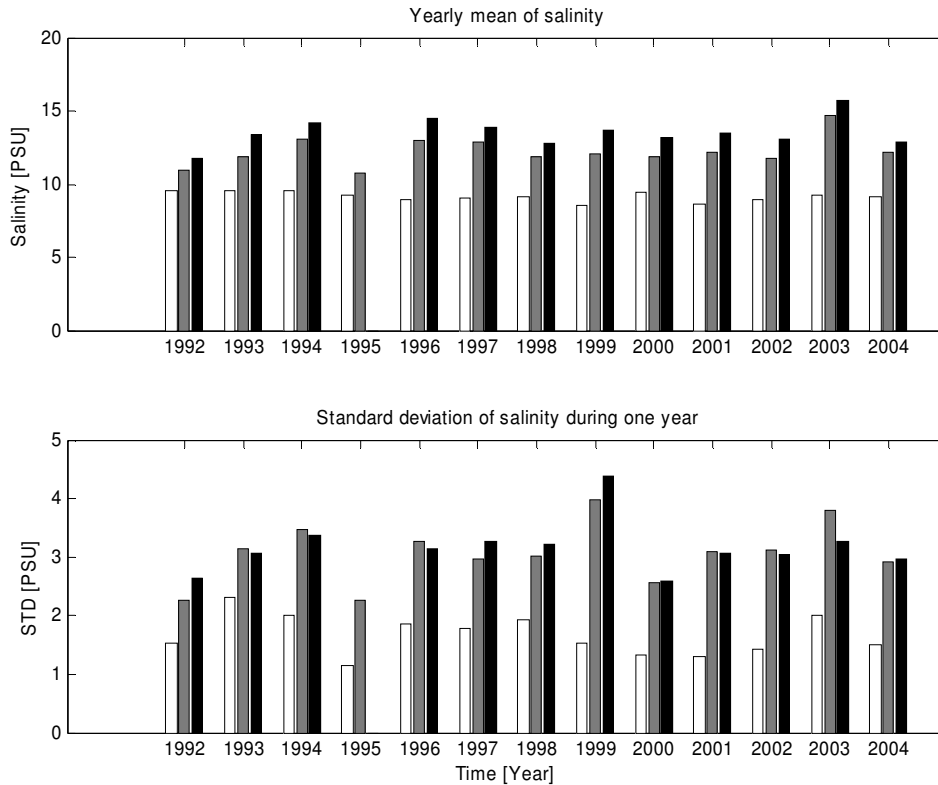


Abb. 8
Jahresmittel und Standardabweichung des Salzgehaltes in der Deckschicht (7 m, helle Säule), und der Bodenschicht (17 m, graue Säule und 19 m, schwarze Säule) auf der Darßer Schwelle

Fig. 8
Annual means and standard deviations of the salinity taken in the surface layer (7 m, white bar) and in the bottom layer (17 m, grey bar and 19 m, black bar) at the Darss Sill

3.2 Strömung

Die mittlere Strömung und ihre Fluktuationen sind im Allgemeinen auf der Darßer Schwelle innerhalb der Wassersäule sehr kohärent. Zur Charakterisierung des baroklinen Anteils der Strömung ist sie in 3 m und 19 m Messtiefe zeitlich integriert und die entsprechenden fortschreitenden Vektordiagramme (Pseudotrajektorien) berechnet worden. Diese filtern insbesondere die kurzzeitigen Fluktuationen aus der Strömungsmessung und lassen die langzeitigen Eigenschaften der Strömung besser erkennen.

Die Pseudotrajektorien der Strömung in Oberflächen- (3 m) und Grundnähe (18 m) sind in Abb.10 dargestellt. Die Oberflächenströmung weist einen Wechsel zwischen Einstrom- und Ausstromlagen auf, der eine Zeitskala in der Größenordnung von ein bis zwei Monaten hat. Dabei erfolgen der

Einstrom nach ENE und der Ausstrom nach WNW. Im Mittel resultiert daraus in der Abbildung eine scheinbare Verschiebung der Wasserpartikel nach Nordwest. Die in der Trajektorie der Oberflächenströmung sichtbaren Einstromphasen korrespondieren mit einem Anstieg im Oberflächensalzgehalt an der Darßer Schwelle (siehe Abb. 6).

Die Trajektorie der Bodenströmung ist wesentlich stärker linear in SW-NE Richtung ausgerichtet. Dies ist auf die Bodentopographie zurückzuführen, die an der Darßer Schwelle in der Nähe der MARNET-Station eine kanalartige Struktur aufweist, deren Achse parallel zu dieser Richtung liegt. Die im Mittel nach NE erfolgende Bewegung in der Bodenschicht ist durch die Wirkung des permanenten baroklinen Druckgradienten bedingt, der durch die Unterschiede im Salzgehalt zwischen Kattegat und Arkonabecken verursacht wird. In dieser Wassertiefe ist er größer als der entgegengesetzt gerichtete langzeitige Mittelwert des barotropen Druckgradienten, der durch die positive Wasserbilanz der Ostsee verursacht wird (siehe LASS et al., 1987).

Der bodennahe Einstrom ist besonders intensiv und andauernd zwischen April und Juni sowie im August und September 2004 und hat insbesondere im Sommer starke Advektion von warmem, salzreichem Bodenwasser über die Darßer Schwelle zur Folge, während an der Oberfläche im gleichen Zeitraum überwiegend Ausstrom herrscht. Diese ästuarine Zirkulation bewirkt, dass der Oberflächensalzgehalt die typischen Werte des Oberflächenwassers des Arkonabeckens annimmt, während der Bodensalzgehalt den Maximalwert innerhalb des Jahres erreicht (siehe Abb. 6).

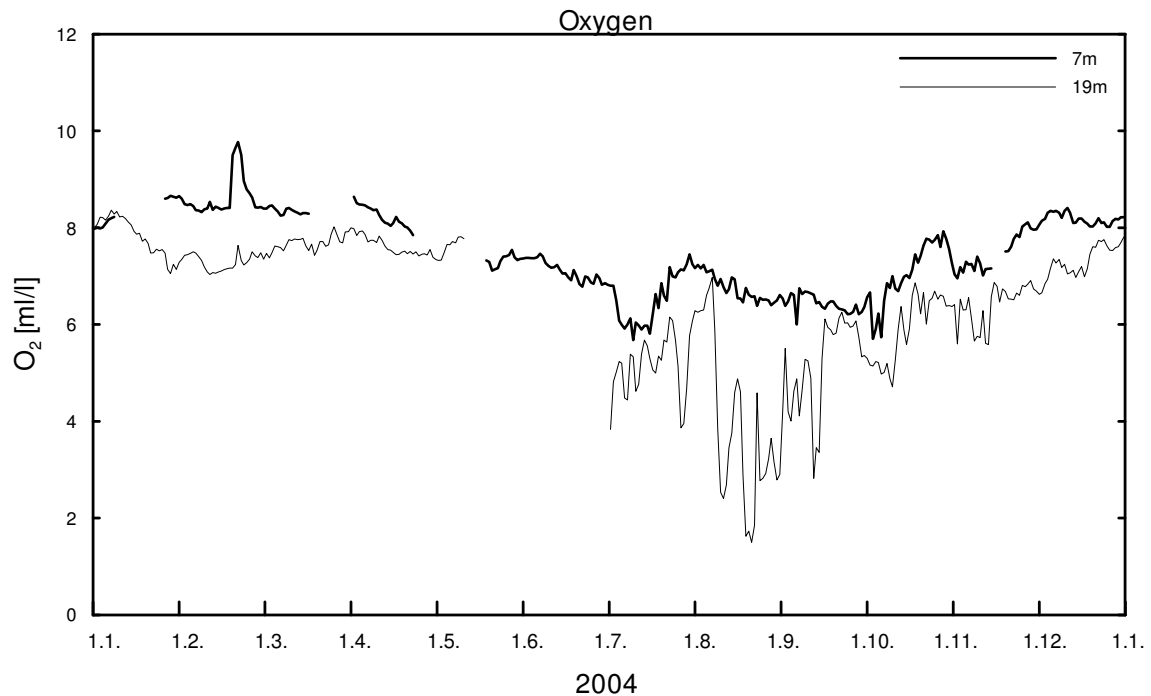


Abb. 9
Verlauf des Sauerstoffgehaltes in der Deck- und Bodenschicht auf der Darßer Schwelle im Jahre 2004

Fig. 9
Dissolved oxygen content measured in the surface and bottom water layer at the Darss Sill station in 2004

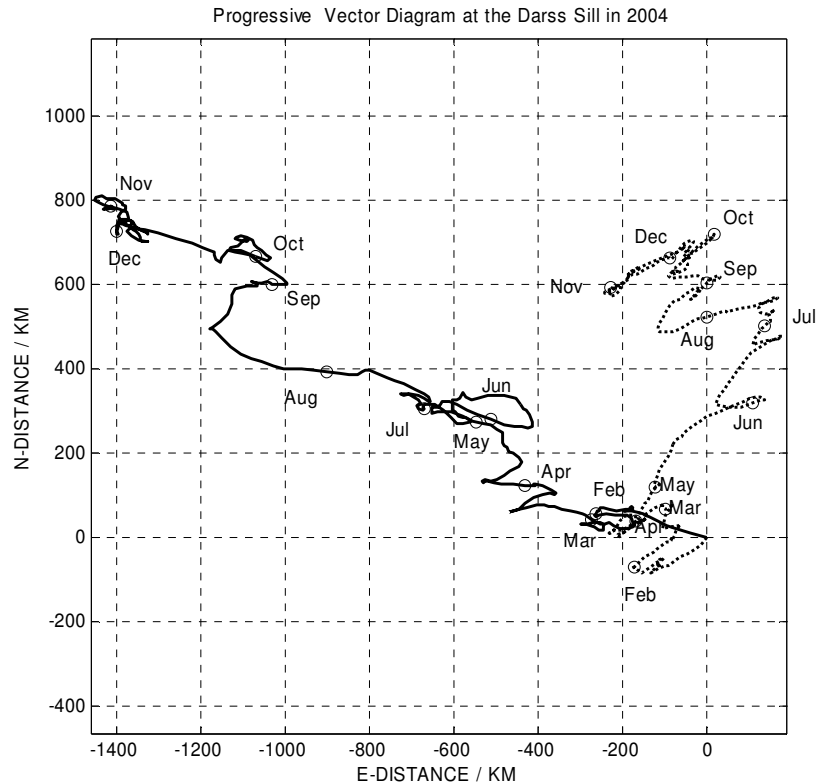


Abb. 10

Progressive Vektordiagramme der Strömung in 3 m Tiefe (ausgezogene Linie) und in 18 m Tiefe (gepunktete Linie) auf der Darßer Schwelle in 2004

Fig. 10

Progressive vector diagrams of the current in 3 m depth (solid line) and in 18 m depth (dotted line) at the Darss Sill in 2004

4. Beobachtungen an der Bojenstation "Arkonabecken "

Die Ausbreitung von salzreichem Wasser, das über die Drogden Schwelle und die Darßer Schwelle in das Arkonabecken eingeströmt ist, ist im Rahmen des SALPRO-Projektes (Salzwasserpropagation im Arkonabecken) untersucht worden (LASS and MOHRHOLZ, 2003). Die über die Schwellen einströmenden Salzwasserzungen breiten sich am Boden des Arkonabeckens entgegen dem Uhrzeigersinn entlang des Randes in Richtung Bornholmssgat aus. Die relativ geringe Bodenreibung der Salzwasserzungen bewirkt eine schwache, in das Zentrum des Beckens gerichtete spiralförmige Bewegung, wo die Salzwasserzungen zur Bildung des Salzwasserpools im Arkonabecken beitragen. Die durch den Wind angetriebene Ekmanzirkulation erzwingt eine zeitweilige Verschiebung des Salzwasserpools beziehungsweise der Salzwasserzungen in Richtung des Gradienten der Bodentopographie. Westlicher Wind verschiebt das salzreiche Bodenwasser am Südrand des Arkonabeckens in Richtung des Zentrums und östlicher Wind verschiebt es zum Rand des Beckens (Auftrieb).

Die Bojenstation "Arkonabecken" befindet sich annähernd 20 sm nordöstlich von Arkona auf 46 m Wassertiefe (Stat. AB, vgl. Abb. 1). Die Station war während des ganzen Jahres 2004 operativ. Die Zeitreihen von Wassertemperatur und Salzgehalt in 7 m und 40 m Tiefe sind in Abb. 11 dargestellt. Die an dieser Station gemessene Wassertemperatur folgt in ihrem Jahresgang weitgehend dem auf der Darßer Schwelle gemessenen Verlauf (vgl. Abb. 6). Es gibt jedoch auch charakteristische Unterschiede im Jahresgang der Wassertemperatur der Deckschicht an beiden Positionen. Die Deckschicht des Arkonabeckens erwärmte sich im Frühjahr 2004 schneller als an der Darßer Schwelle. Danach stagnierte die Erwärmung der Deckschicht im Arkonabecken bis Mitte Juli um bis Mitte August bis auf etwas über 20°C anzusteigen, wogegen die maximale Temperatur der Deckschicht an der Darßer Schwelle nur 18°C betrug. Diese Unterschiede in der thermischen Entwicklung der Deckschicht sind auf die charakteristischen Auftriebsereignisse im Bereich der Darßer Schwelle zurückzuführen. Die thermische Schichtung an der Station „Arkonabecken“ ist jedoch stärker ausgeprägt als auf der Darßer Schwelle. Dies ist auf die von den atmosphärischen Einflüssen weitgehend entkoppelte Zwischenlagerung des über die Schwellen eingeströmten Salzwassers zurückzuführen. Das Bodenwasser konserviert die Wassertemperatur, die es zum Zeitpunkt des Überströmens der Schwellen hatte. Bemerkenswert sind zwei stufenförmige Erwärmungen des Bodenwassers Ende Mai und Ende August, welche an der Darßer Schwelle im Mai rund zwei Wochen eher zu beobachten war, während im August kein Signal an der Darßer Schwelle mit einem ähnlichen Verlauf zu beobachten waren.

Der in den gleichen Tiefen wie die Wassertemperatur gemessene Salzgehalt im Arkonabecken ist ebenfalls in Abb.11 dargestellt. Der Salzgehalt in der Deckschicht ist nur geringen Schwankungen ausgesetzt. Er variierte zwischen dem Minimum von 7,0 psu und dem Maximum von 9,0 psu. Der Salzgehalt des Deckschichtwassers an der Station „Arkonabecken“ weist in 2004 keinen ausgeprägten Jahresgang auf. Der Salzgehalt des Bodenwassers schwankte zwischen 9 psu und annähernd 18 psu. Die schwachen Einstromereignisse an der Darßer Schwelle in 2004 führten zu keinen entsprechenden markanten Schwankungen des Bodensalzgehaltes im Arkonabecken. Der barokline Einstrom von salzhaltigem Bodenwasser über die Darßer Schwelle war zeitweise mit Werten über 18 psu verbunden, die im Bodenwasser des Arkonabeckens nicht beobachtet werden konnten. Dies weist auf eine Vermischung des eingeströmten Wassers von der Darßer Schwelle zur Station „Arkonabecken“ mit dem umgebenden salzärmeren Wasser im Arkonabecken hin.

Die Zeitpunkte extremer Minima des Bodensalzgehalts korrelieren gut mit den Zeitpunkten kurzzeitiger starker Westwindlagen, die durch damit verbundene Querkirkulation ein Absenken der Salzgehaltssprungschicht am Südrand des Arkonabeckens bewirkt.

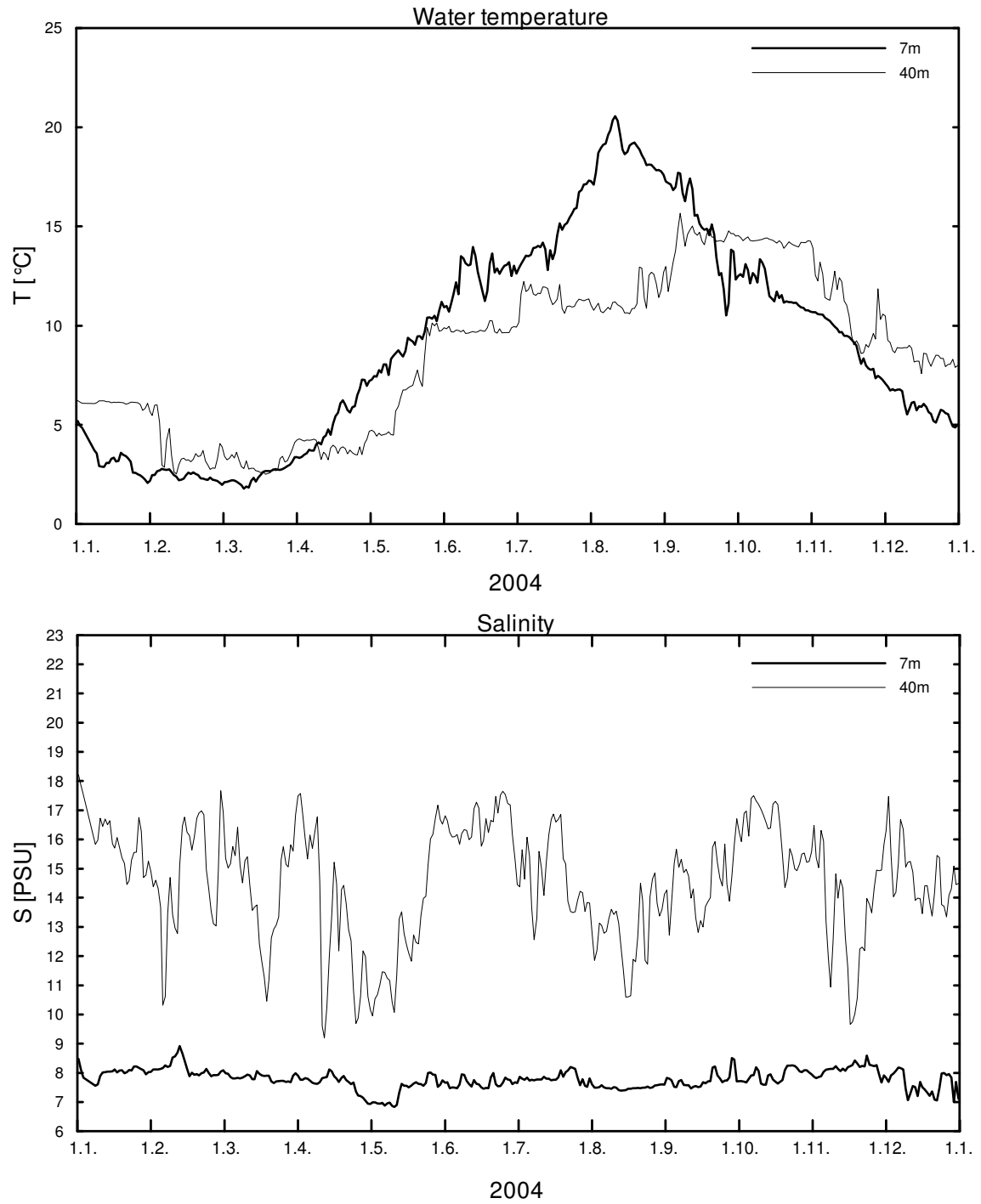


Abb. 11
Verlauf der Wassertemperatur und des Salzgehaltes in der Deck- und Bodenschicht im Arkonabecken (Station AB) im Jahr 2004

Fig. 11
Water temperature and salinity measured in the surface layer and the near-bottom layer in 2004 at Station AB in the Arkona Basin

5. Beobachtungen an der Bojenstation "Oder Bank"

Die Verteilung von Wassermassen und die Zirkulation in der Pommerschen Bucht sind im Rahmen des TRUMP-Projektes (*TR*ansport und *UM*satzprozesse in der *P*ommerschen Bucht) untersucht (v. BODUNGEN et al., 1995; TRUMP, 1998) sowie durch SIEGEL et al. (1996), MOHRHOLZ (1998) und LASS, MOHRHOLZ and SEIFERT (2001) beschrieben worden. Bei Westwindlagen wird dort gut durchmischtes Wasser der Pommerschen Bucht, dem sich ein geringer Anteil von Oberflächenwasser aus dem Arkonabecken beimischt, beobachtet. Während anhaltender Ostwindlagen strömt Wasser aus dem Oderhaff durch Swina und Peenestrom in die Pommersche Bucht und schichtet sich vor der Küste Usedom über das Buchtwasser.

Die Bojenstation "Oder Bank" befindet sich annähernd 5 sm nordöstlich von Koserow/Usedom auf 15 m Wassertiefe (Stat. OB, vgl. Abb. 1). Die Bojenstation war während des Winters 2003/2004 wegen Eisgefahr eingezogen und wurde Anfang April wieder auf ihrer Position ausgelegt und in Betrieb genommen. Die Zeitreihen von Wassertemperatur und Salzgehalt in 3 m und 13 m Tiefe sind in Abb. 12 dargestellt. Die an dieser Station gemessenen Wassertemperaturen folgen in ihrem Jahresgang weitgehend dem auf der Darßer Schwelle und im Arkonabecken gemessenen Verlauf (vgl. Abb. 6 und Abb. 11). Jedoch sind die Extremwerte in der Pommerschen Bucht kräftiger ausgebildet.

Die Wassertemperatur steigt, von leichten Schwankungen überlagert, bis Anfang August auf rund 21°C an. Danach sinkt sie bis zum Ende des Jahres kontinuierlich auf rund 3°C ab, während sie sich auf der Darßer Schwelle und im Arkonabecken nur bis etwa 6°C abgekühlt hat. Dies weist darauf hin, dass die Wassertemperatur in der Pommerschen Bucht in stärkerem Maße durch den lokalen Wärmefluss durch die Meeresoberfläche bestimmt ist, als es an der stärker durch advective Prozesse beeinflussten Darßer Schwelle und dem Arkonabecken der Fall ist. Eine ausgeprägte thermische Schichtung wurde 2004 an der Station "Oder Bank" vor allem im April und Mai beobachtet.

Der in den gleichen Tiefen wie die Wassertemperatur gemessene Salzgehalt ist ebenfalls in Abb. 12 dargestellt. Er variierte im Laufe des Jahres zwischen 5 und 8,2 psu und wies somit einen für die Pommersche Bucht charakteristischen Schwankungsbereich auf. Der Salzgehalt in 3 m Tiefe ist durch Phasen mit erniedrigtem Salzgehalt gekennzeichnet, die im April und Mai sowie im August mit den Phasen signifikanter thermischer Schichtung übereinstimmen. In diesen Phasen, mit einer Dauer von einigen Tagen bis einigen Wochen, schichtet sich Mischwasser aus dem Oderhaff mit einem um 1 bis 2 psu niedrigeren Salzgehalt über das Wasser der Pommerschen Bucht. Dieser Prozess war wie in den vorangegangenen Jahren an ausgedehnte Phasen östlicher Windlagen (vgl. Abb. 4) gekoppelt.

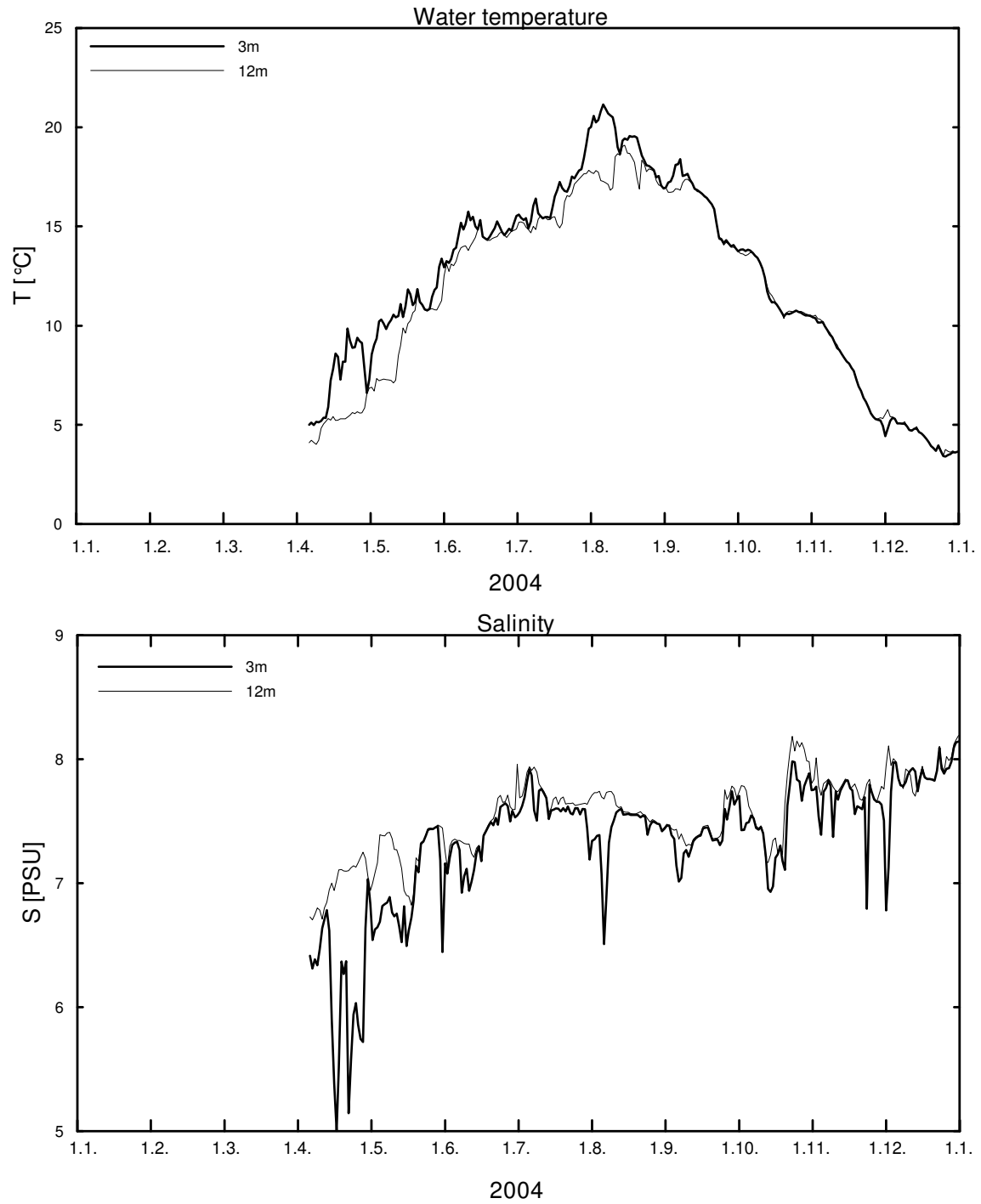


Abb. 12
Verlauf der Wassertemperatur und des Salzgehaltes in der Deck- und Bodenschicht in der Pommerschen Bucht (Stat. OB) im Jahr 2004

Fig. 12
Water temperature and salinity measured in the surface layer and near-bottom layer in 2004 at Stat. OB in the Pomeranian Bight

Eine stark ausgeprägte Schichtung des Salzgehaltes wurde von kurzen Unterbrechungen abgesehen, von Anfang April bis Mitte Mai und von Ende Juli bis Mitte August 2004 beobachtet. Der überwiegende Ostwind während dieses Zeitraums trieb die Oder-Abflussfahne vor die Küste Usedom. Die sich dabei ausbildende stabile Bodenwasserschicht ist auf Grund der Atmung von Benthosorganismen und der Remineralisierung von partikulärem organischem Material in der Flusswasserfahne durch eine Reduktion des Sauerstoffgehaltes gekennzeichnet (vgl. NEHRING et al., 1995b; SIEGEL et al., 1998). Die Sauerstoffmessungen auf der Station „Oder Bank“ wiesen vor allem Ende Juli bis Mitte August eine kontinuierliche Abnahme des Bodensauerstoffgehalts bis auf 2 ml/l am 10. August auf. Schon wenige Tage vor dem Einsetzen des Westwindes am 13. August wurde die Flusswasserlinse nach Osten entlang der polnischen Küste abgeführt. Die Schichtung vor Usedom wurde abgebaut und das Bodenwasser wieder belüftet. Eine markante Erscheinung stellt der Mitte Oktober beobachtete Anstieg im Salzgehalt dar, der mit einer Verminderung der herbstlichen Abkühlung verbunden ist. Während dieses Anstiegs endet eine längere Ostwindphase, die danach in eine ausgeprägte Westwindphase übergeht. Der beobachtete Anstieg des Salzgehalts deutet auf ein Vordringen von Oberflächenwasser aus dem Arkonabecken in die Pommersche Bucht hin, welches durch den nach Süden gerichteten Ekmantransport unterstützt wird (LASS, MOHRHOLZ and SEIFERT, 2001).

6. Hydrographisch-chemische Bedingungen

Die nachfolgend dargestellten Beschreibungen der hydrographisch-chemischen Situation im Jahre 2004 konzentrieren sich im Wesentlichen auf die Seegebiete östlich der Darßer Schwelle, d.h. die eigentliche Ostsee. In diesem Bereich nehmen die kurzfristigen Variationen der Parameter auf Grund der größeren Entfernung von den Ostseezugängen und von der Küste deutlich ab.

Die Kieler und Mecklenburger Bucht liegen im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee und sind daher durch starke Schwankungen der hydrographischen und chemischen Parameter gekennzeichnet. Gleiches trifft für die stark landseitig beeinflusste Lübecker und Pommersche Bucht zu. Die in diesem Bereich gewonnenen Daten werden vorrangig zusammen mit den Messungen der Landesämter für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (LUNG) und für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein (LANU) im Rahmen der Jahresberichte des Bund-Länder-Messprogramms für die Meeresumwelt der Nord- und Ostsee (BLMP) ausgewertet. Im vorliegenden Bericht wird nur auf spezielle Aspekte eingegangen.

Die Vertikalverteilungen der Wassertemperatur (Abb. 18), des Salz- (Abb. 19) und des Sauerstoffgehaltes (Abb. 21) sowie der wesentlichsten Nährstoffe Phosphat (Abb. 25) und Nitrat (Abb. 26) sind auf einem Längsschnitt zwischen Darßer Schwelle und nordöstlichem Gotlandbecken, der dem Talweg durch die zentralen Ostseebecken folgt, dargestellt. Die Situation im westlichen Gotlandbecken wird separat beschrieben.

Für das Tiefenwasser werden für ausgewählte Stationen Jahresmittelwerte der relevanten hydrographischen und hydrochemischen Parameter berechnet und mit denen früherer Jahre verglichen (Tab. 5 und 9). Trenderaussagen für Nährstoffe im Oberflächenwasser werden dagegen nur an Hand der Winterkonzentrationen vorgenommen (Tab. 8).

6.1. Wassertemperatur

Die thermische Entwicklung der Ostsee im Jahr 2004 wird in den folgenden Abschnitten dargestellt. Dabei werden Satellitendaten einbezogen, die durch ihren synoptischen Charakter und die hohe zeitliche Auflösung die Untersuchung der raum-zeitlichen Entwicklung der Wasseroberflächentemperatur in der gesamten Ostsee gestatten. Für die Analyse der Oberflächentemperaturen werden auch mittlere monatliche Verteilungen einbezogen, die aus Satellitendaten berechnet wurden (SIEGEL et al., 1996, 1999), um zwischenjährliche Variationen zu diskutieren.

Die Entwicklung der vertikalen Temperaturverteilung wird anhand der Überwachungsfahrten entlang des Standardschnittes durch die zentralen Becken der Ostsee dargestellt.

6.1.1 Wasseroberflächentemperatur

Die Einschätzung der Wasseroberflächentemperatur der Ostsee des Jahres 2004 erfolgte auf der Grundlage von Satellitendaten im infraroten Spektralbereich des Advanced Very High Resolution Radiometers (AVHRR) der amerikanischen Wettersatelliten NOAA 11 und 12. Die Daten wurden im BSH empfangen und dem IOW zur Verfügung gestellt. Tagesmittelwerte wurden für die Erarbeitung von Besonderheiten in der detaillierten Temperaturentwicklung verwendet. Monatsmittel und Anomalien, bezogen auf die Periode 1990 – 2004, dienten zur Interpretation der saisonalen thermischen Entwicklung und zur Betrachtung von zwischenjährlichen Variationen.

Das Jahr 2004 war in der thermischen Entwicklung der Ostsee im Wesentlichen durch zwei Besonderheiten charakterisiert, vergleichsweise kalte Monate Juni und Juli und einen warmen August. Anhand der Kältesummen der Lufttemperatur von Warnemünde (Tab. 2) zeigt sich, dass der Winter 2003/2004 vergleichsweise warm war. Nur im Januar liegen die Kältesummen im Bereich des langjährigen Mittelwertes. Die Wärmesumme des Sommers 2004 liegt im Bereich des langjährigen Mittelwertes, jedoch verteilt sich das sehr unterschiedlich auf die einzelnen Monate. Lagen die Wärmesummen der Monate April-Juli unter den langjährigen Mittelwerten, so waren August und September vergleichsweise warm. Das betraf insbesondere die kühlen Monate Juni mit 4,3 K (Mittelwert 23 K) und Juli mit 33,7 K (Mittelwert 50,7 K) und andererseits den warmen August mit 87,5 K (Mittelwert 50,7 K). Diese Besonderheiten in der Lufttemperatur spiegeln sich auch in der Wasseroberflächentemperatur wider, wie die Abb. 13 zeigt. Allerdings betrifft das im Wesentlichen die eigentliche Ostsee und nicht den nördlichen Teil, die Bottensee. Speziell im Juli werden die Unterschiede deutlich sichtbar. Lagen die Temperaturen in der zentralen Ostsee mit Anomalien bis -1,5 K weit unter dem Mittelwert, war die Bottensee mit bis zu +1,5 K sehr warm. Im August erreichte dann die gesamte Ostsee die positiven Anomalien, die in der Bottensee schon im Juli angetroffen wurden.

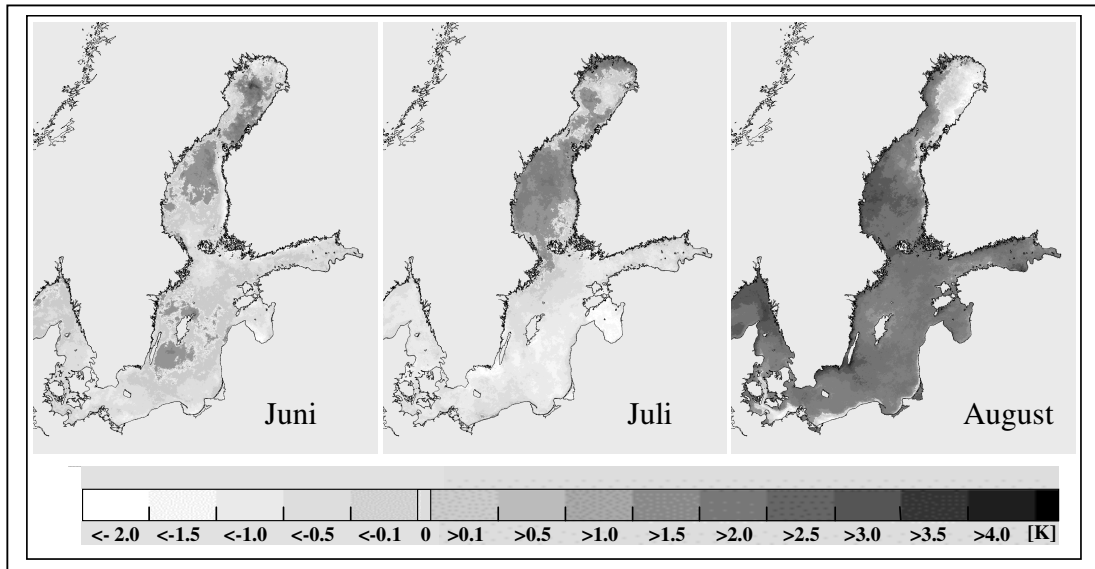


Abb. 13

Anomalien der Wasseroberflächentemperatur (SST) der Ostsee der Monate Juni, Juli und August 2004 bezogen auf die Mittelwerte der Jahre 1990 – 2004

Fig. 13

Anomalies of sea surface temperature (SST) in the Baltic Sea in the months June, July and August 2004 referring to the mean values of the years 1990 - 2004

In der offenen Ostsee werden Anomalien bis zu +2 K erreicht. Ausgenommen sind die Bottenwiek und die Südküste Bornholms sowie die westliche Ostsee. Durch die lang anhaltende Ostwindphase vom 4. - 13. August wird in diesen Gebieten, speziell entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste, ein starker Auftrieb induziert, der für Temperaturanomalien bis -2 K sorgt. Diese Besonderheiten kommen auch sehr gut im saisonalen Verlauf der Monatsmitteltemperatur in der Arkonasee zum Ausdruck (Abb. 14). Außer in den Monaten Juni, Juli und August liegen die mittleren Oberflächentemperaturen im Bereich der langjährigen Monatsmittel. Im Juni und Juli waren hier Anomalien von ca. -1,5 K zu verzeichnen, wogegen im August +1,5 K bestimmt wurden.

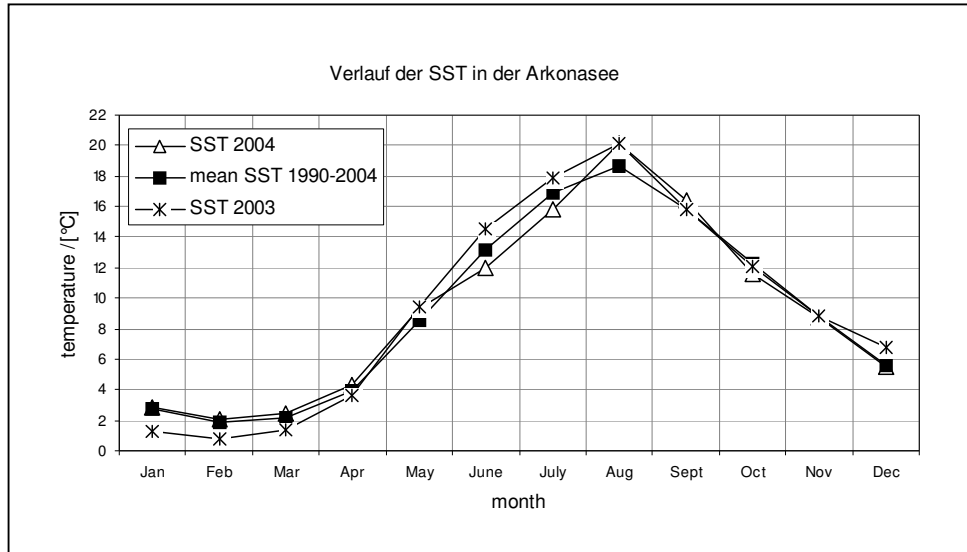


Abb. 14

Saisonaler Verlauf der Wasseroberflächentemperatur (NOAA-SST) in der zentralen Arkonasee im Jahr 2004 im Vergleich zu 2003 und zum jeweiligen 15-Jahresmittel

Fig. 14

Seasonal course of sea surface temperature (NOAA-SST) in the central Arkona Sea in 2004 in comparison to 2003 and to the mean values of the last 15 years

Die Wintertemperaturen entsprechen in der eigentlichen Ostsee den langjährigen Mittelwerten. Der saisonale Verlauf der Monatsmitteltemperaturen in der Arkonasee in Abb. 14 belegt diese Einschätzung. So haben wir im Januar in der westlichen Ostsee Temperaturen von 2-3°C und in der östlichen Gotlandsee teilweise bis 5°C. Im Februar kühlt sich die Ostsee auf etwa 2-3°C ab. In der nördlichen Ostsee liegt schon Eis vor. Im Monatsmittel gibt es im März kaum eine Veränderung. Bis ca. 10. März bleiben die Temperaturen z.B. in der Arkonasee von 2°C erhalten, bevor dann ab ca. 13. März eine langsame Erwärmung einsetzt. Das stimmt auch gut mit dem Zeitpunkt der maximalen Vereisung in der nördlichen Ostsee am 11. März überein. Neben der Rigaer Bucht sind auch der Finnische Meerbusen und die Bottenwiek mit Eis bedeckt und in der Bottensee sind nur die zentralen Bereiche eisfrei (Abb. 17). Ende März sind dann in der westlichen Ostsee weitgehend 5°C erreicht und auch in der östlichen Gotlandsee liegen die Temperaturen bei 3-5°C. Ausgenommen ist die nördliche Ostsee, die aufgrund der Eisbedeckung weiter kälter ist. Bis ca. 10. April steigen die Temperaturen nicht signifikant an. In der folgenden Schwachwindphase steigen die Temperaturen vom Westen beginnend merklich an. Es bildet sich in dieser Phase z. B. in der Arkonasee eine thermische Schichtung heraus, die den Temperaturanstieg weiter begünstigt. Ende April sind in der westlichen Ostsee weitgehend Temperaturen von 6-8°C erreicht, in der Gotlandsee und im Finnischen Meerbusen liegen sie bei 4-7°C und auch die Bottensee hat sich merklich erwärmt. In der ersten Maihälfte steigt die Temperatur in der westlichen Ostsee kontinuierlich an und hat um den 17. Mai mehr als 10°C erreicht. Nach dem 25. Mai sind diese dann auch in der Gotlandsee erreicht. Im Juni steigt die Temperatur bis zum 13. von der westlichen Ostsee bis zur südliche Gotlandsee auf 15°C an und stagniert dann nach einem Starkwindereignis zwischen 12 und 14°C bis Ende des Monats. Von dieser Stagnation war die nördliche Ostsee nicht

betroffen, so dass am Ende des Monats Juni in der gesamten Ostsee Wassertemperaturen von 12-15°C vorhanden waren. Der fehlende weitere Anstieg der Temperatur im Juni hat dann auch zu den in Abb. 13 dargestellten Anomalien der Monatsmittelwerte von -1,5 K im Juni geführt. Diese Phase setzt sich in ähnlicher Weise mit 12-16°C bis 14. Juli fort. Danach begann eine weitere Erwärmung im Bereich der nördlichen Gotlandsee, der Bottensee und des Finnischen Meerbusens, die sich dann nach Süden fortsetzte. Am 28. Juli war die gesamte Ostsee mit Ausnahme der Auftriebsgebiete an der schwedischen Südküste ziemlich homogen 17-18°C warm. Es folgte eine weitere intensive Erwärmung bis zum Ende der ersten Augustdekade, wodurch die Temperaturen schon am 31. Juli in weiten Teilen die 20°C überschritten. Die geringen Erwärmungsphasen im Juli 2004 spiegeln sich, wie schon in Abb. 13 gezeigt, in den Monatsmitteln und deren Anomalien wider. Wie stark die einzelnen Gebiete der Ostsee davon betroffen waren, zeigt der Schnitt durch die zentralen Becken der Ostsee in Abb. 15. Es sind die Mittelwerte des Juli 2004 im Vergleich zum Mittel 1990 - 2004 und zum kältesten Juli des Untersuchungszeitraumes im Jahr 1996 dargestellt. Die Anomalien betragen -1 K in der westlichen Ostsee bis zur Bornholmsee und bis -1,5 K in der südlichen Gotlandsee. In der Bottensee liegen die Monatsmittel im Bereich der langjährigen Mittelwerte. Im Juli 1996 waren die negativen Anomalien südlich der Gotlandsee mit bis zu -3 K wesentlich stärker ausgeprägt und in der nördlichen Ostsee geringer, aber auch noch vorhanden.

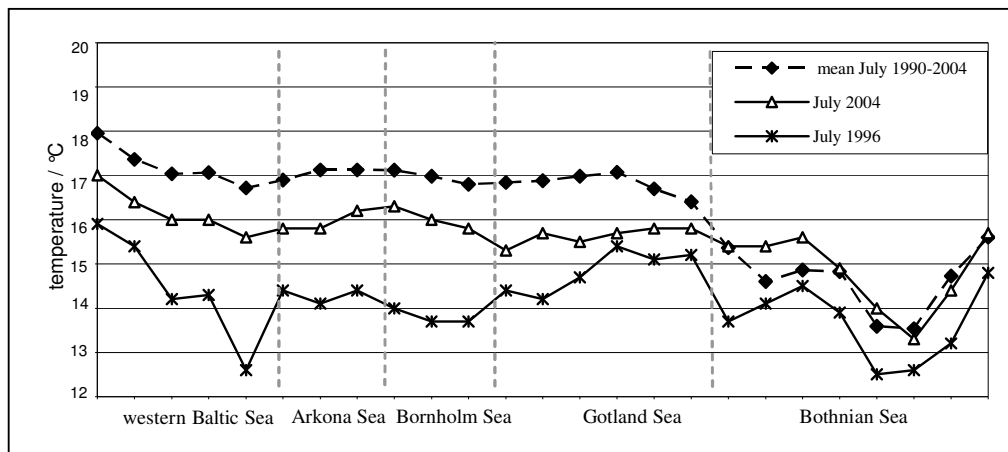


Abb. 15
Temperaturverteilung entlang des Monitoringschnittes durch die zentralen Becken der Ostsee für den Monat Juli 2004 im Vergleich zum Mittel 1990 – 2004 und zum Juli 1996

Fig. 15
Temperature distribution along the monitoring transect through the central basins of the Baltic Sea in July 2004 in comparison to the mean value of 1990 – 2004 and to July 1996

Am 9. August wurde dann die höchste SST des Jahres (Abb. 17) in der zentralen Ostsee mit Temperaturen um 22°C registriert. Ausgenommen waren die westliche und die nördliche Ostsee. Die nördliche Ostsee erreichte nur Werte von 18-20°C und an den Südküsten hatten sich aufgrund der Hochdrucklage und östlicher Winde Auftriebsgebiete herausgebildet. Am 9. August wies der Kern des Hiddenseeauftriebs nur eine Temperatur von 10°C auf, was auch an der Station „Darßer Schwelle“ gemessen wurde. Ab 14. August setzte dann die Abkühlung ein, die in der nördlichen Ostsee stärker ausgeprägt war als in den anderen Gebieten. Ende August lagen die Temperaturen in

der nördlichen Ostsee zwischen 12 und 15°C und in den anderen Teilen noch bei 17-18°C. Diese Entwicklung hat dann auch zu den hohen positiven Anomalien in den Monatsmitteln geführt (Abb. 13). Der Vergleich der Monatsmittel entlang des Schnittes durch die zentralen Becken der Ostsee im August 2004 mit den langjährigen Mittelwerten und mit dem August 1997, dem wärmsten in der zentralen Ostsee im Untersuchungszeitraum, ist in Abb. 16 dargestellt. Von der westlichen Ostsee bis in die Bottensee war der August um bis zu +1,5 K wärmer als das langjährige Mittel. Nur im äußersten Westen und Norden war der August kälter. Im vergleichsweise angeführten August 1997 lagen die Temperaturen in der gesamten Ostsee höher, teilweise bis zu +3 K.

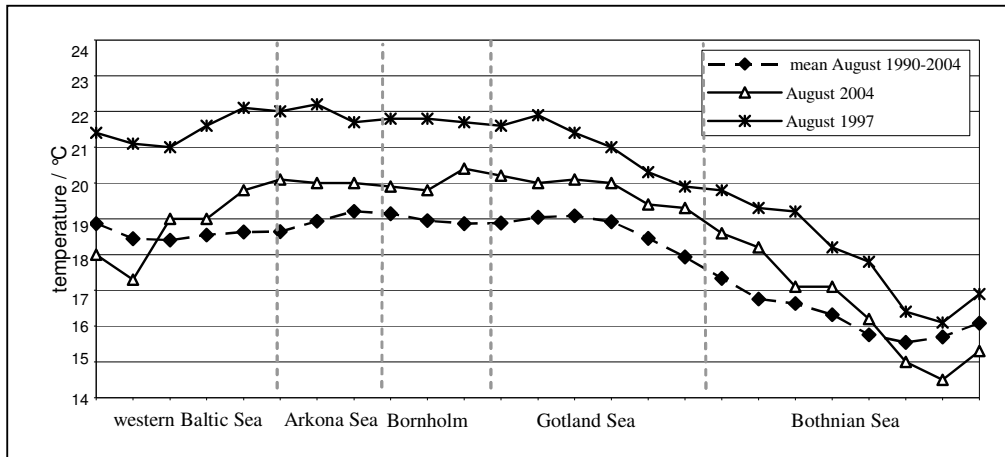


Abb. 16

Temperaturverteilung entlang des Monitoringschnittes durch die zentralen Becken der Ostsee für den Monat August 2004 im Vergleich zum Mittel 1990 – 2004 und zum August 1997

Fig. 16

Temperature distribution along the monitoring transect through the central basins of the Baltic Sea in August 2004 in comparison to the mean value of 1990 – 2004 and to August 1997

Aufgrund einer Schwachwindphase Anfang September blieb die Temperaturverteilung von Ende August bis ca. 12. September erhalten, wonach dann eine weitere Abkühlung stattfand. Ende September lagen die Temperaturen schon weitgehend unter 15°C. Die starke Abkühlung in der zweiten Hälfte September hat dazu geführt, dass im Monatsmittel der September nur geringfügig über dem langjährigen Mittel lag. Der Oktober war in der ersten Dekade durch eine Stagnation gekennzeichnet, der dann die weitere Abkühlung folgte. Im Mittel wiesen die Monate Oktober, November und Dezember keine Besonderheiten auf.

Im Jahresmittel der Wasseroberflächentemperatur der Ostsee gehört 2004 zu den durchschnittlichen Jahren.

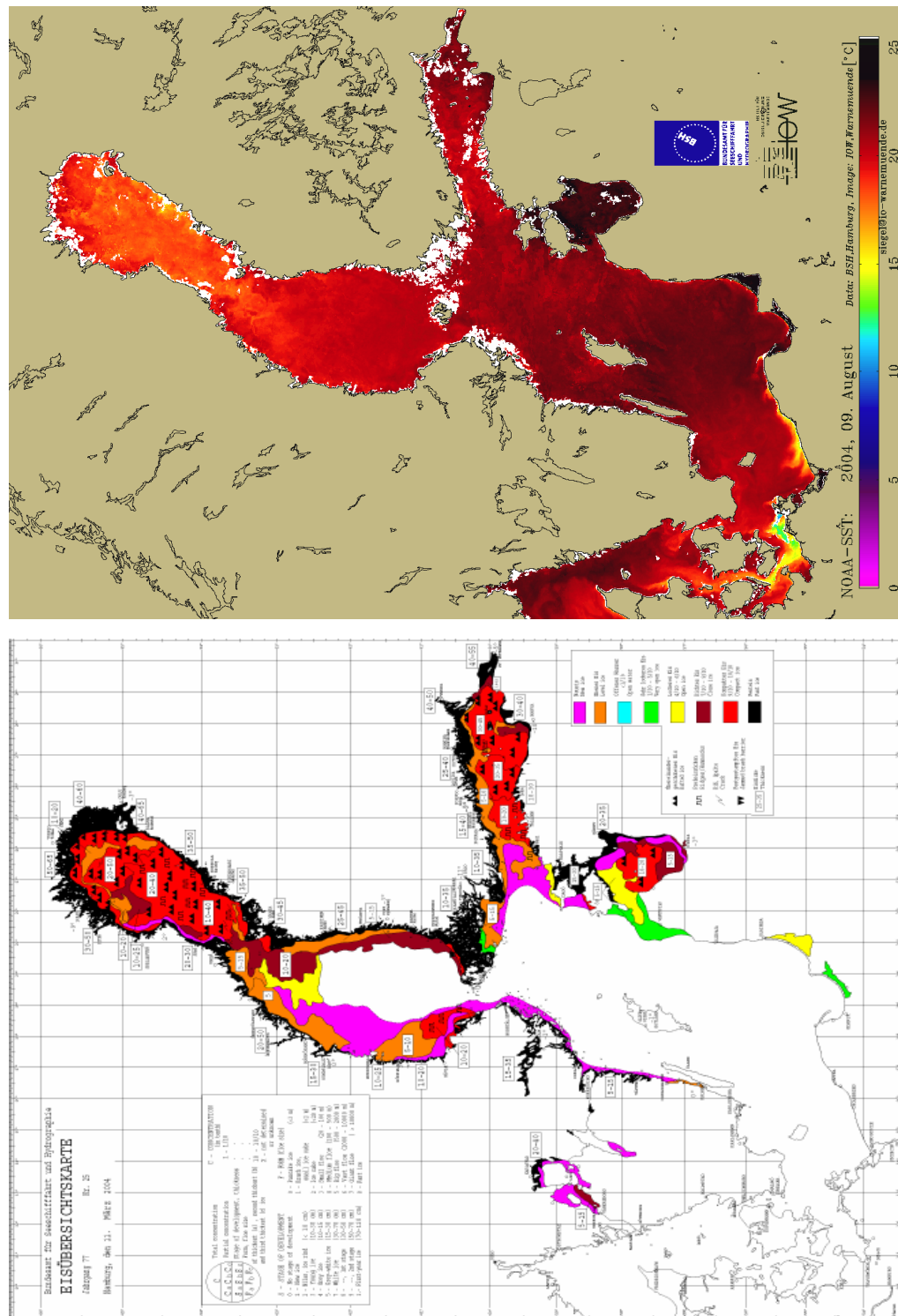


Abb. 17
 Temperaturverteilung der Ostsee zur Zeit der Minimal- (11. März) und Maximalwerte (9. August) des Jahres 2004

Fig. 17
 Temperature distribution of the Baltic in the period of minimum (11 March) and maximum values (9 August) of the year 2004

6.1.2 Vertikalverteilung der Wassertemperatur

Die vertikale Temperaturverteilung in der westlichen und zentralen Ostsee im Verlauf des Jahres 2004 ist anhand der Überwachungsfahrten des IOW in der Abb. 19 zusammengestellt.

Starke Einstromereignisse aus dem Kattegat in die Ostsee waren 2004 nicht zu beobachten. Das wichtigste Temperatursignal im Tiefenwasser der Ostsee 2004 war der kalte Einstrom von Kattegatwasser im Januar 2003 (FEISTEL et al., 2003a, NAUSCH et al., 2003a), der die im Gotlandtief seit 1997 anhaltend hohen bodennahen Temperaturen dramatisch absenkte, und der erneute warme barokline Einstrom im Spätsommer 2003 (FEISTEL et al., 2004a), der die Temperaturen dort unerwartet schnell wieder ansteigen ließ. Nach Spitzenwerten von 6,7°C in ca. 200 m Tiefe im Januar 2003 fiel die Temperatur auf 4,3°C im Mai 2003 und stieg rasch wieder an auf sogar 6,8°C im Februar 2004 (FEISTEL et al., 2004a). Seit März 2004 fluktuierten die Werte stark um einen Durchschnitt von ca. 6°C, wie Dauermessungen an einer Verankerung im östlichen Gotlandbecken ergaben. Dagegen zeigen die CTD-Einzelmessungen an der Station 271 nicht alle diese kurzzeitigen Extremwerte, sondern nur Momentanaufnahmen der Situationen, wie sie zum Zeitpunkt der Messung gerade jeweils vorlagen. Der höchste so gemessene CTD-Wert des Jahres 2004 in 200 m Tiefe betrug 6,1°C am 16. Februar, der niedrigste 5,2 °C am 16. Januar, gefolgt von 5,3°C am 17. und 19. Februar.

Diese starken Schwankungen weisen deutlich darauf hin, dass das komplexe Einstromverhalten der Jahre 2001 bis 2003 in den tiefen zentralen Becken der Ostsee noch 2004 Nachwirkungen mit unterschiedlicher Intensität und Verzögerung hervorruft, die nur sehr allmählich abklingen und auch nur aus langfristiger, ganzheitlicher Sicht richtig interpretiert werden können.

Die ungewöhnlichen anhaltend hohen Temperaturen im Tiefenwasser des östlichen Gotlandbeckens begannen mit den frühen Herbststürmen im September 1997 und dem daraus resultierenden Einstrom (HAGEN and FEISTEL, 2001). Sie wurden noch einmal verstärkt durch einen kleinen warmen Einstrom im Spätsommer 2001 (FEISTEL et al., 2003c), der sich in den hohen beobachteten Temperaturen im Jahre 2002 im Bornholm- und Gotlandtief widerspiegelte, siehe Tab. 5. Eine weitere Verstärkung des warmen Signals erfolgte durch die Einströme im Sommer und Herbst 2002, die jedoch nur relativ dünne Wasserschichten selektiv betrafen (FEISTEL et al., 2003b, 2004b). Darauf folgte der relativ starke und kalte Wintereinstrom im Januar 2003 (FEISTEL et al., 2003a, NAUSCH et al., 2003a, 2004), der große Teile des Tiefenwassers belüftete und mit dem Temperaturkontrast für extreme Fluktuationen der Zeitreihe sorgte. Das alte, warme und stagnierende Bodenwasser wurde dabei teils angehoben, teils weiter nach Norden oder in die westliche Gotlandsee verdrängt. Das ist in Tab. 5 deutlich an der Verschiebung der Temperaturmaxima ins Farö- und Landsorttief 2003 und ins Karlsötief 2004 zu erkennen, wobei stark angestiegene Fluktuationen den Ersetzungsprozess begleiteten. Das nachströmende kalte Wasser sorgte dann wieder für einen Temperaturabfall 2004 im Farö- und Landsorttief. Die zeitlich wechselnde Abfolge beim Einstrom wird in den räumlich getrennten Becken also durch entgegen gesetzte Trends reflektiert.

Der warme Sommereinstrom 2003 (FEISTEL et al., 2004a) zeigte eine unerwartet starke Auswirkung auf die zentralen Becken, erkennbar in Tab. 5 am erneuten Anstieg der Temperaturen im Bornholm- und Gotlandtief im Vergleich zum Vorjahr. Seine allmähliche Ausbreitung kann 2004 in den Längsschnitten durch die Ostsee (Abb. 18) gut verfolgt werden. Im Februar lag der Kern des warmen Einstromwassers bei ca. 60 m Tiefe im Bornholmbecken, an der Unterkante der Dichtesprungschicht. Während im Januar 2004 dort noch Temperaturen von 11,3°C gemessen wurden, war diese warme Schicht ab April verschwunden und bildete sich erst im Juli neu, um

wieder 11,3°C im Oktober zu erreichen. Die Dichte dieses Wassers war nicht hoch genug, das kalte Bodenwasser darunter zu verdrängen, das vom Einstrom im Januar 2003 stammt. Jenseits der Stolper Schwelle jedoch war das neu eingeströmte warme Wasser schwer genug, um im Februar 2004 bis zum Boden vorzudringen. Wir sehen die fortschreitende Warmfront in der Stolper Rinne und im südöstlichen Gotlandbecken; sie hatte jedoch das eigentliche Gotlandtief erst teilweise erreicht, wie die nur kleine warme Zelle ($> 6^{\circ}\text{C}$) bei 200 m Tiefe anzeigt.

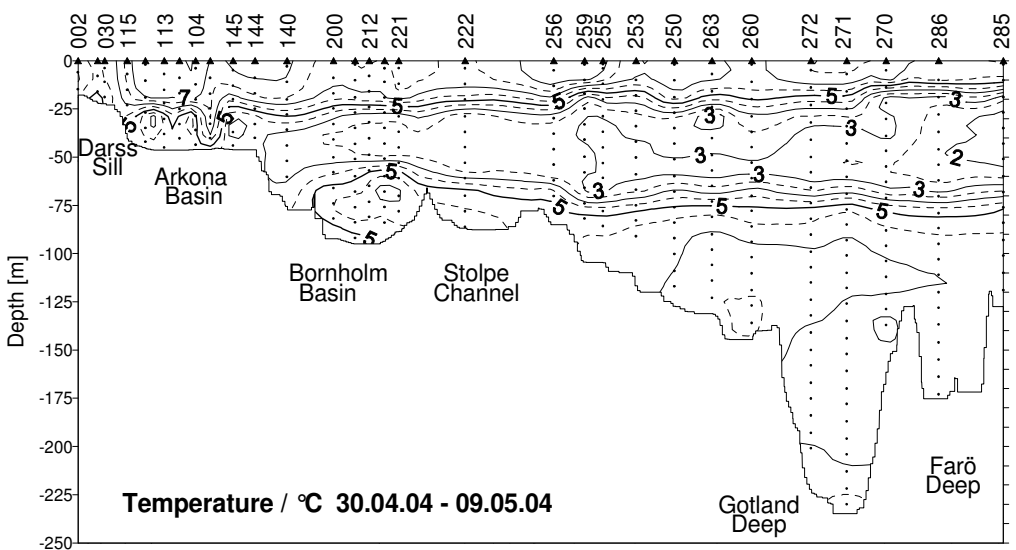
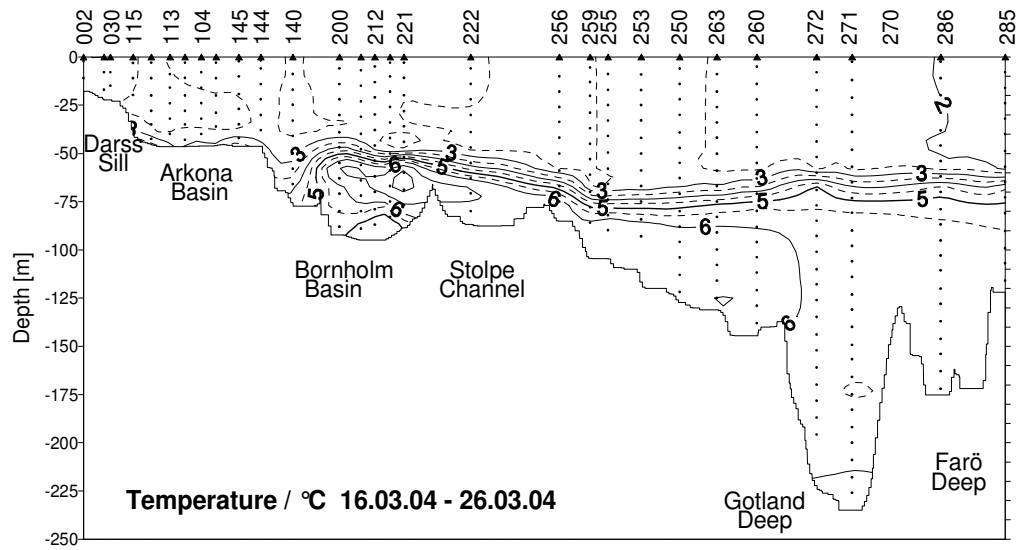
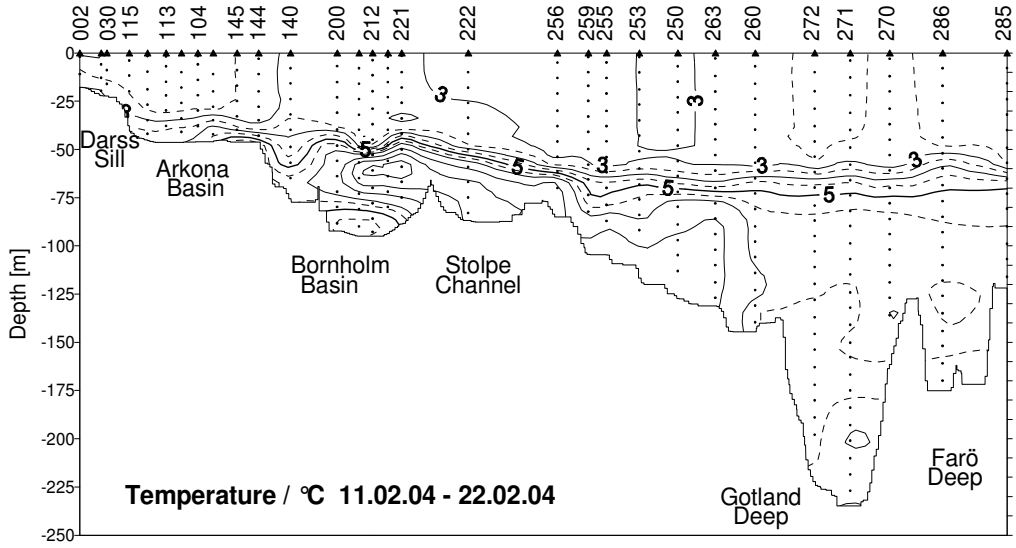
Im März 2004 war die Situation ähnlich, aber weiter fortgeschritten. Im zentralen Gotlandbecken war das gesamte Bodenwasser durch neues, wärmeres Wasser ersetzt worden, in der gesamten Wassersäule unterhalb der Sprungschicht waren Temperaturen $< 5,5^{\circ}\text{C}$ fast nicht mehr auffindbar. Der Nachschub von warmem Wasser aus der Arkonasee in das Bornholmbecken war nun versiegt und kaltes Wasser drang nach.

Im Mai 2004 waren Temperaturen oberhalb 6°C unter der Sprungschicht fast nur noch im Gotlandbecken zu finden, aber auch schon wieder im Oberflächenbereich, wo die neu entstehende sommerliche Thermokline das kalte Zwischenwasser bei 50 m Tiefe mit Temperaturen bis unter 2°C von oben versiegelte.

Im Juli 2004 sahen wir erneut warmes Wasser mit $6 - 10^{\circ}\text{C}$ aus dem Arkonabecken in das Bornholmbecken vordringen. Kleinere Mengen mit Temperaturen $> 6^{\circ}\text{C}$ hatten bereits wieder die Stolper Schwelle überwunden. Durch einen Wechsel der Windverhältnisse (siehe Kapitel 2) blieb der barokline Sommereinstrom 2004 jedoch relativ kurz und schwach ausgeprägt, aber etwas verstärkt durch den kleinen Einstrom beim Sturm Ende September. Im November 2004 sahen wir diesen Wasserkörper am Boden der Arkonasee, abfließend in das Bornholmbecken, und dort in ca. 60 m Tiefe mit $T > 10^{\circ}\text{C}$ über die Stolper Schwelle fließend. Im Gotlandtief hatte sich unter der Sprungschicht inzwischen eine nahezu homogene Temperaturschichtung um 6°C entwickelt, die das kalte Signal des vorigen Einstroms ausgelöscht hatte.

Die MARNET-Station „Darßer Schwelle“ hatte den salzreichen ($S > 17$ psu unterhalb 17 m Tiefe) bodennahen Zustrom warmen Wassers vom 11. bis 22. August 2004 mit Temperaturen zwischen 12°C und 14°C registriert. Während der Einstromphase vom 27. September bis 8. Oktober ($S > 17$ psu unterhalb 17 m Tiefe) wurden sogar Temperaturen $> 14^{\circ}\text{C}$ in der Bodenschicht gemessen.

Durch die MARNET-Station „Arkonabecken“ wurden in 40 m Tiefe Temperaturen von 14°C und höher nahezu durchgängig für den gesamten Zeitraum vom 5. September bis zum 1. November 2004 gemessen.



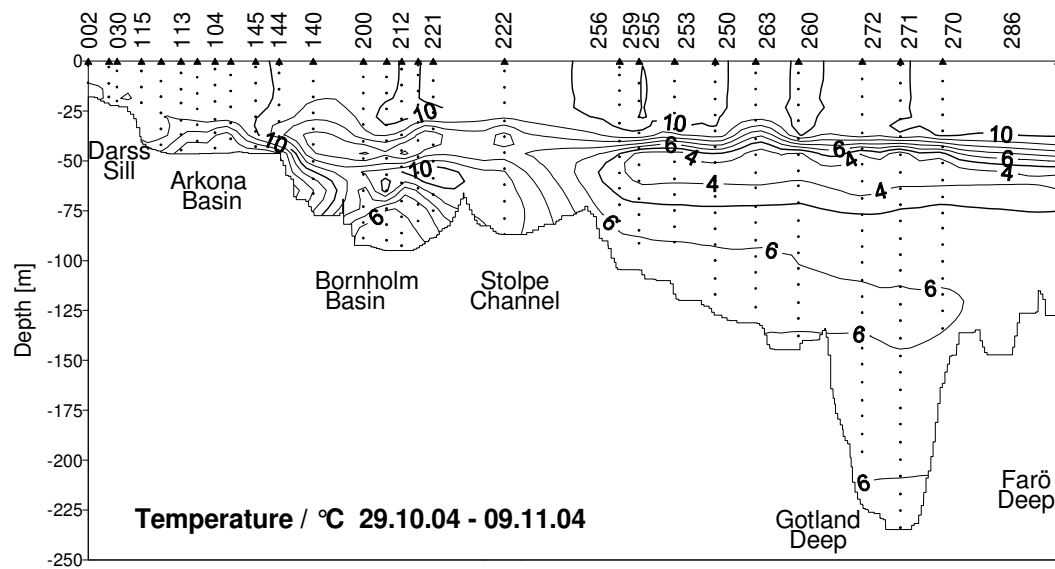
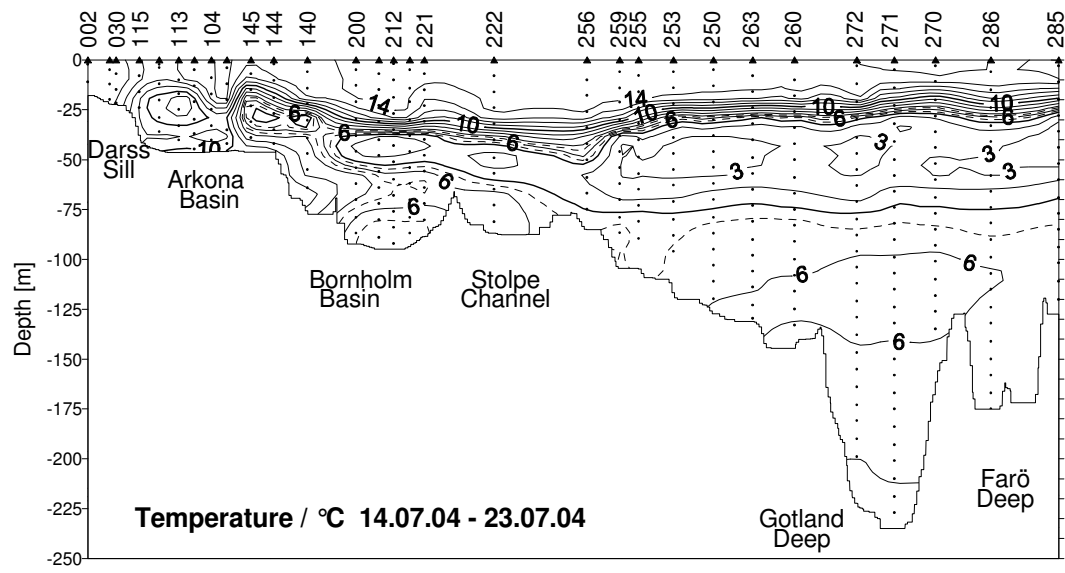


Abb. 18
Vertikale Verteilung der Wassertemperatur zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 18
Vertical water temperature distribution between Darss Sill and northern Gotland Basin

Tab. 5

Jahresmittelwerte und Standardabweichungen ausgewählter hydrographischer Parameter im Tiefenwasser der zentralen Ostsee: IOW- sowie SMHI- Daten (n= 9-22)

Table 5

Annual means and standard deviations of selected hydrographic parameters in the deep water of the central Baltic Sea: IOW- and SMHI data (n= 9-22)

Wassertemperatur (°C; Maximalwerte hervorgehoben)

Station	Tiefe/m	2000	2001	2002	2003	2004
213 (Bornholmtief)	80	8,86 ± 0,57	7,45 ± 1,05	8,86 ± 0,65	4,02 ± 1,69	5,83 ± 1,18
271 (Gotlandtief)	200	6,28 ± 0,04	6,20 ± 0,02	6,34 ± 0,15	5,38 ± 0,80	5,75 ± 0,22
286 (Färötief)	150	5,95 ± 0,03	5,88 ± 0,02	5,97 ± 0,07	6,10 ± 0,34	5,75 ± 0,16
284 (Landsorttief)	400	5,21 ± 0,07	5,24 ± 0,01	5,32 ± 0,10	5,65 ± 0,30	5,66 ± 0,08
245 (Karlsötief)	100	4,61 ± 0,05	4,66 ± 0,18	4,77 ± 0,09	4,87 ± 0,07	5,06 ± 0,15

Salzgehalt (psu; Maximalwerte hervorgehoben)

Station	Tiefe/m	2000	2001	2002	2003	2004
213 (Bornholmtief)	80	16,3 ± 0,36	15,46 ± 0,35	15,24 ± 0,34	17,83 ± 0,91	17,10 ± 0,48
271 (Gotlandtief)	200	12,10 ± 0,03	11,98 ± 0,03	11,96 ± 0,10	12,27 ± 0,32	12,74 ± 0,08
286 (Färötief)	150	11,53 ± 0,06	11,33 ± 0,04	11,24 ± 0,06	11,54 ± 0,25	12,10 ± 0,07
284 (Landsorttief)	400	10,42 ± 0,04	10,32 ± 0,04	10,23 ± 0,08	10,44 ± 0,28	10,92 ± 0,31
245 (Karlsötief)	100	9,47 ± 0,08	9,50 ± 0,28	9,37 ± 0,17	9,53 ± 0,14	9,79 ± 0,30

Sauerstoffgehalt (ml/l; Schwefelwasserstoff als negative Sauerstoffäquivalente; Minimalwerte hervorgehoben)

Station	Tiefe/m	2000	2001	2002	2003	2004
213 (Bornholmtief)	80	0,92 ± 1,12	0,57 ± 1,23	0,85 ± 1,00	4,53 ± 2,16	0,87 ± 0,91
271 (Gotlandtief)	200	-2,56 ± 0,63	-3,75 ± 0,54	-3,82 ± 1,14	0,50 ± 2,96	0,88 ± 0,47
286 (Färötief)	150	-1,27 ± 0,53	-1,82 ± 0,40	-1,56 ± 0,28	-1,45 ± 0,90	0,52 ± 0,29
284 (Landsorttief)	400	-0,57 ± 0,15	-0,75 ± 0,22	-0,94 ± 0,16	-1,01 ± 0,23	-0,29 ± 0,33
245 (Karlsötief)	100	0,31 ± 0,32	-0,35 ± 0,72	-0,18 ± 0,40	-0,64 ± 0,49	-0,78 ± 0,39

6.2 Salzgehalt

Die Verteilung des Salzgehalts in der Ostsee 2004 ist in Abb. 19 sowie in den Tabellen 5 und 6 dargestellt. Die mittleren Salzgehalte im Oberflächenwasser (Tab. 6) weisen ähnliche, zumeist aber erhöhte Werte im Vergleich zum Vorjahr auf. Der generelle Trend zur Aussüßung des Oberflächenwassers hat sich somit nicht fortgesetzt, sondern wurde durch die Einstromprozesse 2002 und 2003 mehr als ausgeglichen und führte teilweise zu den höchsten Werten der zurückliegenden Dekade. Trotzdem liegen die aktuellen Werte weiterhin deutlich unter dem langjährigen Mittel von 1961-1990.

In der Bornholmsee lag der Oberflächensalzgehalt mit $7,4 \pm 0,0$ psu zum wiederholten Male höher als im jeweiligen Vorjahr und war im Jahresverlauf, abgesehen von stärkeren Schwankungen im Februar/März, etwa konstant. In Bodennähe (80 m) dagegen war er mit $17,1 \pm 0,5$ psu wieder um ca. 0,7 psu niedriger als im Vorjahr und fluktuierte zwischen 15,4 und 17,9 psu zwischen den Monaten. Diese gegenläufige Tendenz erklärt sich aus der geringen Einstromaktivität 2004, die sich im Tiefenwasser der Bornholmsee sehr kurzfristig und unmittelbar erniedrigend auf den Salzgehalt auswirkt, während im Oberflächenwasser der Abfluss aus der gesamten Ostsee sichtbar wird, die das Salz über größere Zeiträume gepuffert abgibt. Der erhöhte Oberflächensalzgehalt zeigt einen verstärkten vertikalen Salztransport in den zentralen Becken durch die Sprungschicht nach oben in entsprechend verzögerter Form an, hauptsächlich bedingt durch die kalten und warmen salzreichen Einströme 2003.

In den untersuchten Becken östlich der Bornholmsee liegen alle Jahresmittelwerte der Salzgehalte an den ausgewählten Horizonten des Tiefenwassers höher als in vielen Jahren zuvor. Der Mittelwert von $12,7 \pm 0,1$ psu in 200 m Tiefe hatte 2004 nach dem stetigen Absinken bis 2002 den höchsten Wert seit 1977 erreicht und war durch einen leicht ansteigenden Trend in Jahresverlauf charakterisiert. Im Gotlandtief bei 200 m Tiefe wurden höhere Werte als im aktuellen Berichtsjahr 2004 (Tab. 5) das letzte Mal nach dem großen Salzwassereinbruch 1976/77 gemessen (NEHRING, 1990, NEHRING und MATTHÄUS, 1990), nämlich von April bis August 1977 mit Werten zwischen 12,9 und 13,0 psu. Zwischenzeitliche kleinere Maxima traten nach den Einströmen 1993 (12,0 psu im Jahresmittel 1995) und 1997 (12,3 psu im Jahr 1998) auf. Den jetzigen Höchstwert von 12,9 psu bei 200 m Tiefe am 18. Juli 2004 verdanken wir anscheinend der letzten Salzzufuhr durch den baroklinen warmen Sommereinstrom 2003, der schon an der Darßer Schwelle durch einen hohen Bodensalzgehalt und eine extrem scharf ausgeprägte Halokline auffiel (FEISTEL et al., 2004a). Bei 240 m Tiefe lag der höchste Salzgehalt sogar bei 13,2 psu, gemessen am 19. Februar 2004 (fast 0,4 psu höher als noch im Monat davor), zeitgleich mit einem Temperaturmaximum von $7,2^{\circ}\text{C}$.

Die vertikal weitgehend homogene Temperatur- und Salzverteilung in den oberen 60 m der östlichen Gotlandsee im Februar und März 2004 (Abb. 18, 19) deutet auf eine intensive Winterkonvektion in diesen Monaten hin. Im März finden wir den Oberflächenmaximalwert des Jahres 2004 von 7,3 psu, unmittelbar nachdem in Bodennähe das Maximum im Februar durchlaufen worden war. Selbst dieser Spitzenwert liegt aber noch unter dem Durchschnitt der Jahre 1961-1990 von 7,4 psu (Tab. 6). Durch den warmen bodennahen Einstrom stieg der Salzgehalt am Boden von Februar bis Juli auf über 13 psu, an der Oberfläche bis Juni über 7 psu.

Im Farötief stieg 2004 der Salzgehalt bei 150 m Tiefe weiter an, von 12,0 psu (Februar) auf 12,3 psu (Juli). Das dort vorgefundene Wasser beginnt erneut zu stagnieren; trotz der leichten Anstiege von Temperatur und Salzgehalt, die auf einen anhaltenden Zustrom aus dem Gotlandtief hinweisen, sank der Sauerstoffgehalt 2004 wieder deutlich ab. Der Mittelwert des Salzgehaltes von

12,1 ± 0,1 psu in dieser Tiefe war wie im Gotlandtief höher als alle Werte seit 20 Jahren, seine verringerte Schwankung weist auf abklingende Austauschprozesse hin.

Im 400 m-Horizont des Landsorttiefs stieg der Salzgehalt im Verlauf des Jahres 2004 von 10,6 psu auf 11,3 psu deutlich an. Das Jahresmittel erhöhte sich im Vergleich zum Vorjahr um bemerkenswerte 0,5 psu (Tab. 5). Die beschriebenen Salzgehaltszunahmen, die auch mit einem Anstieg der Temperatur verbunden waren, resultierten vor allem aus der Zufuhr des freigesetzten Wassers aus anderen Becken, erstmals aber auch mit gelöstem Sauerstoff, was zu einer zeitweiligen Aufhebung der anoxischen Bedingungen in Frühjahr und Herbst 2004 führte. Der Salzgehaltanstieg betrifft die gesamte Wassersäule unterhalb 80 m Tiefe. Die Schwankungsbreite von 0,3 psu in der betroffenen Schicht ist, wie im Vorjahr, für das Landsorttief außergewöhnlich hoch und signalisiert anhaltenden intensiven Wasseraustausch.

Auch der Salzgehalt des Tiefenwassers (100 m) des Karlsötiefs verzeichnete deutliche Schwankungen von 0,3 psu und stieg im Juli auf ein Maximum von 10,3 psu an. Ähnlich wie beim Landsorttief sind diese Veränderungen als sekundäre Effekte der Einstromvorgänge zu interpretieren, denn gemeinsam mit einem Temperaturanstieg erhöhte sich der Gehalt an Schwefelwasserstoff im Jahresverlauf stark, wie schon 2003, wahrscheinlich durch die Übernahme überströmender alter, stagnierender Wassermassen aus den benachbarten Becken.

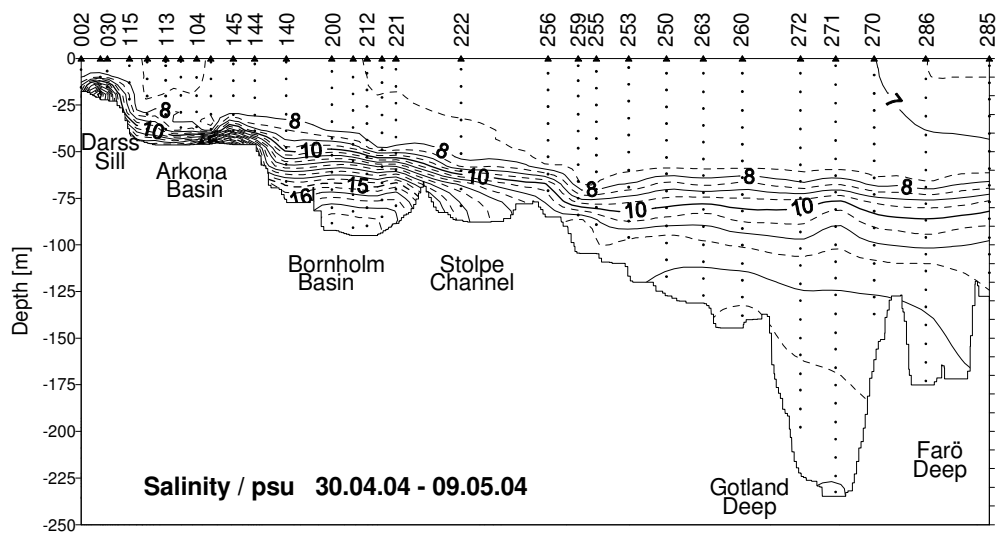
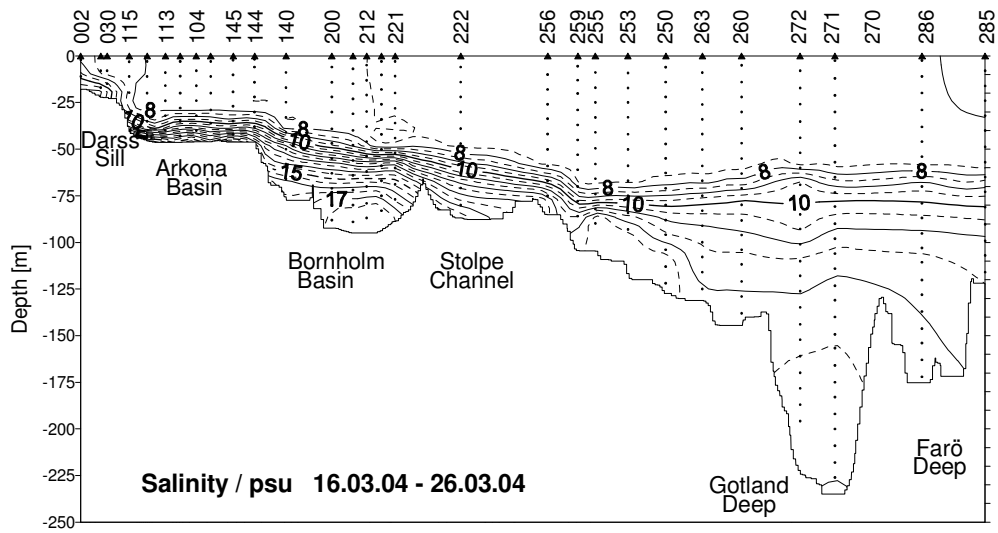
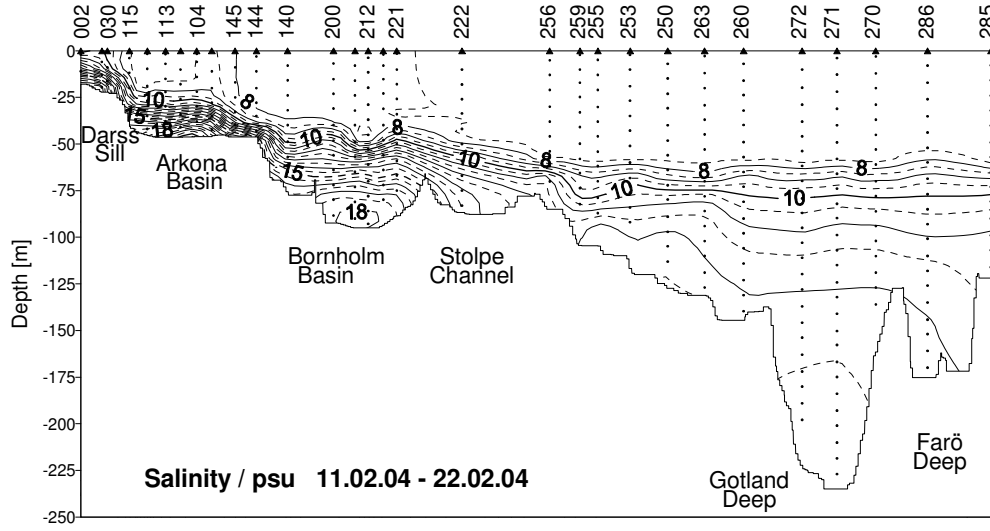
Tab. 6

Jahresmittelwerte von 2000 bis 2004 sowie Langzeitmittelwert der Jahre 1961-1990 und Standardabweichungen des Salzgehalts (in psu) im Oberflächenwasser der zentralen Ostsee (Minimalwerte hervorgehoben)

Table 6

Annual means of 2000 to 2004 as well as long-term averages of the years 1961-1990 and standard deviations of surface water salinity (in psu) in the central Baltic Sea (minimum values in bold)

Station	2000	2001	2002	2003	2004	1961-1990
213 (Bornholmtief)	7,57 ± 0,18	7,29 ± 0,19	7.17 ± 0.13	7.30 ± 0.06	7,44 ± 0,10	7,72 ± 0,25
271 (Gotlandtief)	7,09 ± 0,14	6,86 ± 0,30	6.98 ± 0.19	6.93 ± 0.15	6,94 ± 0,36	7,41 ± 0,46
286 (Farötief)	6,79 ± 0,21	6,61 ± 0,26	6.75 ± 0.34	6.79 ± 0.14	6,78 ± 0,27	7,15 ± 0,31
284 (Landsorttief)	6,45 ± 0,44	6,29 ± 0,26	6.48 ± 0.27	6.52 ± 0.14	6,37 ± 0,37	
245 (Karlsötief)	6,77 ± 0,44	6,52 ± 0,19	6.77 ± 0.21	6.79 ± 0.13	6,96 ± 0,10	



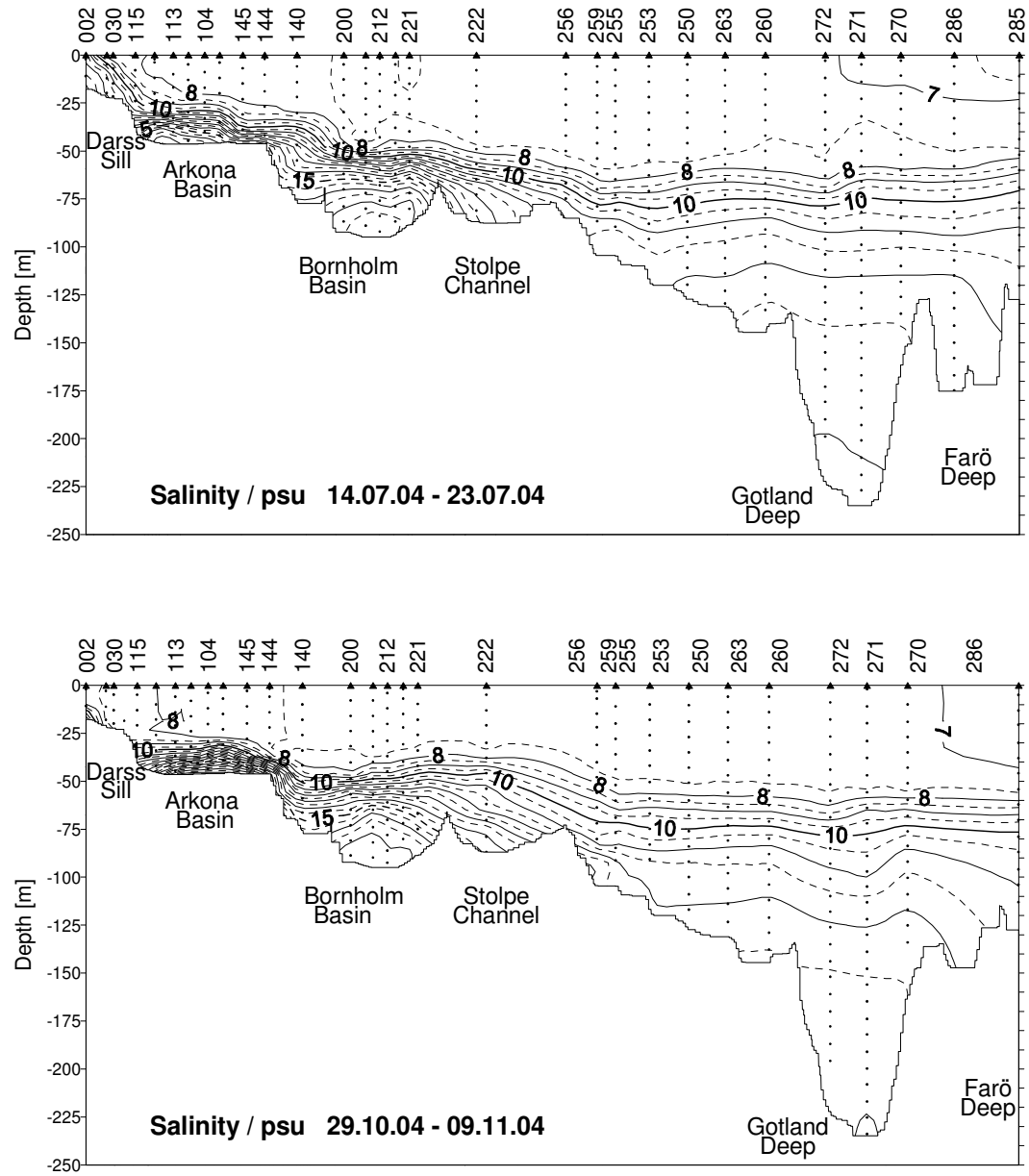


Abb. 19
Vertikale Verteilung des Salzgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 19
Vertical salinity distribution between Darss Sill and northern Gotland Basin

6.3 Sauerstoff und Schwefelwasserstoff

Die positiven Glieder der Sauerstoffbilanz eines Gewässers werden durch den Eintrag von Sauerstoff aus der Atmosphäre sowie durch die Photosynthese gebildet. Negative Bilanzglieder, d.h. sauerstoffverbrauchende Prozesse, sind Atmung, Abbau und Mineralisation organischer Stoffe sowie der Verlust an die Atmosphäre. Demnach ist die Sauerstoffbilanz umso schlechter je geringer der atmosphärische Eintrag und die Photosyntheseaktivität sind und je intensiver die Stoffwechselleistungen der heterotrophen Organismen sind (SCHWOERBEL, 1984). Der Sauerstoffgehalt wird auch durch temporäre oder permanente temperatur- und salzgehaltsbedingte Schichtungen nachhaltig beeinflusst. Existiert wie in den tieferen Becken der Ostsee eine dauerhafte Salzgehaltsprungschicht, sind die darunter liegenden Wasserschichten von einer Sauerstoffversorgung aus der durchmischten Deckschicht weitgehend ausgeschlossen und es kommt zu Sauerstoffdefiziten bzw. Sauerstofffreiheit. Auch in den flacheren Gewässerteilen kommt es unterhalb der sommerlich/herbstlichen Temperatursprungschicht alljährlich zu einer Sauerstoffverarmung. Die nachfolgenden Ausführungen nehmen Bezug auf die in Abb. 21 dargestellten Verteilungen des Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffgehaltes zwischen Darßer Schwinde und dem nördlichen Gotlandbecken.

In der durchmischten Oberflächenschicht kann ein typischer Jahresgang des Sauerstoffgehaltes beobachtet werden (MATTHÄUS, 1978, NAUSCH et al., 2004). Die hohe Gaslöslichkeit bei niedrigen Temperaturen verursacht hohe Sauerstoffkonzentrationen im Winter sowie während der Frühjahrsblüte des Phytoplanktons (Abb. 21). Im Sommer finden sich dagegen temperaturbedingt niedrigere Konzentrationen. Da der starke Temperatur- und auch Salzgehaltseinfluss auf die Sauerstofflöslichkeit die Vergleichbarkeit der Daten erschwert, wird häufig die Sauerstoffsättigung verwendet, bei der diese Einflüsse eliminiert sind. In Abb. 20 sind die Sauerstoffsättigungswerte für die Untersuchungen des Jahres 2004 zusammengefasst. Im Februar und Oktober wird im gesamten Untersuchungsgebiet eine sehr einheitliche Situation angetroffen. Die regionalen Unterschiede sind äußerst gering, was durch kleine Standardabweichungen dokumentiert wird (Tab. 7). Da in diesen Jahreszeiten sauerstoffzehrende Prozesse dominieren, tritt eine leichte Untersättigung auf. Die Sättigungswerte liegen im gleichen Bereich wie in den Vorjahren (Tab. 7, vgl. auch NAUSCH et al., 2002). Der Zeitraum März bis Mai ist generell durch eine leichte Übersättigung gekennzeichnet, die ihre Ursache in der Frühjahrsblüte des Planktons hat. Die deutlich größeren Standardabweichungen sind ein Zeichen dafür, dass die Blüte unterschiedlich früh beginnt. In der westlichen Ostsee beginnt das intensive Planktonwachstum in Abhängigkeit von den Witterungsbedingungen bereits im März. Zu diesem Zeitpunkt herrschen in der zentralen Ostsee noch winterliche Verhältnisse, was auch durch die Nährstoffkonzentrationen (vgl. Kapitel 6.4) belegt werden kann. Während die Frühjahrsblüte im Mai in der westlichen und südlichen Ostsee bereits abgeschlossen ist, kulminiert sie in der zentralen Ostsee in der Regel Anfang Mai. Auch für den März und Mai 2004 liegen die Sauerstoffsättigungswerte innerhalb des langjährigen Mittels (Tab. 7). Der Juli 2004 weist dagegen eine bisher nicht beobachtete Situation auf. Die Sauerstoffsättigungswerte liegen in allen untersuchten Seegebieten deutlich unterhalb von 100 % (Abb. 20) und sind damit signifikant geringer als in den Vorjahren (Tab. 7). Da nach gegenwärtigem Kenntnisstand methodische Fehler ausgeschlossen werden können, muss nach anderen Ursachen gesucht werden. Auffällig war zunächst, dass im Gegensatz zu den Vorjahren keine intensiven Blüten von Blaualgen beobachtet wurden (NAUSCH et al., 2004), was auch auf die ungünstigen Witterungsbedingungen zurückgeführt werden kann. Der Juli war insgesamt recht kühl, regnerisch und windig (vgl. Kapitel 2). Die Phytoplanktonbiomasse insgesamt war verglichen mit den Vorjahren relativ gering (WASMUND, pers. Mittl.). Auch die Nährstoffsituation im sommerlichen Oberflächenwasser wies Besonderheiten auf (vgl. Kapitel 6.4). In weiten Teilen der zentralen Ostsee wurde das Phosphat nicht aufgebraucht. Auch das spricht für eine geringe

Intensität der Algenentwicklung. Es muss in den Folgejahren geprüft werden, ob sich ähnliche Situationen im Sommer wiederholen oder ob im Jahr 2004 eine Ausnahmesituation herrschte.

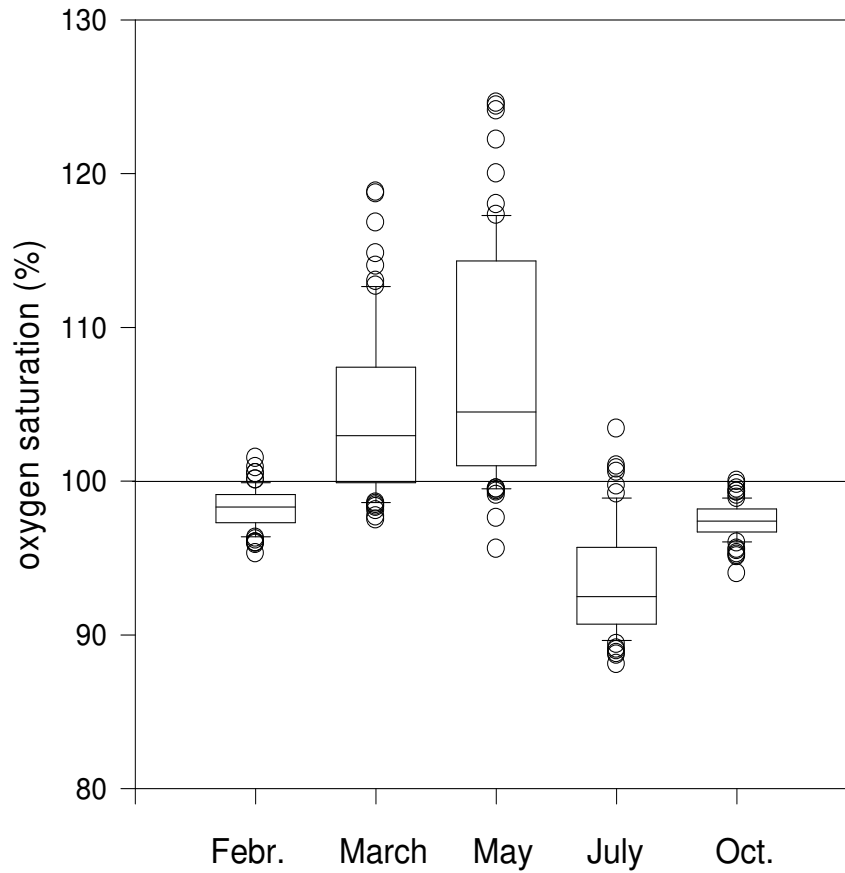


Abb. 20

Jahresgang der Sauerstoffsättigung (%) 2004 in der Oberflächenschicht (0 – 10 m) zwischen westlicher Ostsee und nördlichem Gotlandbecken; Anzahl der Stationen zwischen 63 (Juli) und 69 (Februar)

Fig. 20

Annual cycle of oxygen saturation (%) in 2004 in the surface layer (0 – 10 m) between western Baltic Sea and northern Gotland Basin; number of stations between 63 (July) and 69 (February)

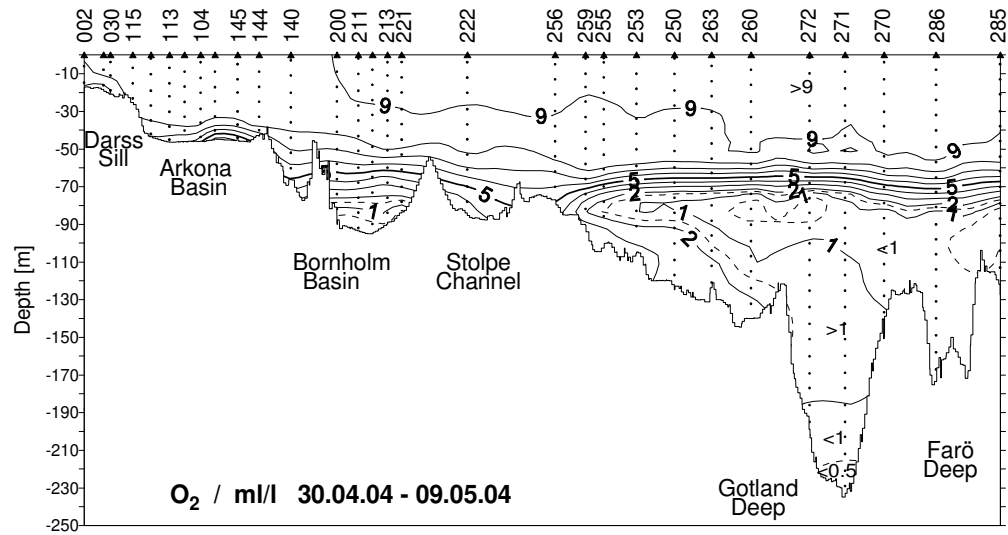
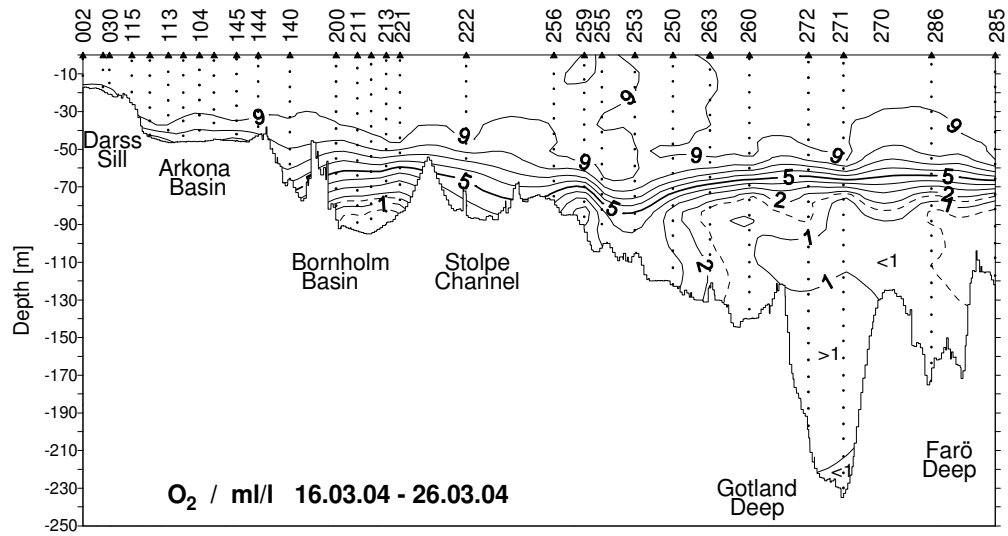
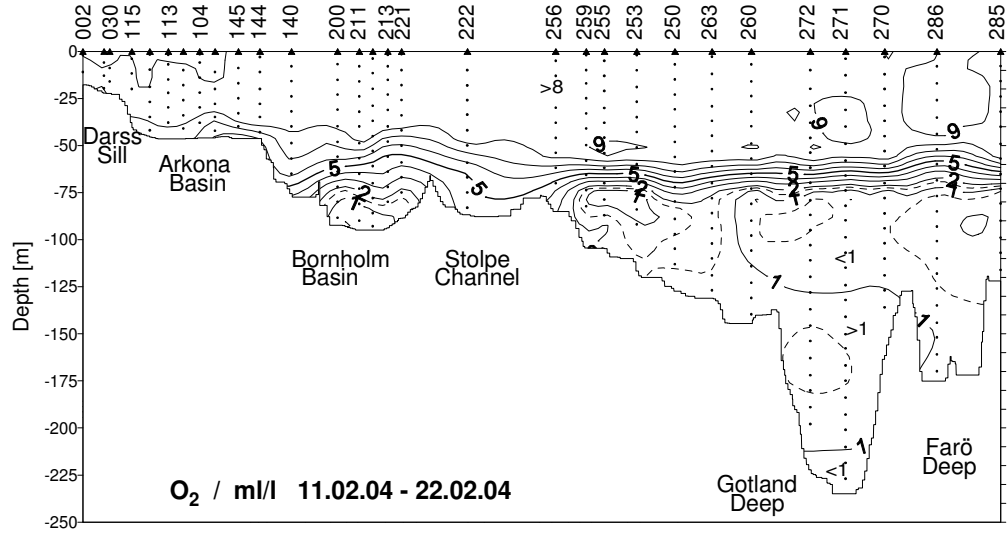
Tab. 7

Sauerstoffsättigungswerte (%) für die Oberflächenschicht (0 – 10 m) der Jahre 2000 – 2004 zwischen westlicher Ostsee und nördlichem Gotlandbecken

Table 7

Oxygen saturation (%) in the surface layer (0 – 10 m) between western Baltic Sea and northern Gotland Basin for the years 2000 - 2004

2000	Feb	März	Mai	Juli/Aug.	Okt./Nov.
Mittel	97,2	103,8	107,7	104,4	95,4
Stabw.	1,7	4,3	7,5	6,4	2,5
Max	104,6	116,9	127,3	115,6	99,5
Min	92,1	97,8	92,3	78	87,3
n	71	69	69	71	71
2001					
Mittel	96,1	100,8	106,2	107,7	92,6
Stabw.	1,4	1,9	5,3	2,7	1,9
Max	99,5	107,4	117,4	118,8	95,4
Min	93	93,4	91,9	102,7	86,2
n	67	67	67	68	69
2002					
Mittel	97,2	104,6	108,2	103,1	95,3
Stabw.	1,3	5,4	5	5,6	0,6
Max	101,3	121,4	120,5	115,4	96,6
Min	95,2	97,8	101,1	2,4	93,3
n	38	38	38	38	38
2003					
Mittel	98,6	108,7	105,9	108,8	98,1
Stabw.	2,4	7,2	2,9	2,5	2,5
Max	104,3	125,2	115,8	115,6	105
Min	92,1	99,5	102,3	101,4	85,8
n	67	66	67	65	68
2004					
Mittel	98,2	104,3	107,1	93,4	97,4
Stabw.	1,3	5,4	7,5	3,6	1,2
Max	101,9	117,2	125,4	107,4	100,6
Min	95,3	97,3	95	87,2	93,2
n	69	66	66	63	67



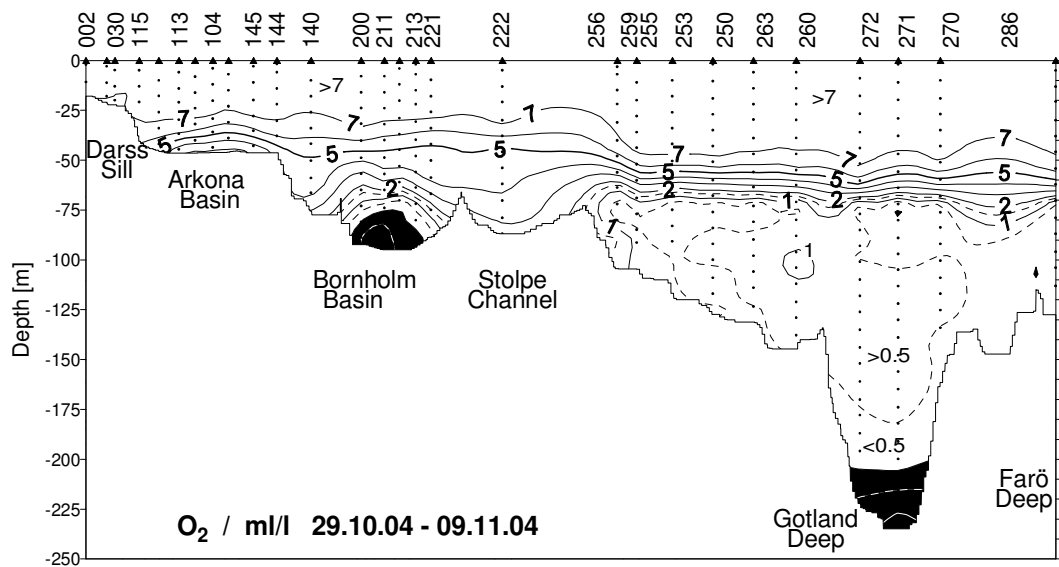
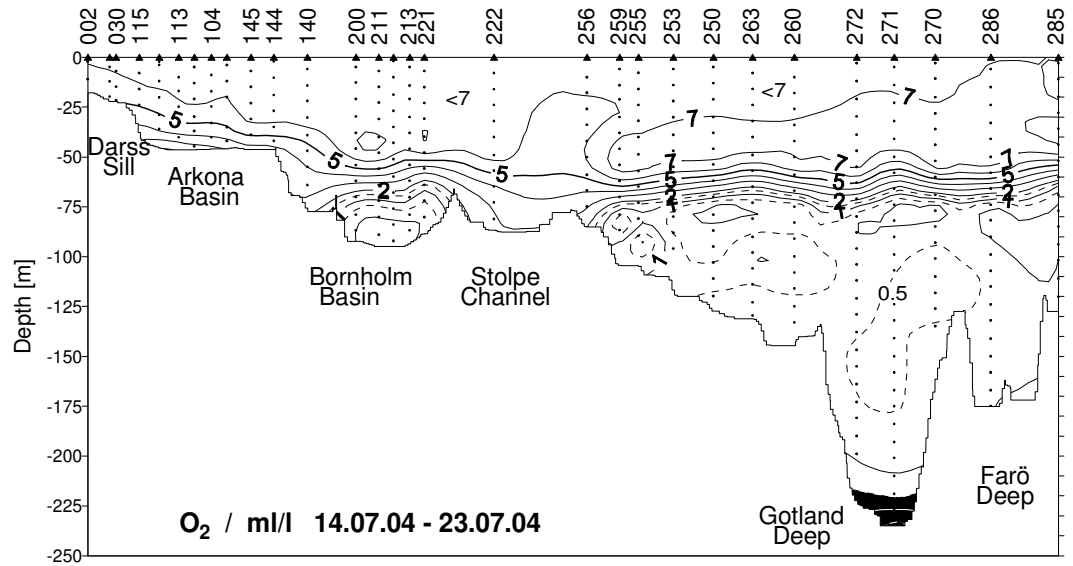


Abb. 21

Vertikale Verteilung des Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 21

Vertical distribution of oxygen resp. hydrogen sulphide between Darss Sill and northern Gotland Basin

Das winterliche Zwischenwasser ist durch ein Temperaturminimum gekennzeichnet (Abb. 18). Der Kern dieses Zwischenwassers befindet sich im Bornholmbecken im Jahr 2004 in 40 m Tiefe und im östlichen und westlichen Gotlandbecken im Tiefenbereich von 40 – 60 m. Ursache der niedrigen Temperaturen ist die tiefreichende vertikale Durchmischung im Winter. Hierbei wird gleichzeitig stark mit Sauerstoff angereichertes Wasser in diesen Tiefenbereich transportiert (Abb. 21). Die sich im Frühjahr ausbildende Temperatursprungschicht versiegelt dieses kalte sauerstoffreiche Wasser von oben, so dass die winterlichen Bedingungen weitgehend konserviert werden.

Besonderes Augenmerk galt auch im Jahr 2004 den Veränderungen im Tiefenwasser. Der Salzwassereintrich vom Januar 2003 (FEISTEL et al., 2003a, NAUSCH et al., 2004), mit dem 200 km³ kalten, sauerstoffreichen Wassers in die Tiefenbecken der Ostsee transportiert wurden, hatte zu einer nachhaltigen Verbesserung der Sauerstoffsituation geführt. So wurden im Mai 2003 im Gotlandtief (Station 271) in Bodennähe 3,96 ml/l Sauerstoff gemessen. Ähnlich hohe Konzentrationen wurden bisher nur zweimal, in den 1930er Jahren und im Mai 1994 (NEHRING et al., 1995b) beobachtet. Interessant war die Frage, wie nachhaltig diese Wassererneuerung war.

Im Tiefenwasser des Bornholmbeckens wurden die höchsten Sauerstoffkonzentrationen nach dem Salzwassereintrich vom Januar 2003 bereits im Februar mit 7,66 ml/l gemessen. Im weiteren Jahresverlauf nahmen die Sauerstoffwerte kontinuierlich ab und lagen Ende 2003 wieder unter 2 ml/l (NAUSCH et al., 2004). Im Verlauf des Jahres 2004 nahmen die Konzentrationen im 80 m – Horizont mit gewissen Schwankungen weiter ab und lagen am Jahresende bei ca. 0,25 ml/l. Dies spiegelt sich auch im deutlich geringeren Jahresmittelwert wider (Tab. 5). In unmittelbarer Bodennähe wurden gelegentlich geringe Mengen Schwefelwasserstoff gefunden. Eine signifikante Wassererneuerung fand 2004 nicht statt. Die Fluktuationen im Sauerstoffgehalt des Tiefenwassers können möglicherweise auch durch den Warmwassereinstrom vom Sommer 2003 erklärt werden, der bis zum Frühjahr 2004 im Bornholmbecken beobachtet werden konnte und der zwischen 50 und 75 m passierte (FEISTEL et al., 2004a).

Im östlichen Gotlandbecken konnten durchgreifende Auswirkungen des Salzwassereintrichs erst Ende April/Anfang Mai 2003 registriert werden (Abb. 22). Nach Maximalwerten um 3 ml/l bis August/September nahmen die Konzentrationen infolge von Zehrungsprozessen bereits wieder ab. Im 200 m - Horizont herrschten jedoch im ganzen Jahr 2004 oxische Bedingungen. Dadurch lag der Jahresmittelwert über dem des Vorjahres, wo bis Ende April noch hohe Schwefelwasserstoffkonzentrationen gemessen wurden (Tab. 5). Der Sauerstoffgehalt nahm von 1,78 ml im Januar 2004 auf 0,27 ml/l im Dezember ab. Aus Abb. 22 wird deutlich, dass sich unterhalb von 200 m Wassertiefe bereits wieder anoxische Verhältnisse eingestellt haben. Damit wird der Beginn einer neuen Stagnationsperiode angezeigt. Zwischen 80 m Wassertiefe und der Redoxsprungschicht liegt der Sauerstoffgehalt wieder unter 1 ml/l.

Bemerkenswert ist die kontinuierliche Zunahme des Salzgehaltes im 200 m – Horizont im Berichtsjahr 2004, so dass im Jahresmittel 12,7 psu erreicht wurden. Gleichzeitig nahm die Temperatur wieder zu (Tab. 5, vgl. auch Kapitel 6.1 und 6.2). Die Ursache ist im baroklinen warmen Sommereinstrom 2003 zu sehen (FEISTEL et al., 2004a). Solch hohe Salzgehalte wurden letztmals von April bis August 1977 im Ergebnis des großen Salzwassereintrichs 1976/77 gemessen (NEHRING, 1990, NEHRING und MATTHÄUS, 1990). Im Gegensatz zu diesem Ereignis waren der mitgeführten Sauerstoffmengen jedoch sehr gering, so dass deutliche Auswirkungen auf den Sauerstoffhaushalt ausblieben. Die Warmwassereintröme und ihre Auswirkungen in den zentralen Becken der Ostsee, die 2002 und 2003 erstmals in dieser Form beobachtet wurden (FEISTEL et al., 2003b, FEISTEL et al., 2004a), scheinen zu einer neuen Qualität im Langzeitverhalten der Ostsee zu führen.

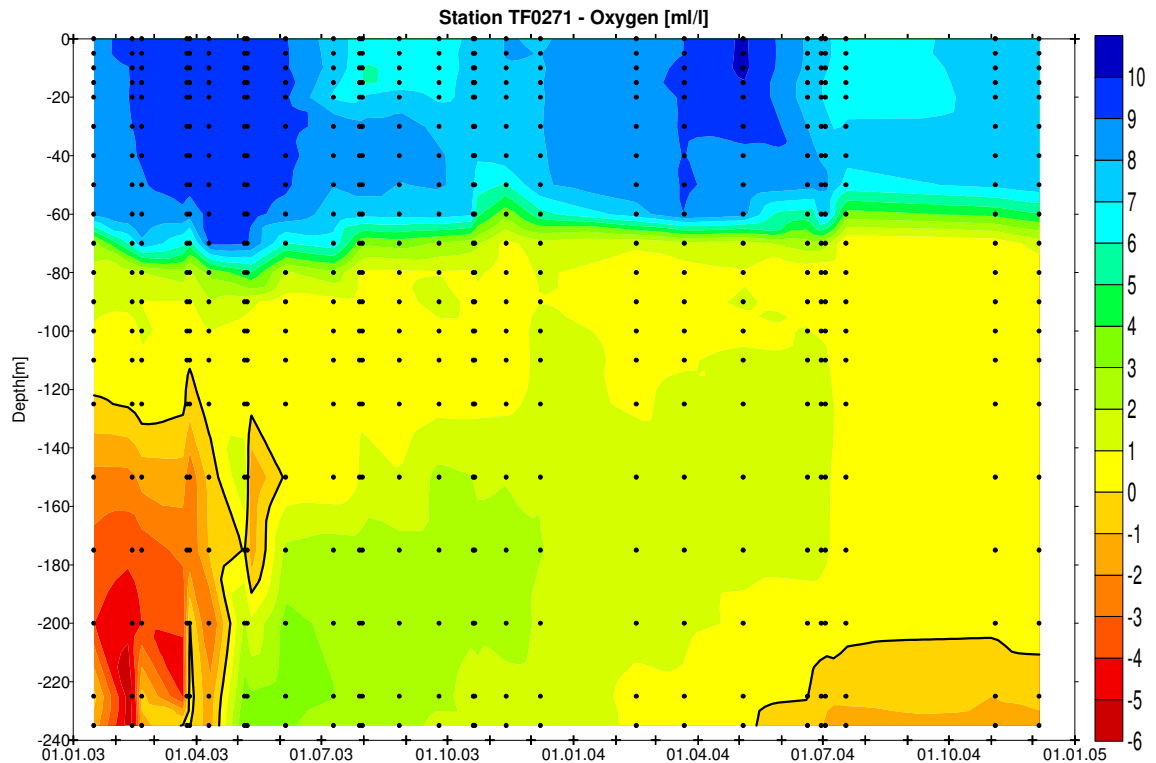


Abb. 22

Entwicklung der Sauerstoffkonzentrationen im östlichen Gotlandbecken (BMP J 1 = TF0271) zwischen Januar 2003 und Dezember 2004

Fig. 22

Development of oxygen concentrations in the eastern Gotland Basin (BMP J 1 = TF0271) between January 2003 and December 2004

Im nördlicher gelegenen Farötief herrschten im Tiefenwasser während des gesamten Jahres 2003 anoxische Bedingungen. Erst im Februar 2004 machte sich auch hier die Wassererneuerung nachhaltig bemerkbar, als in 150 m Wassertiefe 1,02 ml/l gemessen wurden. Durch die anhaltende Zehrung war der Sauerstoffgehalt wieder rückläufig und betrug zum Jahresende nur noch 0,28 ml/l. Insgesamt lag der Jahresmittelwert aber deutlich über dem des Vorjahres (Tab. 5).

Im westlichen Gotlandbecken machen sich Salzwassereinströme noch deutlich verzögerter und mit geringerer Wirkung bemerkbar. Ein Ansteigen des Salzgehaltes kann zunächst als Indiz gewertet werden bevor Wirkungen im Sauerstoffregime zu sehen sind. Im 400 m – Horizont des Landsorttiefes wurden erst Ende März 2004 Spuren von Sauerstoff (0,05 ml/l) gemessen und bereits in der 2. Jahreshälfte waren die anoxischen Verhältnisse im Bodenwasser wieder hergestellt, so dass weiterhin ein negativer Jahresmittelwert vorlag (Tab. 5). Im Karlsötief nahm zwar der Salzgehalt um ca. 0,25 psu zu, eine positive Wirkung auf den Sauerstoffgehalt konnte jedoch nicht

beobachtet werden (Tab. 6). Der Jahresmittelwert von 0,78 ml/l Sauerstoff ist der niedrigste Wert seit mindestens 1990 (MATTHÄUS et al., 2001a). Die Ursache ist wahrscheinlich in der Zufuhr alter, stagnierender Wassermassen aus den benachbarten Becken zu sehen.

Der Einstrom des salz- und sauerstoffreichen Wassers erfolgt auf Grund seiner Dichte vor allem im bodennahen Bereich wo es zu einer Belüftung des Wassers kommt. Dabei wird eine sauerstofffreie bzw. sauerstoffarme Schicht angehoben. So blieb im Landsorttief auch während des Sommers, als in Bodennähe Sauerstoff gefunden wurde eine intermediäre schwefelwasserstoffhaltige Schicht zwischen 100 m und 150 m erhalten. Dieses intermediäre Sauerstoffminimum findet sich im Juli 2004 im Tiefenbereich zwischen 70 m und 90 m auch im gesamten östlichen Gotlandbecken, wo die zunächst noch vorhandenen geringen Mengen an Sauerstoff durch die Mineralisation sedimentierender Partikel völlig verbraucht wurden. Es bildete sich kurzzeitig eine sauerstoff- jedoch auch schwefelwasserstofffreie Schicht aus (Abb. 21).

6.4 Anorganische Nährstoffe

Die Eutrophierung stellt weltweit eines der Hauptprobleme der Umweltbelastung dar (GIWA, 2003). Während dieses Phänomen zunächst in Binnengewässern beschrieben wurde, sind in den letzten 50 Jahren zunehmend auch die Weltmeere betroffen. Vor allem in den Küstenregionen und in mehr oder weniger abgeschlossenen Seegebieten zu denen auch die Ostsee zählt, stellt sie eine ernste Belastung dar. Mittlerweile existieren zahlreiche Definitionen der Eutrophierung. Allen ist gemein, dass man unter Eutrophierung die vermehrte Zufuhr von Pflanzennährstoffen, d.h. anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen versteht, die zu einer erhöhten Produktion organischer Substanzen im Gewässer mit unerwünschten Folgen für die Gewässerbeschaffenheit führt (NIXON, 1995). In den meisten Definitionen wird ausdrücklich darauf hingewiesen, dass man heute mit dem Begriff der Eutrophierung im Wesentlichen die anthropogen verursachte erhöhte Nährstoffzufuhr verbindet (EUTROSYM, 1976). Auf sehr langen Zeitskalen unterliegen die Gewässer auch einer natürlichen Eutrophierung, verursacht durch den natürlichen Eintrag von Nährstoff aus den unbeeinflussten Böden des Einzugsgebietes.

Für die offene Ostsee hat bereits FONSELIUS (1969) erste Anzeichen der Eutrophierung in den 1960er Jahren festgestellt. In den Küstenregionen trat sie sicher schon früher auf. In den 1970er und 1980er Jahren nahm die Eutrophierung dann bedenkliche Ausmaße an, so dass die Untersuchung der Nährstoffkonzentrationen seit Etablierung eines kontinuierlichen Überwachungsprogramms im Rahmen der Helsinki-Kommission (HELCOM, 1980) ein Kernelement darstellt. Im Oberflächenwasser sind vor allem Phosphat und Nitrat von Interesse, während im sauerstoffarmen bzw. sauerstofffreien Tiefenwasser auch das Ammonium eine wesentliche Rolle spielt. In den Abb. 25 und 26 sind die Vertikalverteilungen für Phosphat und Nitrat für das Jahr 2004 entlang des Hauptschnittes durch die Ostsee für die 5 beprobten Termine dargestellt.

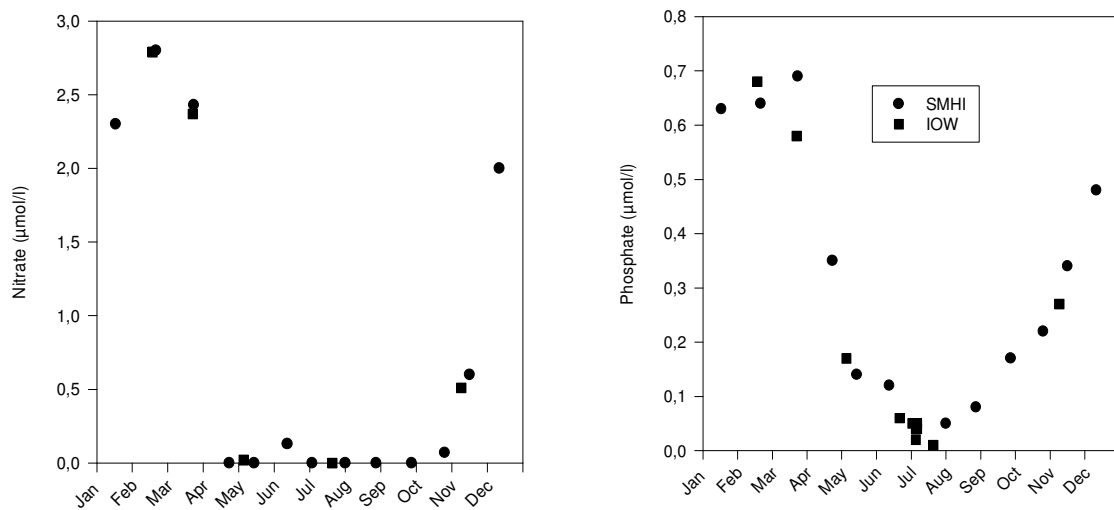


Abb. 23

Nitrat- und Phosphatjahresgang 2004 im Oberflächenwasser (0 - 10 m) des östlichen Gotlandbeckens (Station 271) – nach Daten des IOW und des SMHI

Fig. 23

Annual nitrate and phosphate cycles 2004 in the surface layer (0 - 10 m) of the eastern Gotland Basin (station 271) – based on IOW and SMHI data

In der Oberflächenschicht weisen die Nährstoffkonzentrationen den für die gemäßigten Breiten typischen Jahresgang auf (NAUSCH and NEHRING, 1996) wie er am Beispiel des östlichen Gotlandbeckens gezeigt werden kann (Abb. 23). Die herbstliche und winterliche Mineralisation organischer Substanz verbunden mit einer tiefreichenden Konvektion bis zur Salzgehaltssprungschicht führt zu einer Anreicherung von Phosphat und Nitrat. Für die zentralen Becken der Ostsee ist dabei eine Plateauphase von Februar bis März/April charakteristisch, die in der Regel für Trendaussagen genutzt wird (NEHRING and MATTHÄUS, 1991, NAUSCH and LYSIAK-PASTUSZAK, 2003). In der westlichen Ostsee ist diese Plateauphase häufig nicht eindeutig zu identifizieren. Bei einer sehr hohen und homogen über das Jahr verteilten Beprobung können dann auch Jahresmittelwerte verwendet werden (NAUSCH et al., 2005). Mit dem Beginn der Frühjahrsblüte des Phytoplanktons nehmen die Nährstoffe rasch ab. Auf Grund des niedrigen molaren N/P-Verhältnisses (MATTHÄUS et al., 2001b) wird Nitrat rasch verbraucht und ist zwischen Mai und September kaum nachweisbar (Abb. 23). In den vergangenen Jahren blieb dagegen am Ende der Frühjahrsblüte ein noch eindeutig messbarer Phosphatüberschuss von ca. 0,10 µmol/l erhalten. Im weiteren Verlauf des Frühjahrs nahmen die Phosphatkonzentrationen weiter ab und erreichten normalerweise Anfang Juli die Nachweisgrenze (Abb. 23). Bemerkenswert ist, dass der Phosphatvorrat des Oberflächenwassers in der Regel erschöpft ist, bevor die Massentwicklung der Cyanobakterien einsetzt. Nach gegenwärtigem Kenntnisstand basiert die Blaualgenblüte im Wesentlichen auf regeneriertem Phosphat, Verschiebungen im internen Phosphatpool und möglicherweise auf Phosphateinträgen durch lokale Auftriebsprozesse.

Nach der herbstlichen Planktonentwicklung überwiegen dann wieder Mineralisationsprozesse, die zu einem allmählichen Anstieg der Nährstoffkonzentrationen bis zur nächsten winterlichen Plateauphase führen. Dieser so beschriebene generelle Jahresgang konnte auch 2004 im östlichen Gotlandbecken dokumentiert werden.

In weiten Teilen des südöstlichen und südwestlichen Gotlandbeckens, vor allem aber im Bornholmbecken, wies der Jahresgang interessante Besonderheiten auf (Abb. 24). Der Nitratjahresgang entspricht noch weitgehend dem gewohnten Verlauf. Durch die Frühjahrsblüte werden die Nitratvorräte vollständig verbraucht. Danach bewegen sich die Nitratkonzentrationen bis Ende September im Bereich der Nachweisgrenze. Allerdings bildete sich kein eindeutiges Winterplateau heraus, da die Blüte frühzeitig einsetzte. Die Winterkonzentrationen sind vergleichsweise gering.

Völlig anders stellt sich die Entwicklung der Phosphatkonzentrationen dar. Zum einen konnte auch hier kein stabiles Winterplateau ermittelt werden. Zum anderen nahmen die Konzentrationen während der Frühjahrsblüte nur auf ca. 0,20 $\mu\text{mol/l}$ ab. Während des gesamten Sommers kam es zu keiner weiteren Phosphatabnahme. Im Gegensatz zum östlichen Gotlandbecken, indem zumindest Anfang Juli eine Cyanobakterienblüte beobachtet werden konnte, trat keine Massenentwicklung von Blaualgen auf, obwohl die meteorologischen Bedingungen vergleichbar waren. Bereits im Frühherbst steigen die Konzentrationen wieder deutlich an und erreichen zum Jahresende ca. 0,80 $\mu\text{mol/l}$. Monitoringdaten zu Beginn des Jahres 2005 belegen einen weiteren Anstieg. Diese Entwicklung ist völlig neuartig und muss in den Folgejahren verifiziert werden. Da sowohl das Fehlen von Nitrat als auch das Vorhandensein von Phosphat ideale Voraussetzungen für die Entwicklung der Cyanobakterien darstellen, muss geprüft werden, ob möglicherweise andere Faktoren die Entwicklung der Cyanobakterien limitieren können.

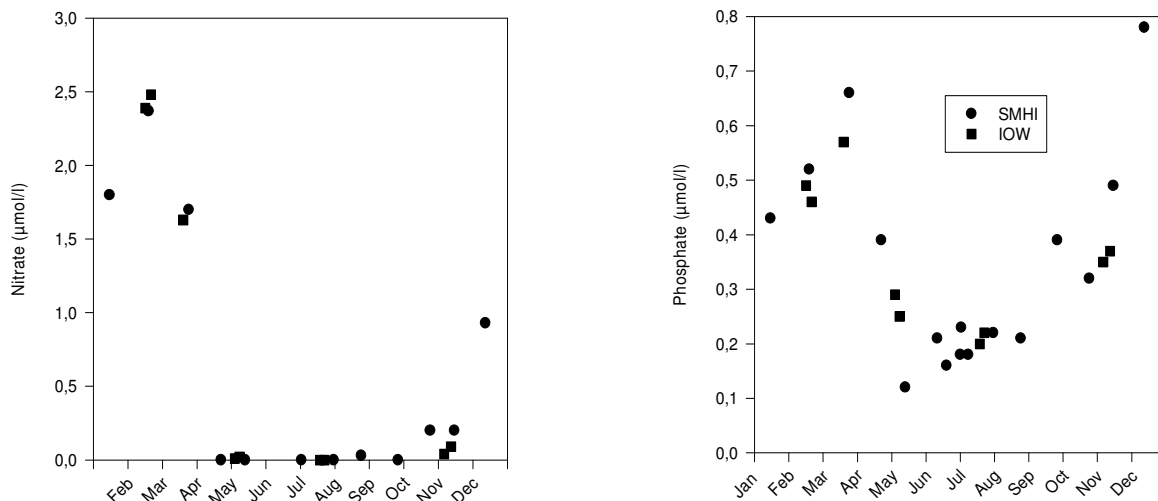


Abb. 24

Nitrat- und Phosphatjahresgang 2004 im Oberflächenwasser (0 - 10 m) des Bornholmbeckens (Station 213) – nach Daten des IOW und des SMHI

Fig. 24

Annual nitrate and phosphate cycles 2004 in the surface layer (0 - 10 m) of the Bornholm Basin (station 213) – based on IOW and SMHI data

Wie bereits oben erwähnt, wird die Winterphase zur Beschreibung von Nährstofftrends über längere Zeitskalen genutzt. In Tab. 8 sind die Phosphat- und Nitratkonzentrationen für die letzten 5 Jahre für ausgewählte Stationen zusammengefasst. Eine ausführliche Bewertung des gesamten Datensatzes der letzten 50 Jahre wurde in NAUSCH et al. (2004) vorgenommen, so dass hier nur eine Einordnung des Jahres 2004 vorgenommen werden soll. Bereits in der Zustandseinschätzung des Jahres 2003 (NAUSCH et al., 2004) wurde festgestellt, dass eine Häufung niedriger Nitratwerte an den Stationen der offenen Ostsee in den letzten Jahren zu beobachten ist. Diese Entwicklung setzt sich 2004 fort. Die Messwerte in der Arkonasee, der Bornholmsee und im östlichen und westlichen Gotlandbecken sind extrem niedrig (Tab. 8) und stellen die niedrigsten Werte seit ca. 15 Jahren dar, wobei eine extrem gute Übereinstimmung der schwedischen und deutschen Messwerte zu verzeichnen ist (Abb. 22, 23). Ursachen könnten in einer verstärkten Denitrifikationsleistung des Systems gesehen werden, da bei den Stickstoffeinträgen aus dem Einzugsgebiet keine eindeutige Entwicklung zu verzeichnen ist. Auch interne Prozesse spielen hierbei eine Rolle (siehe unten). In den küstennahen Regionen (Lübecker, Mecklenburger und Pommersche Bucht) variieren die gemessenen Winternitratkonzentrationen stark und sind eng an das aktuelle Abflussgeschehen gekoppelt (NAUSCH et al., 1999, MEYER and LAMPE, 1999).

Das gilt mittlerweile auch für das Phosphat, da durch den Bau hochmoderner Kläranlagen der Phosphoreintrag aus Punktquellen stark reduziert werden konnte. Diese führte bis Mitte der 1990er Jahre zu einer deutlichen Abnahme des Phosphatgehaltes in den Küstengewässern, wie es u.a. für den Bereich Mecklenburg-Vorpommerns gezeigt werden konnte (NAUSCH et al., 2005). Seitdem fluktuieren die Phosphatkonzentrationen im Küstenbereich um einen Mittelwert (Tab. 8). In der offenen Ostsee liegen die geringsten Werte des betrachteten Zeitraums im Jahr 2001 (Tab. 8). Im Jahr 2004 wurden im östlichen, besonders aber im westlichen Gotlandbecken, erneut vergleichsweise hohe Phosphatwinterkonzentrationen gemessen.

Interne Prozesse können die Nährstoffkonzentrationen des Oberflächenwassers auf kürzeren Zeitskalen stark beeinflussen (NAUSCH et al., 2003b, 2004). Im westlichen Gotlandbecken herrschten im Tiefenwasser nach wie vor stagnierende Bedingungen (vgl. Kapitel 6.3). Das sauerstofffreie bzw. extrem sauerstoffarme Wasser erstreckte sich bis unterhalb der Salzgehaltssprungschicht. Dieses Wasser ist zugleich phosphatreich und nitratarm bzw. nitratfrei. Während der winterlichen Vertikalkonvektion kann dieses Wasser Einfluss auf den Nährstoffgehalt des Oberflächenwassers nehmen. Im östlichen Gotlandbecken hatte der Salzwassereinbruch vom Januar 2003 zwar zu einer deutlichen Verbesserung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser geführt. Dabei wurde aber gleichzeitig eine sehr sauerstoffarme, phosphatreiche und nitratarme Wasserschicht angehoben, die sich im Juli 2004 direkt unter der Halokline nachweisen ließ (vgl. Kapitel 6.3, Abb. 21, 25, 26). Erneut kann die Vertikalkonvektion im Winter Teile dieses Wassers bis in den Oberflächenbereich transportieren und die Nährstoffbedingungen dort beeinflussen. Relativ hohe Phosphat- und geringe Nitratkonzentrationen sind die Folge. Da im Tiefenwasser bereits der Beginn einer neuen Stagnationsperiode zu registrieren ist, dürfte sich diese Entwicklung fortsetzen.

Die gemessenen Winterkonzentrationen der Nährstoffe wirken sich auch auf die aktuellen molaren N/P – Verhältnisse aus. Diese liegen im westlichen Gotlandbecken (Landsorttief, Karlsötief) nur zwischen 3,2 und 3,6 im östlichen Gotlandbecken zwischen 4,1 und 4,5 und auch im Oberflächenwasser des Bornholmbeckens nur bei 4,9 und damit deutlich unter den langjährigen Mittelwerten (MATTHÄUS et al., 2001b) und weit entfernt vom klassischen Redfield-Verhältnis (REDFIELD et al., 1963). Somit wären ideale Bedingungen für eine massive Entwicklung von Blaualgen im Sommer gegeben. Wie bereits erwähnt, war dies im Jahr 2004 jedoch nicht der Fall. Umfangreiche experimentelle Untersuchungen in den kommenden Jahren müssen zur Klärung dieser offenen Fragen beitragen.

Tab. 8

Gemittelte Nährstoffkonzentrationen in der winterlichen Oberflächenschicht (0 – 10 m) der westlichen und zentralen Ostsee (Minimalwerte hervorgehoben)

Table 8

Mean nutrient concentrations in the surface layer (0 – 10 m) in winter in the western and central Baltic Sea (Minima in bold)

Phosphat ($\mu\text{mol/l}$)

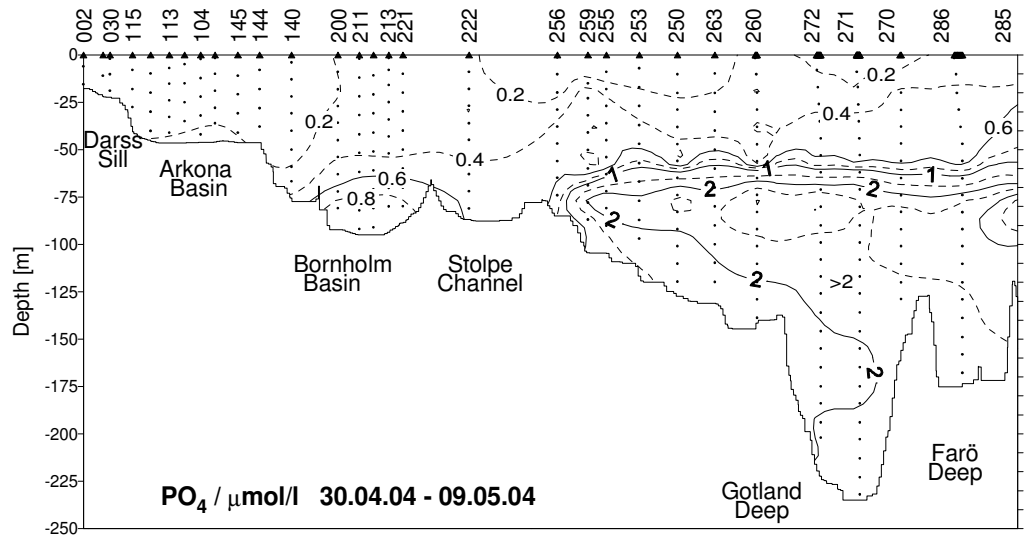
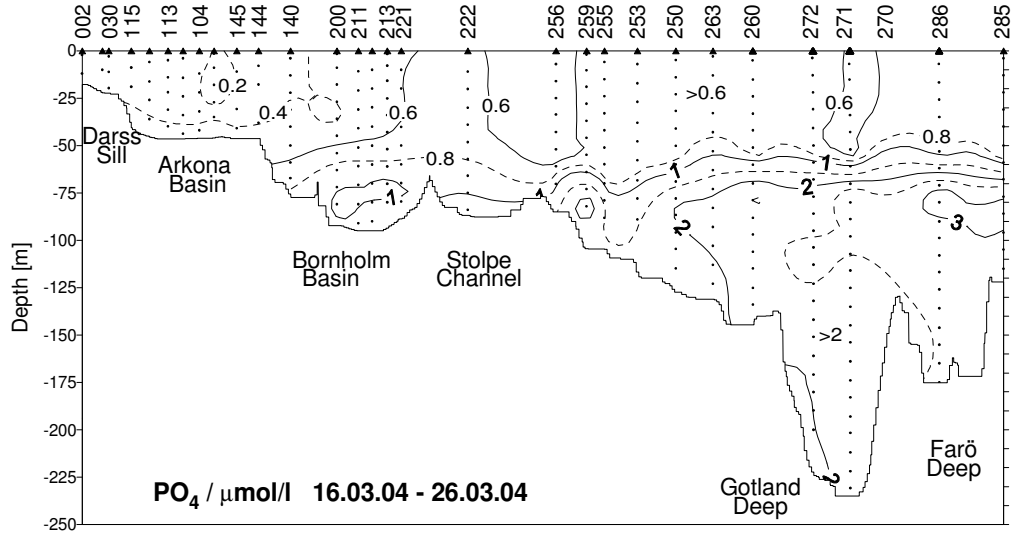
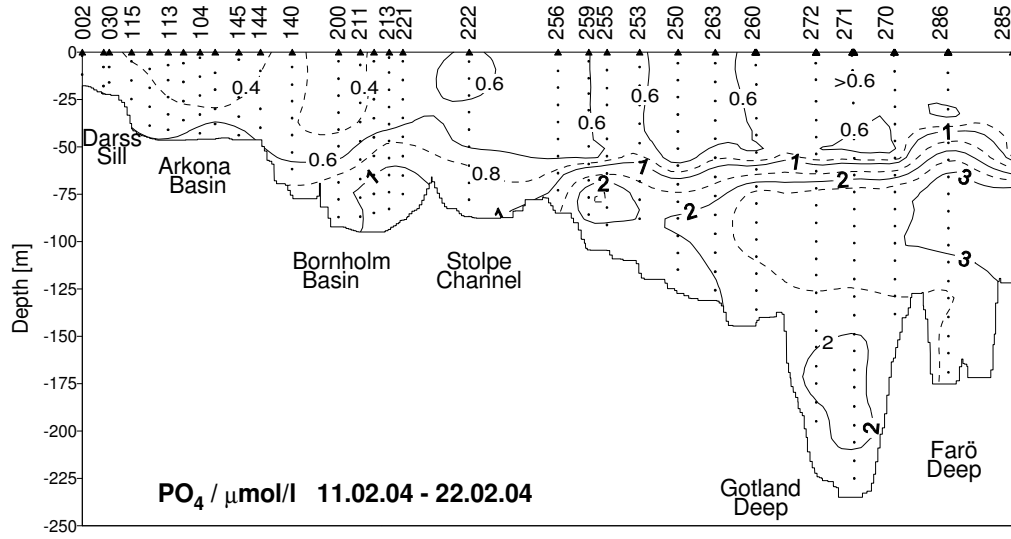
Station	Monat	2000	2001	2002	2003	2004
023 (Lübecker Bucht)	Feb.	0,67 \pm 0,02	0,63 \pm 0,02	0,64 \pm 0,04	0,52 \pm 0,07	0,52 \pm 0,02
012 (Meckl. Bucht)	Feb.	0,70 \pm 0,02	0,70 \pm 0,02	0,64 \pm 0,00	0,62 \pm 0,01	0,52 \pm 0,03
162 (Pommersche Bucht)	Feb.	0,58 \pm 0,01	0,76 \pm 0,02	0,52 \pm 0,00	0,74 \pm 0,01	0,84 \pm 0,05
113 (Arkonasee)	Feb.	0,56 \pm 0,02	0,54 \pm 0,02	0,50 \pm 0,00	0,54 \pm 0,00	0,35 \pm 0,01
213 (Bornholmtief)	Feb.	0,75 \pm 0,00	0,71 \pm 0,00	0,62 \pm 0,00	0,56 \pm 0,00	0,49 \pm 0,02
271 (Gotlandtief)	Feb. Apr.	0,70 \pm 0,01 0,67 \pm 0,00	0,40 \pm 0,01 -	0,60 \pm 0,01 0,70 \pm 0,02	0,63 \pm 0,00 0,57 \pm 0,00	0,68 \pm 0,01 0,58 \pm 0,01
286 (Färötief)	Feb. Mär.	0,65 \pm 0,00 0,57 \pm 0,00	0,39 \pm 0,01 -	0,60 \pm 0,01 0,58 \pm 0,01	0,60 \pm 0,00 0,58 \pm 0,01	0,66 \pm 0,01 0,75 \pm 0,00
284 (Landsorttief)	Feb. Mär.	0,65 \pm 0,00 0,64 \pm 0,00	0,37 \pm 0,01	0,68 \pm 0,01 -	0,64 \pm 0,00 -	0,83 \pm 0,01
245 (Karlsötief)	Feb.	0,75 \pm 0,01	0,49 \pm 0,01	0,68 \pm 0,01	0,56 \pm 0,00	0,80 \pm 0,00

Tab. 8 Forts.

Table 8 cont.

Nitrat ($\mu\text{mol/l}$)

Station	Monat	2000	2001	2002	2003	2004
023 (Lübecker Bucht)	Feb.	7,2 \pm 0,1	5,1 \pm 0,2	5,3 \pm 0,1	8,2 \pm 1,3	9,6 \pm 0,3
012 (Meckl. Bucht)	Feb.	7,1 \pm 0,1	4,6 \pm 0,0	5,4 \pm 0,1	5,7 \pm 0,0	5,3 \pm 0,2
162 (Pommersche Bucht)	Feb.	5,1 \pm 0,1	8,2 \pm 0,0	5,7 \pm 0,0	23,5 \pm 0,1	23,2 \pm 0,1
113 (Arkonasee)	Feb.	4,2 \pm 0,0	3,4 \pm 0,0	3,3 \pm 0,0	4,5 \pm 0,0	2,4 \pm 0,0
213 (Bornholmtief)	Feb.	3,9 \pm 0,0	3,3 \pm 0,0	3,2 \pm 0,0	3,6 \pm 0,0	2,4 \pm 0,0
271 (Gotlandtief)	Feb.	4,5 \pm 0,1	3,3 \pm 0,0	3,4 \pm 0,0	3,6 \pm 0,0	2,8 \pm 0,0
	Apr.	4,2 \pm 0,0	-	-	3,1 \pm 0,0	2,4 \pm 0,0
286 (Färötief)	Feb.	5,2 \pm 0,0	3,3 \pm 0,0	3,8 \pm 0,0	3,6 \pm 0,0	3,0 \pm 0,0
	Mär.	4,6 \pm 0,0	-	-	3,1 \pm 0,1	3,1 \pm 0,0
284 (Landsorttief)	Feb.	4,7 \pm 0,0	4,0 \pm 0,0	4,3 \pm 0,0	3,9 \pm 0,0	3,0 \pm 0,0
			-	-	-	
245 (Karlsötief)	Feb.	4,2 \pm 0,0	3,7 \pm 0,0	3,1 \pm 0,1	3,3 \pm 0,0	2,6 \pm 0,0



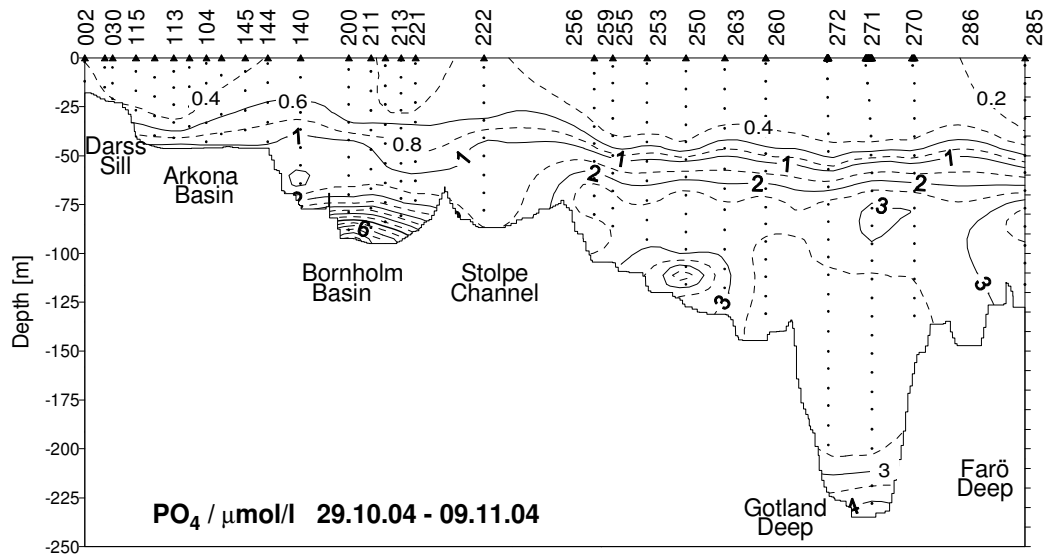
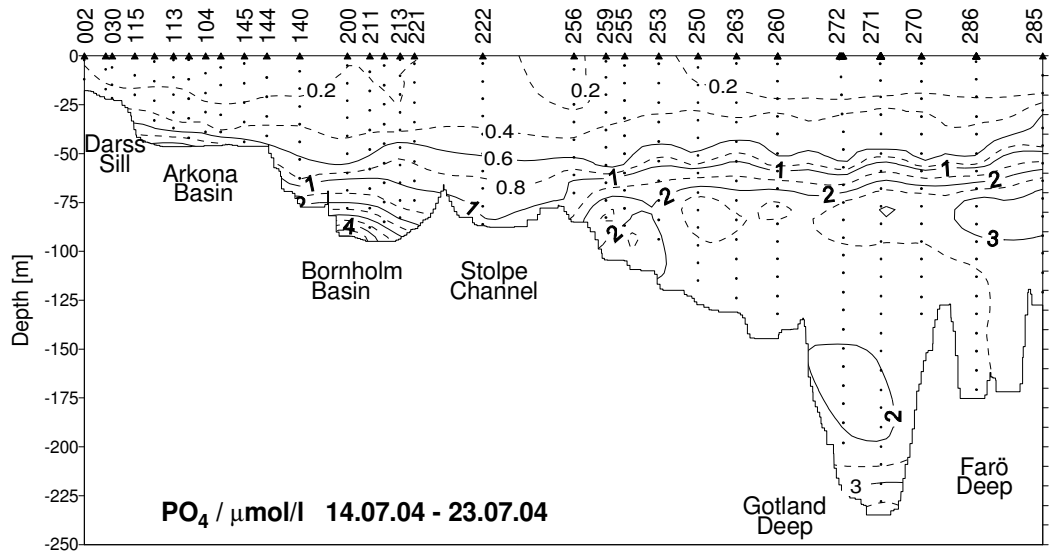
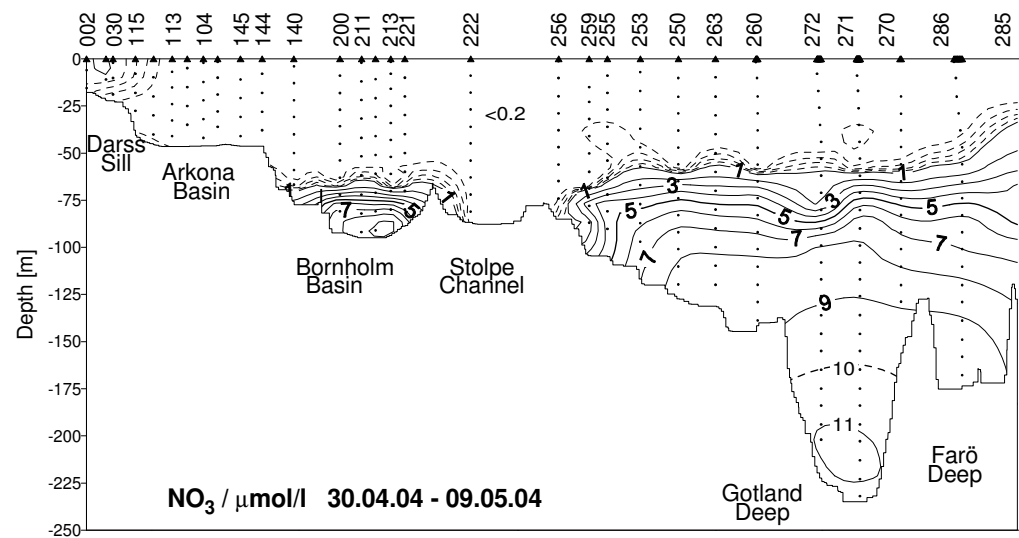
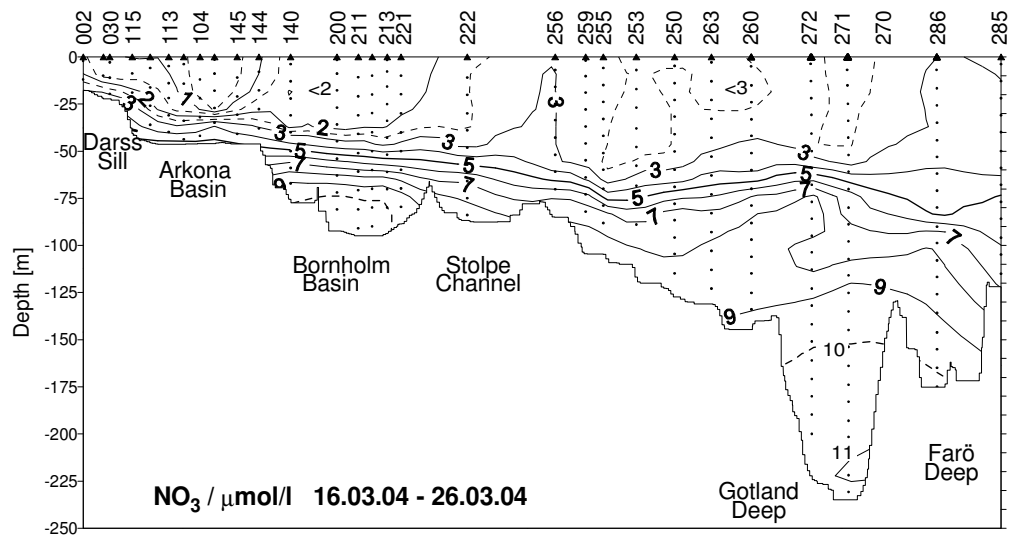
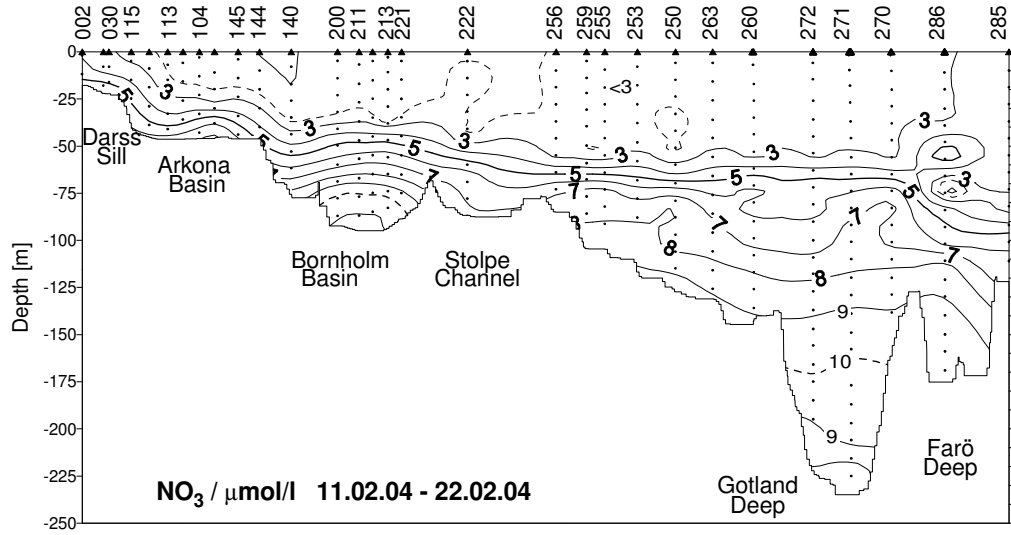


Abb. 25
Vertikale Verteilung des Phosphatgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 25
Vertical distribution of phosphate between Darss Sill and northern Gotland Basin



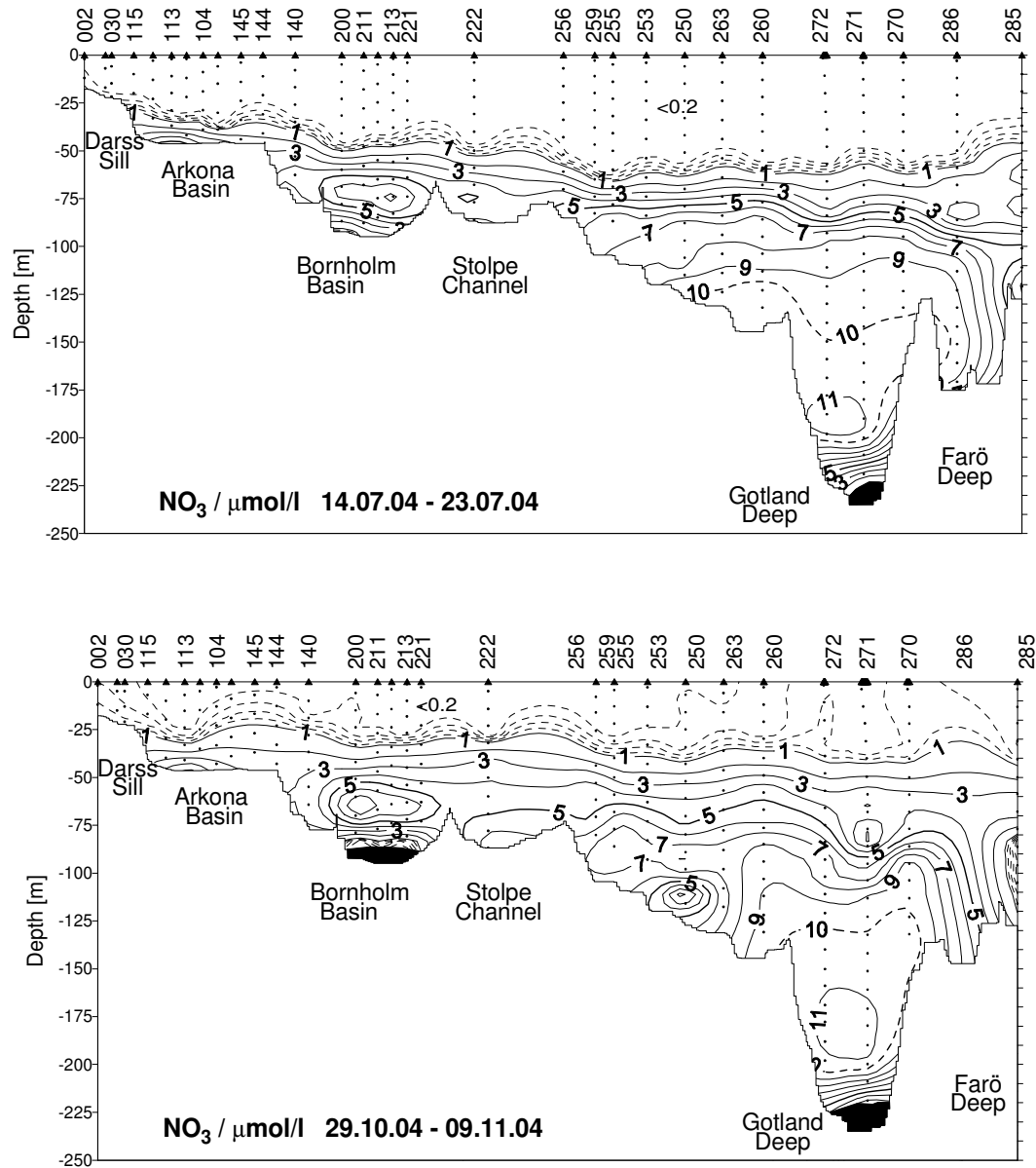


Abb. 26
Vertikale Verteilung des Nitratgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 26
Vertical distribution of nitrate between Darss Sill and northern Gotland Basin

Tab. 9

Jahresmittelwerte und Standardabweichungen für Phosphat, Nitrat und Ammonium im Tiefenwasser der zentralen Ostsee: IOW- sowie SMHI- Daten (n = 9 – 22)

Table 9

Annual means and standard deviations for phosphate, nitrate and ammonium in the deep water of the central Baltic Sea: IOW- and SMHI- data (n = 9 – 22)

Phosphat ($\mu\text{mol/l}$; Maximalwerte hervorgehoben)						
Station	Tiefe/m	2000	2001	2002	2003	2004
213 (Bornholmtief)	80	3,07 \pm 1,84	3,94 \pm 1,30	3,46 \pm 1,45	1,14 \pm 0,71	2,08 \pm 1,76
271 (Gotlandtief)	200	5,28 \pm 0,34	5,87 \pm 0,33	5,88 \pm 0,81	3,38 \pm 0,88	2,15 \pm 0,20
286 (Färötief)	150	4,76 \pm 0,33	5,06 \pm 0,22	4,86 \pm 0,37	4,69 \pm 0,77	2,52 \pm 0,07
284 (Landsorttief)	400	4,17 \pm 0,24	4,45 \pm 0,33	4,25 \pm 0,32	4,05 \pm 0,22	3,51 \pm 0,38
245 (Karlsötief)	100	3,59 \pm 0,27	4,16 \pm 0,46	4,02 \pm 0,34	4,43 \pm 0,33	4,29 \pm 0,18

Nitrat ($\mu\text{mol/l}$; Minimalwerte hervorgehoben)						
Station	Tiefe/m	2000	2001	2002	2003	2004
213 (Bornholmtief)	80	4,6 \pm 4,4	4,8 \pm 3,8	5,4 \pm 4,1	9,6 \pm 2,4	6,5 \pm 4,0
271 (Gotlandtief)	200	0,0 \pm 0,0	0,0 \pm 0,0	0,0 \pm 0,0	6,0 \pm 4,8	10,1 \pm 1,1
286 (Färötief)	150	0,0 \pm 0,0	0,0 \pm 0,0	0,0 \pm 0,0	0,6 \pm 1,9	8,8 \pm 0,6
284 (Landsorttief)	400	0,0 \pm 0,0	0,0 \pm 0,0	0,0 \pm 0,0	0,0 \pm 0,0	0,8 \pm 1,3
245 (Karlsötief)	100	3,0 \pm 2,3	1,0 \pm 1,8	1,0 \pm 1,8	0,0 \pm 0,0	0,0 \pm 0,0

Ammonium ($\mu\text{mol/l}$; Maximalwerte hervorgehoben)						
Station	Tiefe/m	2000	2001	2002	2003	2004
213 (Bornholmtief)	80	2,6 \pm 3,9	0,6 \pm 1,2	3,5 \pm 3,8	0,3 \pm 0,6	1,9 \pm 2,4
271 (Gotlandtief)	200	12,0 \pm 1,7	17,7 \pm 3,0	19,7 \pm 4,9	6,8 \pm 9,5	0,2 \pm 0,2
286 (Färötief)	150	7,6 \pm 1,4	10,4 \pm 2,5	9,8 \pm 2,2	11,0 \pm 4,4	0,2 \pm 0,2
284 (Landsorttief)	400	3,8 \pm 1,3	5,4 \pm 1,2	6,5 \pm 1,5	7,3 \pm 1,0	3,2 \pm 2,0
245 (Karlsötief)	100	1,4 \pm 1,5	3,8 \pm 2,8	4,0 \pm 1,5	5,8 \pm 1,8	6,7 \pm 1,4

Die Nährstoffsituation im Tiefenwasser kann ebenfalls aus den Abb. 25 und 26 entnommen werden. Die Entwicklung des Jahres 2004 ist eng an die Veränderungen der Sauerstoffbedingungen geknüpft (vgl. Kapitel 6.3). Im 80 m – Horizont des Bornholmbeckens nahm der Sauerstoffgehalt bis zum Jahresende deutlich ab. Dabei einsetzende Denitrifikationsprozesse führten zu einer Abnahme des Nitratgehaltes. In der 1. Jahreshälfte wurden noch Konzentrationen zwischen 8 und 10 $\mu\text{mol/l}$ gemessen, zum Jahresende lag der Wert bei 0 $\mu\text{mol/l}$. Gegenläufig entwickelten sich die Ammoniumkonzentrationen. Lagen sie zu Beginn des Jahres nahe der Nachweisgrenze, wurden im Dezember bereits wieder 6,9 $\mu\text{mol/l}$ gefunden. Die zunehmende Sauerstoffverarmung des Tiefenwassers führte auch zur Rücklösung von Phosphat. Ein Anstieg von ca. 1 $\mu\text{mol/l}$ auf 5 $\mu\text{mol/l}$ war im Jahresverlauf zu verzeichnen. Die beschriebene Entwicklung spiegelt sich auch in den Jahresmittelwerten (Tab. 9) wider, die für Phosphat und Ammonium höher als im Vorjahr, für Nitrat dagegen niedriger sind.

Das Tiefenwasser im östlichen Gotlandbecken (200 m – Horizont) war im Ergebnis des Salzwassereintruchs vom Januar 2003 während des gesamten Jahres 2004 relativ gut belüftet. Demzufolge ergaben sich ein sehr hoher Jahresmittelwert für Nitrat, nur sehr geringe Ammoniumkonzentrationen und ein sehr niedriges Phosphatjahresmittel (Tab. 9). Im bodennahen Wasser, in dem sich zur Jahresmitte wieder anoxische Verhältnisse einstellten, ist das Nitrat bereits wieder denitrifiziert und es kommt zu einer deutlichen Erhöhung der Ammonium- und Phosphatwerte. Es sei nochmals darauf hingewiesen, dass die Wassererneuerung das ehemals bodennahe Wasser mit hohen Phosphat- jedoch niedrigen Nitratkonzentrationen bis in den Tiefenbereich unterhalb der Halokline angehoben hat, wo eine Erosion durch Vertikalkonvektion im Winter möglich wird.

Da der Wechsel von anoxischen zu oxischen Verhältnissen im Ergebnis des Salzwassereintruchs 2003 im nördlicher gelegenen Farötief erst im Februar 2004 erfolgte, lassen sich ähnliche Aussagen wie für das östliche Gotlandbecken treffen. Aus Tab. 9 wird ersichtlich, dass sich der Jahresmittelwert für Nitrat von 0,6 $\mu\text{mol/l}$ (2003) auf 8,8 $\mu\text{mol/l}$ (2004) erhöhte während die entsprechenden Mittelwerte für Phosphat von 4,69 $\mu\text{mol/l}$ auf 2,52 $\mu\text{mol/l}$ bzw. von 11,0 $\mu\text{mol/l}$ auf 0,2 $\mu\text{mol/l}$ für Ammonium fielen. Auch in diesem Bereich findet sich der oben beschriebene intermediäre Wasserkörper.

Im westlichen Gotlandbecken machte sich der Salzwassereintruch bedeutend weniger klar bemerkbar. Da es im 400 m – Horizont das Landsorttief nur kurzzeitig zu einer geringen Belüftung kam, bald jedoch wieder anoxische Verhältnisse herrschten, veränderten sich die Mittelwerte für Phosphat und Nitrat nur wenig, lediglich beim Ammonium war eine gewisse Reduktion zu beobachten (Tab. 9). Das Tiefenwasser des Karlsötiefs war auch während des gesamten Jahres 2004 anoxisch. Folgerichtig wurde kein Nitrat gefunden, Phosphat blieb ähnlich hoch wie im Vorjahr und der Jahresmittelwert für Ammonium stieg weiter an. Die Jahresmittelwerte für Phosphat (4,29 $\mu\text{mol/l}$) und Ammonium (6,7 $\mu\text{mol/l}$) zählen zu den höchsten Werten seit mindestens 1990. Hierbei muss angemerkt werden, dass im Karlsötief während der gesamten 1990er Jahre weitgehend oxische Verhältnisse mit sehr geringen Ammonium-, moderaten Phosphat- und hohen Nitratkonzentrationen herrschten.

6.5 Natürliche organische Verbindungen

Natürliche organische Verbindungen können im Wesentlichen auf zwei Wegen in das Ökosystem der Ostsee gelangen. Entweder werden sie durch biologische Prozesse im Wasserkörper gebildet, oder sie können durch Flüsse oder andere landseitige Quellen in die Ostsee eingetragen werden. Die grundlegenden Prozesse der Bildung und Freisetzung organischen Materials sowohl im Wasser der Ostsee als auch an Land sind dabei sehr ähnlich. Der einzige Prozess, der zu einer Neusynthese organischen Materials führt, ist die Photosynthese, bei der in chlorophyllhaltigen Zellen (d.h. 'pflanzlichen' Zellen) in einem komplexen Mechanismus aus anorganischem Kohlendioxid Kohlenhydrate (Glucose-6-phosphat) gebildet werden. Durch die Fähigkeit photosynthetisch aktiver Zellen Sonnenenergie in chemische Energie umzuwandeln, wird die für die Photosynthese notwendige Energie bereitgestellt. Zum Aufbau von organischem Material sind darüber hinaus noch eine Reihe weiterer anorganischer 'Spurenstoffe' und Wasser notwendig. Alle Organismen, die nicht in der Lage sind, selbst organisches Material durch Photosynthese zu synthetisieren, sind darauf angewiesen, das von pflanzlichen Zellen gebildete organische Material aufzunehmen und für ihren eigenen Stoffwechsel (d.h. zur Energiegewinnung und zum Aufbau ihrer eigenen Biomasse) abzubauen und zu modifizieren. Sowohl in marinen als auch in terrestrischen Ökosystemen kommt deshalb eine riesige Palette unterschiedlicher natürlicher organischer Verbindungen vor, die aus dem katabolen oder anabolen Stoffwechsel aller im System vorkommenden Organismen stammen.

Eine genaue chemische Charakterisierung des natürlichen organischen Materials, das in der Ostsee (oder in anderen aquatischen Ökosystemen) vorkommt, ist praktisch unmöglich, da hierzu alle in Organismen vorkommenden Verbindungen und ihre Abbauprodukte erfasst werden müssten. Um eine Vorstellung über die Menge des organischen Materials zu bekommen, werden häufig die analytisch gut zugänglichen Mengen des in den organischen Verbindungen enthaltenen Kohlenstoffs und Stickstoffs herangezogen. Dabei wird meist unterschieden, ob das organische Material in partikulärer Form vorliegt (**P**articulate **O**rganic **M**aterial – POM) oder im Wasser gelöst ist (**D**issolved **O**rganic **M**aterial – DOM). Die Trennung von POM und DOM erfolgt dabei durch einen Filtrationsschritt, wobei meist ein Glasfaserfilter (Whatman GF-F, nominelle Porengröße ca. 0.7 µm) verwendet wird.

Die POM – Fraktion besteht in erster Linie aus marinen Organismen (Phytoplankton, Zooplankton, einige größere Mikroorganismen), aus abgestorbenen Zellen und sonstigen organischen Aggregaten. Besitzen die Partikel eine ausreichend hohe Dichte, unterliegen sie der Sedimentation. Die Sedimentation organischer Partikel ist dabei einer der wesentlichsten Mechanismen, durch den das in oberflächennahen Wasserschichten durch das photosynthetisch aktive Phytoplankton neu gebildete organische Material ins Sediment transportiert und dort eingelagert werden kann. Im Gegensatz dazu wird DOM praktisch ausschließlich durch Strömungs- und Vermischungsprozesse im Wasser verteilt und kann einem marinen System nur durch den vollständigen Abbau oder den Transport in andere Gebiete entzogen werden. Man muss davon ausgehen, dass sowohl POM als auch DOM während der Sedimentation bzw. des Transports im Wasserkörper ständig biologisch kontrollierten Modifikations- und Abbauprozessen unterliegen.

Vor etwa zehn Jahren wurde damit begonnen, die Konzentrationsgradienten und Veränderungen des organischen Materials in der Ostsee an einigen ausgewählten Stationen zu untersuchen. Als Parameter zur Charakterisierung der Menge des organischen Materials dienen die Messgrößen gelöster organischer Kohlenstoff (Dissolved Organic Carbon – DOC), gelöster organischer Stickstoff (Dissolved Organic Nitrogen – DON), partikulärer organischer Kohlenstoff (Particulate Organic Carbon - POC) und partikulärer organischer Stickstoff (Particulate Organic Nitrogen -

PON). Während die Größen DOC, POC und PON analytisch direkt zugänglich sind, lässt sich der DON – Gehalt nur aus der Menge des gelösten Gesamtstickstoffs (DN) und des in den anorganischen Nährstoffen enthaltenen Stickstoffs (DIN) berechnen. Wichtige Ergebnisse dieser Messungen sind bereits in den Berichten der letzten Jahre dargestellt worden (vgl. u.a. MATTHÄUS et al., 2001a, 2001b, NAUSCH et al., 2002, 2003a, 2004). So konnten z.B. für ausgewählte Stationen erste Abschätzungen über die mittleren Konzentrationen angegeben oder saisonale Konzentrationsunterschiede aufgezeigt werden (NAUSCH et al., 2002).

Die Station TF0271, die im zentralen östlichen Gotlandbecken liegt und von direkten landseitigen Einträgen und dem direkten Einstrom salzreichen Wassers aus der Nordsee nur indirekt und mit einer deutlichen zeitlichen Verzögerung beeinflusst wird, ist besonders dazu geeignet, die Beobachtungen der letzten Jahre exemplarisch darzustellen. Die saisonalen Veränderungen der Konzentration des organischen Materials in der oberflächennahen Wasserschicht sind in Abb. 27 dargestellt. Für die partikulären Fraktionen POC bzw. PON zeigen sich ausgeprägte saisonale Maxima im Sommer, die durch die Zunahme des Phytoplanktons während der Zeiten der Planktonblüten hervorgerufen werden. Die sommerliche Zunahme der Konzentrationen sowohl von POC als auch von PON liegt in der Größenordnung, die man unter der Annahme erwarten würde, dass die gesamte in den Wintermonaten in diesem Gebiet akkumulierte Menge an anorganischen Nährstoffen (in erster Linie Nitrat und Phosphat) zum Aufbau organischen Materials herangezogen wird, wobei die Verhältnisse der einzelnen Elemente in dem neu gebildeten organischen Material dem Redfield – Verhältnis entsprechen (REDFIELD et al., 1963).

Die Ergebnisse für DOC und DON zeigen ebenfalls zyklische Veränderungen, wobei das saisonale Signal jedoch noch durch andere Effekte überlagert ist. Darüber hinaus streuen die Maximal- und Minimalwerte deutlich mehr als diejenigen der partikulären Fraktion. Auffallend sind auch die hohen DOC-Konzentrationen, die mit 300 - 350 $\mu\text{mol/l}$ deutlich über denjenigen liegen, die in den offenen Ozeanen gefunden werden. Unter der Annahme, dass das gesamte bei der Photosynthese neu gebildete organische Material in die gelöste Fraktion überführt würde, wären jedoch nur DOC- bzw. DON - Konzentrationen in der gleichen Größenordnung wie diejenigen von POC bzw. PON zu erwarten. Aus dieser groben Abschätzung lässt sich ableiten, dass die 'Hintergrundkonzentration' des DOM in der oberflächennahen Schicht des östlichen Gotlandbeckens bei ca. 300 $\mu\text{mol/l}$ für DOC bzw. etwas unter 15 $\mu\text{mol/l}$ für DON liegt. Als Quelle für diese hohen Hintergrundwerte kommen in erster Linie landseitige Einträge in Betracht, die aus schwer abbaubaren organischen Verbindungen bestehen (z.B. 'Huminstoffe'). Aufgrund der relativ langen Verweilzeit des Wassers in der Ostsee ist davon auszugehen, dass es mehrere Jahre dauert, bis das aus landseitigen Quellen stammende DOM in die Nordsee exportiert wird. Dabei ist derzeit noch unklar, welchen Abbau- und Modifikationsprozessen das DOM während dieser Zeit unterliegt und ob es langfristig zu einer weiteren Anreicherung von DOM in der Ostsee kommt.

Hinweise auf einen unterschiedlichen Ursprung der Verbindungen in der partikulären und gelösten Fraktion des organischen Materials lassen sich aus verschiedenen Beobachtungen ableiten. Während das mittlere C/N – Verhältnis in der oberflächennahen Schicht an der Station TF0271 in der partikulären Fraktion mit $7,8 \pm 1,3$ etwa dem Redfield – Verhältnis entspricht, liegt das C/N – Verhältnis in der gelösten Fraktion mit $20,2 \pm 2,9$ deutlich darüber. Dieses um den Faktor 2,5 höhere C/N – Verhältnis in der gelösten Fraktion belegt, dass das DOM im Vergleich zum POM weniger Stickstoff enthält, als man in lebenden Zellen erwarten würde. Die Ursachen für diese Stickstoffverarmung können entweder darin bestehen, dass durch landseitige Einträge relativ stickstoffarme Verbindungen in die Ostsee eingetragen werden oder dass beim Abbau des DOM Stickstoff bevorzugt in andere Verbindungen überführt wird und der Kohlenstoffanteil weniger stark abgebaut wird. Wie die Beobachtungen in der oberflächennahen Schicht der Station TF0271

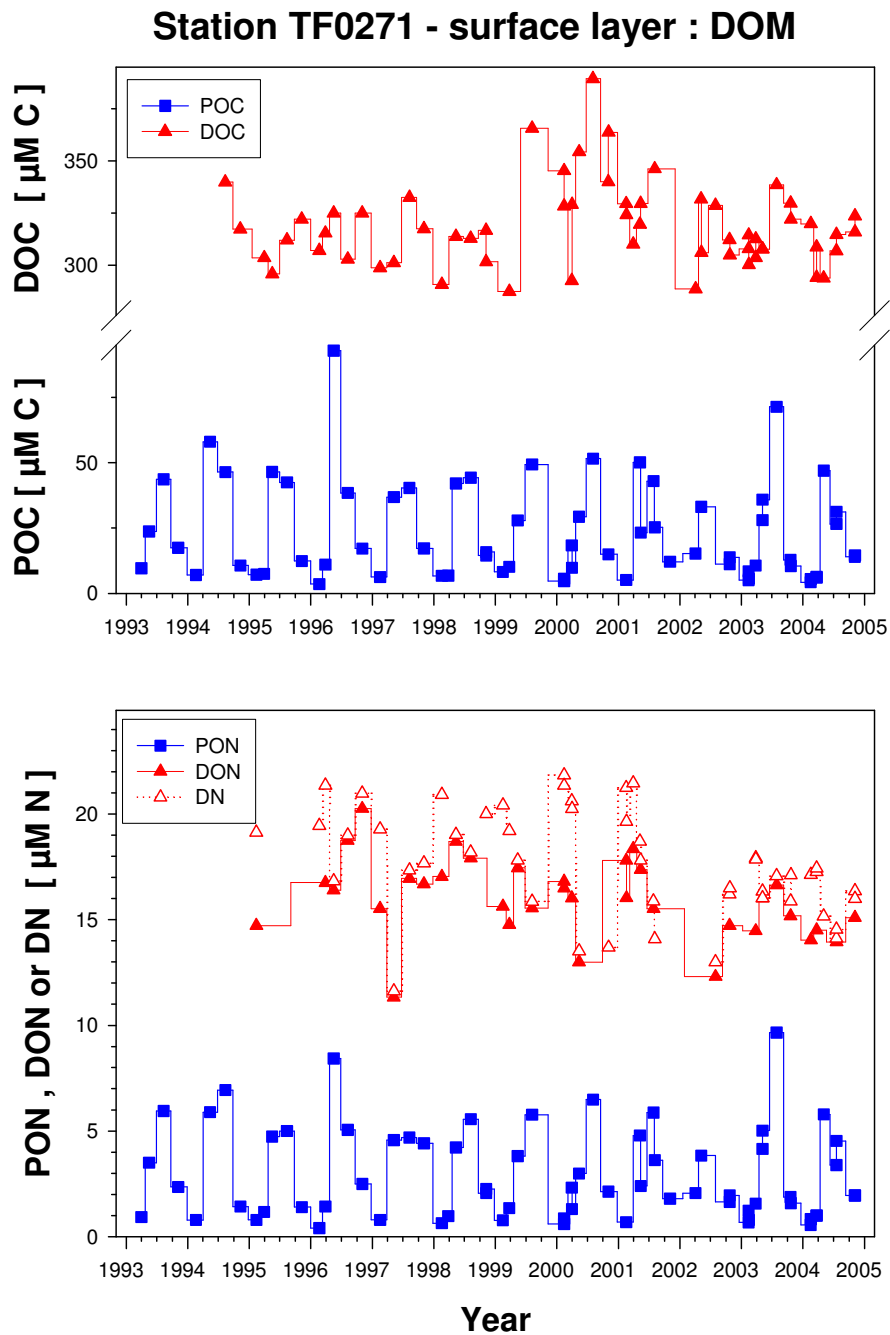


Abb. 27

Zeitreihe der Konzentrationen von DOC, POC, DON und PON in der oberflächennahen Schicht der Station TF0271 (östliches Gotlandbecken)

Fig. 27

Time series of DOC, POC, DON and PON in the near surface layer at station TF0271 (eastern Gotland Basin)

Tab. 10

Mittlere Konzentrationen verschiedener Stickstoffklassen in der oberflächennahen Schicht der Station TF0271

Table 10

Mean concentrations of different nitrogen classes in the near surface layer at station TF0271

	($\mu\text{mol/l}$)
TN (Gesamtstickstoffgehalt)	20,7 \pm 2,4
PON (partikuläre Stickstoffverbindungen)	2,9 \pm 2,1
DN (gelöste Stickstoffverbindungen)	17,7 \pm 2,5
DIN (anorganische gelöste Stickstoffverbindungen)	1,9 \pm 1,7
DON (organische gelöste Stickstoffverbindungen)	16,0 \pm 1,8

weiterhin zeigen, liegt der überwiegende Teil des gesamten im System vorhandenen Stickstoffs als DON vor (Abb. 27). Anorganische Stickstoffverbindungen, die als limitierender Faktor für das Wachstum des Phytoplanktons eine große ökologische Bedeutung besitzen, machen demgegenüber nur einen relativ geringen Anteil am DN aus (Tab. 10).

Bei der Betrachtung dieser über den gesamten in Abb. 27 dargestellten Zeitraum gemittelten Konzentrationen stickstoffhaltiger Verbindungen (Tab. 10) fallen die sehr hohen Standardabweichungen für PON und DIN auf, die fast dem Mittelwert entsprechen. Diese große Standardabweichung ist darauf zurückzuführen, dass im saisonalen Zyklus praktisch das gesamte zur Verfügung stehende DIN zum Aufbau von Planktonbiomasse herangezogen wird. Durch die Remineralisation organischen Materials in den Wintermonaten wird DIN dann für den nächsten saisonalen Zyklus wieder bereitgestellt. Am Beispiel einer Station am südwestlichen Rand des östlichen Gotlandbeckens sind die Umlagerungen zwischen den verschiedenen Stickstoffklassen abhängig von der Jahreszeit und der Tiefe bereits in einem früheren Bericht dargestellt worden (MATTHÄUS et al., 1997; Abb. 28).

Die Abb. 28 veranschaulicht, dass in den Sommermonaten in der euphotischen Zone praktisch das gesamte DIN in partikuläre organische Verbindungen umgelagert wird. Der Gesamtstickstoffgehalt und der Anteil des DON bleiben von dieser Umlagerung weitgehend unverändert. In der bodennahen Schicht, die auch stark durch Prozesse im Sediment beeinflusst wird, zeigt sich demgegenüber eine deutliche Zunahme des Anteils anorganischer Stickstoffverbindungen, vornehmlich zu Lasten des DON und des stickstoffhaltigen Materials im Sediment.

Relative Distribution of Nitrogen Compounds during 1996 at Station 259

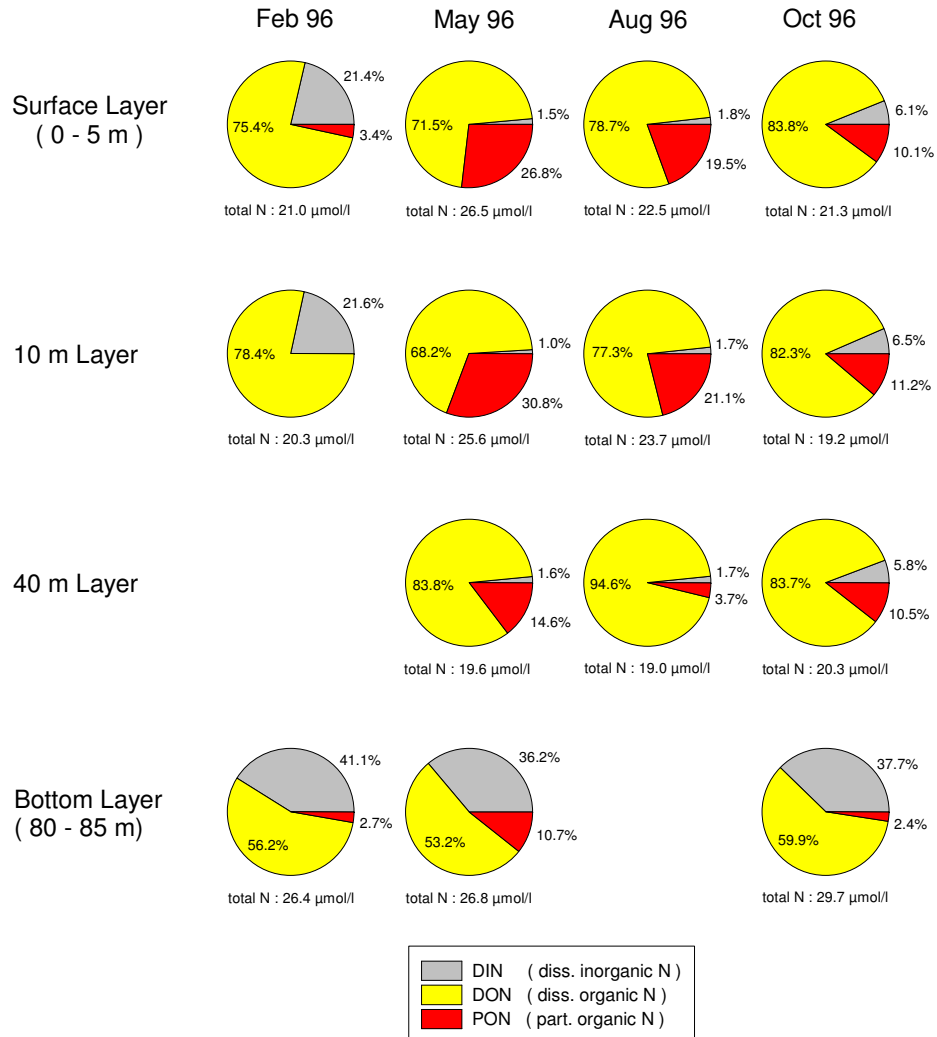


Abb. 28

Relative Verteilung stickstoffhaltiger Verbindungen an der Station TF0259 im südöstlichen Gotlandbecken (nach MATTHÄUS et al., 1997)

Fig. 28

Relative distribution of nitrogen compounds at station TF0259 (southern part of eastern Gotland Basin) during the year 1996 (adapted from MATTHÄUS et al., 1997)

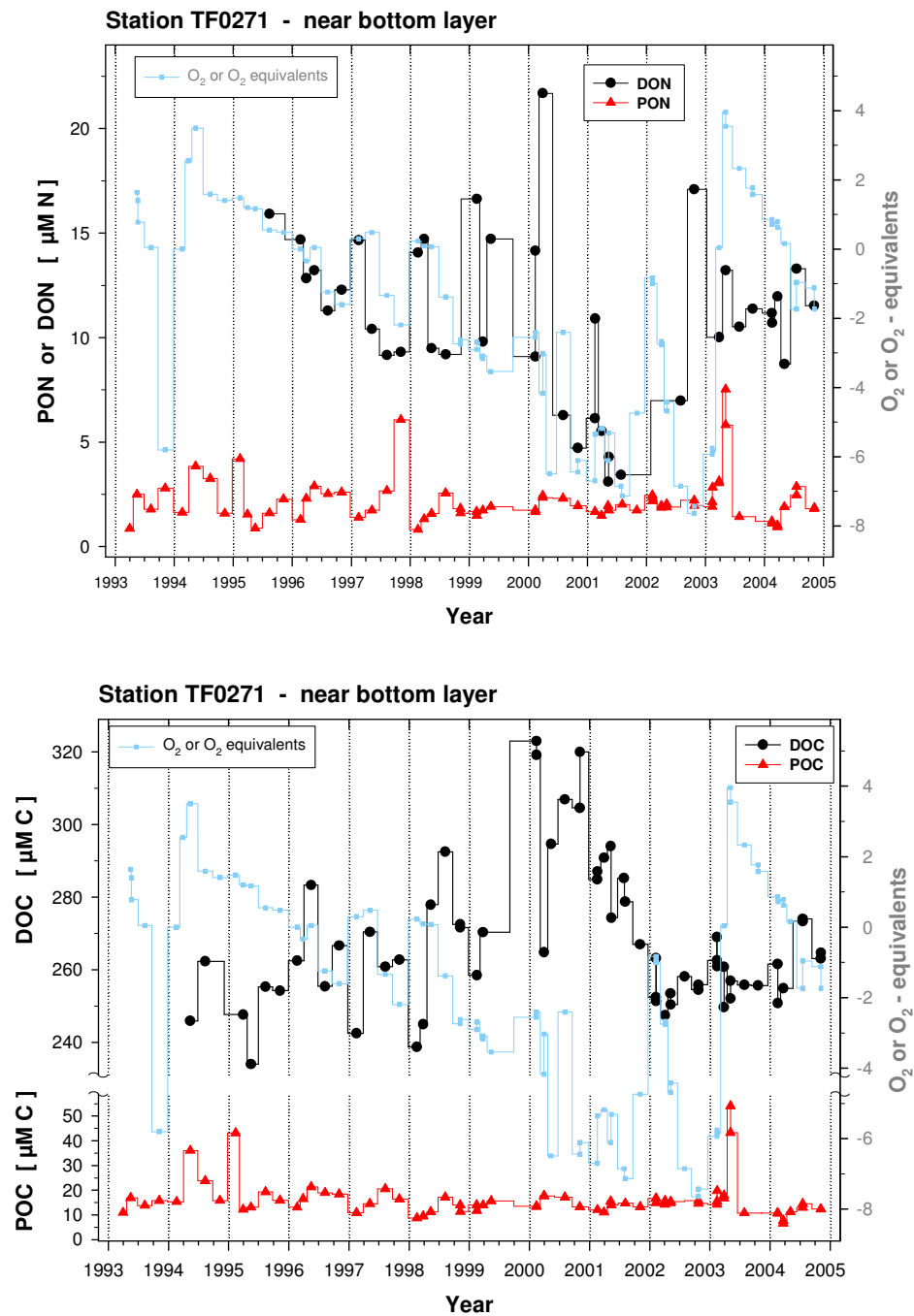


Abb. 29

Zeitreihe der Konzentrationen von Sauerstoff, DOC, POC, DON und PON in der bodennahen Schicht der Station TF0271 (östliches Gotlandbecken). H₂S – Konzentrationen sind als negative Sauerstoffäquivalente dargestellt

Fig. 29

Time series of oxygen, DOC, POC, DON and PON in the near bottom layer at station TF0271 (eastern Gotland Basin). H₂S – concentrations are converted into negative oxygen equivalents

Vergleichbare Veränderungen konnten während der vergangenen Jahre auch im bodennahen Wasserkörper an der Station TF0271 beobachtet werden. Da diese Station im tiefsten Bereich des östlichen Gotlandbeckens liegt, kam es während der letzten Stagnationsperiode zwischen 1995 und 2002 zu einer mehr oder weniger kontinuierlichen Abnahme des Sauerstoffgehalts bzw. der stetigen Bildung von Schwefelwasserstoff (Abb. 29). Während dieser Zeit nahm auch die Konzentration des DON ab, vornehmlich unter Freisetzung von Ammonium. Eine deutliche Zunahme des DON erfolgte jedoch sehr schnell mit dem Einstrom sauerstoffreicherem (und salzreicheren) Wassers ab 2003. Gleichzeitig mit zunehmender Verarmung an Sauerstoff bzw. Bildung von Schwefelwasserstoff nahm die Konzentration von DOC leicht zu (Abb. 29). Die Zunahme der DOC – Konzentration endete jedoch bereits bei den ersten Anzeichen für den Einstrom von sauerstoffreicherem Wasser in den bodennahen Wasserkörper. Bedingt durch die Abnahme des DON – Gehalts und der Zunahme des DOC ergaben sich zwischen den Jahren 2000 und 2002 mit Werten von bis zu über 90 extrem hohe C/N – Verhältnisse im gelösten organischen Material (Abb. 30). Dies entspricht dem mehr als Zehnfachen des Wertes, der nach dem Redfield – Verhältnis zu erwarten ist. Diese Beobachtungen zeigen, dass es unter bestimmten Bedingungen (z.B. im anoxischen Milieu) zu einer sehr deutlichen Verarmung des DOM an Stickstoff kommen kann, die mit einer Freisetzung anorganischer Stickstoffverbindungen verbunden ist. Offen bleibt die Frage, welche Einfluss derartige Prozesse auf den Gesamtstickstoffgehalt der Ostsee oder auf eine Änderung der Konzentration anorganischer Stickstoffverbindungen im gesamten Wasserkörper haben.

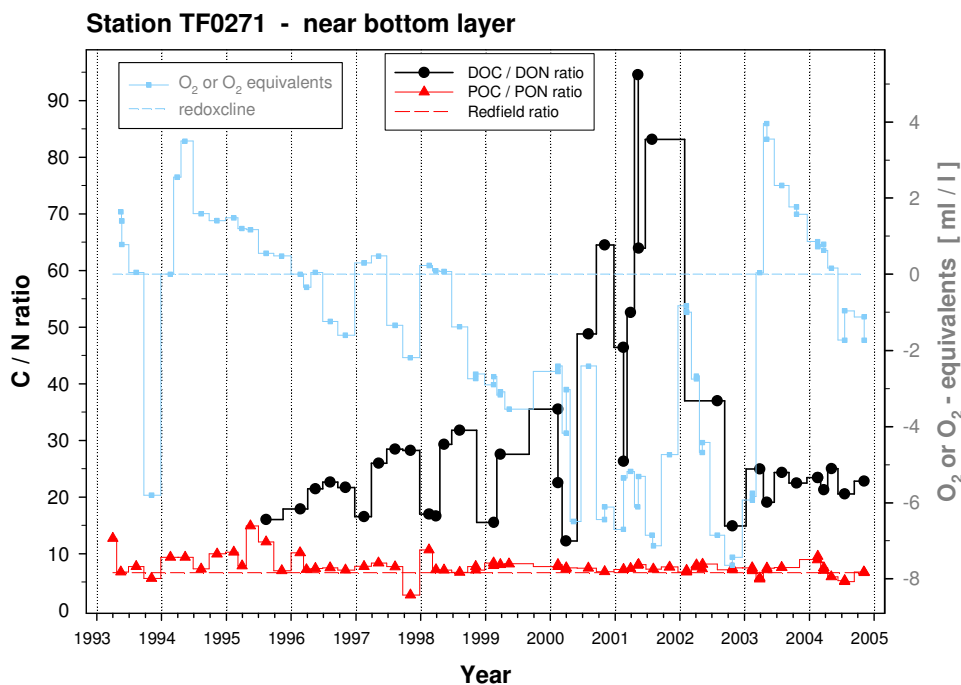


Abb. 30

Zeitreihe der C/N – Verhältnisse der gelösten und partikulären Fraktion des organischen Materials in der bodennahen Schicht der Station TF0271

Fig. 30

Time series of C/N – ratios in the dissolved and particulate fraction of the organic material in the near bottom layer at station TF0271 (eastern Gotland Basin)

Während die Veränderungen im Stickstoffpool in der bodennahen Wasserschicht recht gut verfolgt werden können, ist es wesentlich schwieriger zu entscheiden, aus welchem Pool die Zunahme des DOC gespeist wird, da die Konzentration des POC weitgehend konstant und damit unabhängig vom Redoxstatus ist.

Eine Möglichkeit, die Größe der Änderungen im DOC – Gehalt abzuschätzen, die mit dem Einstrom sauerstoff- und salzreichen Wassers verbunden sind, besteht darin, die Tiefenprofile an der Station TF0271 vor und nach einem Einstromereignis miteinander zu vergleichen. In Abb. 31 sind hierzu die Profile für Sauerstoff bzw. Schwefelwasserstoff, Salz und DOC für Februar und Oktober 2003 sowie Februar, Mai, August und Oktober 2004 zusammengestellt.

Während der Einstromereignisse, die im Verlauf des Jahres 2003 das östliche Gotlandbecken erreichten, erhöhte sich der Sauerstoffgehalt im bodennahen Wasserkörper um ca. 8 O₂ – Äquivalente. Ungefähr die Hälfte dieser Sauerstoffmenge wurde im Verlauf des Jahres 2004 wieder aufgezehrt, so dass im Oktober 2004 in der Bodenschicht wieder anoxische Verhältnisse herrschten. Der Salzgehalt im bodennahen Wasserkörper nahm im Jahr 2003 um 1 psu zu und veränderte sich 2004 nur geringfügig. Bemerkenswert ist jedoch, dass - bezogen auf die Proben der dargestellten Profile – das Maximum des Sauerstoffgehalts im Oktober 2003 beobachtet wurde, während das Maximum des Salzgehalts im Sommer 2004 gemessen wurde. Der deutliche Unterschied in der relativen Veränderung der Salz- und Sauerstoffgehalte während dieses Zeitraums weist darauf hin, dass mit dem Einstrom des Salzwassers auch eine Veränderung in verschiedenen biologisch kontrollierten Modifikations- und Abbauprozessen des organischen Materials verbunden sein muss. Auch kann der Sommereinstrom 2003 zwar Salz, aber keinen Sauerstoff mitgebracht haben.

Die Veränderungen im DOC – Profil sind hingegen weniger eindeutig, insbesondere unmittelbar in der Tiefe, wenige Meter über dem Meeresboden. Bezogen auf das gesamte Profil lässt sich jedoch feststellen, dass die mit dem Einstromereignis in Zusammenhang stehenden Veränderungen im DOC – Gehalt in der Größenordnung von 20 µmol/l liegen, wobei die niedrigsten Konzentrationen im Mai 2004 gemessen wurden. Dabei ist davon auszugehen, dass die beobachteten Konzentrationsveränderungen sowohl auf die Durchmischung von Wasserkörpern mit unterschiedlichen DOC – Gehalten (und unterschiedlichen Sauerstoff- und Salzgehalten) zurückzuführen sind, als auch auf Prozesse in der Wassersäule, die mit der Bildung oder dem Abbau von DOM verbunden sind. Auch hier kann der Sommereinstrom 2003 beteiligt sein.

Um eine grobe Vorstellung über die Verringerung der DOC – Konzentration zu gewinnen, die nur durch den Einstrom eines Wasserkörpers zu erwarten sind, der zu einer Erhöhung des Salzgehalts um 1 psu führt, kann man von der Annahme einer konservativen Durchmischung von 'Nordseewasser' mit 'Ostseewasser' ausgehen. Als mittlere Werte für die Nordsee diente ein Salzgehalt von 33,5 psu und eine DOC – Konzentration von 98 µmol/l, wobei diese Werte als Mittelwert von ca. 60 Stationen berechnet wurden, die im Sommer 2002 in der gesamten Nordsee beprobt wurden. Als mittlere Werte für die Ostsee wurden die im Rahmen der Untersuchungen in den letzten Jahren ermittelten Salz- und DOC – Gehalte im Oberflächenwasser der Station TF0271 herangezogen (mittlerer Salzgehalt 7,0 psu; mittlerer DOC – Gehalt 323 µmol/l) (NAUSCH et al., 2002). Unter diesen Annahmen beschreibt die Gleichung $y = - 8,7 x + 390$ den Zusammenhang zwischen dem Salzgehalt und der DOC – Konzentration.

Aufgrund dieser Überlegungen würde man durch die Einstromereignisse im Jahr 2003, die zu einer Erhöhung des Salzgehaltes um 1 psu führten, eine Verringerung der DOC – Konzentration in den tieferen Wasserschichten von 8 - 9 µmol/l erwarten. Dies entspricht ungefähr der Hälfte des Wertes der tatsächlich gemessenen Veränderungen. Die saisonale Variabilität des DOM bleibt dabei allerdings unberücksichtigt.

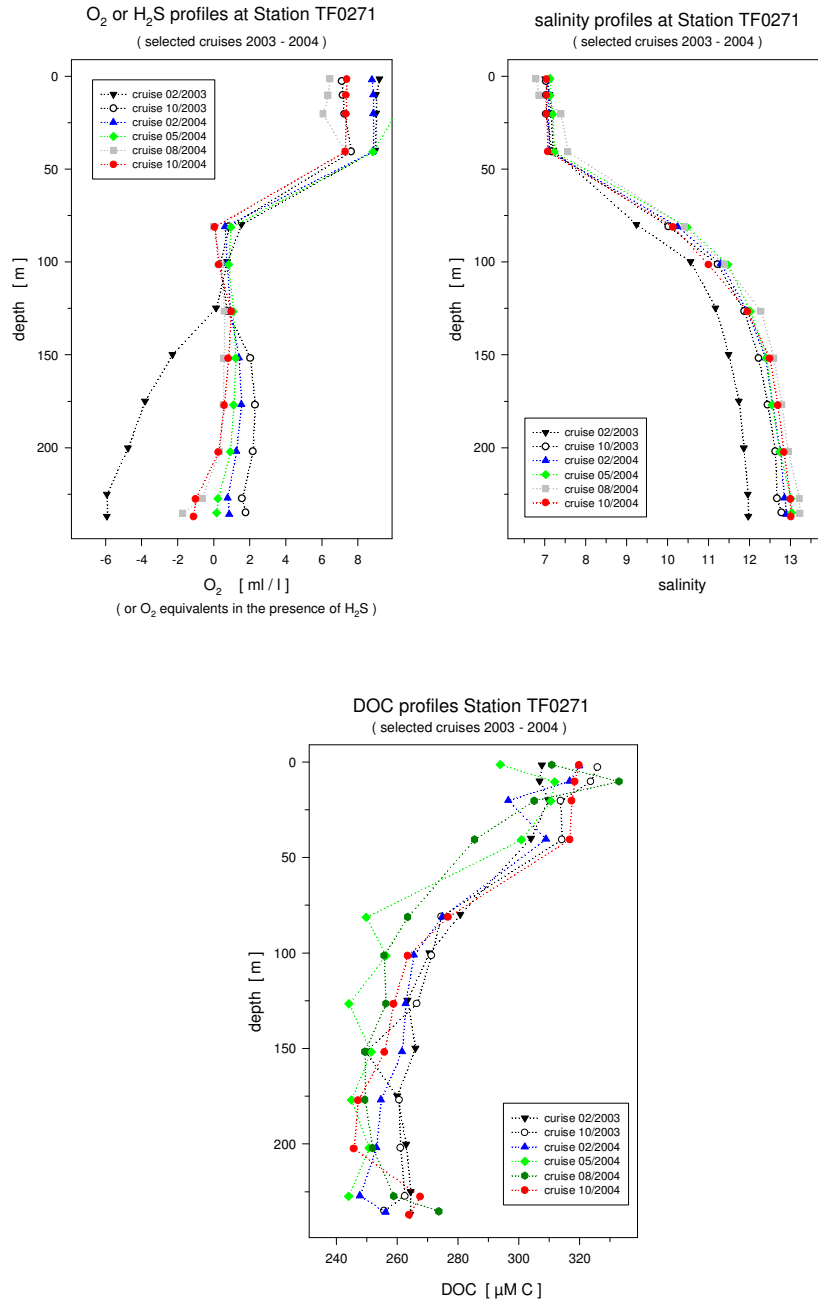


Abb. 31

Vergleich der Tiefenprofile für Sauerstoff, Salzgehalt und DOC vor und nach dem Salzwassereinstrom im Jahr 2003 und im Jahr 2004 an der Station TF0271 (östliches Gotlandbecken)

Fig. 31

Comparison of oxygen, salinity and DOC profiles before and after the saltwater inflow in 2003 and during 2004 at station TF0271 (eastern Gotland Basin)

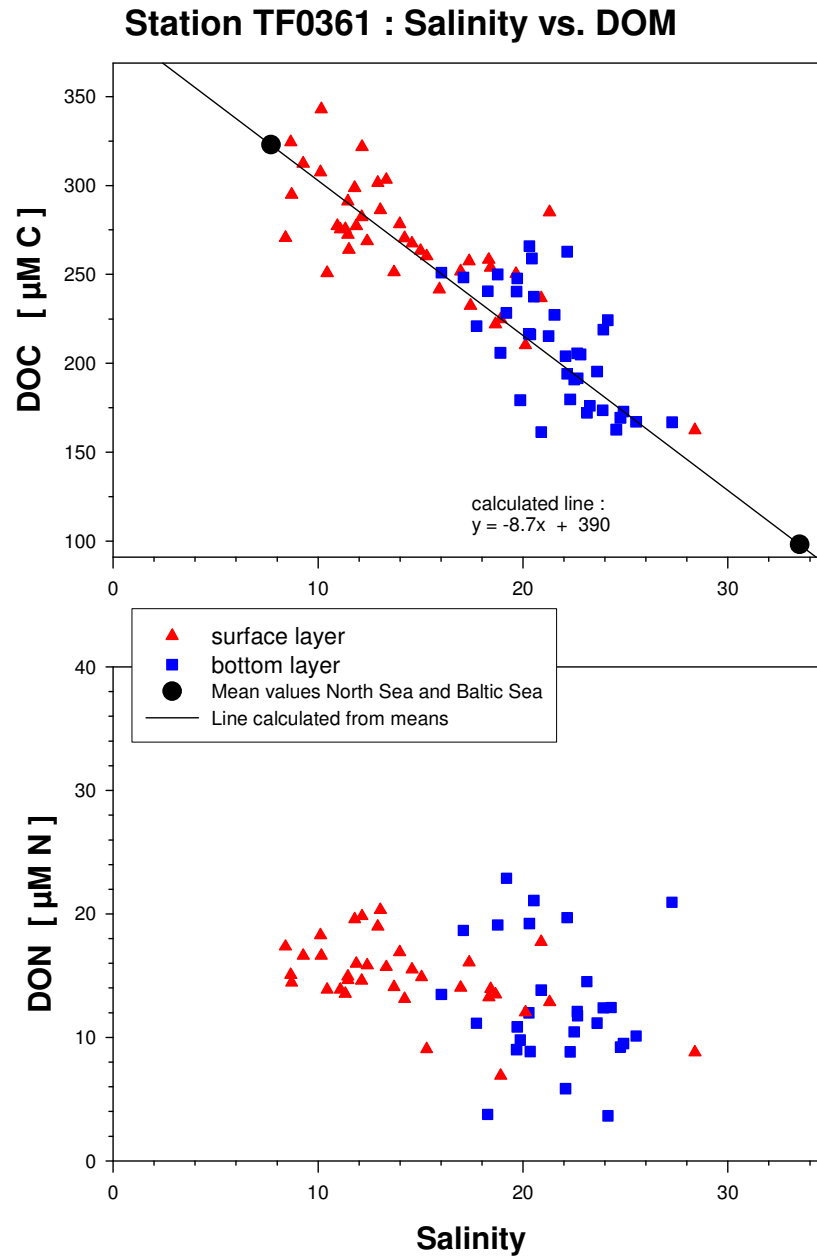


Abb. 32

Relation zwischen Salzgehalt und DOC- bzw. DON – Konzentration an der Station TF0361 (westliche Ostsee). Die Werte beinhalten die Messungen der Jahre 1995 – 2004

Fig. 32

Relation between salinity and DOC - and DON – concentrations at station TF03361 (western Baltic Sea). Measurements were performed during the years 1995 – 2004

Um abzuschätzen, ob durch diesen Zusammenhang die Mischungsverhältnisse zwischen salzreichem Nordseewasser und salzärmerem Ostseewasser in der Ostsee sinnvoll beschrieben werden können, wurde die mit Hilfe der Geradengleichung beschriebene Abhängigkeit zwischen Salzgehalt und DOC – Konzentration den Werten gegenübergestellt, die in den letzten Jahren an der Station TF0361 gemessen wurden (Abb. 32). Die Station TF0361 liegt in der westlichen Ostsee im unmittelbaren Übergangsbereich zum Kattegat. Hier findet sich sehr häufig eine Schichtung von salzhaltigerem Nordseewasser am Boden und salzärmerem 'Ostseewasser' in der oberflächennahen Wasserschicht.

Die Gegenüberstellung macht deutlich, dass die Geradengleichung $y = - 8,7 x + 390$ eine konservative Mischung zwischen 'Nordseewasser' und 'Ostseewasser' sinnvoll beschreibt. Die während des Zeitraums von 1995 bis 2004 gemessenen Werte liegen sehr dicht an den erwarteten Werten. Dabei ist noch zu berücksichtigen, dass auch an dieser Station durch biologische Prozesse eine saisonale Variabilität zu erwarten ist, wenngleich sie klein sein dürfte im Vergleich zu den Veränderungen, die durch die konservative Durchmischung verursacht werden. Auf eine analoge Betrachtung für DON wird verzichtet, da hier Modifikationsprozesse eine konservative Mischung deutlich stärker überlagern als bei DOC.

Aus dieser Beziehung zwischen Salzgehalt und DOC – Konzentration lässt sich außerdem grob abschätzen, welche Mengen an gelöstem organischem Material jährlich durch Flüsse in die Ostsee eingetragen werden. Geht man von einer jährlichen Flusswasserzufuhr von 440 km^3 aus (mit einem Salzgehalt von 0 psu), so entspricht dies einer Menge von 4500 kt bis 5000 kt organisch gebundenem Kohlenstoff, die jährlich durch Flusseinträge in die gesamte Ostsee gelangt. Unterstellt man ferner, dass dieses eingetragene gelöste organische Material ein DOC/DON – Verhältnis von 20 besitzt (NAUSCH et al., 2002), so entspräche dies einer Menge von 225 kt bis 250 kt organisch gebundenem Stickstoff, die über die Flüsse jährlich in die Ostsee gelangt. Offen bleibt dabei die Frage, welchen Abbau- und Modifikationsprozessen dieses gelöste organische Material unterliegt, und ob es langfristig vollständig in die Nordsee transportiert wird oder ob es zu einer Anreicherung von DOM in der Ostsee kommt.

Zusammenfassung

Der Winter 2003/04 war ein mittelkalter Winter, milder als 1995/96 und 2002/03, vergleichbar mit 1999/2000, und kälter als die restlichen Winter der vergangenen Dekade. Die Kältesumme der Lufttemperatur des Winters für Warnemünde wurde mit 49,5 ermittelt und lag damit deutlich unter dem langjährigen Mittel von 113. Die maximale Eisbedeckung wurde Mitte März mit 152 000 km² erreicht, was etwa 2/3 des langjährigen Mittelwerts von 215 000 km² entspricht. Auch an der deutschen Ostseeküste wurde nur ein schwacher Eiswinter registriert. Während das Jahr 2004 global das viertwärmste seit Beginn der Aufzeichnungen 1861 war, kann der Sommer im Bereich der Ostsee als durchschnittlich bezeichnet werden. So lag die Wärmesumme des Sommers für Warnemünde bei 143 (Mittel 142). Allerdings waren die Monate Juni und Juli deutlich zu kalt, was jedoch durch einen sehr warmen August kompensiert wurde.

Die meteorologischen Bedingungen spiegeln sich auch in der Wasseroberflächentemperatur wider. Die Wintertemperaturen entsprechen in der eigentlichen Ostsee den langjährigen Mittelwerten. Im Sommer, speziell im Juli, lagen die Temperaturen in der zentralen Ostsee mit Anomalien bis -1,5 K weit unter dem Mittelwert. Die Bottensee war dagegen mit bis zu +1.5 K sehr warm. Im August erreicht dann die gesamte Ostsee die positiven Anomalien.

Das gesamte Jahr 2004 war durch nur geringe Einstromaktivitäten gekennzeichnet. Lediglich Anfang Februar, im Mai und Ende September kam es zu relativ schwachen Einströmen salzreichen Wassers in die Ostsee. So lag das Hauptaugenmerk darauf, die weiteren Auswirkungen des Salzwassereintruchs vom Januar 2003 im Tiefenwasser der verschiedenen Becken zu verfolgen. Mit diesem Einstrom wurden ca. 200 km³ salz- und sauerstoffreichen Wassers in die Ostsee transportiert. Dies führte zu einer nachhaltigen Verbesserung der Sauerstoffsituation. Im Jahresverlauf 2004 nahmen die Sauerstoffkonzentrationen jedoch sowohl im Bornholmbecken als auch im östlichen Gotlandbecken durch Zehrungsprozesse kontinuierlich ab. Sie lagen im Dezember in den Vergleichshorizonten des Bornholmtiefs, des Gotlandtiefs und des Farötiefs nur noch bei 0,25 ml/l. Unterhalb von 200 m Wassertiefe haben sich im Bereich des Gotlandtiefs bereits wieder anoxische Verhältnisse eingestellt. Damit wird der Beginn einer neuen Stagnationsperiode angezeigt. Bemerkenswert ist jedoch die kontinuierliche Zunahme des Salzgehaltes im 200 m – Horizont, so dass im Jahresmittel 12,7 psu erreicht wurden. Gleichzeitig nahm die Temperatur wieder zu. Die Ursache ist im baroklinen warmen Sommereinstrom 2003 zu sehen. Solch hohe Salzgehalte wurden letztmals von April bis August 1977 im Ergebnis des großen Salzwassereintruchs 1976/77 gemessen. Im Gegensatz zu diesem Ereignis waren die im Sommer 2003 mitgeführten Sauerstoffmengen jedoch sehr gering, so dass deutliche Auswirkungen auf den Sauerstoffhaushalt ausblieben. Die baroklinen Warmwassereinströme und ihre Auswirkungen in den zentralen Becken der Ostsee, die 2002 und 2003 erstmals in dieser Form beobachtet wurden scheinen zu einer neuen Qualität im Langzeitverhalten der Ostsee zu führen. Im westlichen Gotlandbecken machen sich Salzwassereintröme noch deutlich verzögerter und mit geringerer Wirkung bemerkbar. So wurden im Landsorttief nur kurzzeitig Spuren von Sauerstoff gemessen, das Karlsötief blieb ganzjährig anoxisch.

Durch die Wassererneuerung wurde das ehemals bodennahe sauerstoffarme bzw. sogar sauerstofffreie Wasser mit hohen Phosphat-, jedoch niedrigen Nitratkonzentrationen bis in den Tiefenbereich unterhalb der Halokline angehoben, wo eine Erosion durch Vertikalkonvektion im Winter möglich wird, was sich direkt auf die Nährstoffkonzentrationen im Oberflächenwasser auswirkt. So wurden für Nitrat in den der Arkonasee, der Bornholmsee sowie im östlichen und westlichen Gotlandbecken die niedrigsten Winterwerte der letzten 15 Jahre gemessen. Für Phosphat wurden dagegen im östlichen, besonders aber im westlichen Gotlandbecken, erneut

vergleichsweise hohe Winterkonzentrationen ermittelt. Die internen Prozesse dominieren auf kürzeren Zeitskalen gegenüber allochthonen Einträgen. Die gemessenen Winterkonzentrationen wirken sich auch auf die molaren N/P – Verhältnisse aus. Diese liegen im Winter 2004 im westlichen Gotlandbecken um 3,5, im östlichen Gotlandbecken um 4,3 und auch im Oberflächenwasser des Bornholmbeckens nur bei 4,9 und damit deutlich unter den langjährigen Mittelwerten. Somit wären ideale Bedingungen für eine massive Entwicklung von Blaualgen im Sommer gegeben. Diese blieben aber im Jahr 2004 aus. Die Ursachen sind noch zu klären.

Summary

The winter 2003/04 was an average-cold winter, milder than 1995/96 and 2002/03, comparable with 1999/2000, and colder than the other winters during the past decade. The winter 'cold sum' of air-temperature in Warnemünde amounted to 49,5 and was lying clearly below the long-term mean of 113. The maximum ice cover in the Baltic Sea of 152 000 km² was found in the middle of March and accounted for 2/3 of the long-year average. At the German Baltic Sea coast only a light ice winter was registered. Whereas the year 2004 was the fourth warmest on a global scale since recordings started in 1861 the summer in the Baltic Sea region was on average. Thus, the summer 'heat sum' in Warnemünde was 143 (mean 142). However, the months June and July were clearly too cold. This was compensated by an very warm August.

The meteorological conditions were reflected in the sea surface temperatures. The winter temperatures in the central Baltic Sea can be assessed as normal. The temperatures in the central Baltic Sea showed negative anomalies of – 1,5 K in summer, esp. in July, whereas the Bothnian Sea was too warm by + 1,5 K during that time. In August the whole Baltic Sea reached positive anomalies/deviations.

The whole year 2004 was characterized by only low inflow activities. Only in February, May and at the end of September relatively faint inflows of highly saline water occurred. Thus, the main focus was directed to the lingering effects of the major Baltic inflow of January 2003 in the deep water of the different basins. With that inflow about 200 km³ salt- and oxygen-rich water were transported into the Baltic Sea resulting in a remarkable improvement of the oxygen conditions. During the course of 2004 the oxygen content in the Bornholm and eastern Gotland Basin decreased continuously due to mineralisation processes. In December only 0,25 ml/l remained in the Bornholm, Gotland and Farö Deeps. In the Gotland Deep, again anoxic conditions have restored below 200 m water depth indicating the beginning of a new stagnation period. It is noteworthy that a continuous salinity increase took place in the 200 m level there. The annual mean reached 12,7 psu accompanied by an increase in temperature. The reason can be seen in the warm baroclinic inflow of summer 2003. Such high salinities were measured for the last time from April to August 1977 as a result of the huge major Baltic inflow of 1976/77. In contrast to that event., however, the amount of transported oxygen was extremely low this time and caused no significant effects in the oxygen regime. The baroclinic warm water inflows and their effects in the central deep basins of the Baltic Sea were described for the first time in 2002 and 2003 and seem to be an indication of a new quality in the long-term behaviour of the Baltic Sea. In the western Gotland Basin the influence of the salt water inflow can be detected only delayed and with reduced intensity. In the Landsort Deep traces of oxygen were found only shortly and the Karlsö Deep remained anoxic throughout the whole year.

As a result of the water renewing, the oxygen-poor or even oxygen-free near-bottom layer with high phosphate and low nitrate concentrations was lifted up to a depth range directly below the

halocline. Erosion during the vertical convection in winter enabled an immediate effect on the nutrient concentrations in the surface water. Thus, the winter nitrate values in the Arkona and Bornholm Sea as well as in the eastern and western Gotland Sea were the lowest during the last 15 years. In contrast, the phosphate concentration was comparably high in the eastern but esp. in the western Gotland Sea. On short time scales, internal processes are dominating over allochthonous inputs. The measured winter nutrient concentrations affect also the molar N/P-ratio. These are lying in the western Gotland Sea at around 3,5, in the eastern one at 4,3 and in the surface layer of the Bornholm Sea at 4,9 - well below the long-term mean. These conditions should be an excellent prerequisite for the development of cyanobacteria in summer. But in 2004, the corresponding expected intense blooms failed to appear and the causes have still to be clarified.

Danksagung

Die Autoren danken den am Ostseeüberwachungsprogramm beteiligten Mitarbeitern des Instituts für Ostseeforschung Warnemünde für die Durchführung der Messungen sowie Kapitänen und Besatzungen der Forschungsschiffe „Professor Albrecht Penck“ und „Gauss“ für die Unterstützung und den Einsatz bei den Messfahrten des Jahres 2004. Für die Unterstützung bei der Beschreibung des Eiswinters, insbesondere durch Übermittlung einer Bedeckungskarte, sind wir Frau NATALIJA SCHMELZER vom Eisdienst des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), Hamburg und Rostock, dankbar. Wir danken Herrn THOMAS FADING vom Deutschen Wetterdienst (DWD), Offenbach, für die Bereitstellung der Winddaten von Arkona und Frau GISELA TSCHERSICH vom BSH für die Bereitstellung der NOAA- Wettersatellitendaten. Die Autoren bedanken sich bei Herrn BARRY BROMAN, Schwedisches Meteorologisches Institut (SMHI), Norrköping, für die Überlassung der Pegeldata. Herr JAN SZARON, Ozeanographisches Labor des SMHI in Göteborg, stellte uns hydrographisch-chemische Beobachtungen ausgewählter Ostseestationen aus dem Schwedischen Ozean Archiv (SHARK) zur Verfügung, die im Rahmen des nationalen schwedischen Umweltüberwachungsprogramms gewonnen wurden. Frau ELZBIETA LYSIK-PASTUSZAK von der Maritimen Abteilung des Instituts für Meteorologie und Wasserwirtschaft in Gdynia (IMGW) stellte uns freundlicherweise Beobachtungsdaten für das „Danziger Tief“ zur Verfügung.

Literaturverzeichnis

- BEZOLD, W.V. (1883): Die Kälterückfälle im Mai. - Abhandlungen der königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften. Bd. **14**, Nr. 6, 71-108.
- V.BODUNGEN, GRAEVE, M., KUBE, J., LASS, H.U., MEYER-HARMS, B., MUMM, N., NAGEL, K., POLLEHNE, F., POWILLEIT, M., RECKERMANN, M., SATTLER, C., SIEGEL, H. and WODARG, D. (1995): Stoff-Flüsse am Grenzfluss – Transport- und Umsatzprozesse im Übergangsgebiet zwischen Oderästuar und Pommerscher Bucht (TRUMP). – *Geowiss.* **13**, 479-485.
- BSH (2004a): Winter 2003/04.
<http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Eis/Winter200304.jsp>
- BSH (2004b): Reduzierte Eissumme.
<http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Eis/1986.jsp>
- DWD (2004): WitterungsReport Daten, Nr. 1-8, WitterungsReport express, Nr. 9-12, Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- DWD (2005): unveröffentliche Daten.
- EUTROSYM (1976): UNEP-Symposium über Eutrophierung und Sanierung von Oberflächen gewässern. – Karl-Marx-Stadr, 20. – 25.09.1976, Bd. 1; Teil 2.2.
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., MATTHÄUS, W. and HAGEN E. (2003a): Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003. – *Oceanologia* **45** (4), 623-642.
<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/454feis2.pdf>
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., MOHRHOLZ, V., LYSIAK-PASTUSZAK, E., SEIFERT, T., MATTHÄUS, W., KRÜGER, S. and I.S. HANSEN (2003b): Warm waters of summer 2002 in the deep Baltic Proper. *Oceanologia* **45** (4), 571-592.
<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/454feis1.pdf>
- FEISTEL, R., NAUSCH, G. and HAGEN E. (2003c): The Baltic Inflow of Autumn 2001. *Meereswiss. Ber. Warnemünde* **54**, 55-68.
http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe54_inflow01.pdf
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., HEENE, T., PIECHURA, J., HAGEN, E. (2004a): Evidence for a warm water inflow into the Baltic Proper in summer 2003. *Oceanologia* **46** (4), 581-598.
<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/464feist.pdf>
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., MATTHÄUS, W., LYSIAK-PASTUSZAK, E., SEIFERT, T., SEHESTED HANSEN, I., MOHRHOLZ, V., KRÜGER, S., BUCH, E. (2004b): Background data to the exceptionally warm inflow into the Baltic Sea in late summer of 2002. *Meereswiss. Ber.* **58** 1-58 http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe58_2004_paper.pdf
- FIMR (2004): Ice winter 2003/2004.
<http://www.fimr.fi/en/palvelut/jaapalvelu/jaatalvi2003-2004.html>
- FONSELIUS, F.H. (1969): Hydrography of the Baltic deep basins. III Fish. Board Swed. Ser. Hydrogr. **23**, 1-97.
- GIWA (2003): Newsletter 2, 2003. – [http://www.giwa.net/newsletter\(giwa_2-2003.pdf](http://www.giwa.net/newsletter(giwa_2-2003.pdf)
- GRASSHOFF, K., ERHARDT, M. and KREMLING, K. (1983): Methods of seawater analysis. – 2nd Ed., Verlag Chemie, Weinheim.
- HAGEN, E. and FEISTEL, R. (2001): Spreading of Baltic Deep Water: A Case Study for the Winter 1997-1998. *Meereswiss. Ber. Warnemünde* **45**, 99-133.
<http://www.io-warnemuende.de/research/mebe.html>
- HAGEN, E. and FEISTEL, R. (2005): Climatic Turning Points and Regime Shifts in the Baltic Sea Region: The Baltic Winter Index (1659-2002), *Boreal Environment Research*, in press.
- HELCOM (1980): Assessment of the effects of pollution on natural resources of the Baltic Sea. – *Balt. Sea Environ. Proc.* **5B**, 1-425.

- HELCOM (2000): Manual of marine monitoring in the COMBINE programme of HELCOM. – Baltic Marine Environment Protection Commission, Helsinki, Updated 2002: www.helcom.fi/Monas/CombineManual2/CombineHome.htm
- KRÜGER, S., ROEDER, W., WLOST, K.-P., KOCH, M., KÄMMERER, H. and KNUTZ, T., (1998): Autonomous instrumentation carrier (APIC) with acoustic transmission for shallow water profiling. – *Oceanology International 98: The Global Ocean Conf. Proc.* **2**, 149-158.
- KRÜGER, S. (2000a): Basic shipboard instrumentation and fixed autonomic stations for monitoring in the Baltic Sea. – In: EL-HAWARY, F. (Ed.): *The Ocean Engineering Handbook*, CRC Press, Boca Raton, USA, 52-61.
- KRÜGER, S. (2000b): Activities of the Institut für Ostseeforschung (IOW), Germany. – Proc. Int. Workshop on the “Coordinated Adriatic Observing System” CAOS, 21-22 October 1998, Trieste, Italy, 53-60.
- LASS, H. U., SCHWABE, R., MATTHÄUS W. and FRANCKE, E. (1987) On the dynamics of water exchange between Baltic and North Sea. - *Beitr. Meeresk.* **56**, 27-49.
- LASS, H.U., MOHRHOLZ, V. AND SEIFERT, T. (2001): On the dynamics of the Pomeranian Bight. – *Cont. Shelf. Res.* **21**, 1237-1261.
- LASS, H.U. and MOHRHOLZ, V. (2003), On the dynamics and mixing of inflowing salt-water in the Arkona Sea.. - *J. Geophys. Res.* **108** No. C2, 3042, 10.1029/2002JC001465, 21 February 2003.
- LASS, H.U., SCHMIDT, T. and SEIFERT, T. (2003), Hiddensee upwelling field measurements and modelling results. - ICES Cooperative Research Report No. **257**, Edited by DAHLIN, H., DYBERN, B. and PETERSSON, S.: *Proceedings of the Baltic Marine Science Conference, Rønne, Denmark, 22-26 October 1996*, 204-208.
- MATTHÄUS, W. (1978): Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit im Sauerstoffgehalt der offenen Ostsee. – *Beitr. Meereskunde*, Berlin, **41**, 61-94.
- MATTHÄUS, W., NEHRING, D., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K. und SIEGEL H. (1997): The Baltic Sea in 1996 - continuation of stagnation and decreasing phosphate concentrations. - *Dt. Hydrogr. Z.* **48**, 161-174.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2001a): The Baltic Sea in 1999 – stabilization of nutrient concentrations in the surface water and increasing extent of oxygen deficiency in the central Baltic deep water. *Meereswiss. Ber.* **45**, 3-26.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2001b): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2000. – *Meereswiss. Ber.* **45**, 27-88.
- MEYER, H. and LAMPE, R. (1999): The restricted buffer capacity of a south Baltic estuary. – *Limnologia* **29**, 242-248.
- MOHRHOLZ, V. (1998): Transport- und Vermischungsprozesse in der Pommerschen Bucht. – *Meereswiss. Ber.* **33**, 1-106.
- NAUSCH, G. and NEHRING, D. (1996): Baltic proper, Hydrochemistry. In: *Third Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic Sea.* – *Balt. Sea Environ. Proc.* **64B**, 80-85.
- NAUSCH, G., NEHRING, D. and ÆRTEBJERG, G. (1999): Anthropogenic nutrient load and protection of the Baltic Sea. – *Limnologia* **29**, 233-241.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2002): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2001. - *Meereswiss. Ber.* **49**, 1-77.
- NAUSCH, G. AND LYSIAK-PASTUSZAK, E. (2003): Eutrophication and related fields: Baltic Proper: Hydrochemistry. *Balt. Sea Environ. Proc.* **85B**, 42-45.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2003a): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2002. - *Meereswiss. Ber.* **55**,1-71.

- NAUSCH, G., MATTHÄUS, W., and FEISTEL, R.: (2003b): Hydrographic and hydrochemical conditions in the Gotland Deep area between 1992 and 2003. – *Oceanologia* **45** (4), 557-569.
<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/454nausc.pdf>
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2004): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2003. - *Meereswiss. Ber.* **59**, 1-80.
- NAUSCH, G., v. WEBER, M., PETENATI, T., FEISTEL, R. and BACHOR, A. (2005): Ostsee. Nährstoffbedingungen. - In: Messprogramm Meeresumwelt: Zustandsbericht 1999 – 2002 für Nord- und Ostsee. Hamburg, Rostock: Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (Bund-Länder-Messprogramm Meeresumwelt), 161-166.
- NEHRING, D. (1990): Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee von 1979 bis 1988 – ein Vergleich. *Meereswiss. Ber. Warnemünde* **2**, 3-45.
- NEHRING, D. and MATTHÄUS, W. (1990): Aktuelle Trends hydrographischer und chemischer Parameter in der Ostsee, 1958 – 1989. *Meereswiss. Ber. Warnemünde* **2**, 47-79.
- NEHRING, D. and MATTHÄUS, W. (1991): Current trends in hydrographic and chemical parameters and eutrophication in the Baltic Sea. – *Int. Revue ges. Hydrobiol.* **76**, 297-316.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., and 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. and NAGEL, K. (1995a): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1994. - *Meereswiss. Ber.* **9**, 1-71.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.U., NAUSCH, G. and NAGEL, K. (1995b): The Baltic Sea 1994 – consequences of the hot summer and inflow events. – *Dt. Hydrogr. Z.* **47**, 131-144.
- NIXON, S. (1995): Coastal marine eutrophication: a definition, social causes and future concerns. *Ophelia* **41**, 199-219.
- REDFIELD, A.C., KETCHUM, B.H. and RICHARDS, F.A: (1963): The influence of organisms on the composition of sea water. – In: Hill, M.N. (Ed.): *The Sea*, Vol. II, Wiley, New York, 26-77.
- SCHWOERBEL, J. (1984): Einführung in die Limnologie. – VEB Gustav Fischer Verlag Jena, 233S.
- SIEGEL, H., GERTH, M. and SCHMIDT, T. (1996): Water exchange in the Pomeranian Bight investigated by satellite data and shipborne measurements. – *Cont. Shelf Res.* **16**, 1993-1817.
- SIEGEL, H., MATTHÄUS, W., BRUHN, R., GERTH, M., NAUSCH, G., NEUMANN, T. and POHL, C. (1998): The exceptional Oder flood in summer 1997 – distribution patterns of the Oder discharge in the Pomeranian Bight. *Dt. Hydrogr. Z.* **50**, 145-167.
- SIEGEL, H., GERTH, M., TIESEL, R. and TSCHERSICH, G. (1999): Seasonal and interannual variations in satellite derived sea surface temperature of the Baltic Sea in the 1990s. – *Dt. Hydrogr. Z.* **51**, 407-422.
- SMHI (1982) *Climatological Ice Atlas*.- Sjöfartsverkets tryckeri, Norrköping. 220 pp.
- SMHI (2005) unveröffentlichte Daten.
- TRUMP (1998): Transport- und Umsatzprozesse in der Pommerschen Bucht (TRUMP) 1994-1996. – Abschlussbericht, IOW Warnemünde, 1-32 (unveröffentlicht).