

Meereswissenschaftliche Berichte
MARINE SCIENCE REPORTS

No. 45

**The hydrographic-hydrochemical state of the western and central
Baltic Sea in 1999/2000 and during the 1990s**

by

Wolfgang Matthäus and Günther Nausch
(Editors)

Institut für Ostseeforschung
Warnemünde
2001

Die Beiträge dieses Heftes sind dem Andenken an unseren verehrten Kollegen und langjährigen Mitarbeiter des Instituts, Ing. Gerd Schenkel, gewidmet, der auf der Überwachungsfahrt im Februar 2001 auf tragische Weise ums Leben kam.

Sein Wirken am Institut für Ostseeforschung war sehr eng mit den Aufgaben zur Überwachung der Meeresumwelt der Ostsee verknüpft. Seit 1992 hat er an allen 47 Monitoringfahrten teilgenommen und mit Einsatz, Gewissenhaftigkeit und Umsicht die Vorbereitung und Durchführung der gesamten technischen Arbeiten der Messfahrten organisiert.

Contents

| | Page |
|--|------|
| 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 <i>W. Matthäus, G. Nausch, H. U. Lass, K. Nagel and H. Siegel</i> | 3 |
| Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2000 <i>W. Matthäus, G. Nausch, H. U. Lass, K. Nagel and H. Siegel</i> | 27 |
| The Baltic Sea in 2000 - Low inflow activity caused an increase in stagnation of the central Baltic deep water <i>W. Matthäus, G. Nausch, H. U. Lass, K. Nagel and H. Siegel</i> | 89 |
| Spreading of Baltic deep water: A case study for the winter 1997 - 1998 <i>E. Hagen and R. Feistel</i> | 99 |

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

Wolfgang Matthäus, Günther Nausch, Hans Ulrich Lass, Klaus Nagel and Herbert Siegel

Summary

The winter of 1998/1999 was mild to normal in the Baltic Sea area. The summer was among the five warmest since 1946, all of it occurred in the 1990s. The September 1999 was the warmest since 1946.

The mild winter led to sea surface temperatures in the Baltic Sea that were about 1 K above the long-term mean during winter and early spring. This resulted in relatively warm water of 3 - 4 °C being trapped in the summer intermediate water layer of the central Baltic Sea. Due to the warm summer the surface temperatures reached positive anomalies up to 4 K in the 20 m upper layer. The deep water temperatures of the central Baltic Sea were still anomalously high due to the inflow of warm water in 1997, 0.2 - 1.7 K above the mean for the period 1950 - 1998.

The weather conditions in the winter of 1998/1999 gave rise to a low inflow activity across the sills into the Baltic with only small inflows. Inflows in October and late December 1998 led only to the renewing of the Bornholm Basin deep water in spring 1999. From May onwards hydrogen sulphide was measured in that basin up to the end of November when other small inflows led again to oxic conditions. A major inflow event did not occur.

In the eastern Gotland Basin, the anoxic water covered the layer between bottom and about 130 m depth all year round. In the deep water of the western Gotland Basin, oxygen depletion has continued since 1993. The decrease in oxygen concentration led in August 1999 to the formation of hydrogen sulphide in the near-bottom layer for the first time since the mid-1980s. In 1999, the area of the whole central Baltic deep water which was affected by oxygen deficiency and anoxic conditions was the largest during the past 15 years.

The concentration of the inorganic nutrients phosphate and nitrate in the mixed winter surface layer did not show clear tendencies since 1995. But, comparing the first and second half of the 1990s, a distinct decrease in the phosphate concentrations can be identified, especially in the near-coastal areas of the western Baltic, but also in the central Baltic Sea. Measures undertaken to reduce point sources seem to be effective. A new equilibrium is already established and, therefore, a further decrease in phosphate concentration is at least questionable. In contrast, nitrate concentrations do not show any significant decrease between both periods of the 1990s. This may be attributed to the predominance of diffuse sources and a considerable contribution via atmospheric input.

Concentrations of organic nutrients observed since 1994 show a pronounced seasonal signal in the central Baltic surface water for both particulate and dissolved organic carbon. In near-coastal areas, which are strongly influenced by riverine inputs, or in the western Baltic, which is affected by exchange processes with the North Sea, no clear seasonal signals could be identified.

1. Introduction

In the framework of Germany's contribution to the Baltic Monitoring Programme (BMP) of the Helsinki Commission (HELCOM) for the protection of the Baltic Sea area the *Baltic Sea Research Institute* (BSRI) in Warnemünde elaborates annual assessments of the hydrographic-hydrochemical state of the Baltic Sea. The assessment for the year 1999 is based on four monitoring cruises. The cruises performed by r/v "A. v. Humboldt" and r/v "Alkor" covered the winter, spring and summer seasons. In order to make the annual assessment more comprehensive, environmental data recorded in the framework of BSRI research programmes and observations provided by the *Swedish Meteorological and Hydrological Institute* (SMHI) and the *Polish Institute of Meteorology and Water Management* (IMGW) are included in the analyses.

The shipborne investigations were supplemented by continuously recorded data at two stations of the German **MARine Environmental Monitoring NETwork (MARNET)**: the autonomous platform at the Darss Sill (Stat. 001; cf. Fig. 1) and the measuring buoy "Oder Bank" in the Pomeranian Bight (Stat. OB; cf. Fig. 1). These stations deliver meteorological and hydrographic data at hourly intervals via satellite to the German Oceanographic Data Centre in Hamburg (cf. KRÜGER, 1997; KRÜGER et al., 1998). Current profiles are available from an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) moored at the Darss Sill.

The purpose of the programme is to monitor the water exchange between the North Sea and the Baltic and its effects on central Baltic deep waters, to investigate the state of eutrophication and to identify seasonal and interannual anomalies including the study of long-term variations.

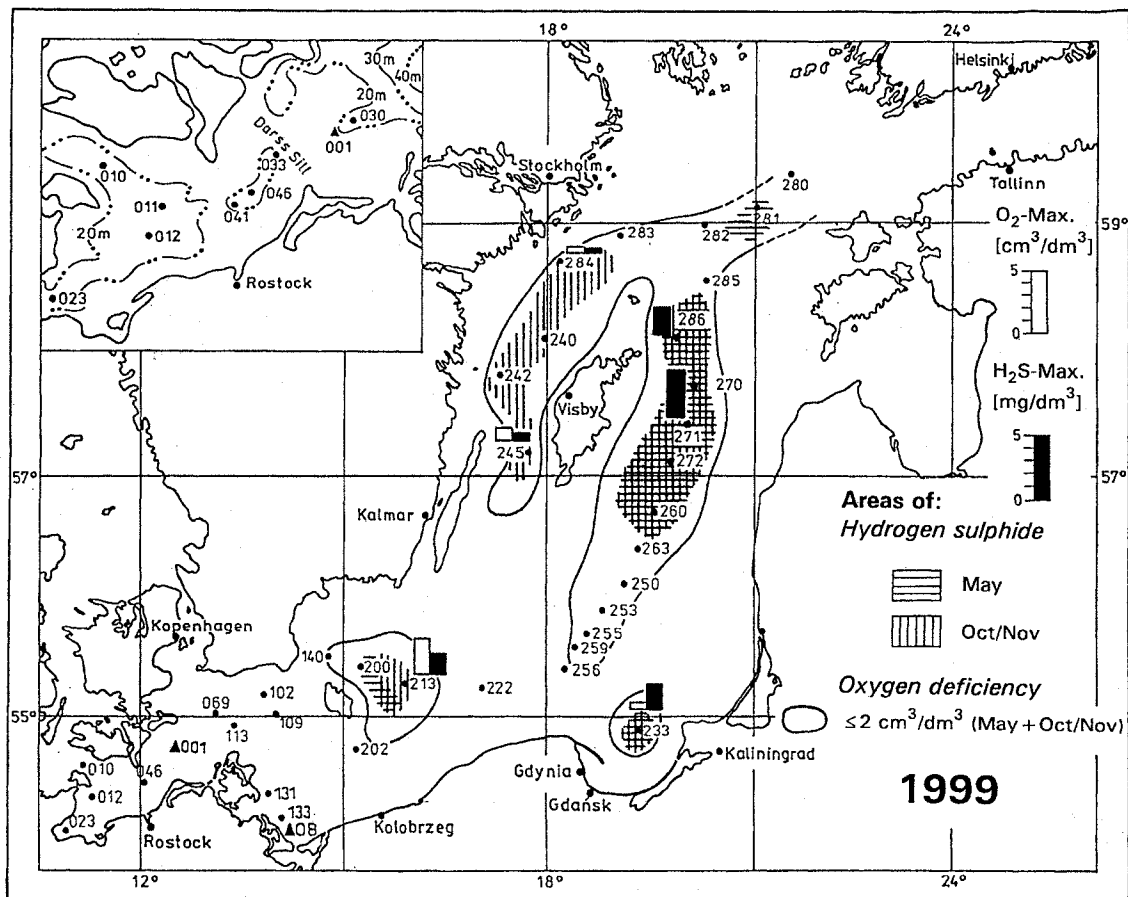


Fig. 1

Location of the stations (\blacktriangle MARNET) and areas of oxygen deficiency and hydrogen sulphide in the near-bottom layer of the Baltic Sea in 1999 (histograms show the maximum oxygen and hydrogen sulphide concentrations of this layer in 1999).

The main stations at which CTD casts and water sampling for the investigation of nutrients were carried out are shown in Fig. 1. The hydrographic and chemical variables studied and the methods used were based on the guidelines for the COMBINE programme of HELCOM (HELCOM, 1999). In the following, a short overview of the hydrographic-hydrochemical conditions is presented and the main topics of 1999 are highlighted. Moreover, the state of the eutrophication in the surface

water and the current stagnation period in the central Baltic deep water are discussed. The detailed results of the investigations are published in the Marine Science Reports (cf. MATTHÄUS et al., 2000).

2. Meteorological conditions

The winter of 1998/1999 was mild to normal in the whole Baltic Sea (STRÜBING, 1999; LUNDQVIST, BERGQUIST, 2000). The monthly sums of daily mean air temperature below zero (called cold sums) calculated at the meteorological station Warnemünde were below the long-term mean only in November and December 1998. The cold sum of the whole winter 1998/1999 was 84 K, and was distinctly below the long-term mean of 123 K (TIESEL, 2000). There were positive anomalies of the mean monthly air temperature of 1 to 1.9 K between January and April 1999 at the Arkona weather station (DWD, 1999).

The summer of 1999 was above-normal warm. The warming period started in June and led to monthly sums of daily mean air temperature $>16\text{ }^{\circ}\text{C}$ (called heat sum) at the meteorological station in Warnemünde considerably above the long-term mean, especially from July to September. The summer of 1999 was among the five warmest since 1946, all of it occurred in the 1990s (cf. Table 1). The exceptional warm September reached a heat sum of 49.7 K, i.e. six times the climatic mean (1961 - 1990) and was the warmest September, at least since 1946. Compared with the mean 1961 - 1990 a positive air temperature anomaly of 2.9 K and sunshine of 135 % were recorded at the meteorological station Arkona in September 1999 (DWD, 1999).

Table 1 Monthly sums of daily means of air temperature above $16\text{ }^{\circ}\text{C}$ (in K) at the meteorological station Warnemünde during the warmest summers since 1946 (TIESEL [2000])

| Summer | 1997 | 1992 | 1995 | 1994 | 1999 | 1947 | 1975 | Mean (1961-1990) |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------------|
| April | 0 | 0 | 3.7 | 0 | 0 | 0 | 0.6 | 0.3 |
| May | 1.0 | 16.2 | 7.6 | 0.1 | 8.1 | 14.3 | 2.0 | 5.2 |
| June | 35.3 | 72.0 | 16.3 | 19.4 | 21.3 | 57.8 | 3.5 | 19.2 |
| July | 62.4 | 103.6 | 103.3 | 146.7 | 100.4 | 58.3 | 70.9 | 41.6 |
| August | 173.0 | 80.9 | 117.5 | 78.0 | 63.3 | 59.5 | 120.1 | 38.2 |
| September | 21.2 | 2.6 | 4.6 | 0.8 | 49.7 | 42.9 | 23.1 | 7.7 |
| October | 0 | 0 | 4.7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.5 |
| Σ | 292.9 | 275.3 | 257.7 | 245.0 | 242.8 | 232.8 | 220.2 | 112.7 |

Compared to 1998 the annual mean of wind speed at Arkona, calculated from daily means, were lower by 0.9 m/s during 1999. Periods with strong westerly winds occurred in January/February, October and December (Fig. 2). Due to gales during January/February the filling state of the Baltic was permanently above-normal, reached partly about +25 to +30 cm and decreased up to mid-March to -25 cm (Fig. 3) caused by persistent easterly winds. Strong westerly winds at the end of September and in October caused a filling of the Baltic Sea up to +30 cm in mid-October. Due to both several gales at the end of November and the hurricane on 3/4 December 1999 the Baltic sea level increased by 50 cm within 10 days. The filling reached +50 cm in middle of the month (Fig. 3) as a result of persistent westerly gales during the first half of December (Fig. 2).

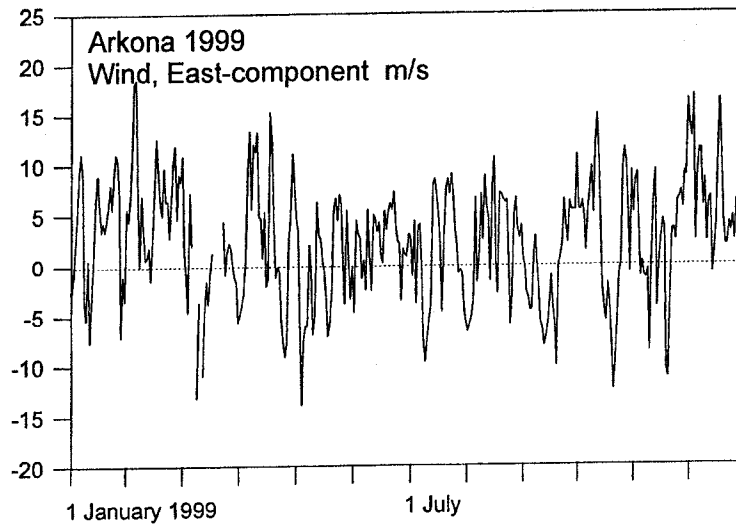


Fig. 2
Daily means of the east component of wind (eastward wind positive) in the western Baltic Sea in 1999 (data from DWD).

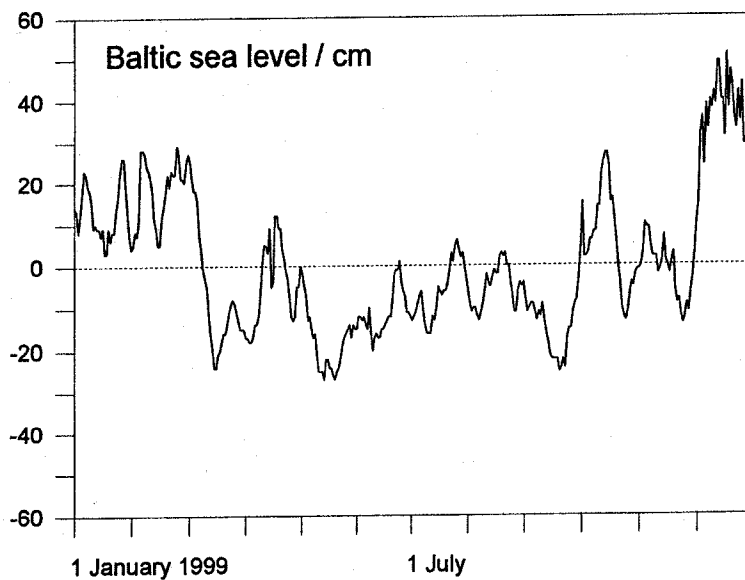


Fig. 3
Variations in Baltic sea level in 1999 represented by the Landsort sea level (location cf. Fig. 10; data from SMHI Norrköping).

3. Water exchange with the North Sea

The inflow activity across the sills into the Baltic Sea was very low during the first half of 1999. The water exchange between North Sea and Baltic was characterized by persistent outflow interrupted by very weak barotropic and baroclinic inflows (Fig. 4B). During the second half of the year, the weather conditions gave rise to only several small inflows but a major inflow event did not occur.

In February 1999, a weak barotropic inflow occurred (cf. arrow in Fig. 4B). Between early July and late September, a period of estuarine circulation characterized by weak inflow in the surface layer and stronger inflow near the bottom was recorded. This was reflected in the distinct haline stratification at the Darss Sill (Fig. 4B). Intensive barotropic outflow events with low salinities in the whole water column occurred in mid-March and at the turn from April to May 1999. Barotropic inflow events transporting water with salinities >13 across the Darss Sill were recorded in October and November (cf. Figs. 3 and 4B). A barotropic inflow in December transported water with salinities of 16 - 18 across the Darss Sill and between 20 and 25 across the Drogden Sill into the Baltic Sea (SMHI, 1999).

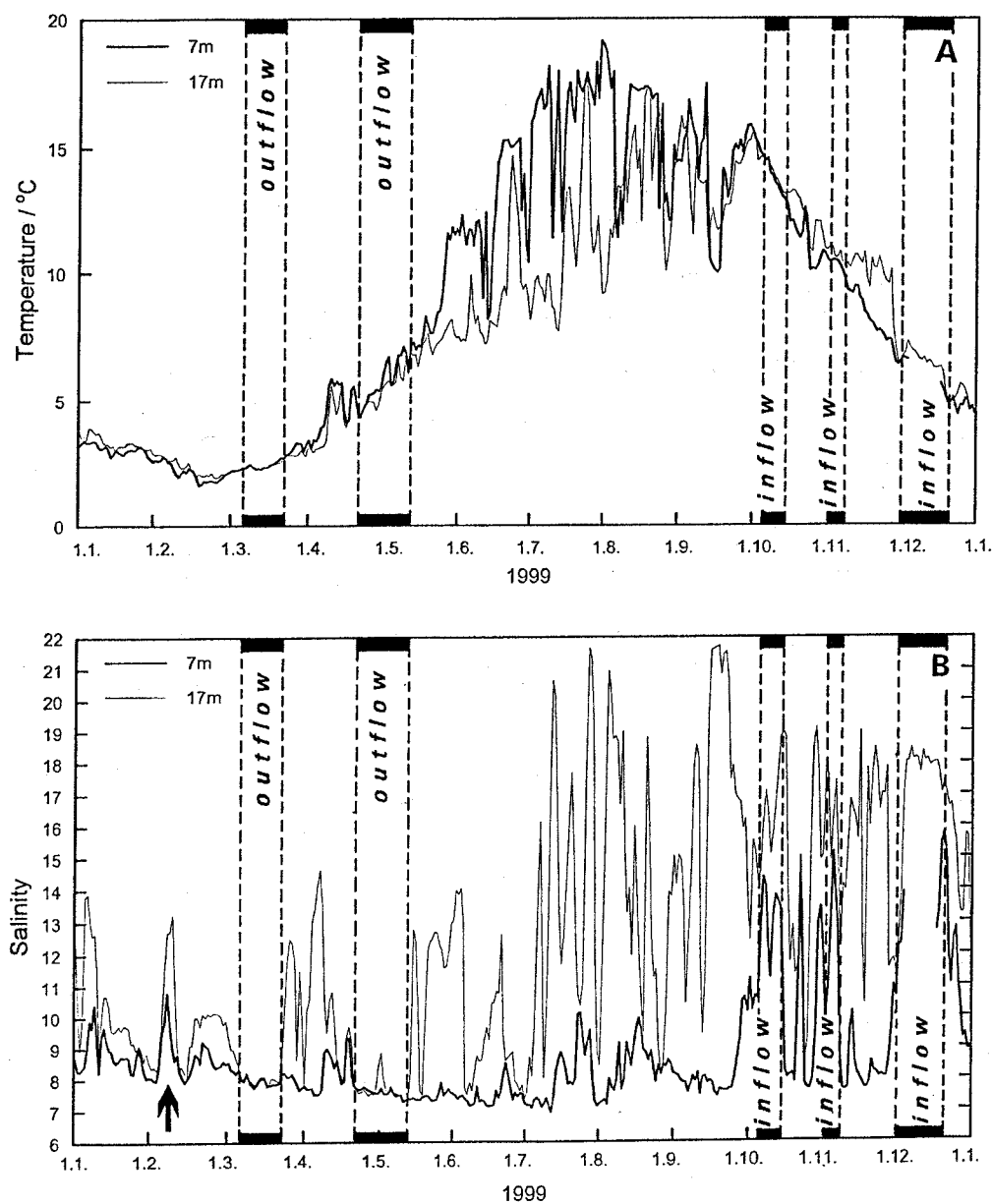


Fig. 4
Variations in water temperature (A) and salinity (B) in the upper (7 m) and bottom layers (17 m) at Darss Sill (Stat. 001) and the main inflow and outflow periods in 1999.

The inflows in October and December 1999 were of specific significance for the Baltic deep water. In October, about 180 km³ of water with temperatures of 13 - 15 °C entered the Baltic (Fig. 4A and SMHI, 1999) which led to temperatures >11 °C in the Bornholm Basin deep water in late November (cf. Fig. 8). Due to the inflow event in December, the Bornholm Basin deep water was renewed and the conditions changed from anoxic to oxic (cf. Fig. 8).

4. The state of eutrophication during the 1990s

Phosphate and nitrate are the final products of biochemical mineralization of organic matter under oxic conditions. Therefore, they are the most important nutrients for trend analysis. Beside phosphate and nitrate, nitrite as an intermediate and ammonium as final mineralization product under anoxic conditions belong to the nutrients. Silica plays an important role for diatoms.

In the whole Baltic Sea, the nutrient concentrations are characterized by a pronounced seasonality with high concentrations in winter and often a decrease near to the detection limit during the period of high biological activity beginning in spring and ending in late autumn (NAUSCH, NEHRING, 1996). For nutrient trend studies only the mixed surface layer in winter can be used when the biological productivity is low and nutrient concentrations are high (NEHRING, MATTHÄUS, 1991; NAUSCH, NEHRING, 1996). The duration of this „winter plateau“ differs in the Baltic Sea regions and is best developed in the eastern and western Gotland Basins (MATTHÄUS et al., 1998b). Trend analysis have to answer the question whether load reduction measures initiated within the Joint Comprehensive Environmental Action Plan (HELCOM, 1993) and by the decrease in fertilizer application in the catchment area (NEHRING et al., 1995a; NEHRING, NAUSCH, 1996) result in decreased phosphate and nitrate concentrations in the mixed winter surface layer.

For the 1990s, the annual mean concentrations of inorganic nutrients are compiled in Table 2. The concentration of phosphate and nitrate in the mixed winter surface layer did not show clear tendencies since 1995. They are fluctuating around an average whereby minimum values are found in all years. But, comparing the first and second half of the 1990s, a distinct decrease in the phosphate concentrations can be identified, especially in the near-coastal areas of the western Baltic (Lübeck, Mecklenburg and Pomeranian Bights), but also in the central Baltic Sea (Fig. 5A). Measures undertaken to reduce phosphate inputs from point sources in the catchment area seem to be effective. A clear relation can be drawn to the riverine discharge. Thus, the phosphate concentrations in the Oder river decrease from 1986 to 1999 (HELCOM, 2001). But, as can be seen from Table 2, a new equilibrium seems to be established already and, therefore, a further decrease in phosphate concentrations is at least questionable. It has to be mentioned that this reduction is not evident in all regions. For example, phosphate concentrations have increased in the inner Gulf of Gdansk influencing the whole bight (HELCOM, 2001). The reasons for that can be assumed in less effective reduction of phosphate discharge from point sources and the specific character of the Vistula river catchment area dominated by diffuse nutrient input (SAPEK, 1998; TODERSKI, 1997).

Table 2 Annual mean concentrations of inorganic nutrients in the winter surface layer (0-10 m depth) of the western and central Baltic Sea during the 1990s (bold: minimum values)

| Phosphate ($\mu\text{mol}/\text{dm}^3$) | | | | | | | | | | | |
|---|-------|------|------|------|------|--------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Station | Month | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 |
| 023 (Lübeck Bight) | Feb. | 1.15 | 1.06 | 0.90 | 0.91 | 0.73 | 0.84 | - | 0.60 | 0.64 | 0.63 |
| 012 (Mecklenburg Bight) | Feb. | 1.07 | 1.05 | 0.66 | 0.80 | 0.64 | 0.68 | 0.59 | 0.56 | 0.66 | 0.61 |
| 162 (Pomeranian Bight) | Feb. | 1.45 | - | 1.11 | 1.11 | 1.03 | 0.78 | - | 0.74 | 0.66 | 0.64 |
| 113 (Arkona Sea) | Feb. | 0.70 | 0.68 | 0.61 | 0.71 | 0.56 | 0.46 | 0.51 | 0.38 | 0.40 | 0.49 |
| 213 (Bornholm Deep) | Feb. | 0.73 | 0.61 | 0.65 | 0.75 | 0.53 | 0.44 | 0.49 | 0.50 | 0.46 | 0.56 |
| 271 (Gotland Deep) | Feb. | 0.59 | 0.66 | 0.62 | 0.71 | 0.48 | 0.56 | 0.46 | 0.43 | 0.49 | 0.49 |
| | Apr. | 0.61 | 0.58 | 0.68 | 0.71 | 0.55 ¹⁾ | 0.62 | 0.50 | - | 0.52 | 0.42 |
| 286 (Fårö Deep) | Feb. | 0.58 | 0.69 | 0.61 | 0.63 | 0.44 | 0.55 | 0.52 | 0.37 | 0.49 | 0.46 |
| | Mar. | 0.64 | - | 0.60 | 0.66 | 0.51 | - | 0.46 | - | 0.47 | 0.50 |
| 284 (Landsort Deep) | Feb. | - | - | - | 0.78 | - | 0.56 | 0.54 | 0.50 | 0.42 | 0.38 |
| | Mar. | - | - | - | 0.47 | - | - | - | - | - | 0.39 |
| 245 (Karlsö Deep) | Feb. | 0.68 | - | 0.85 | 0.86 | 0.61 | 0.67 | 0.58 | 0.57 | 0.47 | 0.54 |

| Nitrate ($\mu\text{mol}/\text{dm}^3$) | | | | | | | | | | | |
|---|-------|------------|------|------------|------------|-------------------|------|------------|------|------------|------------|
| Station | Month | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 |
| 023 (Lübeck Bight) | Feb. | 6.6 | 8.6 | 6.8 | 14.4 | 16.1 | 11.5 | - | 8.1 | 12.0 | 9.0 |
| 012 (Mecklenburg Bight) | Feb. | 6.7 | 8.5 | 5.1 | 6.9 | 6.6 | 7.2 | 5.0 | 5.7 | 6.6 | 7.9 |
| 162 (Pomeranian Bight) | Feb. | 8.5 | - | 5.3 | 19.4 | 19.6 | 11.5 | - | 16.1 | 14.1 | 14.8 |
| 113 (Arkona Sea) | Feb. | 4.2 | 4.3 | 4.2 | 4.8 | 4.9 | 4.2 | 5.8 | 4.2 | 3.1 | 4.4 |
| 213 (Bornholm Deep) | Feb. | 3.2 | 4.2 | 3.6 | 4.8 | 4.1 | 4.2 | 4.1 | 4.2 | 3.1 | 3.8 |
| 271 (Gotland Deep) | Feb. | 3.4 | 4.7 | 3.8 | 5.1 | 3.8 | 4.2 | 4.1 | 3.6 | 3.7 | 4.2 |
| | Apr. | 3.3 | 5.4 | 5.2 | 4.8 | 4.5 ¹⁾ | 5.2 | 4.3 | - | 3.3 | 4.1 |
| 286 (Fårö Deep) | Feb. | 3.7 | 5.6 | 4.6 | 4.9 | 3.8 | 4.6 | 3.8 | 3.6 | 3.7 | 3.5 |
| | Mar. | 2.0 | - | 5.4 | 5.0 | 3.9 | - | 3.9 | - | 3.2 | 4.5 |
| 284 (Landsort Deep) | Feb. | - | - | - | 5.8 | - | 5.2 | 4.0 | 4.2 | 4.2 | 3.6 |
| | Mar. | - | - | - | 3.9 | - | - | - | - | - | 4.4 |
| 245 (Karlsö Deep) | Feb. | 3.2 | - | 4.3 | 5.5 | 4.8 | 4.6 | 4.3 | 3.7 | 3.1 | 3.1 |

Sum of inorganic nitrogen compounds ($\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^- + \text{NH}_4^+$; $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$)

| Station | Month | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 |
|-----------------------------------|-------|------------|------|------------|------|-------------------|------|------|------------|------------|------------|
| 023 (Lübeck Bight) | Feb. | 8.7 | 10.8 | 8.5 | 16.9 | 17.5 | 15.3 | - | 9.8 | - | 11.6 |
| 012 (Mecklenburg Bight) | Feb. | 9.2 | 10.9 | 6.7 | 8.4 | 7.0 | 8.7 | - | 6.6 | - | 10.3 |
| 162 (Pomeranian Bight) | Feb. | 13.2 | - | 8.7 | 28.2 | 24.2 | 14.7 | - | 19.4 | 16.5 | 17.3 |
| 113 (Arkona Sea) | Feb. | 5.1 | 4.8 | 4.6 | 5.3 | 5.2 | 5.4 | 6.4 | 4.4 | 3.3 | 4.9 |
| 213 (Bornholm Deep) | Feb. | 3.6 | 4.4 | 4.5 | 5.2 | 4.4 | 4.5 | 4.7 | 4.4 | 3.3 | 4.3 |
| 271 (Gotland Deep) | Feb. | 3.7 | 5.1 | 4.1 | 5.3 | 3.9 | 4.4 | 4.5 | 3.8 | 3.9 | 4.8 |
| | Apr. | 4.0 | 5.4 | 5.4 | 5.4 | 4.9 ¹⁾ | 5.6 | 4.7 | - | 3.8 | 4.6 |
| 286 (Färö Deep) | Feb. | - | - | - | - | - | 4.7 | 4.2 | 3.8 | 3.9 | 4.1 |
| | Mar. | - | - | - | - | - | - | 4.6 | - | 3.5 | 5.0 |
| 284 (Landsort Deep) | Feb. | - | - | - | 6.2 | - | 5.5 | 4.4 | 4.5 | 4.3 | 3.9 |
| | Mar. | - | - | - | 4.2 | - | - | - | - | - | - |
| 245 (Karlsö Deep) | Feb. | 3.3 | - | 4.4 | 5.7 | 4.8 | 4.9 | 4.6 | 4.0 | 3.4 | 3.7 |

¹⁾ Station 272

In contrast to phosphate, nitrate concentrations do not show any significant decrease between both periods of the 1990s in most of the investigated regions (Fig. 5B). Moreover, the concentrations in the Pomeranian Bight and in the Gdansk Bight (HELCOM, 2001) are higher. Several reasons can be mentioned for failing of the reduction. In the central Baltic Sea, the atmospheric input plays still an important role despite first signs of positive developments for this pathway (HELCOM, 1997). Also the yearly input of nitrogen through nitrogen fixing cyanobacteria in summer can not be ignored (WASMUND et al., 2000). However, the most important reason is that nitrate originates mainly from diffuse sources in the catchment area. Thus, the input into the coastal areas is closely related to the freshwater runoff (BACHOR, 1996; NAUSCH, SCHLUNGBAUM, 1995; PASTUSZAK et al., 1996; MEYER, LAMPE, 1999; NAUSCH et al., 1999). Therefore, reduction measures are much more complicated to convert and need longer time perspectives.

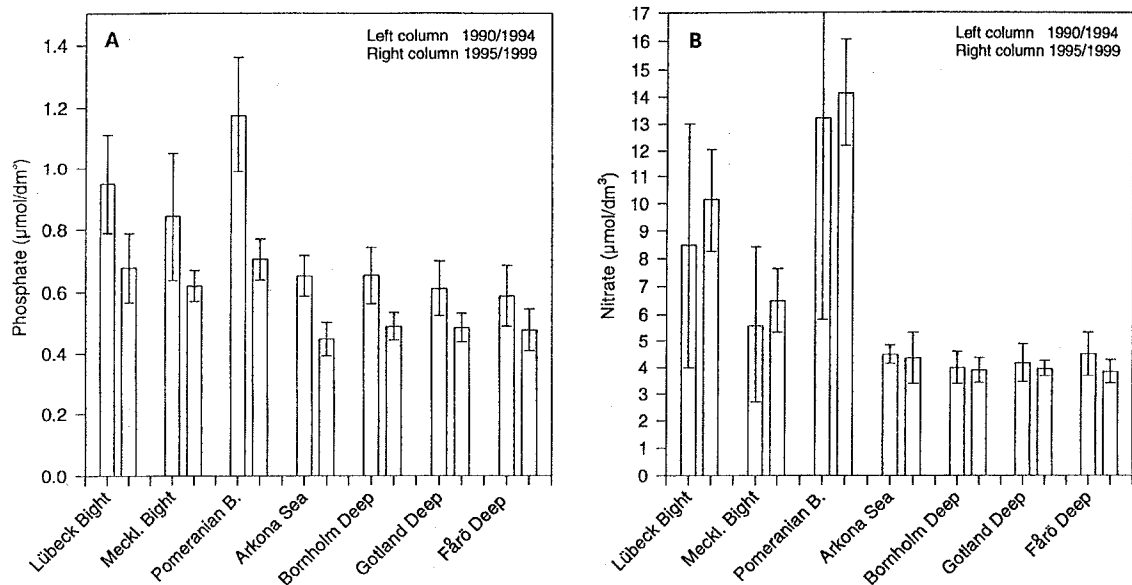


Fig. 5

Changes of phosphate (A) and nitrate concentrations (B) in the winter surface layer (February; 0 – 10 m depth) of the western and central Baltic Sea during the periods 1990 – 1994 (left column) and 1995 – 1999 (right column).

5. The stagnation in the central Baltic deep water

Stagnation is a natural process in semi-enclosed sea areas like the Baltic Sea. Stagnation periods are caused by the greatly restricted water exchange with the North Sea due to the narrow channels and shallow sills in the transition area, giving the central Baltic deep water a residence time of 25 – 35 years. Moreover, the weak circulation in the deep basins, which is prevented vertically by a permanent halocline and restricted horizontally by the bottom topography, supports stagnant conditions. Stagnation periods are characterized by the depletion of nitrate, increasing phosphate and ammonium concentrations and decreasing salinity and oxygen content in the deep water, sometimes culminating in the formation of considerable hydrogen sulphide concentrations in the deep basins.

During the first three quarters of the last century, extreme inflow events into the Baltic Sea – termed major Baltic inflows – were recorded more or less regularly. Since the mid-1970s, their frequency and intensity have decreased (SCHINKE, MATTHÄUS, 1998). This general tendency continued during the 1990s, only interrupted by the very strong single inflow event in January 1993 (MATTHÄUS, LASS, 1995; JAKOBSEN, 1995; for the estimate of the intensity of the 1993 event cf. FISCHER, MATTHÄUS, 1996). During the 1990s, the most important environmental factors in the deep water were the effects of the major inflow in 1993 and the smaller events in 1993/1994 and 1997/1998 on the central Baltic.

The following investigations are based on representative stations in the Bornholm Basin (Bornholm Deep, Stat. 213), Gdansk Basin (Gdansk Deep, Stat. 233), eastern Gotland Basin (Gotland Deep, Stat. 271; Fårö Deep, Stat. 286) and western Gotland Basin (Landsort Deep, Stat. 284; Karlsö Deep, Stat. 245) (locations cf. Figs. 1 and 6).

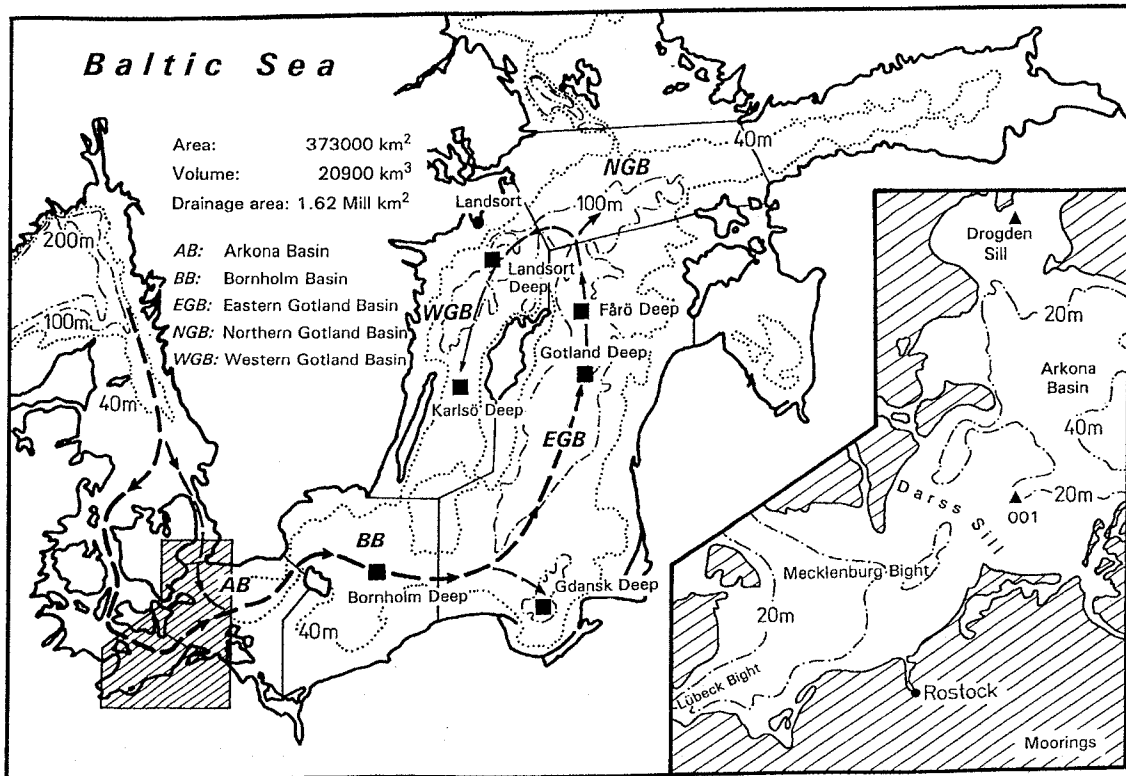


Fig. 6

Sub-regions of the central Baltic Sea, their representative stations (squares) and the main transport route of inflowing water during salt water inflows (arrows).

5.1 The role of the Bornholm Basin

Realizing the topography of the Baltic Sea along the main transport route of the inflowing saline water (cf. Fig. 7), the thermohaline conditions in the first Baltic deep basin downstream from the entrance sills, the Bornholm Basin, must be of considerable importance for the evolution of stagnation in the central Baltic deep water. In general, there is a frequent inflow of lower amounts of highly saline water, which penetrates across the sills into the Arkona Basin during each baroclinic or weak barotropic inflow event. This water is trapped in the Bornholm Basin renewing the ambient deep water to a certain extent and causes an annual variation in the deep water. The Bornholm Basin has a maximum depth of more than 90 m, but is separated from the central Baltic by the Stolpe Sill (sill depth: 60 m; cf. Fig. 7).

The filling stage of the Bornholm Basin below the permanent halocline with saline water is a measure for the estimation of the impact of smaller Baltic inflows on the central Baltic deep water. During periods of low inflow activity, e.g. at the end of the 1980s (MATTHÄUS, 1995), salinity and thus density of the Bornholm Basin deep water decreases (Fig. 7A). Depending on the inflowing volume of saline water, smaller but even major inflows fills up only that basin and the saline water does not pass to a greater extent the Stolpe Sill downstream through the Stolpe Channel into the central Baltic. An example characteristic for such situation was the very strong inflow in January 1993 (cf. MATTHÄUS, 1994; NEHRING et al., 1994b).

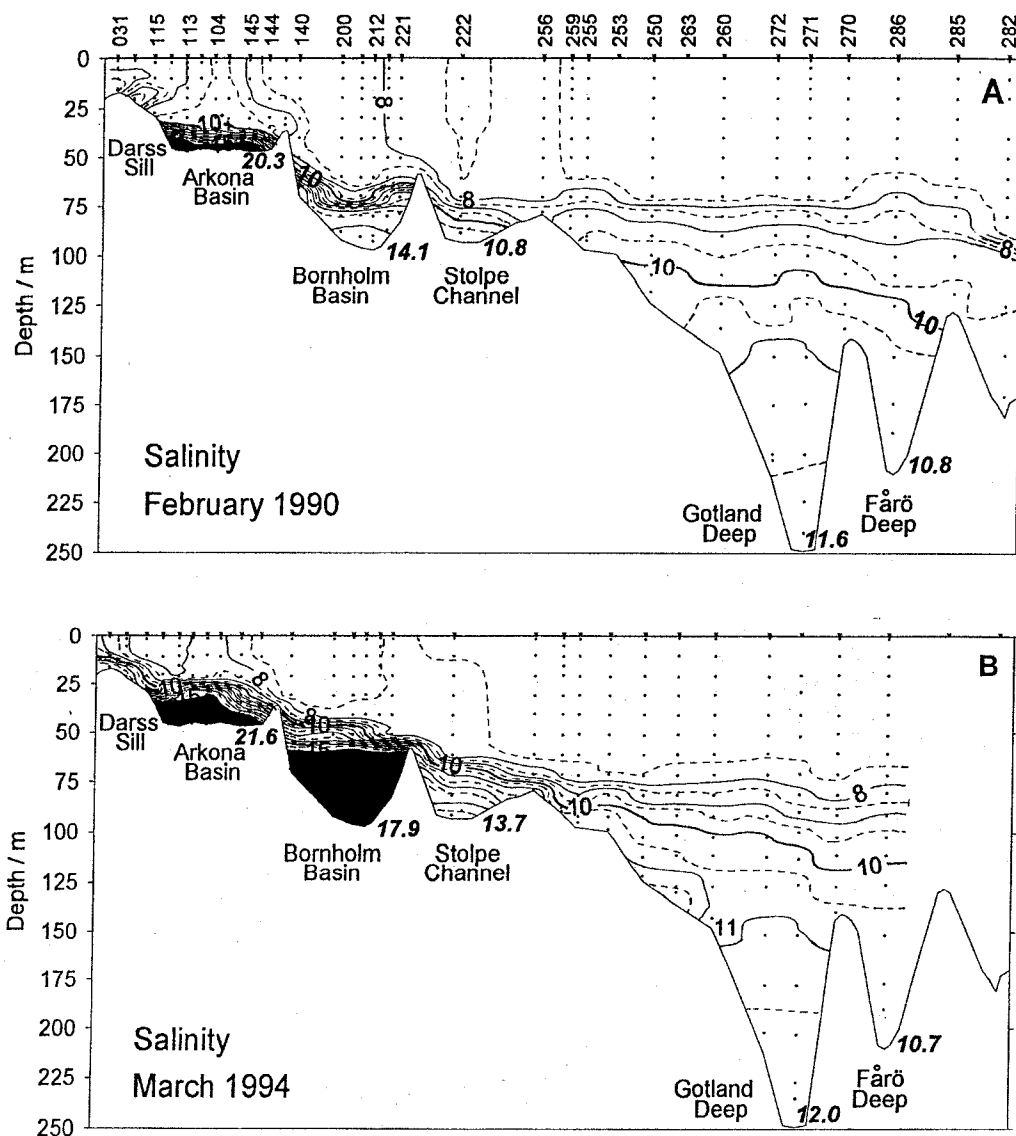


Fig. 7

Salinity distributions along a transect between Darss Sill and northern Gotland Basin during periods of low (A) and high inflow activity (B) (black areas: $S \geq 15$; figures in italics: maximum salinity).

When the buffering capacity of the Bornholm Basin is exhausted, smaller inflows of saline and oxygen-rich water crossing the sills into the Baltic can pass that basin in depths of 50 - 60 m, propagate downstream relatively quickly and cause significant effects in the central Baltic deep water. Such situation was observed after the January 1993 inflow event when the saline and oxygen-rich water of the smaller inflows in December 1993 and March 1994 propagated relatively undisturbed and without significant mixing along its transport route into the eastern Gotland Basin (cf. Fig. 7B and NEHRING et al., 1995b).

Similar effects were also observed in spring of the years 1996, 1997 and 1998 due to the regular filling of the Bornholm Basin with saline water >15 during autumn of the previous years. Smaller inflows between late autumn and early spring propagated relatively quickly into the eastern Gotland Basin renewing the deep water during the first half of the respective years.

5.2 The stagnation period during the 1990s

The inflow into the Bornholm Basin strengthened during the early 1990s and salinity and oxygen concentration increased in the deep water of that basin (cf. Fig. 8 and Table 3). In the central Baltic deep water, however, salinity went on decreasing. The stagnation period with high hydrogen sulphide concentrations continued in the eastern Gotland Basin (Stats. 271, 286) while the oxygen concentrations of the western Gotland Basin deep water (Stats. 284, 245) increased until 1993 (cf. Table 3).

The major inflow in January 1993 filled up the Bornholm Basin with highly saline and oxygen-rich water (cf. Fig. 8), the impact on the central Baltic deep water remained small (NEHRING et al., 1994a, b). In April 1993, the renewing process started in the deep water of the eastern Gotland Basin, but a drastic renewal occurred not before spring 1994 (cf. Gotland and Fårö Deeps in Fig. 8). In May 1994, the deep water of the whole Baltic Sea was free of hydrogen sulphide. In the 200 m level of the Gotland Deep, temperature decreased by 1.1 K and salinity increased by 1 (cf. Fig. 8). The oxygen concentration of 3 - 3.8 cm³/dm³ measured between 170 m depth and bottom were the highest since 1930s (MATTHÄUS, 1990).

The absence of major inflow events since then resulted in a new stagnation period in central Baltic deep water. After the renewing oxygen depletion started again in 1995 (NEHRING et al., 1995a) and anoxic conditions developed (cf. Figs. 8 and 9). Hydrogen sulphide was already found in the Gdansk Deep (Stat. 233) at the end of 1994 (Fig. 9), in the Bornholm Basin (Stat. 213) in August 1995 (Fig. 8) and in the near-bottom layer of the Gotland Deep (Stat. 271) in February 1996 (cf. also Fig. 10).

Compared with earlier stagnations, the current stagnation period, however, showed peculiarities in the eastern Gotland Basin deep water. During the second half of 1996, 1997 and 1998, the thickness of the anoxic level covered every year the layer between bottom and about 150 m depth. The anoxic conditions were interrupted every winter and spring by the occurrence of low oxygen concentrations (Fig. 8) which entered the Gotland Deep with small inflows of saline and oxygen-rich water due to the sufficient filling of the Bornholm Basin (cf. MATTHÄUS et al., 1997, 1998a, 1999a).

In the deep water of the western Gotland Basin, continuous oxygen depletion started in 1993 (cf. Landsort and Fårö Deeps in Fig. 8). The decrease in oxygen concentration which is characteristic of this basin for the first phase of stagnation periods (MATTHÄUS, 1995; cf. also Table 3) led in 1999 to the lowest oxygen content since the mid-1980s and the formation of hydrogen sulphide in the near-bottom layers.

The small inflow events in December 1993 and March 1994 transported cold, saline and oxygen-rich water into the central deep basins. The temperatures below 100 m depth in the Gotland Deep decreased from >5 °C in the beginning of the year to 4 - 4.5 °C in May 1994 (cf. Fig. 8). Temperatures by 4 °C are among the lowest values observed in the deep water of the Gotland and Fårö Deeps during the present century (cf. MATTHÄUS et al., 1999b).

The exceptionally high sea surface temperatures in summer 1997 led to an unusual increase in deep water temperatures in late autumn due to a stronger inflow in September and early October. At the end of October 1997, positive temperature anomalies of about 2 K were measured in the Arkona Basin deep water and of 3 - 4 K in the Bornholm Basin deep water (MATTHÄUS et al., 1998b). This inflow of warm (7 - 8 °C), saline (14 - 15) and oxygen-rich water (2 cm³/dm³) was observed at the southern slope of the eastern Gotland Basin in February 1998 (MATTHÄUS et al., 1999b) and reached the Gotland Deep in spring (Fig. 8). As a result, temperature and salinity increased to >7 °C and 12.7,

respectively, in the near-bottom water. The inflow process into the central Baltic was settled in May 1998 (cf. HAGEN, FEISTEL, 2001).

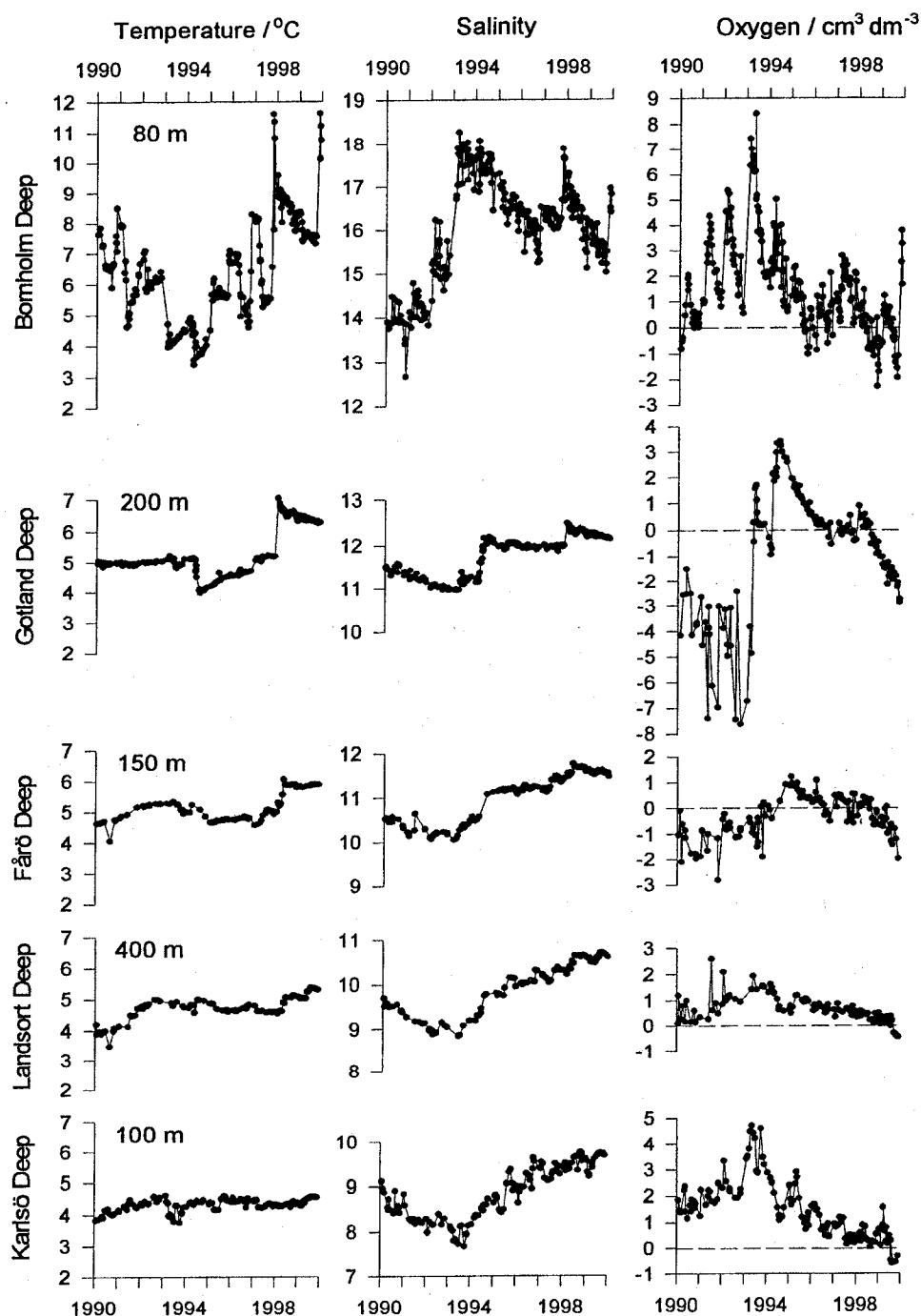


Fig. 8

Variations of temperature, salinity, oxygen and hydrogen sulphide concentrations in the deep water of the central Baltic during the 1990s (H_2S converted into negative oxygen equivalents).

Table 3 Annual means of temperature, salinity and oxygen concentration in the central Baltic deep water during the 1990s (**bold:** maximum values; *italics:* underlined: minimum values)

Temperature (°C)

| Station | Depth/m 1999 | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | |
|-------------------------------|-----------------|-------------|------|------|------|-------------|-------------|------|------|-------------|-------------|
| 213 (Bornholm Deep) | 80 | 6,98 | 5,90 | 6,22 | 4,26 | <u>4,21</u> | 5,85 | 5,95 | 7,32 | 8,53 | 8,04 |
| 271 (Gotland Deep) | 200 | 4,98 | 4,96 | 5,03 | 5,01 | 4,68 | <u>4,43</u> | 4,64 | 5,17 | 6,62 | 6,38 |
| 286 (Fårö Deep) | 150 | <u>4,61</u> | 4,97 | 5,24 | 5,21 | 5,03 | 4,72 | 4,79 | 4,84 | 5,66 | 5,86 |
| 284 (Landsort Deep) | 400 | <u>3,96</u> | 4,41 | 4,86 | 4,83 | 4,86 | 4,74 | 4,70 | 4,66 | 4,88 | 5,17 |
| 245 (Karlsö Deep) | 100 | <u>3,91</u> | 4,27 | 4,44 | 4,15 | 4,41 | 4,39 | 4,45 | 4,35 | 4,33 | 4,47 |

Salinity

| Station | Depth/m | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 |
|-------------------------------|---------|--------------|-------|--------------|--------------|-------|-------|-------|-------|--------------|--------------|
| 213 (Bornholm Deep) | 80 | <u>13,88</u> | 14,19 | 15,26 | 17,66 | 17,43 | 16,61 | 16,01 | 16,52 | 16,38 | 15,79 |
| 271 (Gotland Deep) | 200 | 11,46 | 11,26 | <u>11,04</u> | 11,16 | 11,78 | 12,01 | 11,96 | 11,97 | 12,32 | 12,21 |
| 286 (Fårö Deep) | 150 | 10,48 | 10,32 | <u>10,18</u> | 10,33 | 10,75 | 11,17 | 11,23 | 11,32 | 11,62 | 11,57 |
| 284 (Landsort Deep) | 400 | 9,51 | 9,18 | <u>8,99</u> | 9,04 | 9,49 | 9,94 | 10,09 | 10,22 | 10,50 | 10,58 |
| 245 (Karlsö Deep) | 100 | 8,65 | 8,34 | 8,22 | <u>7,95</u> | 8,45 | 8,82 | 9,11 | 9,33 | 9,51 | 9,57 |

Oxygen concentration (cm³/dm³; H₂S converted into negative oxygen equivalents)

| Station | Depth/m | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 |
|-------------------------------|---------|-------|--------------|--------------|-------------|-------------|-------------|------|-------|--------------|-------------|
| 213 (Bornholm Deep) | 80 | 0,54 | 2,26 | 2,90 | 4,81 | 2,43 | 0,76 | 0,54 | 1,34 | <u>-0,20</u> | 0,29 |
| 271 (Gotland Deep) | 200 | -3,10 | -4,54 | <u>-4,63</u> | -0,61 | 2,03 | 1,26 | 0,20 | -0,03 | 0,02 | -1,68 |
| 286 (Fårö Deep) | 150 | -1,26 | <u>-1,56</u> | -0,74 | -0,73 | 0,17 | 0,70 | 0,16 | 0,14 | -0,03 | -0,78 |
| 284 (Landsort Deep) | 400 | 0,47 | 0,87 | 1,17 | 1,58 | 1,12 | 0,92 | 0,69 | 0,60 | 0,37 | <u>0,15</u> |
| 245 (Karlsö Deep) | 100 | 1,69 | 1,95 | 2,33 | 3,79 | 1,88 | 1,72 | 1,09 | 0,66 | 0,43 | <u>0,32</u> |

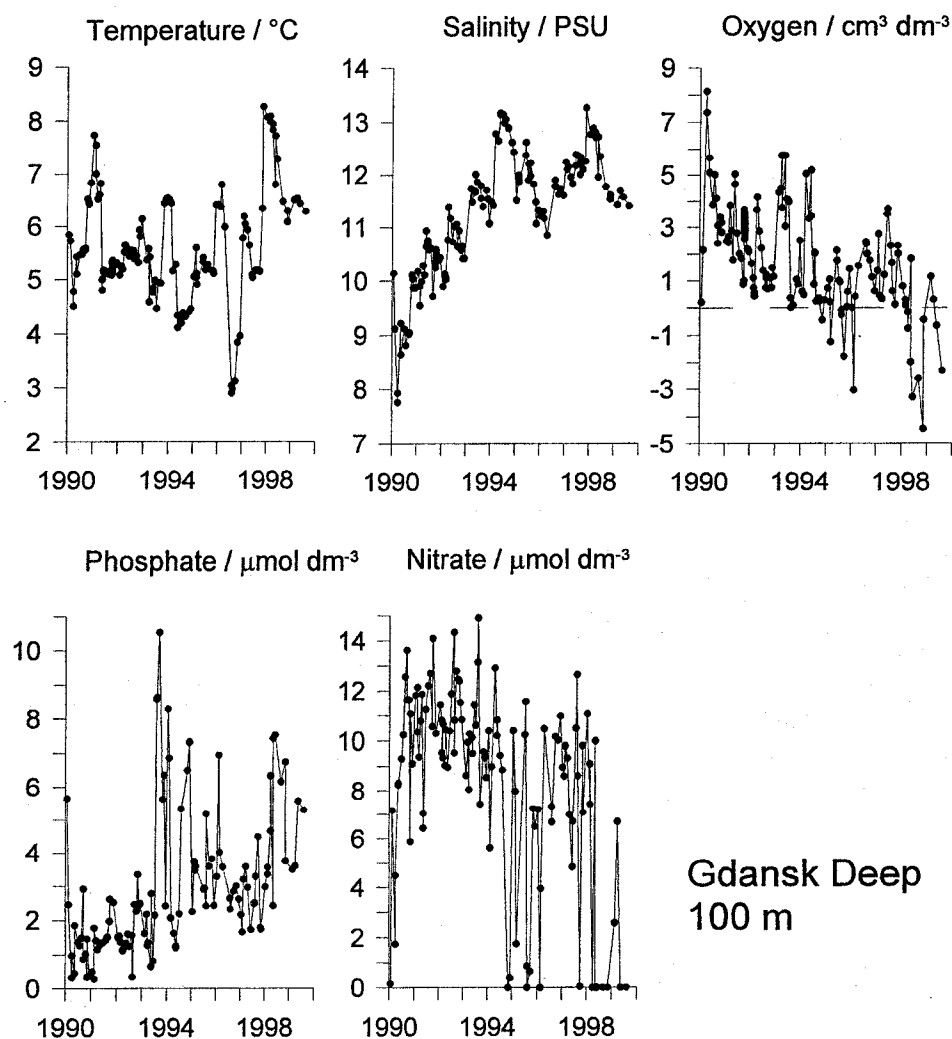


Fig. 9

Variations of temperature, salinity, oxygen and hydrogen sulphide, phosphate and nitrate concentrations in the deep water of the Gdansk Deep (Stat. 233) during the 1990s (H_2S converted into negative oxygen equivalents; data from IMGW Gdynia, IMGW [1999] and BSRI).

The inflows across the sills into the Baltic during 1998 did not affect significantly the central Baltic deep water, and, therefore, temperatures and salinities decreased again (Fig. 8). From July 1998 onward, the deep water of the eastern Gotland Basin became anoxic between 130 m depth and bottom and, in 1999, the areas of both oxygen deficiency and anoxic conditions reached their largest extent since 1993 (cf. Fig. 10).

The inflow of warm, saline and oxygen-rich water into the Baltic in 1997 led to the highest annual means in temperature and salinity in the deep water of almost all regions of the central Baltic in 1998/1999 compared with the annual means of the 1990s (Table 3). The annual means in oxygen concentration, however, reached the lowest values since 1993 in the deep water of the eastern Gotland

Basin (Stats. 271, 286), and since the mid-1980s in the western Gotland Basin deep water (Stats. 284, 245). For the first time, the annual mean of oxygen content became negative in the 80 m level of the Bornholm Deep in 1998 (Table 3).

Although there is a mean increase in salinity in the whole central Baltic deep water, oxygen concentrations/oxygen equivalents show a mean decrease since 1994 (cf. Fig. 8 and Table 3).

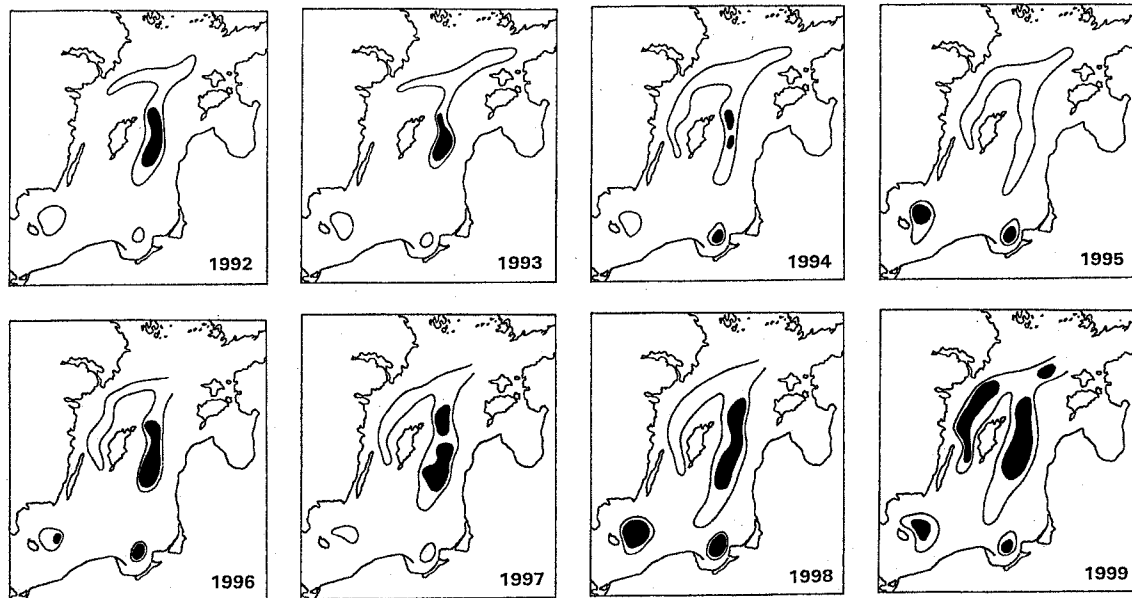


Fig. 10
Annual maximum extent of oxygen deficiency ($\leq 2 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$) and hydrogen sulphide (black areas) in the deep basins of the central Baltic between 1992 and 1999.

5.3 The nutrient situation in the deep water during the 1990s

The nutrient situation in the deep basins is mainly characterized by the major salt water inflow in January 1993, the smaller inflow events in December 1993 and March 1994 and the subsequent stagnation period which, however, showed several peculiarities.

The Bornholm Basin as the most western of the deeper basins is subject to relatively frequent renewals. Before the major Baltic inflow in 1993, saline and oxygen-rich water already penetrated into the Bornholm Basin (Stat. 213). Anoxic conditions prevailed only in 1990 (Fig. 8). The deep water was oxic nearly throughout the whole first half of the 1990s which is documented also in nutrient conditions (Fig. 11).

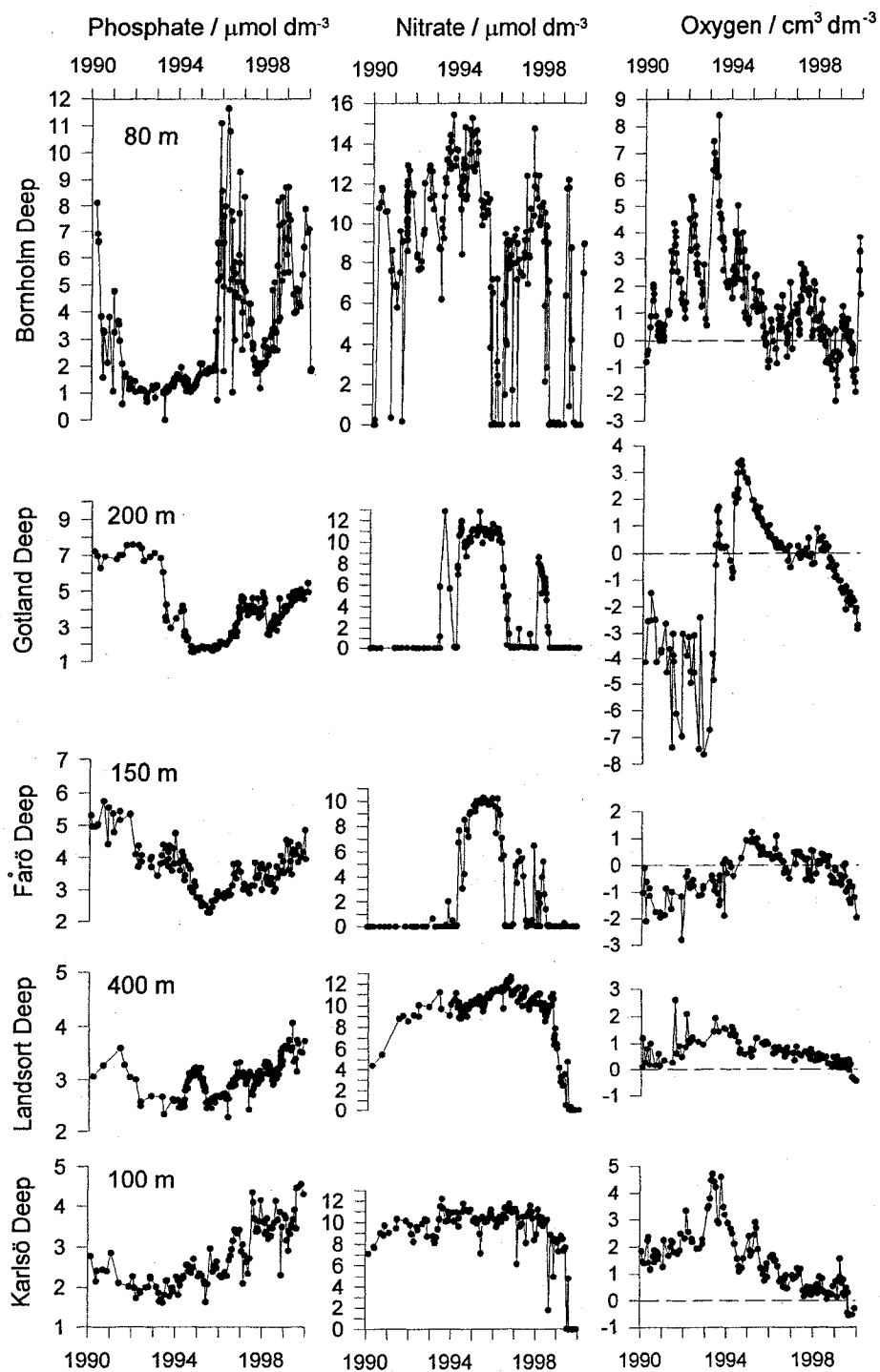


Fig. 11

Variations of phosphate, nitrate, oxygen and hydrogen sulphide concentrations in the deep water of the central Baltic during the 1990s (H_2S converted into negative oxygen equivalents).

In the presence of oxygen, phosphate is partly bound in the sediment and onto sedimented particles as iron-III-hydroxphosphate complexes, resulting in phosphate concentrations of only 1 - 2 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ (Fig. 11 and Table 4). If the redox status changes this complex is reduced by hydrogen sulphide. Phosphate and iron-II-ions are liberated. This is manifested as an increase of their contents in the near-bottom water, especially in 1996 in the Bornholm Basin with an annual mean of 7.1 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ (Table 4), but also in 1998. Areas with relatively frequent variations in the redox regime, like the Bornholm Basin, are characterized by an intensive phosphate accumulation under the presence of hydrogen sulphide, e. g. phosphate concentrations rise up to around 12 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ (Fig. 11).

Inorganic nitrogen compounds are also strongly influenced by the presence or absence of oxygen and hydrogen sulphide, respectively. Under oxic conditions, inorganic nitrogen compounds are present nearly exclusively in the oxidized form as nitrate. Under anoxic conditions, the available nitrate is denitrified to dinitrogen gas. On the other hand, ammonium, which is liberated due to mineralization processes, can not be oxidized. As a result, ammonium is enriched and nitrate vanishes as e. g. in 1996 and 1998 in the Bornholm Basin (Table 4).

The situation in the Gdansk Deep (Stat. 233) is very similar due to inflows from the Bornholm Basin via the Stolpe Channel. There is also evidence that vertical mixing down to the bottom can occur occasionally. Consequently, mainly oxic conditions with low phosphate concentrations of 1 - 2 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ and nitrate values of 10 - 14 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ were observed throughout the first half of the 1990s (Fig. 9). From the end of 1994 onward, anoxic situations appeared repeatedly interrupted by oxic phases. Correspondingly to the redox regime, nutrients fluctuated as described for the Bornholm Basin (Fig. 9).

The water renewal during the first half of the 1990s and the subsequent development of a new stagnation period can be recognized most distinctly by the variations of nutrient concentrations in the eastern Gotland Basin (Stats. 271, 286). At the end of the 16 year stagnation period in 1992 high hydrogen sulphide concentrations up to $-8 \text{ cm}^3\text{O}_2/\text{dm}^3$, in the near-bottom layer up to $-10 \text{ cm}^3\text{O}_2/\text{dm}^3$, were measured with a high degree of variability. The nutrient situation is characterized by the absence of nitrate and nitrite (Fig. 11) and a considerable enrichment of ammonium up to 40 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ (NEHRING et al., 1995a).

In general, an intensive phosphate accumulation occurs at the beginning of stagnation periods. Thus, the phosphate content increased in the Gotland Deep from 2 to 6 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ between 1977 and 1979. Thereafter, the concentrations are fluctuating around an average. The phosphate reserves seemed to be exhausted in 1979 and the further increase in hydrogen sulphide concentrations did not result in a further liberation of phosphate.

In 1993, the nutrient distribution reacted distinctly to the changes in the redox regime in the eastern Gotland Basin despite the impact of the January event remained small in the central Baltic. Ammonium is decreasing strongly and was not detectable in June and August 1993. Nitrate concentrations increased and the amount of phosphate was reduced (NEHRING et al., 1994b). But, the layer below 200 m depth became anoxic again in November 1993. Only the smaller inflows at the end of 1993/beginning of 1994 resulted in a longer improvement of the oxic situation in the Gotland Deep due to their fast penetration into the eastern Gotland Basin. As a result, lowest annual means in phosphate and ammonium concentrations but highest nitrate concentrations were observed in 1995 (Table 4) before the new stagnation had started. During the years of 1996, 1997 and 1998, the anoxic conditions were interrupted every winter and spring by the occurrence of low oxygen concentrations. The nutrient distribution reacted as described (MATTHÄUS et al., 1999b). From the middle of 1998 onwards, permanent anoxic conditions prevailed.

Table 4 Annual means of inorganic nutrient concentrations in the central Baltic deep water during the 1990s (bold: maximum values; italics, underlined: minimum values)

| Phosphate ($\mu\text{mol}/\text{dm}^3$) | | | | | | | | | | | |
|---|---------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|
| Station | Depth/m | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 |
| 213 (Bornholm Deep) | 80 | 3.10 | 1.85 | <u>1.06</u> | 1.24 | 1.46 | 3.44 | 7.71 | 2.66 | 5.10 | 4.86 |
| 271 (Gotland Deep) | 200 | 6.42 | 7.21 | 7.15 | 4.61 | 2.49 | <u>1.86</u> | 2.81 | 4.47 | 3.48 | 3.75 |
| 286 (Fårö Deep) | 150 | 4.85 | 5.19 | 4.16 | 4.03 | 3.62 | <u>2.65</u> | 3.04 | 3.40 | 3.44 | 4.16 |
| 284 (Landsort Deep) | 400 | (1.32) | (3.13) | 2.69 | <u>2.64</u> | 2.79 | 2.73 | 2.94 | 2.97 | 3.19 | 3.62 |
| 245 (Karlsö Deep) | 100 | 1.98 | (2.11) | 2.06 | <u>1.90</u> | 2.37 | 2.34 | 2.79 | 3.23 | 3.53 | 3.79 |
| Nitrate ($\mu\text{mol}/\text{dm}^3$) | | | | | | | | | | | |
| Station | Depth/m | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 |
| 213 (Bornholm Deep) | 80 | 8.1 | 9.1 | 9.7 | 11.2 | 12.9 | 6.9 | 3.5 | 10.2 | <u>2.9</u> | 4.3 |
| 271 (Gotland Deep) | 200 | <u>0.0</u> | <u>0.0</u> | <u>0.0</u> | 3.7 | 6.1 | 11.2 | 6.6 | 0.5 | 3.6 | <u>0.0</u> |
| 286 (Fårö Deep) | 150 | <u>0.0</u> | <u>0.0</u> | <u>0.0</u> | 0.1 | 4.0 | 9.6 | 6.5 | 2.4 | 1.1 | <u>0.0</u> |
| 284 (Landsort Deep) | 400 | (1.1) | (8.9) | 10.1 | 10.3 | 9.4 | 9.9 | 11.6 | 11.2 | 9.2 | <u>1.5</u> |
| 245 (Karlsö Deep) | 100 | 7.9 | (9.4) | 9.1 | 9.1 | 10.2 | 9.8 | 10.3 | 10.6 | 9.3 | <u>4.8</u> |
| Ammonium ($\mu\text{mol}/\text{dm}^3$) | | | | | | | | | | | |
| Station | Depth/m | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 |
| 213 (Bornholm Deep) | 80 | 2.9 | <u>0.2</u> | <u>0.2</u> | <u>0.2</u> | 0.3 | 3.7 | 7.6 | <u>0.2</u> | 4.9 | 3.9 |
| 271 (Gotland Deep) | 200 | 23.2 | 16.6 | 26.7 | 12.6 | 5.2 | <u>0.1</u> | 1.0 | 3.5 | 1.7 | 9.0 |
| 286 (Fårö Deep) | 150 | | | | | | | 2.2 | 1.8 | <u>1.7</u> | 5.1 |
| 284 (Landsort Deep) | 400 | (0.5) | (0.1) | 0.3 | 0.3 | 0.4 | <u>0.2</u> | 0.3 | <u>0.2</u> | <u>0.2</u> | 0.9 |
| 245 (Karlsö Deep) | 100 | <u>0.1</u> | – | 0.3 | 0.2 | <u>0.1</u> | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 1.7 |

The development in the Fårö Deep (Stat. 286) can be compared with the Gotland Deep, but the processes are delayed and reduced in their intensity due to the sill between the two basins. On the one hand, hydrogen sulphide concentrations were much lower at the end of the previous stagnation period, the increase in oxygen after the water renewal was more moderate, on the other. The most favourable situation was found in 1994/1995 as in the whole Baltic proper. At that time highest nitrate and lowest phosphate concentrations were measured (Fig. 11). Thereafter, the stabilization of the stagnation period started characterized by increasing phosphate and ammonium concentrations and nitrate depletion, initially interrupted by small oxygen pulses.

In the western Gotland Basin (cf. Landsort and Karlsö Deeps in Fig. 11), nitrate concentrations were stable over a longer period with around $10 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$. At the end of 1998, oxygen conditions have depleted so far that denitrification could take place (GOERING, 1968) resulting in a decrease in nitrate which is clearly marked in 1999. In 1999, the highest ammonium concentrations were measured (Table 4). The increase in phosphate concentrations, especially in the Landsort Deep, is lower compared to the eastern Gotland Basin, probably due to the different structure of the sea floor.

6. Discussion

There are similarities between the current stagnation period in the central Baltic deep water and the stagnation 1977 - 1992. The maximum extent in oxygen deficiency and anoxic conditions occurred during both periods about 5 - 7 years after the major inflow event, i.e. 1982/1983 during the previous stagnation (cf. NEHRING, FRANCKE, 1983, 1985; MATTHÄUS, 1990) and 1999/2000 during the present stagnation period (cf. Fig. 10). After 1982/1983, an increase in oxygen concentration started in the western Gotland Basin deep water (MATTHÄUS, 1995). That is assumed to be caused by both increased vertical exchange due to decreasing stability of the water column and the effects of smaller inflows. The water of such inflows propagates along the main transport route (cf. Fig. 6) and can pass relatively quickly the eastern Gotland Basin at intermediate levels below the halocline. Due to the density it can penetrate up to the near-bottom layers of the western Gotland Basin.

Since the mid-1970s, the frequency and intensity of major Baltic inflows have decreased (SCHINKE, MATTHÄUS, 1998). If this decrease and, thus, the present stagnation in the central Baltic should continue, a further increase in hydrogen sulphide concentration in the deep water of the eastern Gotland Basin will occur, on the one hand. On the other, an increase in oxygen concentration can be expected in the deep water of the western Gotland Basin starting within the next few years.

The annual mean salinity of the Bornholm Basin deep water decreased by about 2 since 1993 only interrupted in 1997 and reached the lowest annual mean in 1999 so far (cf. Table 3). During 1999, salinity decreased by 1 until November. Therefore, the inflow caused by the gales at the end of November and the hurricane on 3/4 December 1999 (cf. Figs. 3 and 4B) had only significant effects in the Bornholm Basin. Since January 2000, salinity again decreased below the halocline of the Bornholm Basin and changes of the anoxic conditions in the central Baltic deep water are not to be expected during the summer of 2000.

The concentration of the inorganic nutrients phosphate and nitrate in the mixed winter surface layer did not show clear tendencies since 1995. But, comparing the periods 1990 - 1994 and 1995 - 1999 differences are obvious. As far as phosphate is concerned a distinct decrease can be identified, especially in most of coastal regions but also in the open central Baltic (cf. Fig. 5A). Measures undertaken to reduce inputs from point sources in the catchment area seem to be effective. However, point sources lose gradually their dominance due to the high elimination standards for phosphate of most of the present waste water treatment plants. Thus, diffuse sources become more important and

phosphorus load will be coupled more to riverine input as it is already the case for nitrogen. Consequently, a further decrease in phosphate concentrations in short time scales is at least questionable.

Due to the high percentage of nitrogen load from diffuse sources a decrease in nitrate concentrations could not be identified between the two mentioned periods of the 1990s (cf. Fig. 5B). Atmospheric input and intensive blooms of nitrogen fixing cyanobacteria has to be taken into account.

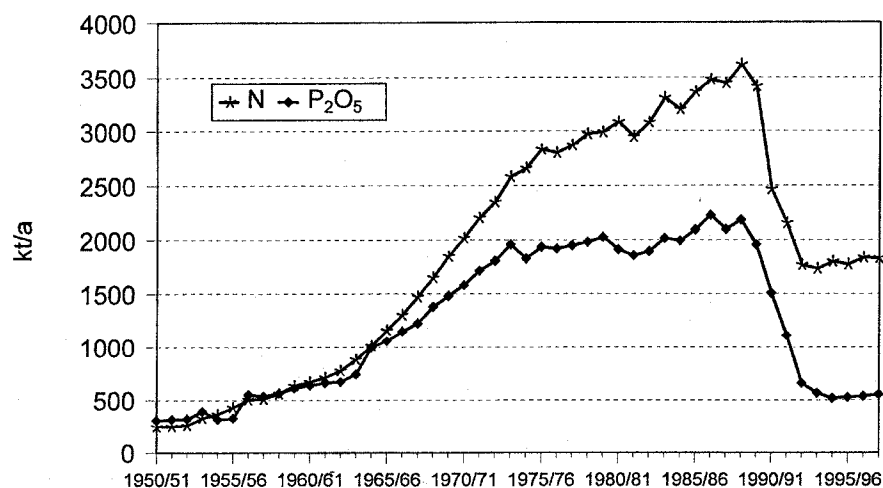


Fig.12

Use of synthetic phosphorus (P_2O_5) and nitrogen fertilizers (N) in the drainage area of the Baltic Sea (data from FAO, 1952 – 1998).

Mainly caused by the great economic changes in the Baltic Republics, Poland and Russia, drastic reduction in fertilizer consumption started at the beginning of the last decade (Fig. 12). Despite the application of phosphorus and nitrogen fertilizers remained on the lower level since then (Fig. 12) the storage capacity of the soils seems to be still sufficient to supply the sea with considerable amounts of nutrients. Due to the increasing importance of non-point sources (agriculture), also for phosphorus, the most promising approach will be the reduction of fertilizer application to a level which meets only the most essential requirements of the plants. Even under these conditions, longer periods of time are necessary to achieve a further sustainable improvement of the nutrient situation responsible for the eutrophication process.

Acknowledgements

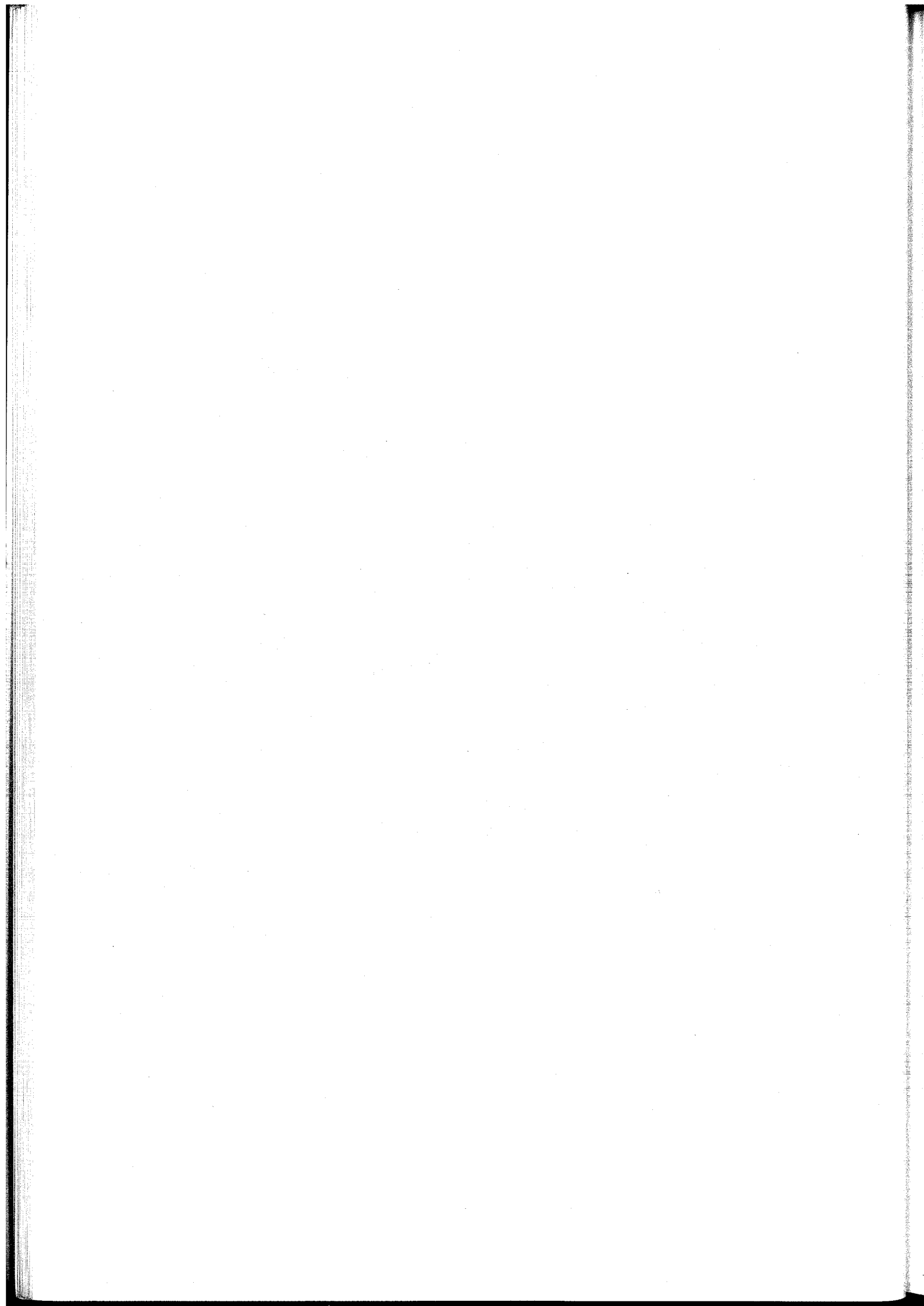
The authors are grateful to both their colleagues at BSRI Warnemünde and the masters and crews of r/v "A. v. Humboldt" and r/v "Alkor" for supporting the monitoring activities in 1999. They especially thank GERD SCHENKEL who was in charge of the technical organization and realization of the cruises. We are grateful to BARRY BROMAN, Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) Norrköping, for making sea level data at Landsort available. The authors would like to thank JAN SZARON, SMHI Oceanographical Laboratory Göteborg, for providing oceanographic data for selected stations extracted from SMHI's Swedish

Ocean Archive (SHARK) and collected under the Swedish National Marine Monitoring Programme. They also thank the Maritime Branch of the Institute of Meteorology and Water Management (IMGW) in Gdynia for making available hydrographic observations of the Bornholm and Gdansk Deeps (cf. also IMGW, 1999). Long-term air temperature data of Warnemünde weather station were used by courtesy of Dr. REINER TIESEL. Wind data of Arkona and Warnemünde weather stations were provided by the German Weather Service.

References

- BACHOR, A., 1996: Nährstoffeinträge aus Mecklenburg-Vorpommern in die Ostsee 1990-1995. *Wasser & Boden*, **48**, 33-36.
- DWD, 1999: WitterungsReport Daten. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 1, No. 1-13.
- FAO, 1952 – 1998: Yearbooks Fertilizer. FAO Statistics Series.
- FISCHER, H., MATTHÄUS, W., 1996: The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. *J. Mar. Syst.* **9**, 137-157.
- GOERING, J. J., 1968: Denitrification in the oxygen minimum zone of the eastern tropical North Pacific. *Deep Sea Res.*, **15**, 157-164.
- HAGEN, E., FEISTEL, R., 2001: Deep water changes in the Baltic Sea in winter 1997/98. *Cont. Shelf Res.* (in press).
- HELCOM, 1993: The Baltic Sea joint comprehensive environmental action plan. *Baltic Sea Environ. Proc.*, **49**, 1-58.
- HELCOM, 1997: Airborne pollution load to the Baltic Sea 1991-1995. *Baltic Sea Environ. Proc.*, **69**, 1-55.
- HELCOM, 1999: Manual for marine monitoring in the COMBINE programme of HELCOM. Baltic Marine Environment Protection Commission, Helsinki. Updated 1999: Internet: <http://www.helcom.fi/ec.html>.
- HELCOM, 2001: Fourth periodic assessment of the state of the environment of the Baltic Marine Area, 1994-1998; Background Document – *Baltic Sea Environ. Proc.*, **82 B** (in press).
- IMGW, 1999: Monitoring cruise reports. Inst. Meteorol. Water Managem., Marit. Branch, Gdynia.
- JAKOBSEN, F., 1995: The major inflow to the Baltic Sea during January 1993. *J. Mar. Syst.* **6**, 227-240.
- KRÜGER, S., 1997: Meeresmeßtechnik im Institut für Ostseeforschung Warnemünde. Deutsche Gesellschaft für Meeresforschung, DGM-Mitteilungen, No. 3, 23-29.
- KRÜGER, S., ROEDER, W., WLOST, K.-P., KOCH, M., KÄMMERER, H., 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.
- LUNDQVIST, J.-E., BERGQUIST, I., 2000: A summary of the ice season and icebreaking activities 1998/99. SMHI-Sjöfartsverket, Norrköping, 1-47.
- MATTHÄUS, W. 1990: Langzeittrends und Veränderungen ozeanologischer Parameter während der gegenwärtigen Stagnationsperiode im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **28**, 3, 25-34.
- MATTHÄUS, W. 1994: Auswirkungen der Salzeinströme 1993/1994 auf die ozeanographischen Bedingungen in der zentralen Ostsee. *Inf. Fischwirtsch.*, Hamburg, **41**, 142-147.
- MATTHÄUS, W. 1995: Natural variability and human impacts reflected in long-term changes in the Baltic deep water conditions - a brief review. *Dt. Hydrogr. Z.*, **47**, 47-65.
- MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., 1995: The recent salt inflow into the Baltic Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 280-286.
- MATTHÄUS, W., NEHRING, D., LASS, H.-U., NAUSCH, G., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1997: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1996. *Mar. Sci. Rep./Meereswiss. Ber.*, Warnemünde, **24**, 1-49.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1998a: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1997. *Mar. Sci. Rep./Meereswiss. Ber.*, Warnemünde, **29**, 1-65.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1998b: The Baltic Sea in 1997 – Impacts of the extremely warm summer and of the exceptional Oder flood. *Dt. Hydrogr. Z.*, **50**, 47-69.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1999a: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1998. *Mar. Sci. Rep./Meereswiss. Ber.*, Warnemünde, **35**, 1-69.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1999b: The Baltic Sea in 1998 – Characteristic features of the current stagnation period, nutrient conditions in the surface layer and exceptionally high deep water temperatures. *Dt. Hydrogr. Z.*, **51**, 67-84.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 2000: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1999. *Mar. Sci. Rep./Meereswiss. Ber.*, Warnemünde, **39**, 1-73.
- MEYER, H., LAMPE, R., 1999: The restricted buffer capacity of a south Baltic estuary – the Oder estuary. *Limnologica*, **29**, 242-248.

- NAUSCH, G., NEHRING, D., 1996: Baltic proper, Hydrochemistry. In: Third periodic assessment of the state of the marine environment of the Baltic Sea, 1989–1993; Background Document. *Baltic Sea Environ. Proc.*, **64B**, 80-85.
- NAUSCH, G., SCHLUNGBAUM, G., 1995: Nährstoffdynamik in einem flachen Brackwassersystem (Darß-Zingster Boddengewässer) unter dem Einfluß variierender meteorologischer und hydrographischer Bedingungen. *Bodden*, **2**, 153-164.
- NAUSCH, G., NEHRING, D., ÆRTEBJERG, G., 1999: Anthropogenic nutrient load of the Baltic Sea. *Limnologica*, **29**, 233-241.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1983: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der Ostsee im Jahre 1982. *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **21**, 4, 56-65.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1985: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der Ostsee im Jahre 1983. *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **23**, 4, 7-17.
- NEHRING, D., 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., NAUSCH, G., 1996: Fertilizer consumption in the catchment area and eutrophication of the Baltic Sea. - Baltic Marine Science Conference, Rønne, Denmark, October 22-26, 1996. In: ICES Mar. Sci. Symp. (in press).
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., 1994a: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1993. *Mar. Sci. Rep./Meereswiss. Ber.*, Warnemünde, **7**, 1-68.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., 1994b: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1993. *Dt. Hydrogr. Z.*, **46**, 151-162.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., NAGEL, K., 1995a: The Baltic Sea in 1995 – Beginning of a new stagnation period in its central Baltic deep waters and decreasing nutrient load in its surface layer. *Dt. Hydrogr. Z.* **47**, 319-327.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., NAGEL, K., 1995b: The Baltic Sea 1994 – Consequences of the hot summer and inflow events. *Dt. Hydrogr. Z.*, **47**, 131-144.
- PASTUSZAK, M., NAGEL, K., NAUSCH, G., 1996: Variability in nutrient distribution in the Pomeranian Bight in September 1993. *Oceanologia*, **38**, 195-225.
- SAPEK, A., 1998: Phosphorus cycle in Polish agriculture. In: Sapek, A. (ed.) Phosphorus in agriculture and water quality protection. - Institute of Land Reclamation and Pastures (IMUZ), Falenty 1998, 8-18.
- SCHINKE, H., MATTHÄUS, W., 1998: On the causes of major Baltic inflows – an analysis of long time series. *Cont. Shelf Res.*, **18**, 67-97.
- SMHI, 1999: Flow through the Sound in 1999. Internet: http://www.smhi.se/hfa_coord/BOOS/inflow99_x.html (x = 1-4).
- STRÜBING, K., 1999: The ice winter of 1998/99 on the German coasts between Ems and Oder, with a survey of the entire Baltic area. *Dt. Hydrogr. Z.*, **51**, 85-95.
- TONDESKI, A., 1997: Control of nutrient fluxes in large river basins. PhD Thesis. Univ. Linköping, Linköping Studies in Arts and Science, No. 157, 1-87.
- TIESEL, R., 2000: Temperatursummen der Lufttemperaturen an der Wetterstation Warnemünde 1946–1999. Deutscher Wetterdienst, Wetterstation Warnemünde (unpubl.).
- WASMUND, N., VOSS, M., LOCHTE, K., 2000: Annual nitrogen fixation patterns in the Baltic Proper. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* (in press).



Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2000

Wolfgang Matthäus, Günther Nausch, Hans Ulrich Lass, Klaus Nagel und Herbert Siegel

Zusammenfassung

Der Winter 1999/2000 war in der gesamten Ostsee mild, in der südlichen Ostsee extrem mild. Während das Frühjahr überdurchschnittliche Lufttemperaturen aufwies, war der Sommer nur durchschnittlich warm. Der Herbst war dagegen ungewöhnlich mild.

Infolge des milden Winters blieben die Oberflächentemperaturen im Winter und zeitigen Frühjahr um 1 – 1,5 K über den langjährigen Erwartungswerten, was sich auch in den Temperaturen des sommerlichen kalten Zwischenwassers von 3,5 – 4 °C widerspiegelte. Der durchschnittlich warme Sommer führte in der westlichen und zentralen Ostsee lediglich zu Oberflächentemperaturen im Bereich der langjährigen Mittelwerte. Durch die verzögerte Abkühlung des Wassers infolge des ungewöhnlich milden Herbstes kam es zwischen Oktober und Dezember im Oberflächenwasser der westlichen und zentralen Ostsee zu positiven Abweichungen von 2 – 3 K gegenüber den langjährigen Mittelwerten.

Die Temperaturen im Tiefenwasser des Bornholmbeckens wiesen infolge eines Einstroms warmen Wassers im Herbst 1999 positive Abweichungen von im Mittel 2,6 K auf. Der Einstrom von warmem Wasser im Jahre 1997 wirkte sich in der zentralen Ostsee auch im Jahr 2000 noch mit positiven Abweichungen gegenüber dem langjährigen Mittel (1950 – 1998) von 0,7 – 0,8 K (östliches Gotlandbecken) bzw. 0,3 – 0,4 K (westliches Gotlandbecken) aus.

Die Witterungsbedingungen im Winter 1999/2000 und im Jahre 2000 verursachten nur schwache Einstrome über die Schwellen in die Ostsee. Lediglich bei den barotropen Einstromereignissen im Februar und Mitte Dezember 2000 erreichte der Salzgehalt in der gesamten Wassersäule 14 – 15 PSU. Die Auswirkungen der geringen Einstromaktivität machten sich nur im Tiefenwasser des Bornholmbeckens bemerkbar, wo bis Ende Juli und ab Mitte November oxische Bedingungen vorherrschten. Im Jahre 2000 erfolgte kein Salzwassereinbruch.

Die Stagnationsperiode, die 1995 einsetzte, hat sich im Jahre 2000 in allen Tiefenbecken der zentralen Ostsee fortgesetzt. Im östlichen Gotlandbecken wies der Wasserkörper zwischen Meeresgrund und 125 m Tiefe das ganze Jahr hindurch anoxische Bedingungen auf. Zeitweise erstreckte sich zwischen 95 und 125 m Tiefe ein breiter Bereich, in dem niedrige Sauerstoffkonzentrationen mit geringen Mengen von Schwefelwasserstoff häufig wechselten. Auch im Tiefenwasser des westlichen Gotlandbeckens setzte sich der seit 1993 beobachtete Rückgang im Sauerstoffgehalt und die verstärkte Bildung von Schwefelwasserstoff fort. Im Tiefenwasser des Landsorttiefs wurden das ganze Jahr hindurch anoxische Verhältnisse beobachtet. In den Jahren 1999/2000 erreichte der durch Sauerstoffmangel bzw. anoxische Bedingungen gekennzeichnete Bereich des Tiefenwassers der zentralen Ostsee seine größte Ausdehnung seit 16 Jahren.

Die andauernde Stagnationsperiode dokumentiert sich auch in den Nährstoffverhältnissen. Sowohl die Phosphat- als auch die Ammoniumkonzentrationen stiegen im Gotlandtief und im Fårötief weiter an und erreichten der höchsten Messwerte der letzten fünf Jahre. Die seit August 1999 auch im Tiefenwasser des Landsorttiefs permanent auftretenden anoxischen Verhältnisse führten im Jahre 2000 zu einer weiteren Ammonium- und Phosphatzunahme während Nitrat nicht vorhanden war. Lediglich im Bornholmbecken wurden, vor allem in der ersten Jahreshälfte, oxische Verhältnisse beobachtet, die hohe Nitrat- und niedrige Phosphat- und Ammoniumkonzentrationen zur Folge hatten.

Die Nitratkonzentrationen im winterlichen Oberflächenwasser lagen auf einem mit den Vorjahren vergleichbaren Niveau. Seit Anfang der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts ist keine signifikante Veränderung zu beobachten. Die Phosphatkonzentrationen waren im Winter 1999/2000 dagegen hoch. Wie sich bereits 1999 andeutete, hat sich nach einem Rückgang bereits ein neues Gleichgewichtsniveau eingestellt. Die Winterkonzentrationen der offenen Ostsee werden jetzt stark von der Intensität der vertikalen Durchmischung beeinflusst.

Die Konzentrationen partikulären organischen Materials liegen im Oberflächenwasser der offenen Ostsee im Mittel bei ungefähr $25 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ Kohlenstoff bzw. knapp $4 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ Stickstoff, weitgehend unabhängig vom Seegebiet. Aufgrund der Saisonalität der Konzentrationen und zwischenjährlichen Schwankungen ist die Abweichung vom Mittelwert jedoch relativ groß. Das C/N-Verhältnis im partikulären Material ist weitgehend konstant und entspricht etwa dem Redfield-Verhältnis. Demgegenüber zeigen die Konzentrationen gelöster organischer Verbindungen in der offenen Ostsee einen deutlichen Gradienten mit hohen Konzentrationen in den östlichen Seegebieten und geringeren im Übergangsbereich zur Nordsee. Das C/N-Verhältnis im gelösten organischen Material ist mehr als doppelt so hoch wie es nach dem Redfield-Verhältnis zu erwarten wäre. In Gebieten, die direkt durch größere Flusseinträge beeinflusst werden, können deutlich höhere Konzentrationen organischen Materials beobachtet werden, die bedingt durch saisonale oder zwischenjährliche Unterschiede in den Eintragungsmengen der Flüsse eine große Schwankungsbreite besitzen.

1. Einleitung

Die Einschätzung des hydrographisch-chemischen Zustandes der Ostsee im Jahre 2000 erfolgte im wesentlichen auf der Grundlage des Ostsee-Überwachungsprogramms, das das *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.

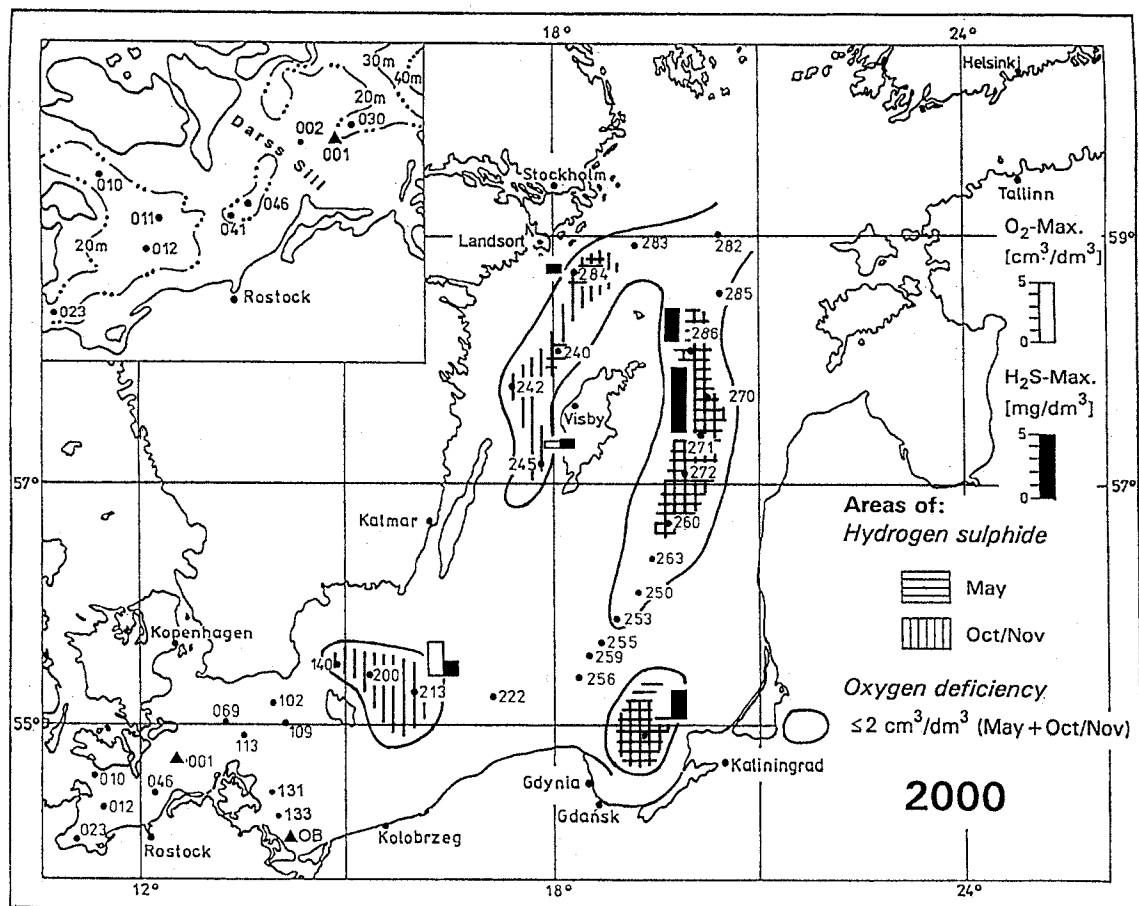


Abb. 1

Stationskarte (\blacktriangle MARNET-Stationen) und Gebiete mit Sauerstoffmangel und Schwefelwasserstoff in der grundnahen Wasserschicht der Ostsee sowie maximale Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffkonzentrationen an ausgewählten Stationen (Histogramme) im Jahre 2000

Im Jahre 2000 wurden fünf Monitoring-Fahrten durchgeführt, die alle vier Jahreszeiten und sowie zusätzliche Beobachtungen im März/April umfaßten. Die Zustandseinschätzung basiert auf Umwelt-Daten, die im Rahmen der Umweltüberwachung und bei Forschungsarbeiten des IOW

gewonnen wurden. Sie wurde anhand von Beobachtungen der Forschungseinrichtungen der Ostseeanliegerstaaten, insbesondere des *Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Instituts* (SMHI), des *Finnischen Instituts für Meeresforschung* (FIMR), der maritimen Abteilung des polnischen *Instituts für Meteorologie und Wasserwirtschaft* (IMGW) und des dänischen *Nationalen Umwelt Forschungsinstituts* (NERI) komplettiert. Die Lage der beprobten Stationen, soweit sie für die nachfolgenden Auswertungen verwendet wurden, sind der Abb. 1 zu entnehmen. Die internationale Zuordnung dieser Stationen ist bei MATTHÄUS et al. (1999a) zusammengestellt.

Grundlage des hydrographisch-chemischen Standard-Messprogramms, das mit den Forschungsschiffen "A.v.Humboldt" und "Professor Albrecht Penck" durchgeführt wurde, sind die Richtlinien für die Überwachung der Ostsee im Rahmen des COMBINE-Programms der HELCOM (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 zwei autonomen Stationen des deutschen Umweltüberwachungs-Messnetzes MARNET in der westlichen Ostsee ergänzt, die im Gebiet der Darßer Schwelle (Messplattform; Stat. 001) und in der Pommerschen Bucht (Messboje; Stat. OB "Oder Bank") liegen (vgl. Abb. 1). Neben meteorologischen Parametern werden an diesen Stationen die Wassertemperatur und der Salzgehalt in 6 bzw. 4 Tiefen (Darßer Schwelle) und 2 Tiefen (Oder-Bank) sowie der Sauerstoffgehalt in 2 Tiefen (beide Stationen) registriert. Alle Daten werden als Stundenmittel aus 6 Messungen telemetrisch via Wettersatellit (METEOSAT) an die Datenbank des BSH übertragen (vgl. KRÜGER et al., 1998; KRÜGER, 2000a,b). Angaben über die Strömungsverhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle liefert ein selbstregistrierender 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).

Eine englische Kurzfassung des hydrographisch-chemischen Zustandes der Ostsee im Jahre 2000 ist in MATTHÄUS et al. (2001a) veröffentlicht.

2. Meteorologische Bedingungen

Der Witterungsverlauf des Jahres 2000 wird anhand der meteorologischen Beobachtungen an den Wetterstationen Warnemünde und Arkona des Deutschen Wetterdienstes (DWD) Offenbach sowie an der Messplattform im Gebiet der Darßer Schwelle (Stat. 001) charakterisiert. Tabelle 1 zeigt die für Warnemünde ermittelten Summen der Lufttemperatur, die auch Rückschlüsse auf die Wassertemperaturen in der Oberflächenschicht der zentralen Ostsee gestatten (NEHRING et al., 1990).

Der Winter 1999/2000 war in der gesamten Ostsee mild (FIS, 2000; LUNDQVIST, BERGQUIST, 2001), in der südlichen Ostsee extrem mild (BSH, 2000). Die maximale Eisbedeckung erreichte 95000 km² und blieb auf die inneren Teile der Meerbusen beschränkt (vgl. Abb. 10A). An der Station Warnemünde wurden negative Tagesmitteltemperaturen lediglich im Dezember 1999 und Januar 2000 gemessen. Die berechneten monatlichen Kältesummen lagen weit unterhalb der langjährigen Mittelwerte (Tabelle 1; vgl. auch HEINEMANN, 2000). Die Kältesumme des gesamten Winters erreichte mit 10,7 K (Mittel 1961 – 1990: 123 K) den niedrigsten Wert im vergangenen Jahrhundert (TIESEL, 2001). Das wird auch in den Anomalien der Monatsmittel der Lufttemperatur

an der Wetterstation Arkona reflektiert. Während der November 1999 mit +0,1 K im langjährigen Mittel lag (vgl. MATTHÄUS et al., 2000), waren die Monate Dezember 1999 bis März 2000 um 0,8 – 3,3 K zu warm (Tabelle 2).

Tabelle 1 Temperatursummen der Lufttemperatur an der Wetterstation Warnemünde (TIESEL, 2001); mittlere Temperatursummen 1961 bis 1990 in Klammern

| | Kältesummen ¹⁾ (K) | | Wärmesummen ²⁾ (K) | |
|--------------------|-------------------------------|---------|-------------------------------|---------------|
| | | | April 2000 | 12,2 (0,3) |
| Nov. 1999 | 0 | (2,5) | Mai 2000 | 6,6 (5,2) |
| Dez. 1999 | 1,7 | (26,5) | Juni 2000 | 47,2 (19,2) |
| Jan. 2000 | 9,0 | (50,2) | Juli 2000 | 15,9 (41,6) |
| Feb. 2000 | 0 | (32,7) | Aug. 2000 | 40,4 (38,2) |
| März 2000 | 0 | (10,7) | Sep. 2000 | 4,4 (7,7) |
| April 2000 | 0 | (0,04) | Okt. 2000 | 0 (0,5) |
| Σ 1999/2000 | 10,7 | (123,0) | Σ 2000 | 126,7 (112,7) |

¹⁾ Summe der negativen Tagesmitteltemperaturen

²⁾ Summe der Tagesmitteltemperaturen minus 16 für alle Tage mit Mitteltemperaturen über 16 °C

Tabelle 2 Anomalien der monatlichen Mitteltemperaturen der Luft (ΔT_L) sowie prozentualer Anteil der monatlichen Sonnenscheindauer (SD) und Niederschlagshöhe (NH) an der Wetterstation Arkona im Jahre 2000 bezogen auf die Mittelwerte des Zeitraumes 1961 bis 1990 (DWD, 2000)

| Monat | ΔT_L (K) | SD (%) | NH (%) |
|-----------|------------------|--------|--------|
| Januar | 2,0 | 184 | 120 |
| Februar | 3,3 | 123 | 104 |
| März | 1,7 | 106 | 121 |
| April | 2,6 | 129 | 47 |
| Mai | 2,6 | 126 | 122 |
| Juni | 0,4 | 88 | 142 |
| Juli | -1,1 | 73 | 37 |
| August | -0,1 | 95 | 53 |
| September | 0,5 | 107 | 104 |
| Oktober | 1,8 | 84 | 75 |
| November | 1,8 | 124 | 65 |
| Dezember | 2,0 | 97 | 68 |
| Mittel | 1,5 | 111 | 88 |

Das Frühjahr war überdurchschnittlich warm. Die Lufttemperaturen an der Station Arkona lagen im April und Mai mit +2,6 K erheblich über den langjährigen Mittelwerten (Tabelle 2), wobei der April im Vergleich zum langjährigen Mittel extrem warm war (Tabelle 1).

Der Sommer erreichte insgesamt durchschnittliche Temperaturen, wobei der Juni zu warm war und der Juli deutlich unter dem langjährigen Mittel lag (Tabellen 1 und 2). Die Monate Oktober bis Dezember waren mit positiven Anomalien von 1,8 – 2,0 K ungewöhnlich mild. Insgesamt ergibt sich infolge des milden Winters, des durchschnittlich warmen Sommers und des sehr milden Herbstes im Jahresmittel 2000 eine positive Abweichung von 1,5 K im Bereich der südlichen Ostsee (Tabelle 2).

Die Anomalien der monatlichen Mitteltemperaturen der Luft an der Wetterstation Arkona erreichten im April, Mai, November und Dezember 2000 mit 1,8 – 2,6 K (vgl. Tabelle 2) die größten positiven Abweichungen der 10 Jahre 1991 – 2000 (vgl. DWD, 1991, 1992-1998, 1999, 2000). Auch die Anomalie im Oktober liegt nur geringfügig unter dem Höchstwert. Die Abweichung von +1,5 K im Jahresmittel ist der höchste Wert der vergangenen 10 Jahre.

Das Jahresmittel der Sonnenscheindauer an der Station Arkona lag etwas oberhalb der langjährigen Normalwerte. Insbesondere der Januar, aber auch die Monate Februar, April, Mai und November waren überdurchschnittlich sonnenscheinreich. Die Monate Juni, Juli und Oktober blieben deutlich unter den Mittelwerten (Tabelle 2).

Das Jahr 2000 war im Bereich der südlichen Ostsee deutlich zu trocken (Tabelle 2). Höhere Niederschlagsmengen wurden an der Station Arkona vor allem im 1. Halbjahr beobachtet, wobei der Juni mit 142 % der niederschlagreichste Monat des gesamten Jahres war. Extrem niederschlagsarm waren die Monate April und Juli, in denen nur etwa 40 – 50 % der normalen Niederschlagsmengen beobachtet wurden. Die 2. Jahreshälfte war niederschlagsarm, in der bis auf den September nur 50 – 75 % des durchschnittlichen Niederschlags fielen.

Im Jahresmittel 2000 entsprach die an der Wetterstation Arkona aus den Stundenmittelwerten berechnete Windgeschwindigkeit etwa dem Mittel des Jahres 1999. Die in Abb. 2A dargestellten Tagesmittel zeigen von Januar bis März mittlere monatliche Windgeschwindigkeiten von ca. 10 m/s. In den übrigen Monaten lagen die Mittelwerte zwischen 5,7 m/s (April) und 7,4 m/s (November). Von April bis Oktober und in der 2. Dezemberhälfte lagen die Tagesmittel häufig unter dem Jahresmittelwert von 7,4 m/s, erreichten aber Ende Juni und Ende Oktober Werte bis 13,6 bzw. 14 m/s (Abb. 2A).

Die Tagesmittel erreichten im Jahre 2000 maximal 19,0 m/s (28. März; Abb. 2A). Die höchsten Windspitzen an der Wetterstation Arkona wurden mit mehr als 30 m/s Ende Januar (35,5 m/s) und Anfang März während länger andauernder starker Stürme aus westlichen Richtungen registriert. Die Häufigkeitsverteilungen von Windrichtung und -geschwindigkeit auf die acht Hauptrichtungen für das gesamte Jahr 2000 (A) und den Monaten September (B), November (C) und Dezember (D) sind in Abb. 3 dargestellt.

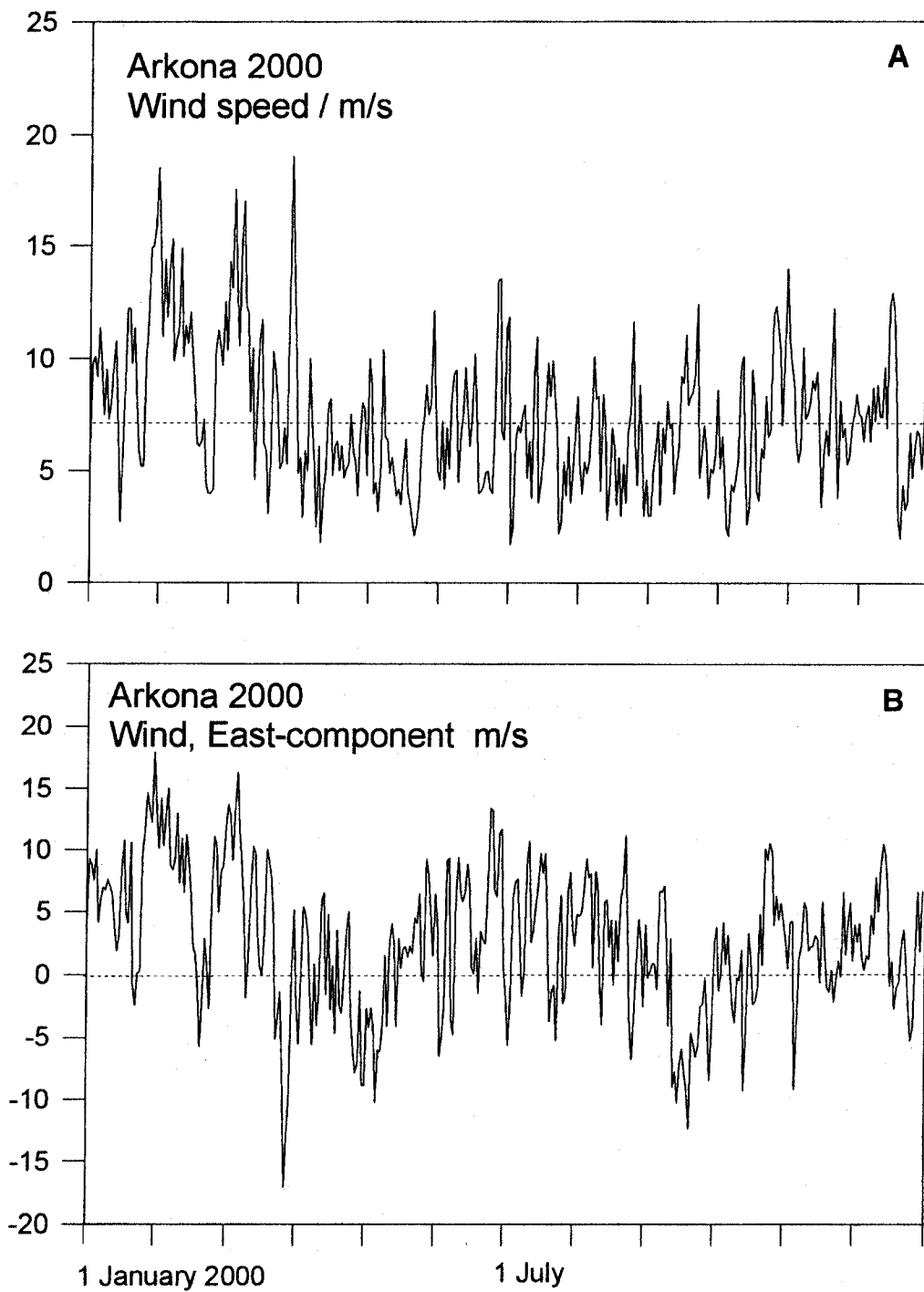


Abb. 2
Tagesmittel der Windgeschwindigkeit an der Wetterstation Arkona im Jahre 2000 (A) und ihrer Ostkomponente (B; Westwind positiv) (nach Daten des DWD)

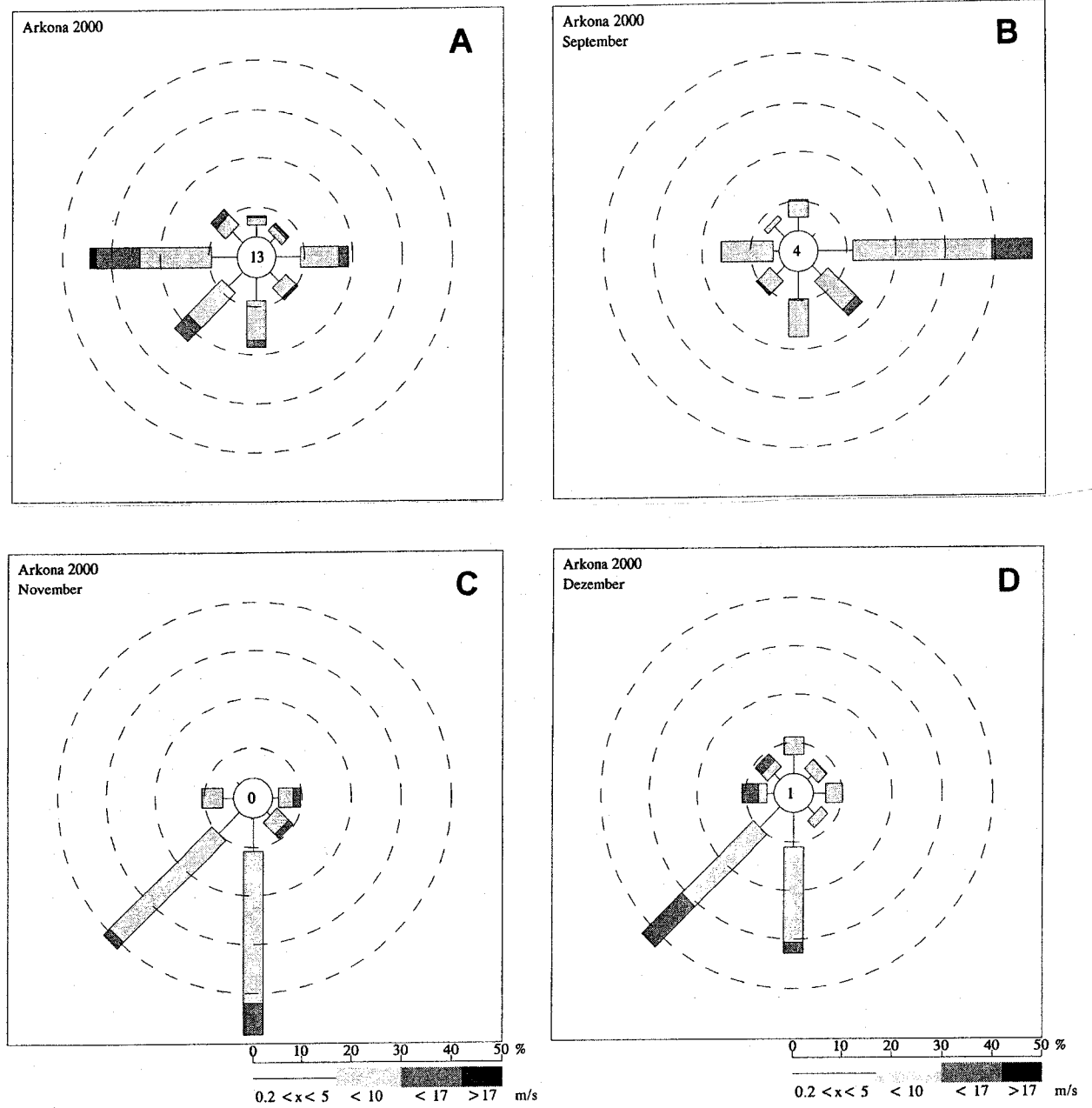


Abb. 3
Verteilung von Windrichtung und -geschwindigkeit an der Wetterstation Arkona im gesamten Jahr 2000 (A) und in den Monaten September (B), November (C) und Dezember 2000 (D) (nach Daten des DWD)

Die markantesten Perioden mit persistenten westlichen Winden traten im Februar und März, zwei kürzere Abschnitte im Oktober und Dezember auf (Abb. 2B). Infolge der überdurchschnittlich hohen Windgeschwindigkeiten, die bereits im Dezember 1999 einsetzten (vgl. MATTHÄUS et al., 2000) und sich bis Ende März 2000 fortsetzten, war die Wasserfüllung der Ostsee bis Ende März fast ständig mehr als 20 cm über Normal und erreichte Mitte Februar und Anfang März zeitweise über +40 cm (Abb. 4). Die Ostwindperiode Ende März (Abb. 2B), während der auch das höchste Tagesmittel der Windgeschwindigkeit erreicht wurde, verursachte einen schnellen Rückgang der Wasserfüllung auf etwa -10 cm in der ersten Aprilhälfte. Bis Anfang Mai ging der Füllungsgrad auf 30 cm unter Normal zurück. Von Mai bis Mitte Juli stieg der Wasserstand auf Grund anhaltender westlicher Winde wieder bis auf +30 cm an und ging dann bis Mitte September auf mittleren Wasserstand zurück. Die anschließend einsetzende, länger anhaltende Ostwindperiode (Abb. 2B, 3B) führte innerhalb von 10 Tagen zu einem Rückgang der Füllung auf -35 cm (Abb. 4). Die ab Oktober verstärkt auftretenden SW- bis südlichen Winde (Abb. 3C,D) führten zu Schwankungen zwischen -30 und +20 cm in der Wasserfüllung der Ostsee.

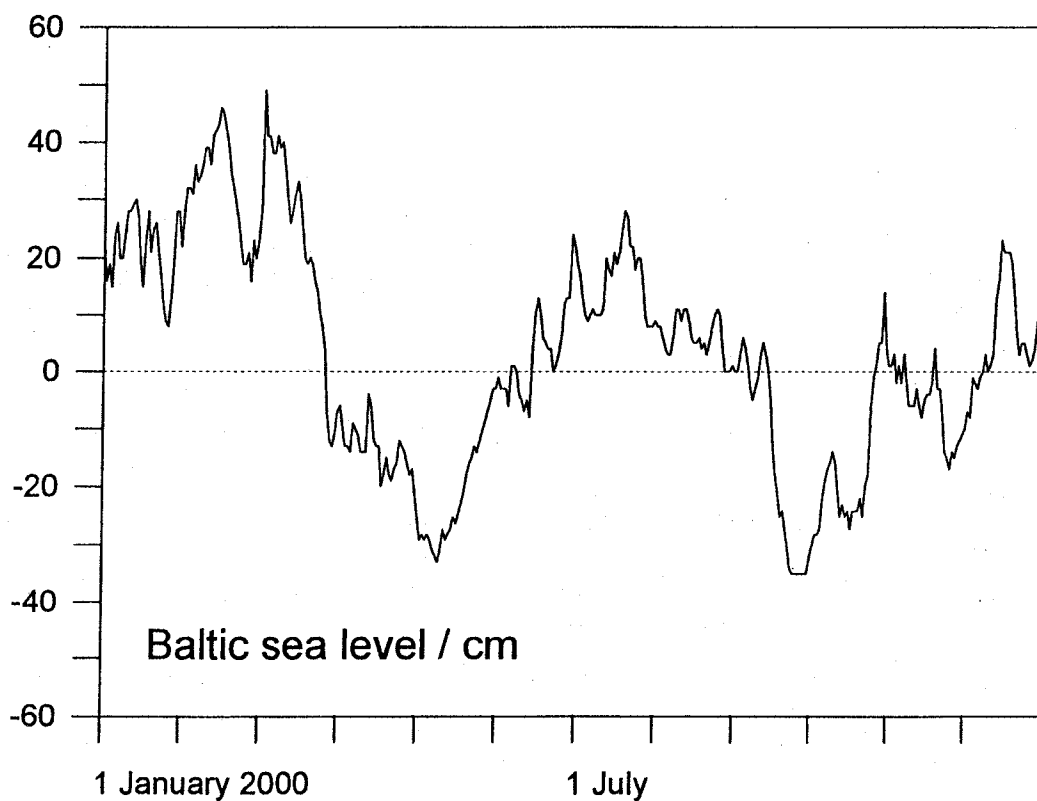


Abb. 4
Schwankungen im Füllungsgrad der Ostsee im Jahre 2000, dargestellt an Hand des Wasserstandes von Landsort (nach Daten des SMHI Norrköping)

3. Wasseraustausch durch die Ostseezugänge

3.1 Beobachtungen an der Messplattform "Darßer Schwelle"

Die kontinuierlichen Registrierungen der Wassertemperatur und des Salzgehaltes sowie der Strömungsgeschwindigkeit wurden an der Station "Darßer Schwelle" (Stat. 001, vgl. Abb. 1) fortgesetzt.

Der Sauerstoffgehalt des Wassers wurde bis zum 17. Mai 2000 mit einem SEACAT-Sauerstoff-Recorder im 7 m und 19 m Tiefenniveau am Messmast gemessen. Vereinzelt Vergleichsmessungen des Sauerstoffgehalts an Wassersproben 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 SEACAT-Registrierungen auf und wurden entsprechend korrigiert.

3.1.1 Wassertemperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt

Der aktuelle Verlauf der Wassertemperatur des Jahres 2000 ist für die Messtiefen 7 und 17 m in Abb. 5A dargestellt. Die im August 2000 ausgefallene Registrierung in 7 m Tiefe wurde durch die Registrierung in 12 m Tiefe ersetzt. Das Minimum der Wassertemperatur wurde Ende Januar 2000 mit Werten um 3 °C erreicht. Die thermische Schichtung der Wassersäule begann Anfang April und war bis Anfang Oktober ausgeprägt. Der Anstieg der Wassertemperatur in der Deckschicht wurde während des gesamten Sommers immer wieder durch Kaltwassereinschübe unterbrochen. Diese Ereignisse gingen mit anhaltenden Ostwindperioden (vgl. Abb. 2B) einher und wurden durch von der Insel Hiddensee zur Darßer Schwelle vordringende Filamente mit kaltem Auftriebswasser verursacht (vgl. LASS et al., 1996), welches aus dem winterlichen Zwischenwasser des Arkonabeckens stammt. Ein besonders ausgeprägtes Ereignis dieser Art wurde während der anhaltenden Ostwindphase im September beobachtet (vgl. Abb. 5A und 2B). Das Maximum der Wassertemperatur in der Deckschicht wurde Ende August mit Werten um 17 °C erreicht. Die herbstliche Abkühlungsphase des Wassers begann auf der Darßer Schwelle in allen Tiefen Anfang Oktober. Das Wasser kühlte sich bis Ende Dezember auf rund 6 °C ab (Abb. 5A). Während der Abkühlungsphase sank die Temperatur des oberflächennahen Wassers durch den aus dem Wasser in die Atmosphäre gerichteten Wärmefluß im Oktober und November 2000 unter die der Bodenwasserschicht.

Die Jahresmittel der Wassertemperatur an der Darßer Schwelle, dargestellt in Tabelle 3 und Abb. 6, wiesen 2000 sowohl in der durchmischten Deckschicht (7 m Tiefe) als auch in der bodennahen Wasserschicht (19 m Tiefe) – verglichen mit dem Zeitraum seit 1992 – über dem Durchschnitt liegende Werte auf. Die Standardabweichungen der Wassertemperatur sind sowohl in 7 m als auch in 19 m Tiefe die niedrigsten des gesamten Beobachtungszeitraums (Abb. 6B). Die thermische Schichtung ist 2000 verglichen mit dem Mittel seit 1992 von durchschnittlicher Intensität (Abb. 5A).

Die Fourieramplituden des Jahresganges der Wassertemperatur seit 1992 sind in Tabelle 4 zusammengefasst. Der Jahresgang der Temperatur weist 2000 wie die Standardabweichung in allen Meßhorizonten ein Minimum innerhalb des Beobachtungszeitraums auf. Die Phase des Jahresganges entspricht in der gesamten Wassersäule den mittleren Werten auf der Darßer Schwelle. Die Phasenlage des Jahresganges weist darauf hin, dass die jahreszeitliche Erwärmung des Wassers im Gebiet der Darßer Schwelle zwischen Ende April und Mitte Mai 2000 begann.

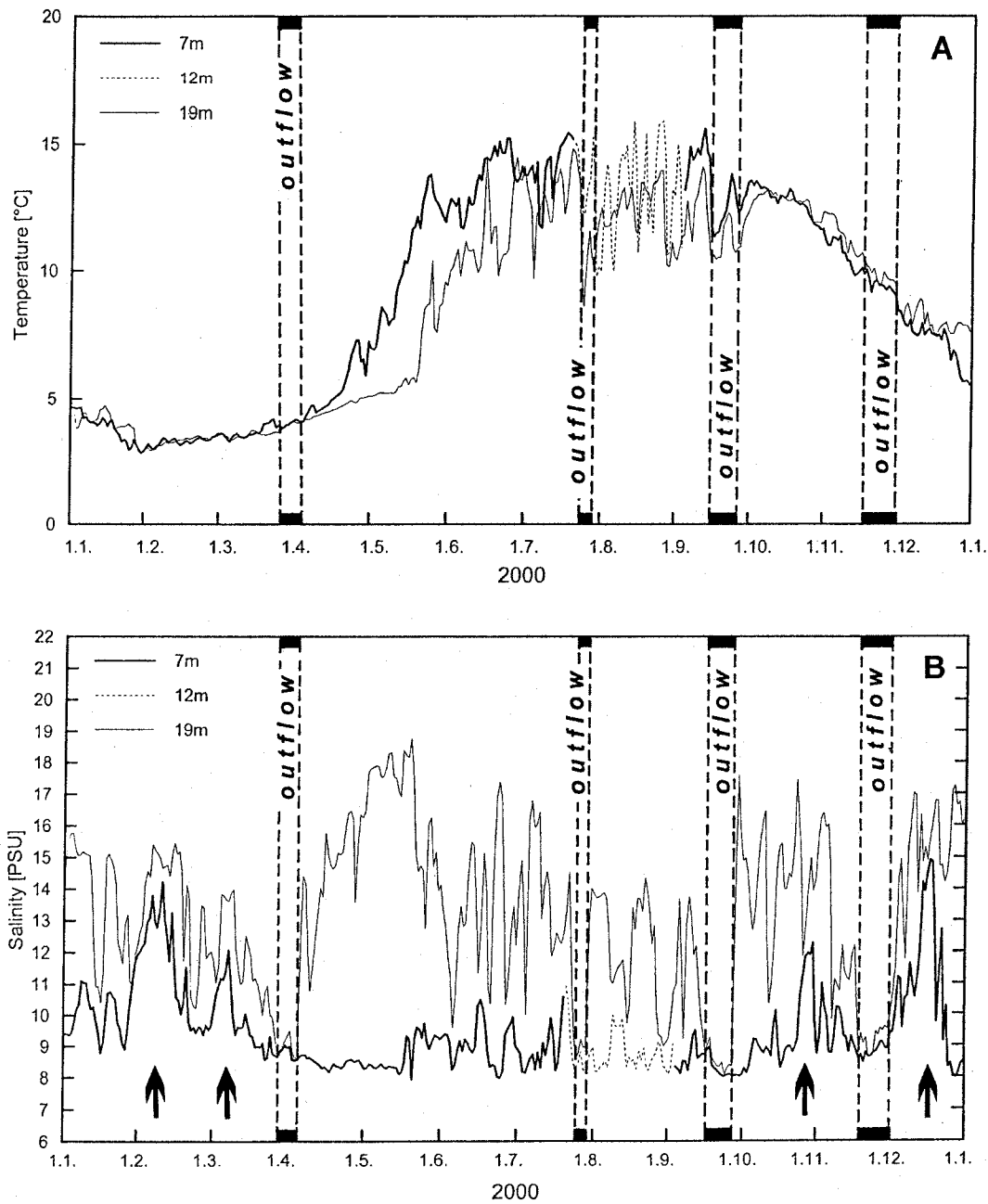


Abb. 5
Verlauf der Wassertemperatur (A) und des Salzgehaltes (B) in der Deck- und Bodenschicht auf der Darßer Schwelle (Stat. 001) im Jahre 2000. Die Pfeile weisen auf kleinere barotrope Einstromereignisse hin

Die im Jahre 2000 beobachteten thermischen Verhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle können als Folge eines mäßig warmen Sommers auf einen recht milden Winter erklärt werden. Dies führte dazu, dass die Amplitude des Jahresgangs der Wassertemperatur extrem niedrig war und ihr Mittelwert dem der wärmeren Jahre entspricht (Tabelle 4). Der normale Anstieg der Wassertemperaturen der Deckschicht auf der Darßer Schwelle entspricht im Jahre 2000 einem durchschnittlichen Wärmefluß aus der Atmosphäre in die Ostsee während des Frühjahrs. Die sommerlichen Extremwerte der Wassertemperatur auf der Darßer Schwelle waren 2000 infolge des kühlen Sommers relativ niedrig. Hinzu kommt, dass das Gebiet der Darßer Schwelle offensichtlich häufig von einer Fahne kalten Auftriebswassers (Abb. 5A) überdeckt wird.

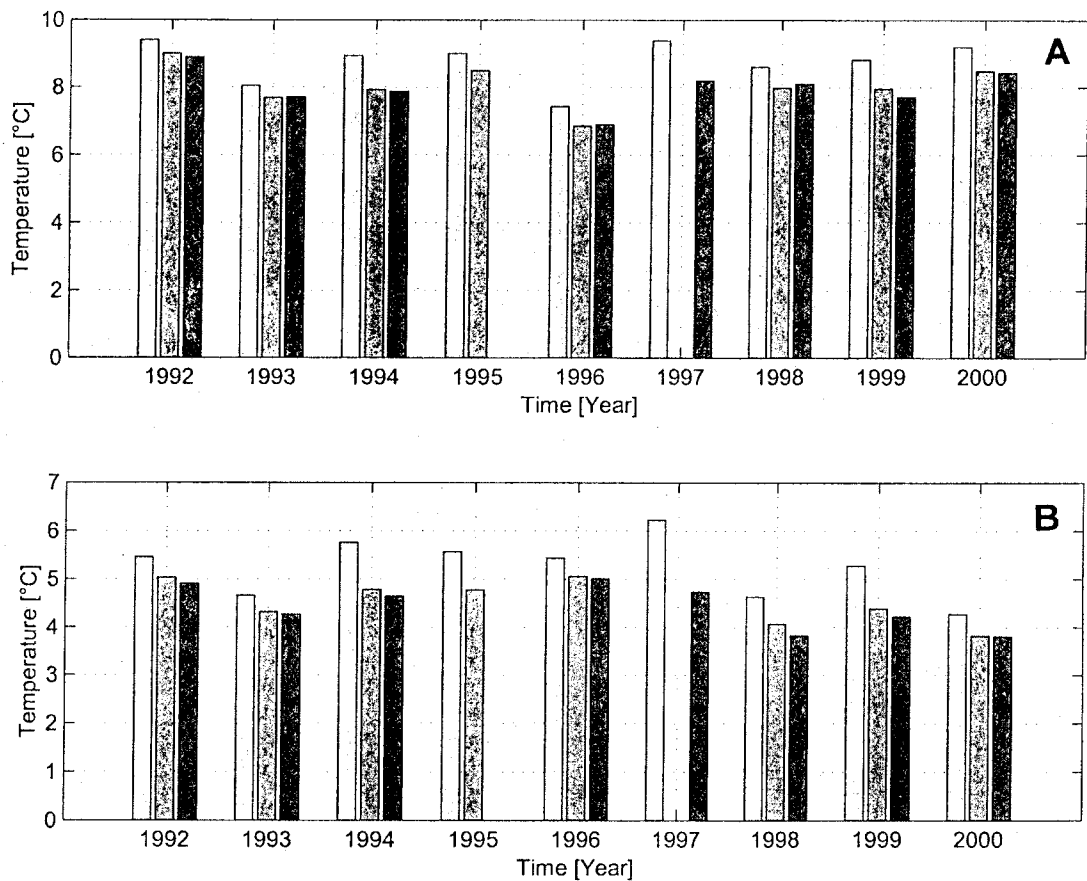


Abb. 6

Jahresmittel (A) und Standardabweichung der Wassertemperatur (B) in der Deck- (3 m; jeweils linke Säule) und Bodenschicht (17 und 19 m) auf der Darßer Schwelle (Stat. 001) im Zeitraum 1992 - 2000

Der zeitliche Verlauf des Salzgehalts im Bereich der Darßer Schwelle für 2000 ist in Abb. 5B dargestellt. Von Januar bis März wurden nur schwache barotrope Einstromereignisse in die Ostsee registriert (vgl. auch SMHI, 2000b). Der Zeitraum von April bis Oktober war durch sehr intensive barokline Salzwassereinschübe in der bodennahen Schicht gekennzeichnet. Pulsförmige Einschübe mit erhöhtem Salzgehalt von mehr als 15 PSU in der gesamten Wassersäule, wie sie für barotrope Einstromereignisse typisch sind, wurden 2000 gar nicht beobachtet (Abb. 5B). Dies ist nicht zuletzt durch den relativ windschwachen Herbst des Jahres 2000 verursacht (vgl. Abb. 2A). Bei intensiveren Einstromereignissen im Februar und Dezember (vgl. Pfeile in Abb. 5B) erreichte der maximale Salzgehalt in der gesamten Wassersäule lediglich 14 – 15 PSU. Über die Drogden Schwelle strömte häufiger salzreiches Wasser in die Ostsee als über die Darßer Schwelle. Während dieser Einstromereignisse erreichte das einströmende Wasser Salzgehalte zwischen 20 und 28 PSU (vgl. SMHI, 2000b).

Die untere Grenze der Variationen des Oberflächensalzgehalts an der Darßer Schwelle sank von annähernd 9 PSU im Januar bis auf etwa 8 PSU Anfang Juli, was auf eine signifikante Aussüßung des Oberflächenwassers im Arkonabecken in diesem Zeitraum hindeutet.

Fast während des ganzen Jahres wurde eine ausgeprägte haline Schichtung beobachtet. Dies deutet auf eine intensive ästuarine Zirkulation hin. Sie wurde nur durch die Einstromereignisse Anfang Februar und Mitte Dezember als auch durch vier intensive Ausstromereignisse Ende März/Anfang April, Ende Juli, Ende September und Ende November unterbrochen (Abb. 5B). Während der Ausstromereignisse wurden niedrige Salzgehalte in der ganzen Wassersäule gemessen, was auf einen mehrere Wochen anhaltenden Ausstrom von Oberflächenwasser aus dem Arkonabecken hinweist (vgl. auch SMHI, 2000b), der von persistenten Ostwindlagen unterstützt wurde (Abb. 2B).

Im Jahre 2000 wies der mittlere Salzgehalt in 7 m Tiefe etwa durchschnittliche Werte innerhalb des Beobachtungszeitraums 1992 - 2000 auf (Tabelle 3 und Abb. 7). Der Salzgehalt in der Bodenschicht lag unterhalb des Mittelwertes der vorliegenden Beobachtungsreihe. Die Standardabweichungen in der Deckschicht als auch in der Bodenschicht lagen deutlich unterhalb des Mittelwerts (Abb. 7B). Im Jahre 2000 war die mittlere Schichtung bezüglich des Salzgehaltes nicht sehr stark ausgebildet (Tabelle 3), was auf einen baroklinen, pulsierenden Anteil des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee von mittlerer Intensität hinweist.

Die Zeitreihen der kontinuierlichen Sauerstoffmessung am Messmast in 7 und 19 m Tiefe sind im Jahr 2000 nur bis zum 17. Mai durchgeführt worden. Sie werden aus diesem Grunde nicht graphisch dargestellt. Der Sauerstoffgehalt in der Deckschicht des Meeres ist in erster Näherung gleich seinem durch Wassertemperatur und Salzgehalt bestimmten Sättigungswert. Dies gilt für den Sauerstoffgehalt der Oberflächenschicht bis Ende April. Nach dem 1. Mai steigt die Sauerstoffsättigung auf 120 – 125% bis zum Ende der Registrierung. Diese Übersättigung ist offenbar durch den Einsatz der Phytoplanktonblüte im Frühjahr bedingt (vgl. Tabelle 8).

Tabelle 3 Jahresmittelwerte der Wassertemperatur (T) und des Salzgehalts (S) sowie deren Standardabweichungen auf der Darßer Schwelle (Extremwerte hervorgehoben)

| | 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 | <u>11,77 ±2,63</u> |
| 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 | <u>10,71 ±2,27</u> | - | - |
| 1996 | <u>7,44 ±5,44</u> | 8,93 ±1,85 | <u>6,86 ±5,06</u> | 13,00 ±3,28 | <u>6,90 ±5,01</u> | 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 | <u>8,50 ±1,52</u> | 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 |
| Mittel | 8,77 ±5,26 | 9,22 ±1,71 | 8,06 ±4,53 | 12,04 ±2,99 | 7,98 ±4,43 | 13,41 ±3,21 |

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

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

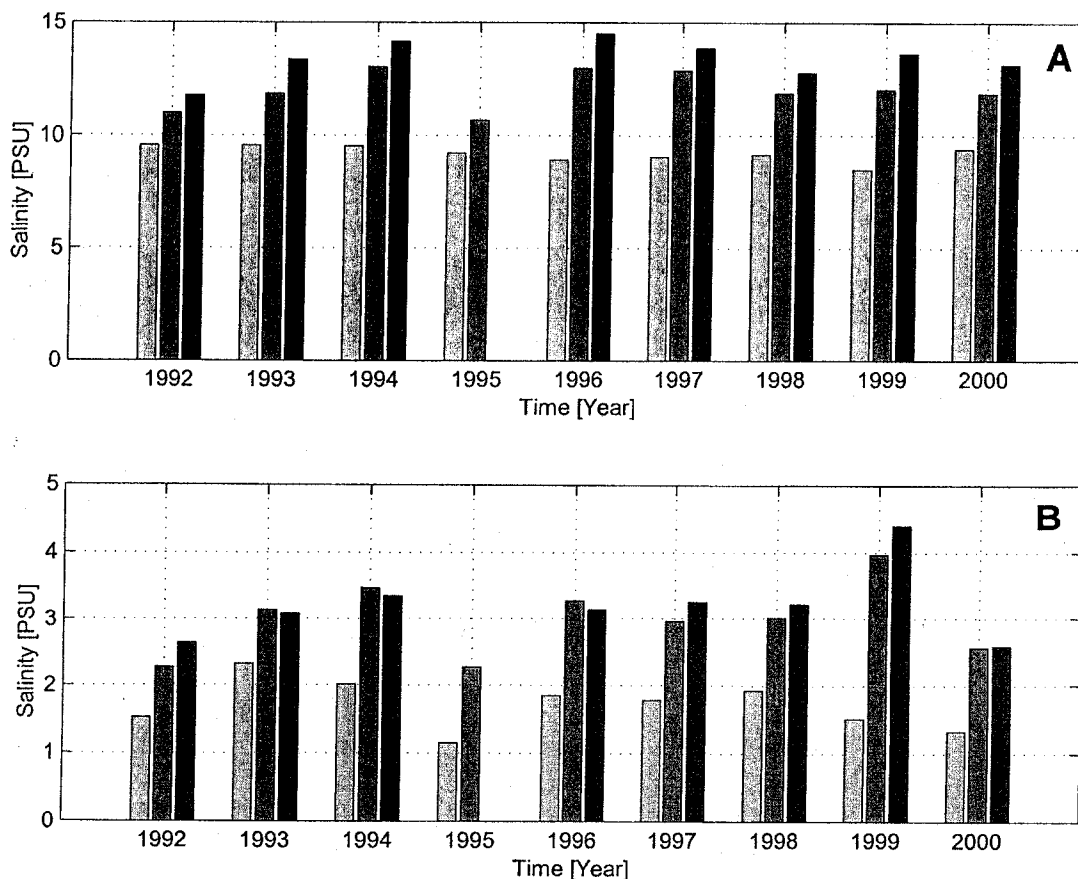


Abb. 7

Jahresmittel (A) und Standardabweichung des Salzgehalts (B) in der Deck- (3 m; jeweils linke Säule) und Bodenschicht (17 und 19 m) auf der Darßer Schwelle (Stat. 001) im Zeitraum 1992 - 2000

Der Sauerstoffgehalt in der bodennahen Schicht beträgt bis zum Einsetzen der Frühjahrsblüte ebenfalls rund 100 %. Dann steigt er bis zum 1. April auf eine Sauerstoffsättigung von rund 120 % und sinkt danach dramatisch auf Minimalwerte von 20 % ab. Dieses Absinken des Sauerstoffgehaltes ist von kurzperiodischen Schwankungen überlagert, innerhalb derer er auf rund 100% ansteigt. Diese Schwankungen korrelieren zum Teil mit den Schwankungen des Salzgehaltes, weisen jedoch zusätzliche Fluktuationen auf, die nicht mit entsprechenden Variationen der Temperatur oder des Salzgehalts korreliert sind. Diese Abnahme und die Schwankungen im Sauerstoffgehalt stehen in ursächlichem Zusammenhang mit biochemischen Sauerstoffzehrungsprozessen in der stabilen Bodenwasserschicht während der Frühjahrsblüte, den kurzzeitigen an den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee gekoppelten Advektionsprozessen sowie einigen bisher noch nicht geklärten, von der Advektion scheinbar unabhängigen Prozessen.

3.1.2 Strömung

Der auf der Darßer Schwelle eingesetzte Akustische Doppler-Profilströmnesser (vgl. NEHRING et al., 1996) liefert seit dem 8. Juni 1994 Stromprofile mit einer vertikalen Auflösung von 1 m zwischen 3 m und 18 m Wassertiefe. Das Gerät ist am Meeresgrund stationiert. Die bisherigen Einsätze haben gezeigt, dass die hochgenauen Messungen nicht durch Algenbewuchs beeinflusst werden.

Die mittlere Strömung und ihre Fluktuationen erweisen sich in der Wassersäule als sehr kohärent. Zur Charakterisierung des barotropen Anteils der Strömung ist die vertikal gemittelte Strömung und zur Beschreibung des baroklinen Anteils ist die Strömung in 3 m und 19 m Messtiefe zeitlich integriert worden, und die fortschreitenden Vektordiagramme (Pseudotrajektorien) wurden berechnet. Diese filtern insbesondere die kurzzeitigen Fluktuationen aus der Strömungsmessung und lassen die langzeitigen Eigenschaften der Strömung besser erkennen.

Die Ostkomponenten der Pseudotrajektorien der vertikal gemittelten Strömung sowie der Strömung in Oberflächen- (3 m) und Grundnähe (19 m) sind in Abb. 8 dargestellt. Ihre Nordkomponenten sind vergleichsweise klein (zwischen 0 und 100 km) und werden deshalb hier nicht gezeigt.

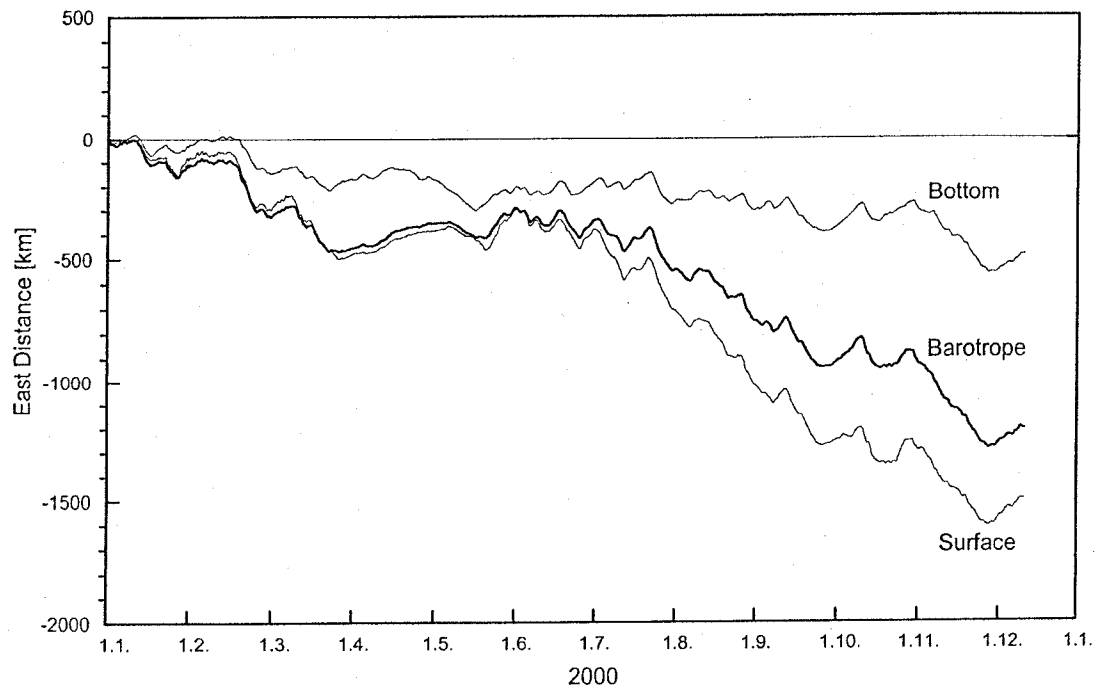


Abb. 8

Ostkomponente der Pseudotrajektorie des Vertikalmittels der Strömung sowie der Strömung an der Oberfläche (3 m Tiefe) und am Boden (19 m Tiefe) im Bereich der Darßer Schwelle (Stat. 001) im Jahre 2000

Der generelle Verlauf der Pseudotrajektorien innerhalb eines Jahres ist nach Westen gerichtet und entspricht der positiven Wasserbilanz der Ostsee, die über Zeitskalen von mehr als einigen Monaten einen Ausstrom in die Nordsee zur Folge hat.

Die Strömungsverhältnisse auf der Darßer Schwelle im Jahre 2000 sind im Gegensatz zu den Jahren 1996 – 1999 (vgl. MATTHÄUS et al., 1997, 1998a, 1999a, 2000) durch einen generellen mittleren Ausstrom in der gesamten Wassersäule gekennzeichnet (Abb. 8), der ähnlich auch auf der Drogden Schwelle zu beobachten war (vgl. SMHI, 2000b).

Die Strömung in 3 m Tiefe weist im Februar und März zwei marginale Einstromereignisse auf (vgl. auch Pfeile in Abb. 5B), die einem generellen starken Ausstrom von Januar bis Ende März überlagert sind. Dieser lang anhaltende Ausstrom in Oberflächennähe ist im März besonders kräftig. Von April bis Ende Juli stagniert der Wasseraustausch mit der Nordsee. Anhaltender Ausstrom wird wieder von August bis Anfang Dezember beobachtet. Er wird durch die schwachen Einstromereignisse im Oktober und Dezember unterbrochen (vgl. Pfeile in Abb. 5B), die durch die moderaten Westwindereignisse (vgl. Abb. 2B) in diesen Monaten verursacht wurden.

In der bodennahen Schicht in 19 m Tiefe herrscht im wesentlichen während des ganzen Jahres stagnierender Strom. Diese Stagnation wird Ende März und im November durch Ausstromereignisse von rund einem Monat Dauer und den kurzzeitigen Einstromereignissen unterbrochen.

Die vertikal integrierte Strömung auf der Darßer Schwelle weist im Februar ein schwaches barotropes Einstromereignis auf. Im März erfolgt ein intensiver Ausstrom in der gesamten Wassersäule. Der barotrope Ausstrom stagniert ab Ende März bis Anfang August. Danach folgt eine bis Anfang Dezember anhaltende Ausstromphase, die von den kurzzeitigen Einstromereignissen im Oktober und Dezember unterbrochen wird. Die Fluktuationen der Ostkomponente der Pseudotrajektorie der Strömung an der Darßer Schwelle korreliert mit den dortigen Schwankungen des Salzgehaltes (vgl. Abb. 5B).

4. 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) und durch SIEGEL et al. (1996) und MOHRHOLZ (1998) 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). Von Januar bis Anfang April 2000 war der Salzgehaltssensor der bodennahen Meßkette gestört, so dass aus diesem Zeitraum keine Salzgehaltsmessungen aus dem 13 m Niveau vorliegen. Die Zeitreihen von Wassertemperatur und Salzgehalt in 3 und 13 m Tiefe sind in Abb. 9 dargestellt.

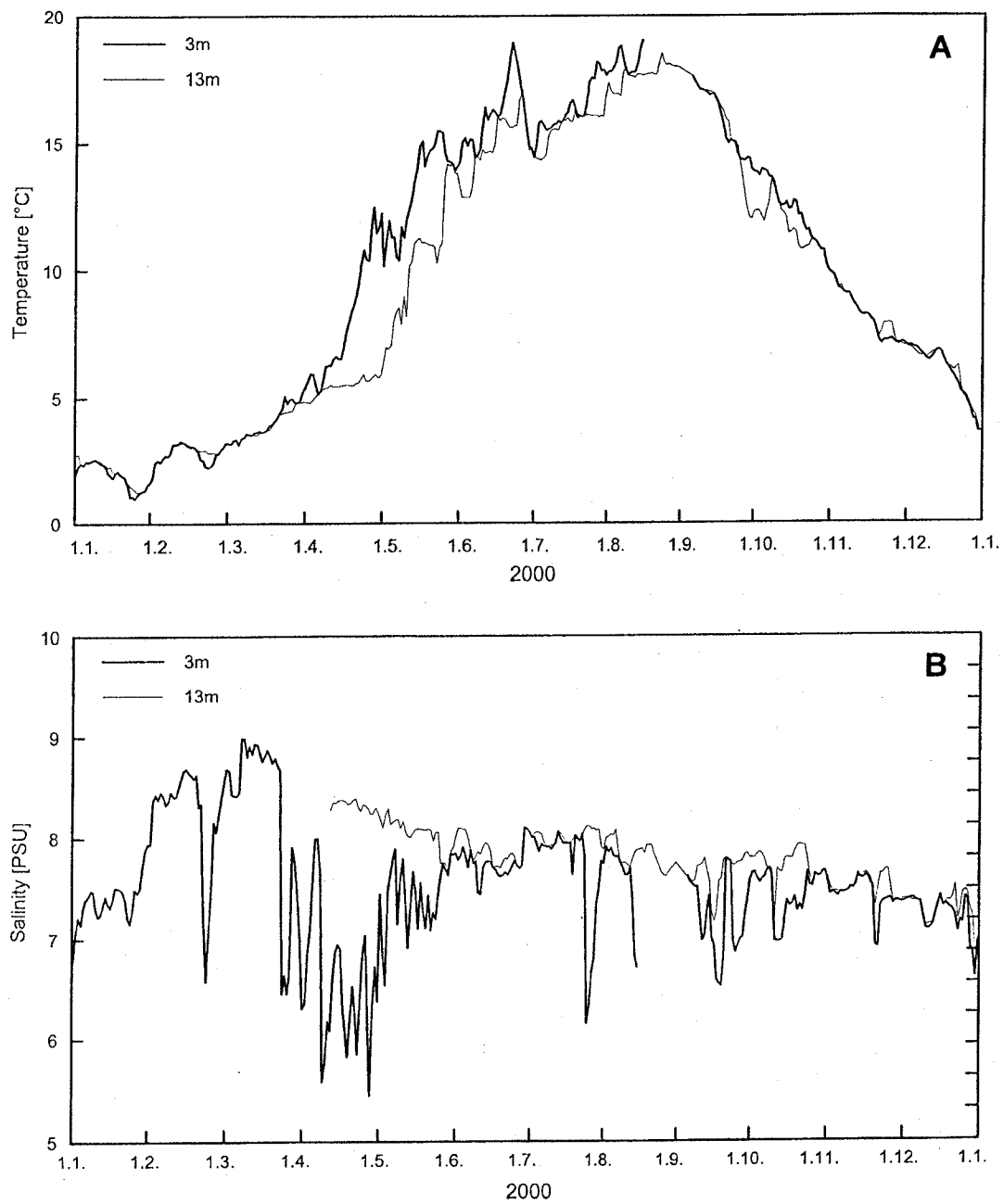


Abb. 9
Verlauf der Wassertemperatur (A) und des Salzgehaltes (B) in der Deck- und Bodenschicht in der Pommerschen Bucht (Stat. OB) im Jahre 2000

Die an dieser Station gemessene Wassertemperatur (Abb. 9A) folgt in ihrem Jahresgang weitgehend dem auf der Darßer Schwelle gemessenen Verlauf (vgl. Abb. 5A). Jedoch sind die Extremwerte des Jahresgangs in der Pommerschen Bucht kräftiger ausgebildet als auf der Darßer Schwelle. Das Jahresminimum der Wassertemperatur wird auch hier gegen Ende Januar erreicht, liegt jedoch bei rund 1 °C, während es auf der Darßer Schwelle bei 3 °C liegt. Danach steigt die Wassertemperatur, von einer kurzen Unterbrechung gegen Ende Februar abgesehen, bis Mitte Juni auf rund 19 °C an. Danach sinkt sie bis Anfang Juli auf rund 14 °C ab, um bis Ende August wieder auf rund 19 °C anzusteigen. Bis zum Ende des Jahres sinkt sie der Jahreszeit entsprechend kontinuierlich auf rund 3 °C ab, während sich das Wasser auf der Darßer Schwelle 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 der Fall ist. Eine ausgeprägte thermische Schichtung wurde 2000 an der Station "Oder Bank" Ende Februar, von Ende März bis Anfang Juni, von Anfang Juli bis mindestens Mitte August und von Mitte September bis Mitte Oktober beobachtet.

Der in den gleichen Tiefen wie die Wassertemperatur gemessene Salzgehalt ist in Abb. 9B dargestellt. Er variierte im Laufe des Jahres zwischen 5,5 und 9 PSU und wies somit geringere Schwankungen als 1999 auf (vgl. MATTHÄUS et al., 2000). Der Salzgehalt in 3 m Tiefe ist durch Phasen mit erniedrigtem Salzgehalt gekennzeichnet, die im wesentlichen 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 3 PSU niedrigeren Salzgehalt über das Wasser der Pommerschen Bucht. Dieser Prozeß war - wie in den vorangegangenen Jahren - an schwache und vor allem östliche Windlagen (vgl. Abb. 2B) gekoppelt, war jedoch im Frühjahr ausgeprägter als im Herbst, obwohl die Ostkomponente des Windes diese Asymmetrie nicht aufweist. Das deutet darauf hin, daß für die Herausbildung der Salzgehaltsschichtung in der Pommerschen Bucht neben der Windrichtung der Abfluß der Oder eine wesentliche Rolle spielt. Der Salzgehalt in 13 m Tiefe wies einen schwachen Jahresgang mit Werten um 9 PSU im Winterhalbjahr und 7,5 PSU im Sommerhalbjahr auf.

Eine sich ausbildende stabile Bodenwasserschicht ist auf Grund der Atmung von Benthosorganismen und der Remineralisierung von partikulärem organischen Material durch eine Reduktion des Sauerstoffgehaltes gekennzeichnet (vgl. NEHRING et al., 1995b; SIEGEL et al., 1998). Die Sauerstoffmessungen auf der Station „Oder Bank“ wiesen im Winterhalbjahr keine signifikanten Unterschiede zwischen Oberflächen- und Bodenschicht auf. Eine Reduktion des Sauerstoffgehaltes der Bodenschicht um ungefähr 2 cm³/dm³ wurde lediglich Anfang Mai und Ende Juli beobachtet.

5. Hydrographisch-chemische Bedingungen

Die Kieler und Mecklenburger Bucht liegen im Übergangsbereich zwischen Ost- und Nordsee und sind daher durch starke kurzfristige Schwankungen der hydrographischen und chemischen Variablen gekennzeichnet. Dies gilt auch für die Pommersche Bucht (vgl. Abb. 9 und Kapitel 4), die durch den Ausstrom von Oder- und Oderhaffwasser über die Swina beeinflusst wird. Das Datenmaterial, das auf den dort bearbeiteten Stationen durch das IOW gewonnen wird, kann daher nur zu einer ersten Einschätzung herangezogen werden. Eine detaillierte Auswertung wird gemeinsam mit den Landesämtern 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 von Nord- und Ostsee (BLMP) vorgenommen (vgl. BLMP, 2000). Der BLMP-Bericht für 1997/98 sowie der Jahresbericht 1999 sind in Vorbereitung.

In den östlich der Darßer Schwelle bearbeiteten Seegebieten, der eigentlichen Ostsee, nehmen die kurzfristigen Variationen mit zunehmender Entfernung von den Ostseezugängen und der Küste deutlich ab. Die nachfolgenden hydrographisch-chemischen Untersuchungen konzentrieren sich daher vorrangig auf diese Seegebiete.

Die Vertikalverteilungen der Wassertemperatur (Abb. 12), des Salz- (Abb. 13) und Sauerstoffgehalts (Abb. 14) sowie der Phosphat- (Abb. 17) und Nitratkonzentrationen (Abb. 18) sind auf einem Längsschnitt zwischen Darßer Schwelle und nordöstlichem Gotlandbecken, der dem Talweg durch die zentralen Ostseebecken folgt, dargestellt. Im Bedarfsfall wird auch auf weitere Stationen im Danziger Becken (Stat. 233) und im westlichen Gotlandbecken (Stat. 245, 284) eingegangen.

Von ausgewählten Stationen und Tiefen wurden die Jahresmittelwerte für einige hydrographisch-chemische Variablen berechnet und mit denen früherer Jahre verglichen. Während bei der Wassertemperatur sowie dem Salz- und Sauerstoffgehalt (Tabelle 5 und 6) 19 (Stat. 245) bis 35 (Stat. 213) relativ gleichmäßig über das Jahr verteilte Messungen zur Mittelbildung zur Verfügung standen, resultieren die Mittelwerte der anorganischen Nährstoffe (Tabellen 10 und 11) aus 16 - 19 Beprobungen.

5.1 Wassertemperatur

Die Verteilung der Wassertemperatur in den untersuchten Seegebieten der Ostsee ist in Abb. 10 und 12 dargestellt. Für die Analyse der Oberflächentemperaturen der Ostsee werden auch mittlere monatliche Verteilungen herangezogen, die aus Satellitendaten berechnet wurden (Abb. 11). Durch den synoptischen Charakter der Satellitendaten und die hohe Datenrate lassen sich statistisch gesicherte Mittel für die meisten Monate und Gebiete ableiten. Damit kann die zeitliche und räumliche Entwicklung der Oberflächentemperaturen für die gesamte Ostsee dargestellt werden (vgl. auch SIEGEL et al., 1999).

5.1.1 Jahresgang der Oberflächentemperatur

Der Jahresgang der Temperaturen im Oberflächenwasser wies im Jahre 2000 bis auf den Sommer positive Abweichungen gegenüber dem langjährigen mittleren Verlauf auf (LENZ, 1971; MATTHÄUS, 1977; JANSSEN et al., 1999). Infolge des milden Winters gingen die Temperaturen in der Beltsee auf 2 - 3 °C und im Arkona- und Bornholmbecken nur auf 3 - 3,5 °C zurück. Auch im östlichen Gotlandbecken wurden nur minimale Werte von 2 - 3 °C und im westlichen Gotlandbecken von 2 - 2,5 °C erreicht (Abb. 10A). Das entspricht einer positiven Abweichung vom klimatologischen Mittel 1900 - 1996 (JANSSEN et al., 1999) von 1 - 1,5 K.

Die Temperaturen im Oberflächenwasser stiegen im Frühjahr schnell an und in der 3. Märzdekade wurden Werte um 5 °C in der gesamten westlichen Ostsee gemessen. Infolge der relativ warmen und sonnenscheinreichen Monate April und Mai (vgl. auch Tabelle 2) erreichten die Temperaturen Ende April in der westlichen Ostsee und im südlichen Teil der eigentlichen Ostsee Temperaturen von 7 - 10 °C. Infolge einer lang anhaltenden wolkenfreien Periode zwischen 29. April und 23. Mai konnte die Entwicklung der Oberflächentemperaturen (SST) anhand von Satellitenaufnahmen verfolgt werden. Ausgehend von den Flußmündungsgebieten erfolgte die Erwärmung bis in die küstenfernen Bereiche. Die höchsten Mai-Werte wurden am 22. Mai mit 12 - 15 °C am Ende einer Schwachwindperiode bestimmt.

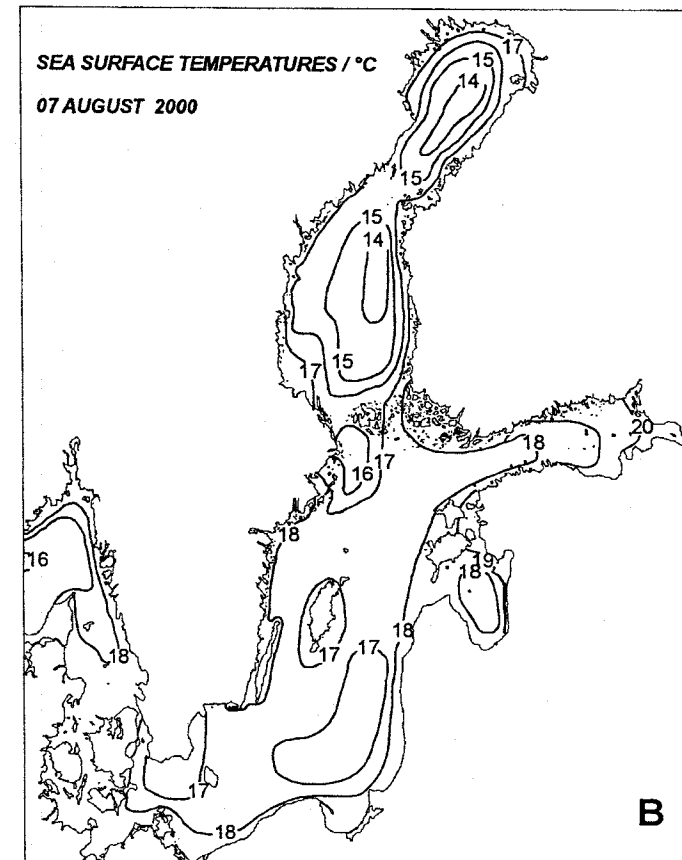
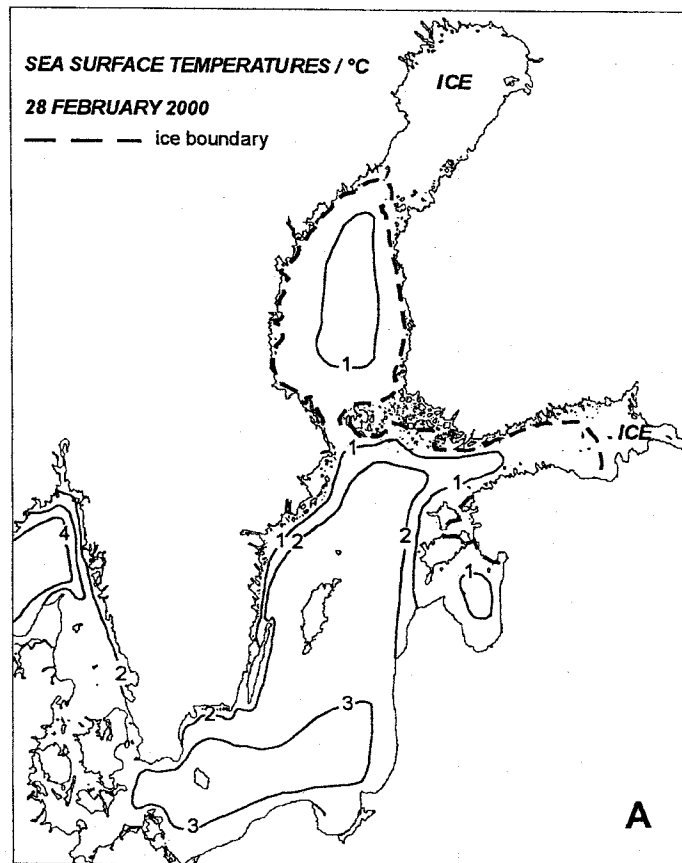


Abb. 10
 Verteilung der Oberflächentemperatur der Ostsee zur Zeit der Minimal- (28. Februar; A) bzw. Maximalwerte (7. August; B) des Jahres 2000 (bearbeitet nach den Karten Nr. 17 und 60 des SMHI Norrköping; SMHI, 2000a)

Bereits Ende Juni wurden in der unmittelbaren Oberflächenschicht der westlichen Ostsee mit 18 – 20 °C die höchsten Werte des gesamten Sommers erreicht. In der zentralen Ostsee wurden Ende Juni mit 13 – 15 °C noch Abweichungen von etwa +1 K beobachtet. Der zu kühle Juli und die etwa den langjährigen Werten entsprechenden Lufttemperaturen im August führten nur zu einer geringen weiteren Erwärmung des Oberflächenwassers auf 16 – 17 °C in der westlichen und auf 15 – 16 °C in der zentralen Ostsee. Die im Jahre 2000 beobachteten Maxima erreichten in den oberen Metern mit ca. 18 °C in der westlichen und rund 17 °C in der zentralen Ostsee (Abb. 10B) die langjährigen Mittelwerte (MATTHÄUS, 1977; JANSSEN et al., 1999).

Der Herbst 2000 war im Bereich der westlichen und zentralen Ostsee überdurchschnittlich mild (Tabelle 2). Dadurch verzögerte sich die Abkühlung des Oberflächenwassers der Ostsee erheblich. Während die Temperaturen im September mit 14 – 16 °C noch weitgehend um den Normalbereich schwankten, lagen die Oberflächenwerte zwischen Oktober und Dezember um 2 – 3 K über den langjährigen Erwartungswerten (MATTHÄUS, 1977; JANSSEN et al., 1999).

Bis Ende September waren in diesen Gebieten noch Temperaturen zwischen 15 - 17 °C vorhanden. Eine lang anhaltende Ostwindlage im September und Oktober verminderte durch Vermischung des Auftriebswassers mit dem Oberflächenwasser der Ostsee die Temperaturen in der westlichen Ostsee auf Werte um 13 °C, wogegen in der südlichen Gotlandsee noch 15 °C zu messen waren. Noch bis Ende Oktober waren 12 - 14 °C in weiten Bereichen vorhanden. Diese hohen Temperaturen führten auch dazu, dass der Oktober 2000 der wärmste der letzten 10 Jahre war.

Die aus den NOAA-AVHRR-Wettersatellitendaten berechneten Anomalien der Monatsmittel der Wasseroberflächentemperaturen, die zur obersten 1 m Schicht korrespondieren, zeigen die Besonderheiten in der thermischen Entwicklung des Jahres 2000 im Vergleich zu den mittleren Temperaturen der letzten 11 Jahre (1990 - 2000) besonders deutlich. Unterschiede traten sowohl saisonal als auch regional auf. Eine Auswahl der Anomalien ist in Abb. 11 für die Monate März - Mai und Oktober – Dezember 2000 dargestellt. In den Monaten Januar und Februar lagen die Temperaturen von der Beltsee bis in die Bornholmsee wegen des sehr milden Winters bis zu 1 K über dem Mittel, wogegen im nördlichen Bereich und im Monat März kaum Unterschiede festzustellen waren. Im April und Mai erreichten die Oberflächentemperaturen im Bottnischen und Finnischen Meerbusen lediglich die Mittelwerte des Zeitraums 1990 - 2000. In den anderen Teilen der Ostsee wurden positive Anomalien beobachtet, die bis zu +3 K in der südlichen Gotlandsee erreichten (Abb. 11). Im Mai wie auch im Oktober traten infolge länger anhaltender Ostwinde negative Anomalien in den Auftriebsgebieten an der Polnischen Küste auf.

Im Juni 2000 war die westliche Ostsee im Vergleich zum Mittel noch um 1 K wärmer, wogegen in der nördlichen Gotlandsee und im Bottnischen Meerbusen negative Anomalien auftraten. Im Juli und August wies die ganze Ostsee negative Anomalien auf. Lagen die Werte im Juli noch bei -1 K, so wurden im August durchgängig Werte um -2 K erreicht. Die Oberflächentemperaturen im September waren nur in der Beltsee unterhalb des Mittels 1990 - 2000. Der sehr milde Herbst hat dann von Oktober bis Dezember zu positiven Anomalien in der gesamten Ostsee geführt, die Abweichungen von mehr als +3 K auch in Teilen des Bottnischen Meerbusens erreichten (Abb. 11).

Obwohl der Sommer (Juli, August, September) eher zu den kälteren der letzten 10 Jahre zählte, waren außer den Monaten Oktober, November und Dezember auch die Monate April und Mai die wärmsten im Untersuchungszeitraum. Dadurch zählt auch das Jahresmittel 2000 zu den höchsten in den letzten 10 Jahren.

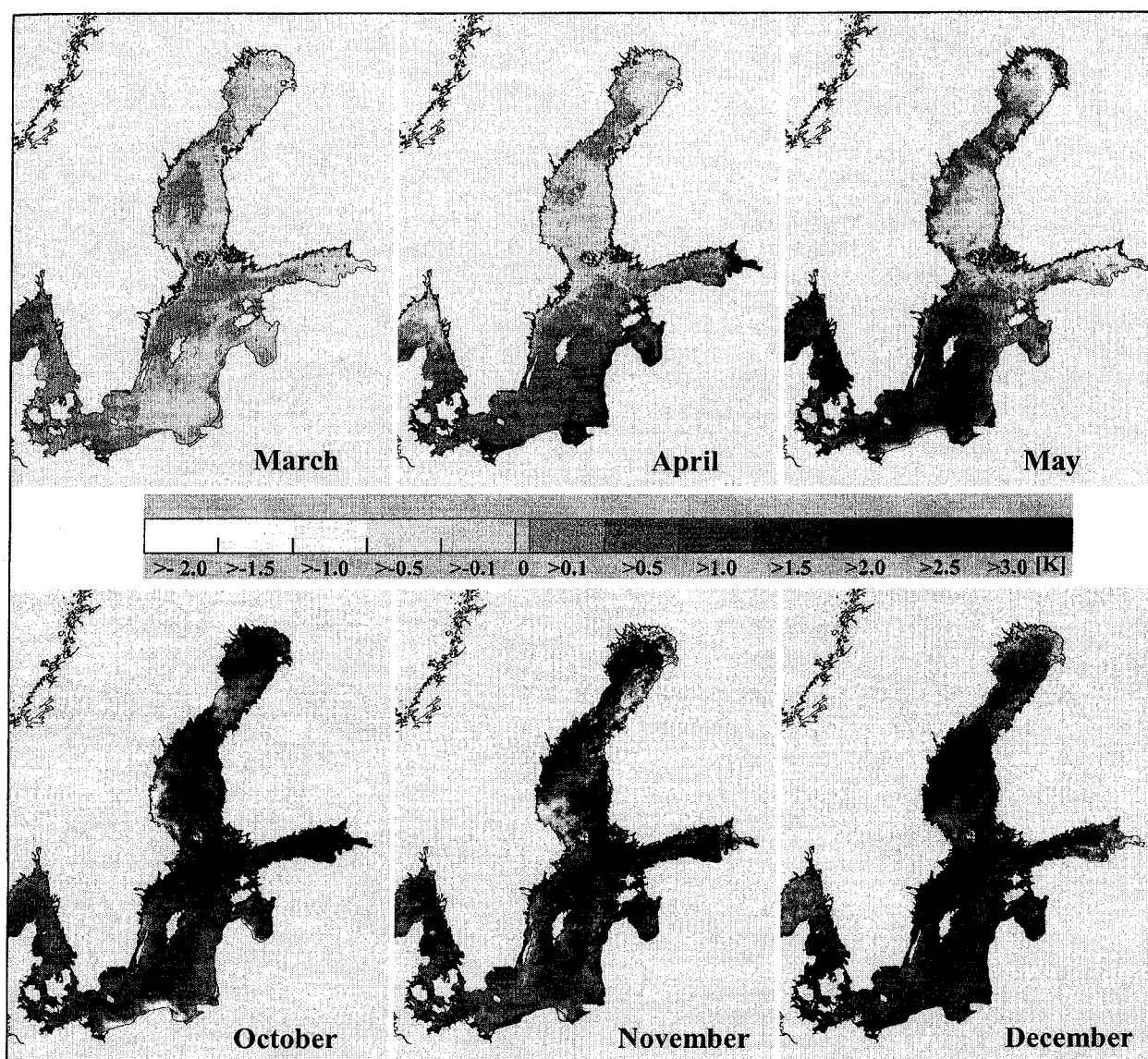


Abb. 11

Anomalien der Wasseroberflächentemperaturen der Ostsee für ausgewählte Monate des Jahres 2000 bezogen auf das jeweilige Monatsmittel des Zeitraums 1990 - 2000, ermittelt aus NOAA-AVHRR-Wettersatellitendaten

5.1.2 Vertikalverteilung der Wassertemperatur

Die Auswirkungen des 1997/98 in die Ostsee eingedrungenen, sehr warmen Wassers (MATTHÄUS et al., 1999b) waren auch im Jahre 2000 noch zu beobachten. Im gesamten Tiefenwasser der zentralen Ostsee blieben die Temperaturen mit 0,8 K im östlichen und 0,3 – 0,4 K im westlichen Gotlandbecken deutlich über den langjährigen Mittelwerten.

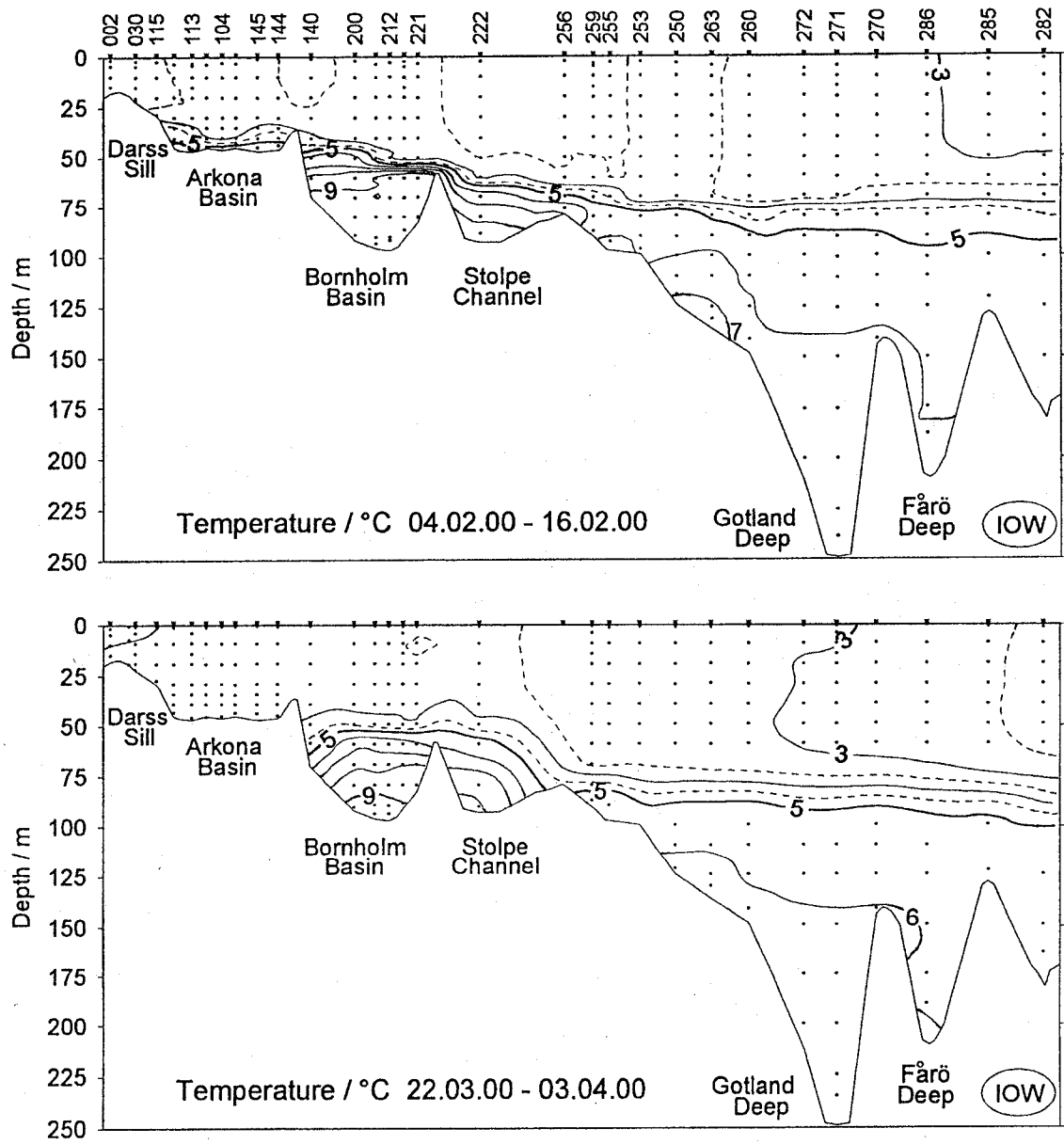


Abb. 12
Vertikale Verteilung der Wassertemperatur zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

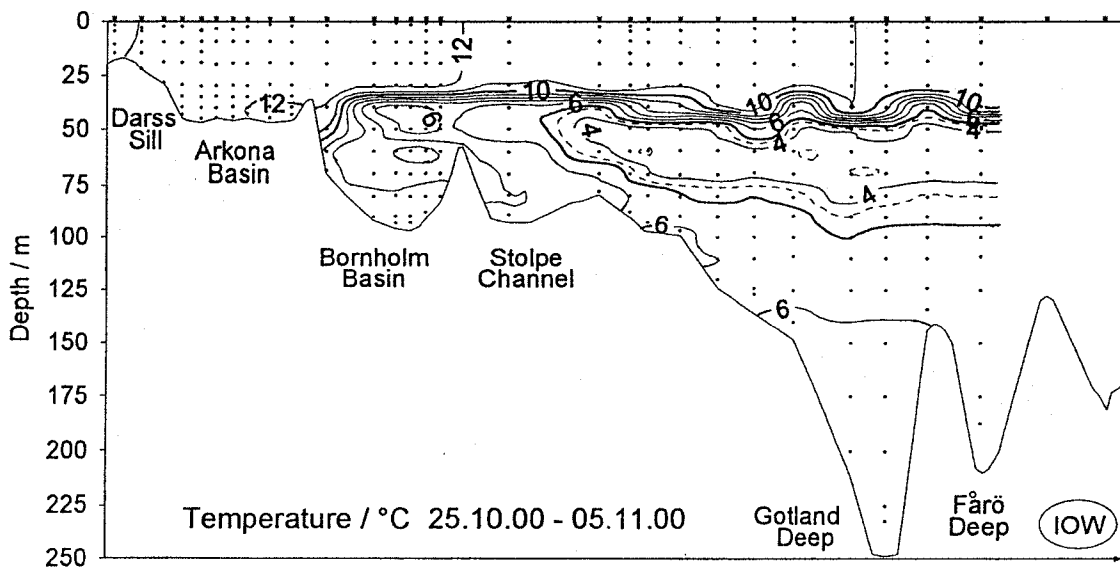
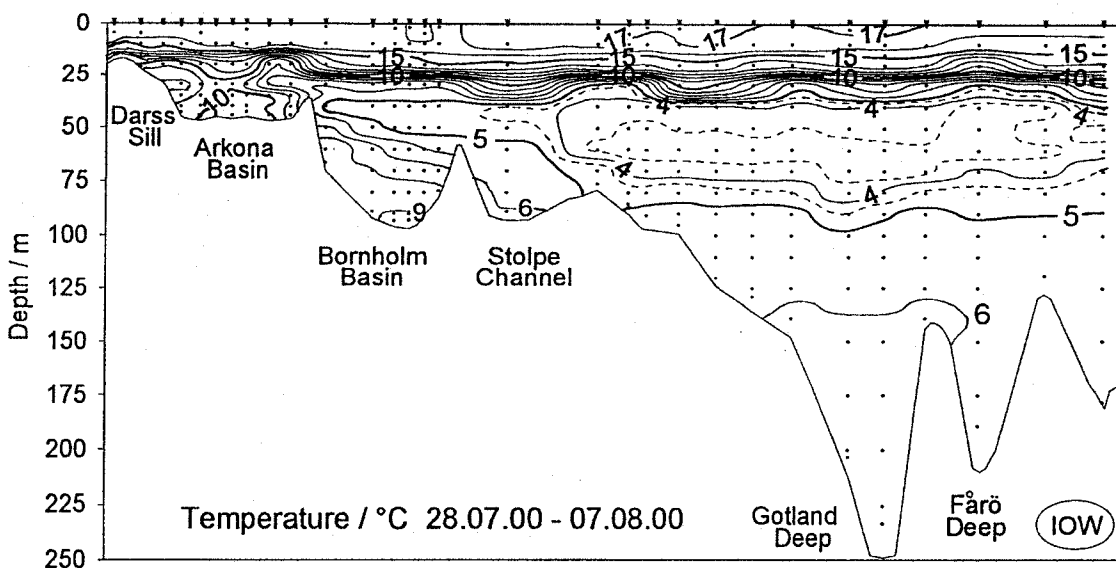
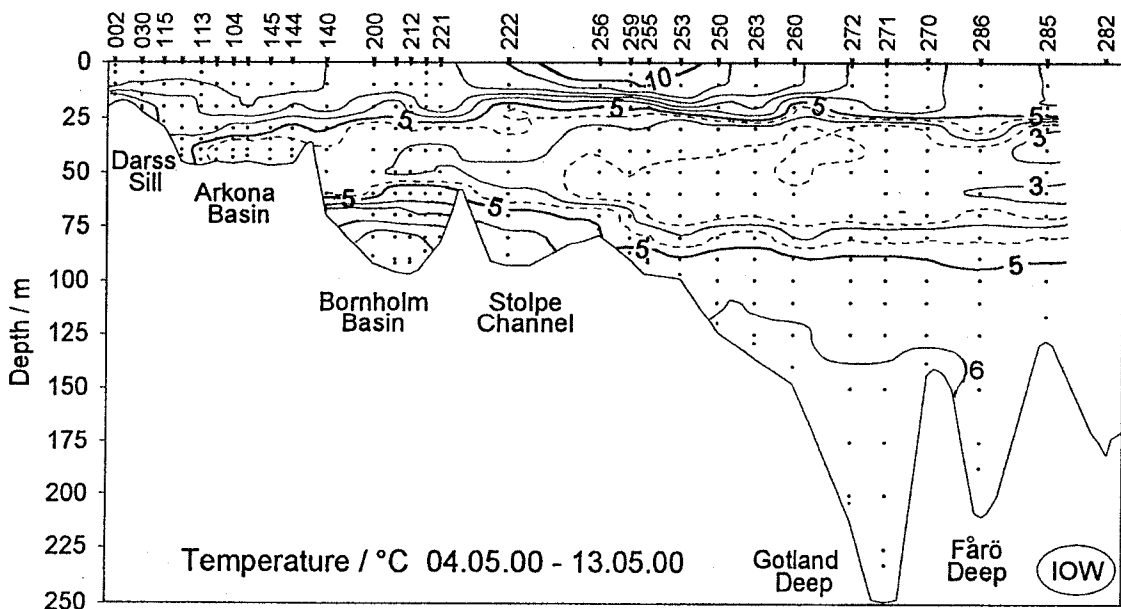


Tabelle 5 Jahresmittelwerte und Standardabweichungen ausgewählter hydrographischer Parameter im Tiefenwasser der zentralen Ostsee

Wassertemperatur (°C; Maximalwerte hervorgehoben)

| Station | Tiefe/m | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 |
|------------------------------|---------|------------|------------|-------------------|------------|-------------------|
| 213 (Bornholmtief) | 80 | 5,95 ±0,94 | 7,32 ±1,91 | 8,53 ±0,45 | 8,04 ±1,13 | 8,86 ±0,57 |
| 271 (Gotlandtief) | 200 | 4,64 ±0,07 | 5,17 ±0,06 | 6,62 ±0,15 | 6,38 ±0,06 | 6,28 ±0,04 |
| 286 (Färötief) | 150 | 4,79 ±0,03 | 4,84 ±0,20 | 5,66 ±0,32 | 5,86 ±0,03 | 5,95 ±0,03 |
| 284 (Landsorttief) | 400 | 4,70 ±0,06 | 4,66 ±0,08 | 4,88 ±0,23 | 5,17 ±0,14 | 5,21 ±0,07 |
| 245 (Karlsötief) | 100 | 4,45 ±0,07 | 4,35 ±0,08 | 4,33 ±0,05 | 4,47 ±0,10 | 4,61 ±0,05 |

Salzgehalt (PSU; Maximalwerte hervorgehoben)

| Station | Tiefe/m | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 |
|------------------------------|---------|-------------|--------------------|--------------------|--------------------|-------------|
| 213 (Bornholmtief) | 80 | 16,01 ±0,37 | 16,52 ±0,50 | 16,38 ±0,49 | 15,79 ±0,42 | 16,03 ±0,36 |
| 271 (Gotlandtief) | 200 | 11,96 ±0,03 | 11,97 ±0,04 | 12,32 ±0,07 | 12,21 ±0,04 | 12,10 ±0,03 |
| 286 (Färötief) | 150 | 11,23 ±0,04 | 11,32 ±0,13 | 11,62 ±0,09 | 11,57 ±0,04 | 11,53 ±0,06 |
| 284 (Landsorttief) | 400 | 10,09 ±0,11 | 10,22 ±0,11 | 10,50 ±0,16 | 10,58 ±0,07 | 10,42 ±0,04 |
| 245 (Karlsötief) | 100 | 9,11 ±0,26 | 9,33 ±0,14 | 9,51 ±0,13 | 9,57 ±0,17 | 9,47 ±0,08 |

Sauerstoffgehalt (cm³/dm³; Schwefelwasserstoff als negative Sauerstoffäquivalente; Minimalwerte hervorgehoben)

| Station | Tiefe/m | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 |
|------------------------------|---------|------------|-------------|--------------------|-------------|--------------------|
| 213 (Bornholmtief) | 80 | 0,54 ±0,59 | 1,34 ±0,72 | -0,20 ±0,81 | 0,29 ±1,23 | 0,92 ±1,12 |
| 271 (Gotlandtief) | 200 | 0,20 ±0,24 | -0,03 ±0,25 | 0,02 ±0,48 | -1,68 ±0,46 | -2,56 ±0,63 |
| 286 (Färötief) | 150 | 0,16 ±0,39 | 0,14 ±0,39 | -0,03 ±0,33 | -0,78 ±0,50 | -1,27 ±0,53 |
| 284 (Landsorttief) | 400 | 0,69 ±0,11 | 0,60 ±0,14 | 0,37 ±0,14 | 0,15 ±0,22 | -0,57 ±0,15 |
| 245 (Karlsötief) | 100 | 1,09 ±0,46 | 0,66 ±0,34 | 0,43 ±0,22 | 0,32 ±0,59 | 0,31 ±0,32 |

Durch ein Einstromereignis Anfang Oktober 1999 (vgl. SMHI, 1999) wurde infolge des extrem warmen Septembers überdurchschnittlich erwärmtes Wasser aus dem Übergangsgebiet über die Darßer und Drogden Schwelle bis ins Bornholmbecken transportiert. Anfang Januar 2000 wiesen die Temperaturen im Tiefenwasser des Bornholmbeckens noch mehr als 10 °C auf und gingen im Laufe des Jahres auf 9 – 8 °C zurück (Abb. 12). Im Tiefenwasser des Gotlandtiefs machte sich ein weiterer Rückgang der Temperaturen bemerkbar, während im Fårötief und im westlichen Gotlandbecken noch ein geringer Anstieg (0,05 – 0,1 K) zu beobachten war.

Im August 2000 wies die Kernschicht des kalten Zwischenwassers (50–70 m) in der zentralen Ostsee infolge des milden Winters Temperaturen von 3,5 – 4 °C auf, was einer positiven Anomalie von 1 – 1,5 K entspricht.

Insgesamt wies das Jahresmittel der Temperatur für das Jahr 2000 im Tiefenwasser des Bornholmtiefs einen Anstieg um 0,8 K gegenüber 1999 auf (Tabelle 5) und lag damit um 2,6 K über dem Mittel der Periode 1950–1998 (vgl. MATTHÄUS et al., 1999b). Im Tiefenwasser des Gotlandtiefs gingen die Jahresmittel gegenüber 1999 zurück (-0,1 K; vgl. Tabelle 5), während sie im Tiefenwasser des Fårö-, Landsort- und Karlsötiefs noch geringfügig weiter anstiegen und im Jahre 2000 die höchsten Werte seit Ende der 70er/Anfang der 80er Jahre erreichten.

5.2 Salzgehalt

Die Salzgehaltsverteilungen für das Jahr 2000 sind in Abb. 13 zusammengestellt.

Im Jahre 2000 war die Einstromaktivität in die Ostsee sehr gering (vgl. Kapitel 3). Es erfolgte kein Salzwassereinbruch. Die Auswirkungen der schwachen Einströme im Februar, Ende Oktober und Mitte Dezember (vgl. Abb. 5B) blieben daher im Wesentlichen auf das Bornholmbecken beschränkt. Der Salzgehalt im Tiefenwasser des Bornholmbeckens, der im Januar infolge eines Einstroms im Dezember 1999 angestiegen war (vgl. MATTHÄUS et al., 2000), ging im Laufe des Jahres um etwa 1 PSU zurück und erreichte Ende des Jahres in Grundnähe Werte von etwa 16 PSU.

Der Salzgehalt im Tiefenwasser des östlichen Gotlandbeckens war im Jahre 2000 leicht rückläufig. Der Anstieg des Salzgehalts im Tiefenwasser des westlichen Gotlandbeckens, der seit 1994 zu beobachten war und etwa 3 PSU betrug (vgl. MATTHÄUS et al., 2000), setzte sich nicht mehr fort.

Diese Entwicklung ist auch an den Jahresmittelwerten abzulesen (Tabelle 5). Der Trend im grundnahen Wasser des Bornholmbeckens, der im Mittel seit 1997 wieder rückläufig ist, zeigt im Jahresmittel 2000 einen geringen Anstieg. Im Tiefenwasser des gesamten Gotlandbeckens ist auch im Jahresmittel ein Rückgang gegenüber 1999 zu beobachten.

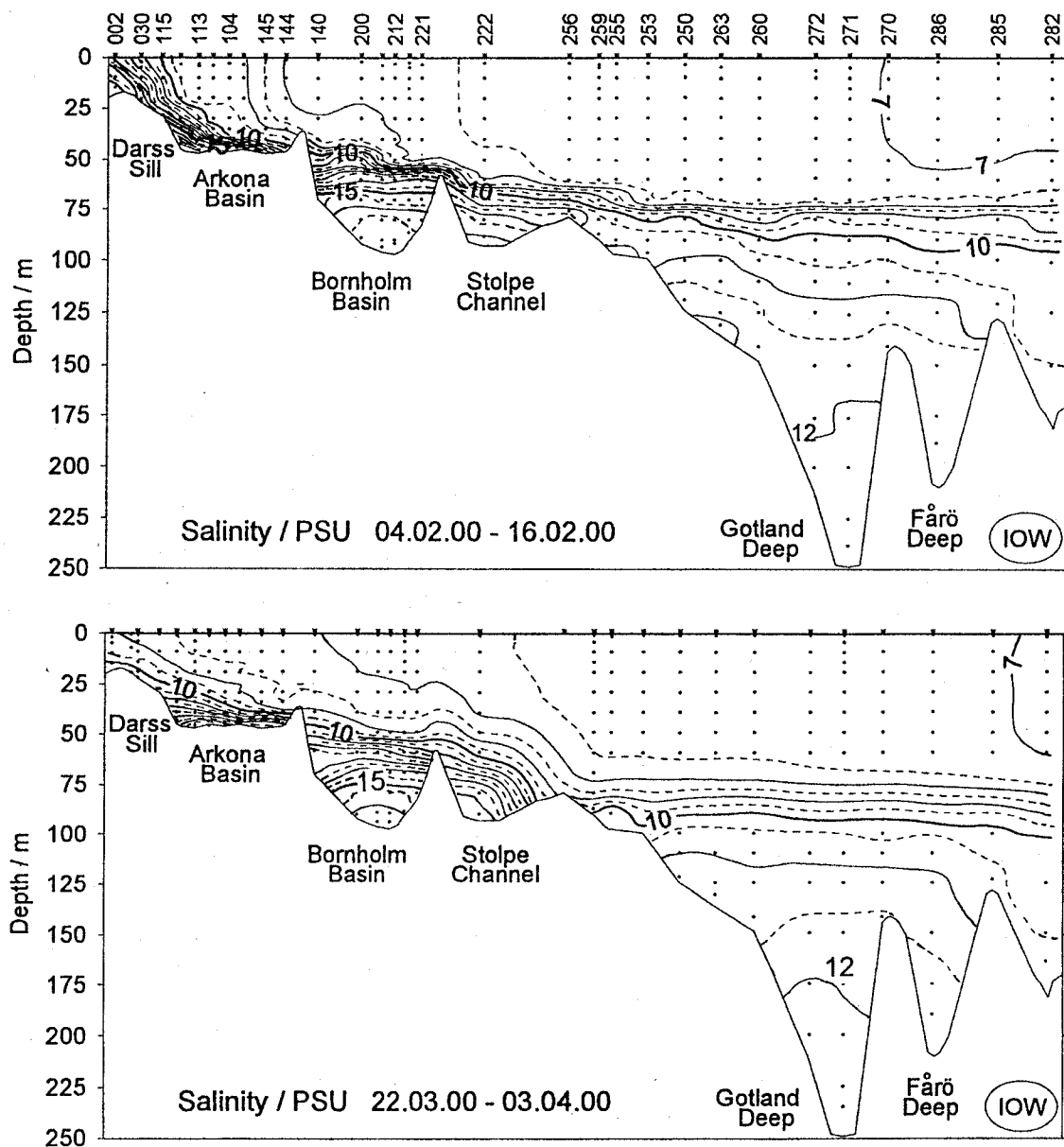


Abb. 13
 Vertikale Verteilung des Salzgehalts zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

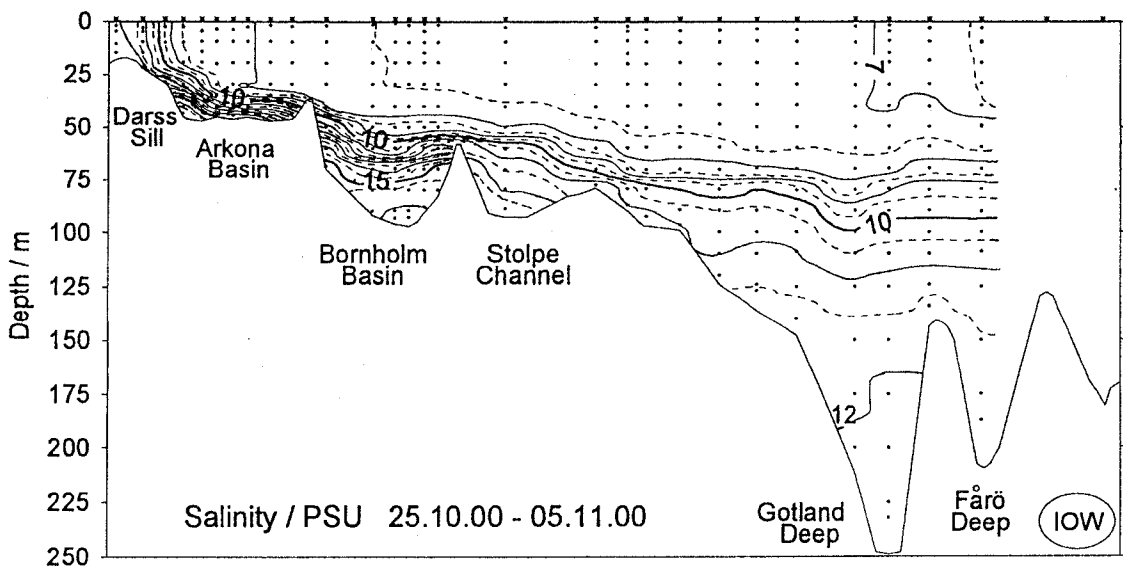
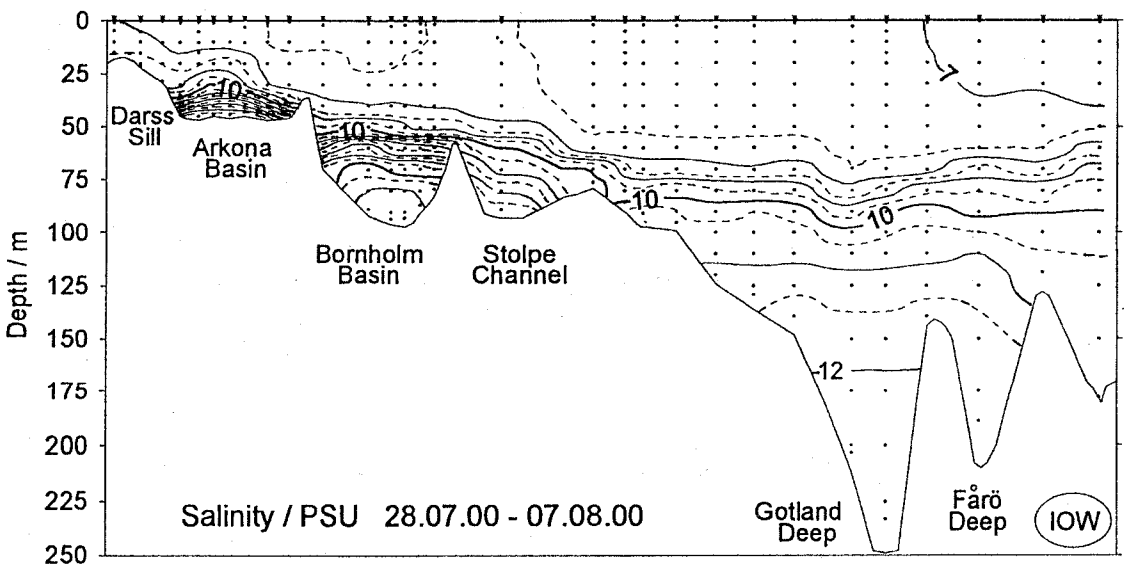
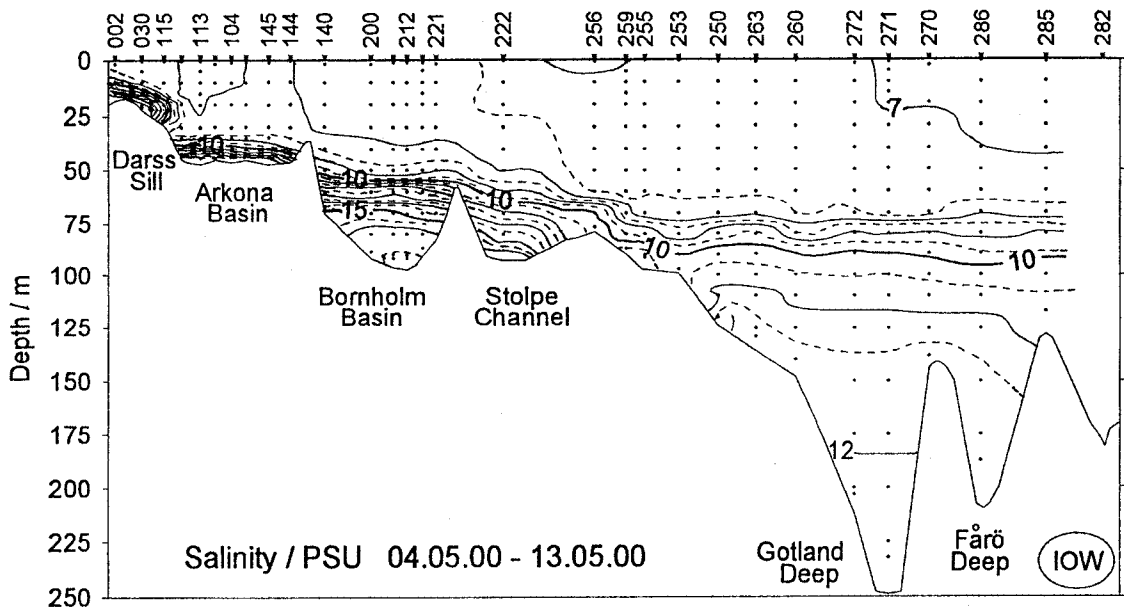


Tabelle 6 Jahresmittelwerte sowie Langzeitmittel (\bar{S}_0) und Standardabweichungen des Salzgehalts (in PSU) im Oberflächenwasser der zentralen Ostsee (Minimalwerte hervorgehoben)

| Station | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 | \bar{S}_0 (1961-1990) |
|------------------------------|------------|------------|-------------------|-------------------|------------|----------------------------|
| 213 (Bornholmtief) | 7,28 ±0,21 | 7,45 ±0,09 | 7,17 ±0,14 | 7,20 ±0,18 | 7,57 ±0,18 | 7,72 ±0,25 |
| 271 (Gotlandtief) | 7,08 ±0,15 | 7,05 ±0,20 | 7,04 ±0,20 | 6,81 ±0,23 | 7,09 ±0,14 | 7,41 ±0,46 |
| 286 (Fårötief) | 6,74 ±0,24 | 6,90 ±0,13 | 6,79 ±0,35 | 6,64 ±0,29 | 6,79 ±0,21 | 7,15 ±0,31 |
| 284 (Landsorttief) | 6,36 ±0,37 | 6,59 ±0,24 | 6,30 ±0,41 | 6,39 ±0,19 | 6,45 ±0,44 | |
| 245 (Karlsötief) | 6,68 ±0,24 | 6,89 ±0,22 | 6,60 ±0,15 | 6,78 ±0,10 | 6,77 ±0,44 | |

Der Salzgehalt im Oberflächenwasser der Ostsee ist im Jahresmittel 2000 gegenüber 1999 angestiegen (Tabelle 6). Der Mittelwert lag im Bornholmbecken um 0,4 PSU über dem für das Jahr 1998 errechneten Minimum des Zeitraums 1992 – 2000. Im Gotlandtief lag das Jahresmittel um 0,3 PSU und im Fårötief um 0,15 PSU über dem für 1999 berechneten Minimum des Zeitraums 1992 – 2000 (vgl. MATTHÄUS et al., 1996). Auch im westlichen Gotlandbecken war im Jahresmittel ein Anstieg von 0,15 PSU gegenüber dem Minimum 1995 – 2000 zu beobachten. Das entspricht für das Bornholm- bzw. östlichen Gotlandbecken noch negativen Abweichungen von 0,15–0,3 PSU verglichen mit dem langjährigen Mittelwert 1961 – 1990 (Tabelle 6).

5.3 Sauerstoff und Schwefelwasserstoff

Der Sauerstoff wird dem Wasser im Wesentlichen durch den Austausch mit der Atmosphäre sowie durch die Primärproduktion der Algen zugeführt. Beide Prozesse sind auf die obersten Wasserschichten begrenzt. Sauerstoffverbrauchende Prozesse, die Respiration der Organismen sowie die Nutzung beim mikrobiellen und chemischen Abbau organischer Substanz, finden dagegen in der gesamten Wassersäule bis zum Sediment statt. Folgerichtig sind die obersten durchlichteten und im Austausch mit der Atmosphäre befindlichen Wasserschichten in der Regel gut mit Sauerstoff versorgt, unterhalb permanenter Dichtesprungschichten kann es jedoch zu einer deutlichen Abnahme des Sauerstoffs bis hin zum Auftreten von Schwefelwasserstoff kommen. Dies ist aus Abb. 14 ersichtlich, in der die Verteilung von Sauerstoff und Schwefelwasserstoff auf einem Schnitt von der Darßer Schwelle bis ins nördliche Gotlandbecken dargestellt ist.

Die Löslichkeit von Sauerstoff im Meerwasser ist temperaturabhängig sowie in geringerem Maße salzgehalts- und druckabhängig. Deshalb ist die Sauerstoffkonzentration im Oberflächenwasser der Ostsee typischen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen (MATTHÄUS, 1978). In den Wintermonaten treten hohe Sauerstoffkonzentrationen auf, die in den einzelnen Seegebieten auf Grund geringer biologischer Aktivitäten recht einheitlich sind. In der westlichen Ostsee macht sich zudem der Einfluß des erhöhten Salzgehaltes auf die Löslichkeit bemerkbar (Tabelle 7). Mit Beginn der Frühjahrsblüte des Planktons kommt es ab März zu einer weiteren Zunahme des Sauerstoffgehaltes, ein Prozeß der in der westlichen Ostsee beginnt und im Mai im Gotlandbecken

beobachtet wird (KAISER, SCHULZ, 1978; MATTHÄUS, 1978; WASMUND et al., 1998, 1999). Auf Grund der Patchiness des Phytoplanktons und von Temperaturunterschieden weisen die Messwerte dann eine größere Streuung auf. In den wärmeren Sommer- und Herbstmonaten ist die Menge des gelösten Sauerstoffs deutlich geringer (Tabelle 7).

Tabelle 7 Sauerstoffkonzentration (in cm^3/dm^3) in der Oberflächenschicht (0-10 m Tiefe) verschiedener Seegebiete im Jahre 2000 (Maximalwerte hervorgehoben)

| Gebiet | Anzahl der Stationen | Februar | März | Mai | August | Oktober/ November |
|---------------------|----------------------|-----------|------------------|------------------|-----------|-------------------|
| Westliche Ostsee | 5 | 8,01±0,06 | 9,18±0,18 | 8,04±0,25 | 6,59±0,06 | 6,34±0,18 |
| Arkonasee | 12 | 8,57±0,05 | 9,02±0,14 | 8,25±0,37 | 6,82±0,16 | 6,88±0,04 |
| Bornholmsee | 6 | 8,56±0,05 | 9,01±0,10 | 8,83±0,07 | 6,86±0,09 | 6,92±0,04 |
| Östliche Gotlandsee | 9 | 8,59±0,08 | 9,03±0,04 | 9,59±0,39 | 7,16±0,20 | 7,24±0,07 |
| Gesamte Ostsee | 72 | 8,53±0,25 | 9,06±0,18 | 8,38±0,80 | 6,81±0,41 | 6,86±0,43 |

Der Jahresgang der Sauerstoffkonzentration im Jahre 2000 kann beispielhaft für die Bornholmsee gezeigt werden (Abb. 15). In den Wintermonaten ist die Wassersäule bis zur Sprungschicht gut durchmischt, was mit einheitlichen Temperatur- und Sauerstoffwerten belegt werden kann. Auch während der Frühjahrsblüte im April sind die Temperaturunterschiede noch gering, so dass die nun erhöhten Sauerstoffkonzentrationen im Oberflächen- und 20 m-Horizont kaum unterschiedlich sind. Im weiteren Jahresverlauf kommt es zu einer Temperaturerhöhung und zur Ausbildung der sommerlichen Temperatursprungschicht. Folglich liegen die Sauerstoffkonzentrationen in der Oberfläche deutlich höher als in 20 m Wassertiefe, wo bereits zehrende Prozesse stattfinden. Die herbstliche Konvektion führt erneut zu einer Angleichung der Bedingungen bei abnehmenden Temperaturen und Zunahme des Sauerstoffgehalts.

Interessant ist jedoch vor allem die Betrachtung der Sauerstoffsättigung, da bei den Sättigungswerten der Einfluß von Temperatur und Salzgehalt auf die Löslichkeit berücksichtigt wird (Tabelle 8). Wie in den Vorjahren (MATTHÄUS et al., 1999a) zeigt sich in der Oberflächenschicht im Februar ein Defizit von 3 - 4%, das seine Ursache in der Dominanz sauerstoffzehrender Vorgänge hat, die schon im Herbst des Vorjahres einsetzen. Im März ist in der westlichen Ostsee eine durchschnittliche Übersättigung von 10% zu beobachten, ein deutliches Indiz für die Frühjahrsblüte.

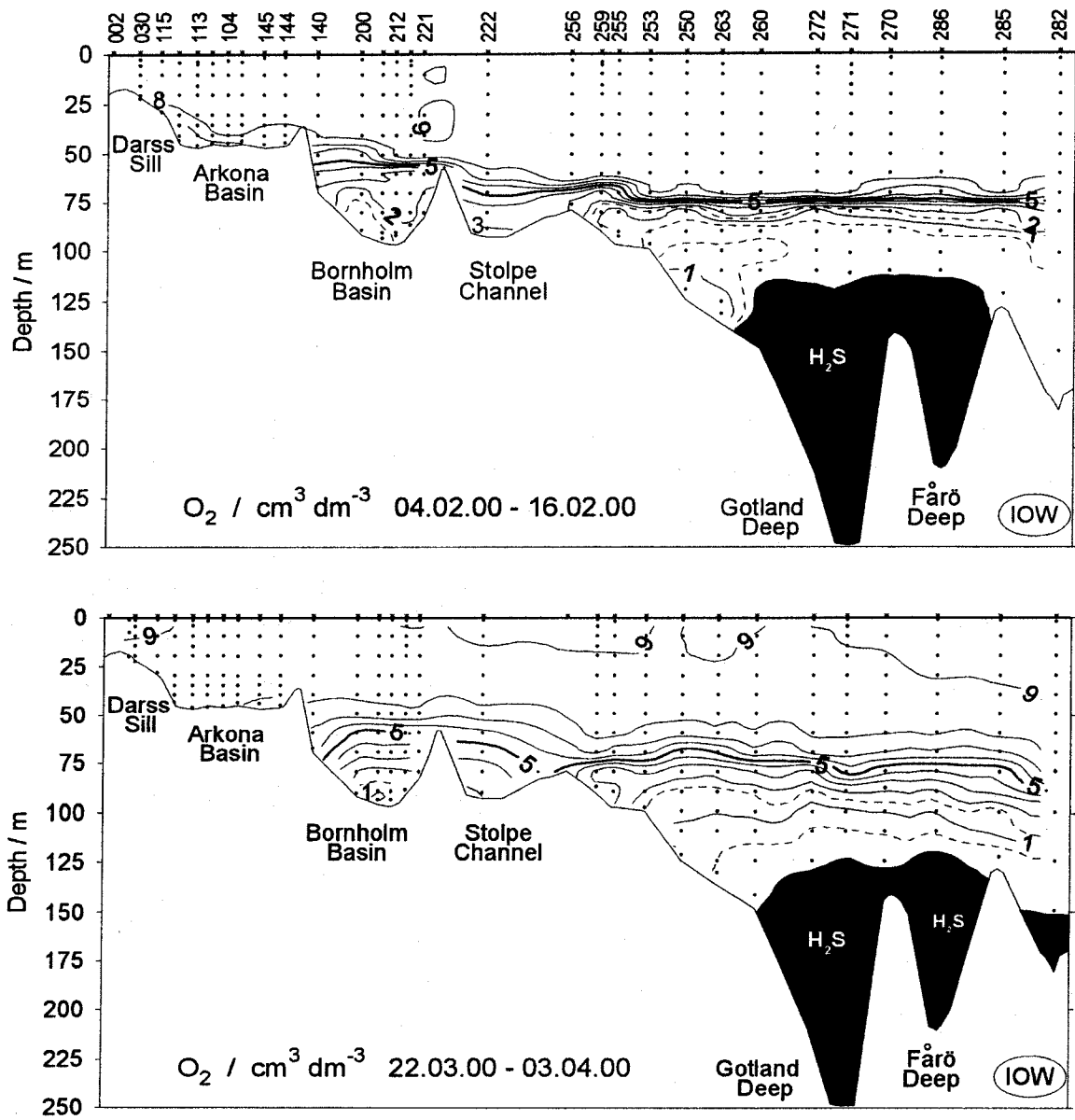
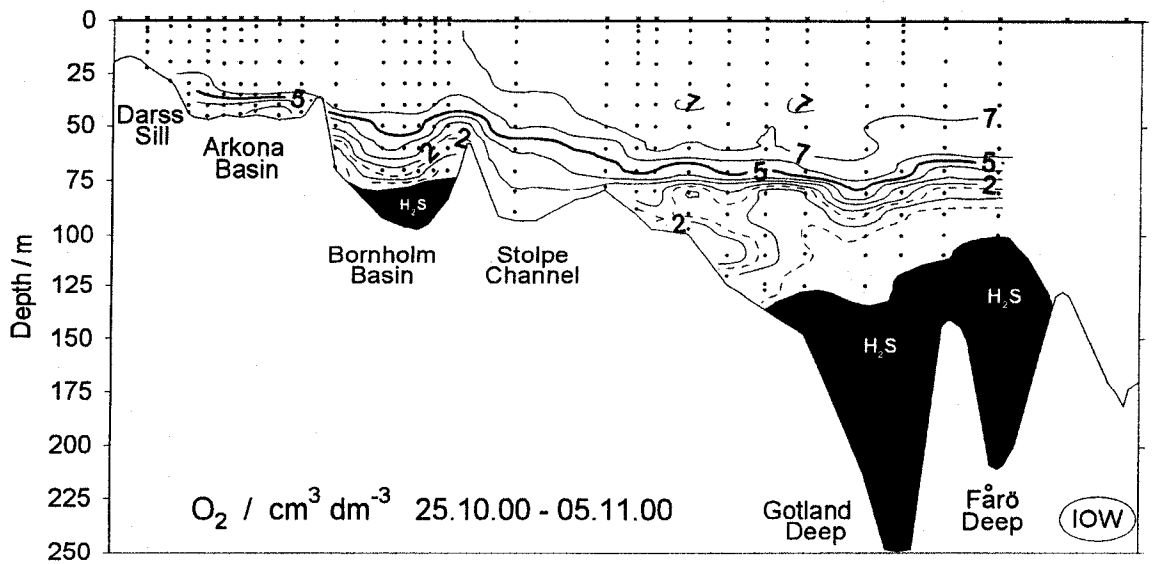
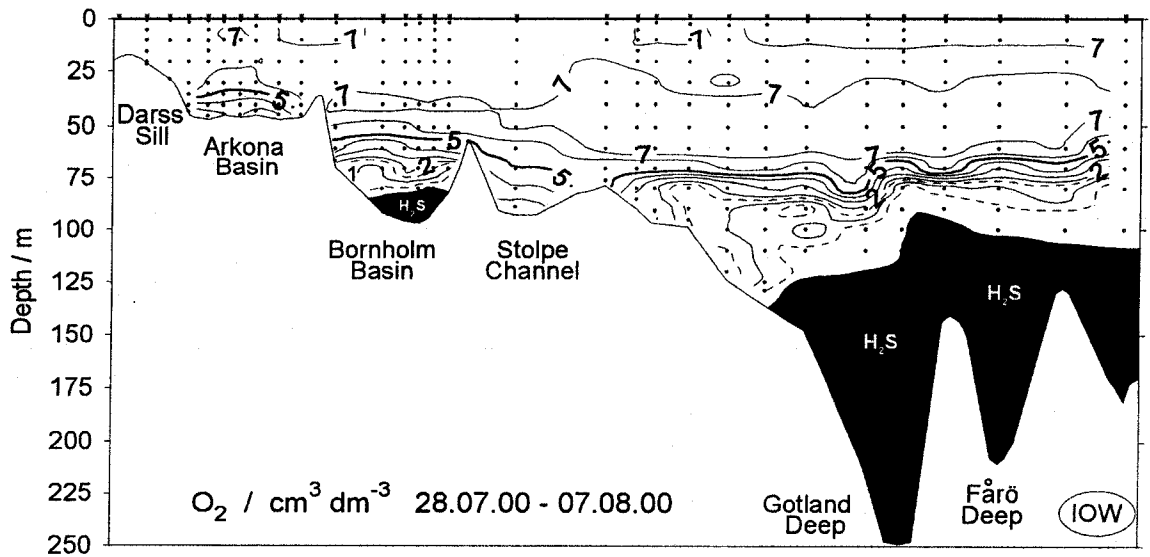
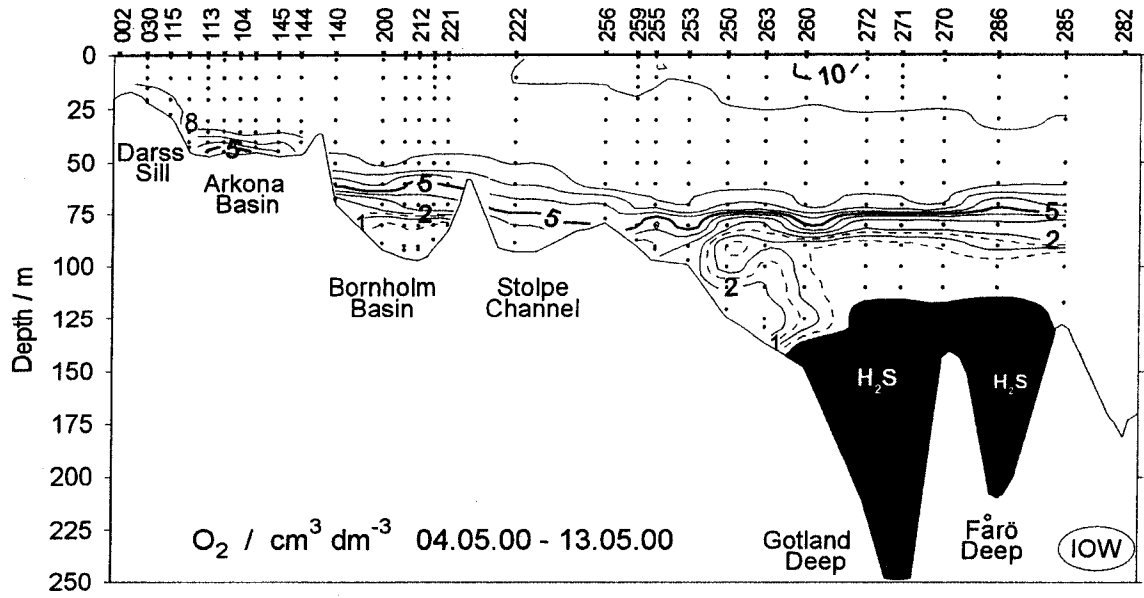


Abb. 14

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



Die deutlichsten Übersättigungen werden im Mai in der östlichen Gotlandsee beobachtet, wo maximale Sättigungen von 127% gemessen wurden. Dies liegt im Bereich der Beobachtungen der Jahre 1998 and 1999 (MATTHÄUS et al., 1999a, 2000). Extreme Sauerstoffsättigungen von 140 - 160%, wie sie von NEHRING et al. (1995a) für das Jahr 1994 beschrieben wurden, treten in den letzten Jahren nicht mehr auf. Auch im August 2000 wird in der östlichen Gotlandsee eine Übersättigung von etwa 10% gefunden. Cyanobakterienblüten können dafür verantwortlich gemacht werden.

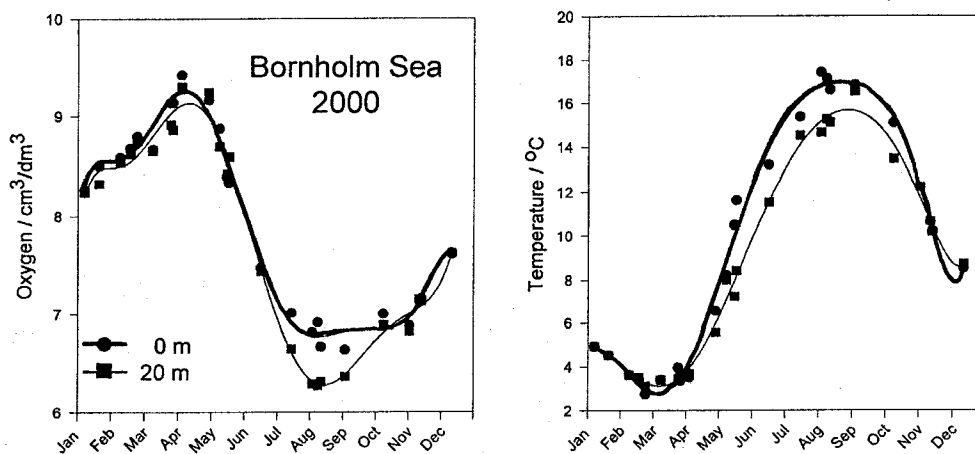


Abb. 15

Jahresgang von Sauerstoffgehalt und Temperatur im Oberflächenwasser der Bornholmsee im Jahre 2000 (nach Daten des IOW und SMHI)

Das sommerliche kalte Zwischenwasser (vgl. Abb. 12) zeichnet sich durch ein intermediäres Sauerstoffmaximum aus, was besonders gut im August zu beobachten ist (Abb. 14). Betrachtet man dieselben Stationen, die in den Tabellen 7 und 8 verwendet werden, findet sich dieses Sauerstoffmaximum im Bornholmbecken in einer Tiefe von 40 m ($7,1 \pm 0,16 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$); im östlichen Gotlandbecken werden Konzentrationen von $7,6 \pm 0,23 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ zwischen 40 und 50 m gemessen. Vergleicht man diese Werte mit den Februarkonzentrationen (Tabelle 7), lässt sich ein annäherndes Maß für die Sauerstoffzehrung ermitteln, die danach in dieser Wasserschicht unter $0,01 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$ pro Tag liegt. Das Sauerstoffmaximum liegt im östlichen Gotlandbecken ca. 10 - 20 m über dem Temperaturminimum, das in etwa 60 m Wassertiefe auftritt ($3,3 \pm 0,10 \text{ °C}$).

Tabelle 8 Sauerstoffsättigung (in %) in der Oberflächenschicht (0-10 m Tiefe) verschiedener Seegebiete im Jahre 2000 (Maximalwerte hervorgehoben)

| Gebiet | Anzahl der Stationen | Februar | März | Mai | August | Oktober/November |
|---------------------|----------------------|----------|------------------|------------------|-----------|------------------|
| Westliche Ostsee | 5 | 97,3±0,4 | 110,6±1,5 | 104,4±1,0 | 101,7±4,6 | 92,8±1,9 |
| Arkonasee | 12 | 97,8±0,5 | 102,8±1,9 | 106,2±2,6 | 105,2±2,2 | 96,6±0,5 |
| Bornholmsee | 6 | 96,7±0,4 | 102,0±1,0 | 110,6±0,8 | 105,4±1,4 | 96,1±0,3 |
| Östliche Gotlandsee | 9 | 96,0±0,5 | 100,6±0,0 | 121,7±3,7 | 109,8±2,7 | 97,8±0,8 |
| Gesamte Ostsee | 72 | 97,2±1,7 | 103,3±5,8 | 107,7±7,5 | 104,2±6,7 | 95,0±4,3 |

Die Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser des Arkonabeckens weisen typische jahreszeitliche Schwankungen auf (vgl. MATTHÄUS, 1975). Vertikale Durchmischung im Winter sowie advective Prozesse führen zunächst zu einer guten Sauerstoffversorgung bis zum Grund. Im Jahre 2000 wurden bis Anfang Mai Sauerstoffgehalte zwischen 5,7 und 7,7 cm³/dm³ in der bodennahen Schicht der Station 113 gefunden. Die zunehmende Ausbildung der thermischen Schichtung und der vermehrte Abbau sedimentierender organischer Substanz führten Ende Juli zu einer deutlichen Abnahme des Sauerstoffgehaltes auf 1,3 cm³/dm³, was einer Sättigung von nur 17,6% entspricht.

Nachdem im Tiefenwasser des Bornholmbeckens im Jahre 1998 erstmals ein negativer Jahresmittelwert im Sauerstoffgehalt ermittelt worden war (MATTHÄUS et al., 1999a, b; vgl. auch Tabelle 5), dominierten im Jahre 2000 wieder oxische Verhältnisse. Bei einem Mittelwert von 0,9 cm³/dm³ (Tabelle 5) lagen bei insgesamt 32 Beprobungen 26mal oxische Bedingungen vor. Das trifft insbesondere für die erste Jahreshälfte zu, wo ein Maximalwert von 3,2 cm³/dm³ gemessen wurde (vgl. auch Abb. 1). Einstromereignisse im Herbst/Winter 1999/2000 (vgl. Kapitel 3) sind dafür verantwortlich zu machen. In der zweiten Jahreshälfte wechselten oxische mit anoxischen Bedingungen, so die relative große Dynamik des westlichsten der Tiefenbecken der Ostsee dokumentierend.

In den anderen Tiefenbecken setzt sich die Stagnationsperiode, die 1995 begonnen hat (NEHRING et al., 1995c) fort (Abb. 1 und 25). Das wird auch aus Tabelle 5 ersichtlich. Die niedrigsten Jahresmittelwerte im Sauerstoffgehalt wurden jeweils für das Jahr 2000 ermittelt. Im östlichen Gotlandbecken (Stat. 271) wurde unterhalb 125 m Wassertiefe das gesamte Jahr 2000 hindurch Schwefelwasserstoff angetroffen (Abb. 14). Interessant ist jedoch besonders, dass sich zwischen 95 m und 125 m ein breiter Bereich erstreckt, in dem häufig niedrige Sauerstoffkonzentrationen mit geringen Mengen von Schwefelwasserstoff wechseln, was bei einer intensiven Meßkampagne im Juli 2000 gezeigt werden konnte.

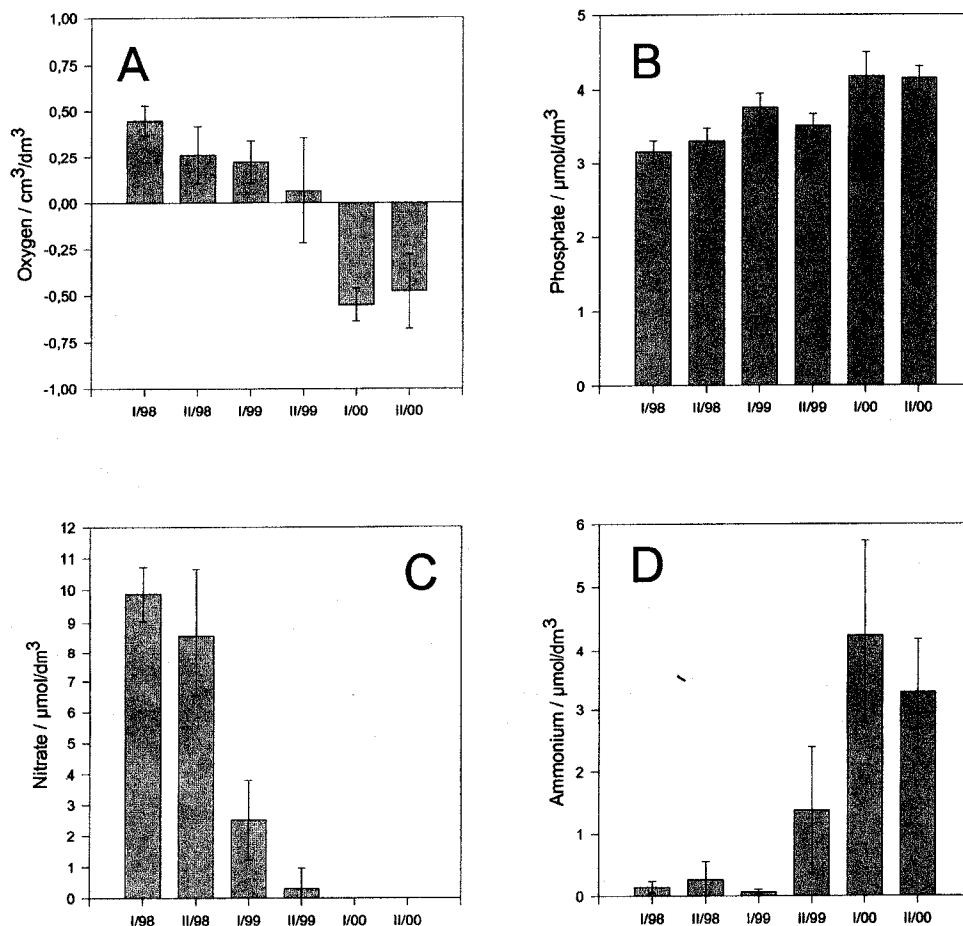


Abb. 16

Entwicklung der Konzentrationen von Sauerstoff/Schwefelwasserstoff (als negative Sauerstoff-äquivalente; A), Phosphat (B), Nitrat (C) und Ammonium (D) im 400 m Horizont des Landsortiefs (Stat. 284) zwischen 1998 und 2000 (nach Daten des IOW und SMHI)

Auch im westlichen Gotlandbecken hielt die bereits in den Vorjahren beschriebene Entwicklung an (MATTHÄUS et al., 1999a, 2000). Im Tiefenwasser des Landsortiefs wurden durchweg anoxische Verhältnisse beobachtet (Abb. 16A). Die Mächtigkeit der schwefelwasserstoffhaltigen Schicht vergrößerte sich von ca. 250 m zu Beginn des Jahres auf ca. 300 m im Herbst 2000. Aus Abb. 16A ist aber auch ersichtlich, dass es in der zweiten Jahreshälfte zu keiner weiteren Schwefelwasserstoffzunahme kam. Möglicherweise ist hier bereits der Höhepunkt der Stagnation erreicht und es kann in der Folgezeit mit einer Verbesserung der Sauerstoffverhältnisse gerechnet werden, was durch eine verringerte Stabilität der Schichtung und Einströme in Wassertiefen unterhalb der permanenten Sprungschicht verursacht werden kann. Dies wurde bereits für die Stagnationsperiode 1977 - 1992 beschrieben (MATTHÄUS, 1995).

5.4 Anorganische Nährstoffe

Unter Eutrophierung versteht man den Prozeß einer erhöhten biologischen Produktion im Gewässer als Ergebnis einer verstärkten Zufuhr anorganischer Nährstoffe, hauptsächlich verursacht durch anthropogene Aktivitäten in den Einzugsgebieten (EUTROSYM, 1976). Diese Nährstoffe, im wesentlichen Phosphor- und Stickstoffverbindungen, limitieren unter natürlichen Bedingungen die Primärproduktion.

Veränderungen in der Landnutzung, intensive Landwirtschaft und erhöhter Düngemittelverbrauch (NAUSCH et al., 1999), zusätzlicher Phosphor- und Stickstoffeintrag aus häuslichen und industriellen Abwässern sowie der atmosphärische Stickstoffeintrag infolge der Verbrennung fossiler Energieträger können als anthropogene Nährstoffquellen benannt werden (JANSSON, DAHLBERG, 1999). Die gegenwärtige Stickstoffbelastung der Ostsee ist etwa 3mal höher als in den 40er Jahren des vorigen Jahrhunderts, die Phosphorlast hat sich im gleichen Zeitraum etwa um den Faktor 5 erhöht (ROSENBERG et al., 1990; JANSSON, DAHLBERG, 1999).

Die Beschreibung der Nährstoffsituation in der Ostsee ist daher einer der Kernparameter des Baltic Monitoring Programme der HELCOM seit seiner Einführung im Jahre 1979. Phosphat und Nitrat als Endprodukte der Mineralisation organischer Substanz unter oxischen Bedingungen wird dabei in der Regel die größte Aufmerksamkeit gewidmet. In Abb. 17 und 18 sind die im Jahre 2000 beobachteten Vertikalverteilungen für Nitrat und Phosphat dargestellt. Im anoxischen Tiefenwasser endet die Mineralisation beim Ammonium. Nitrit tritt als Zwischenprodukt der Nitrifikation oder Denitrifikation meist nur in geringen Konzentrationen auf. Neben den anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen wird auch Silikat zu den Nährstoffen gerechnet, da es die Primärproduktion der Diatomeen limitieren kann. Obwohl die Silikateinträge nicht in gleicher Weise anthropogen verändert wurden, gewann dieser Nährstoff in den zurückliegenden 10 Jahren zunehmend an Beachtung.

Für das Oberflächenwasser zeigen die Abb. 17 und 18 die für Seegebiete der gemäßigten Breiten typische Saisonalität mit hohen Phosphat- und Nitratkonzentrationen im Winter, einem drastischen Rückgang während der Frühjahrsblüte des Phytoplanktons und niedrigen Konzentrationen in der produktiven Jahreszeit. Die Ursache dieses Jahresgangs liegt in der Lichtlimitation der Phytoplanktonentwicklung während der strahlungsarmen Jahreszeit. Die Nährstoffkonzentrationen des Tiefenwassers sind dagegen das Resultat von Abbau-, Akkumulations-, Austausch- und Redoxprozessen, wobei kein jahreszeitliches Signal zu beobachten ist.

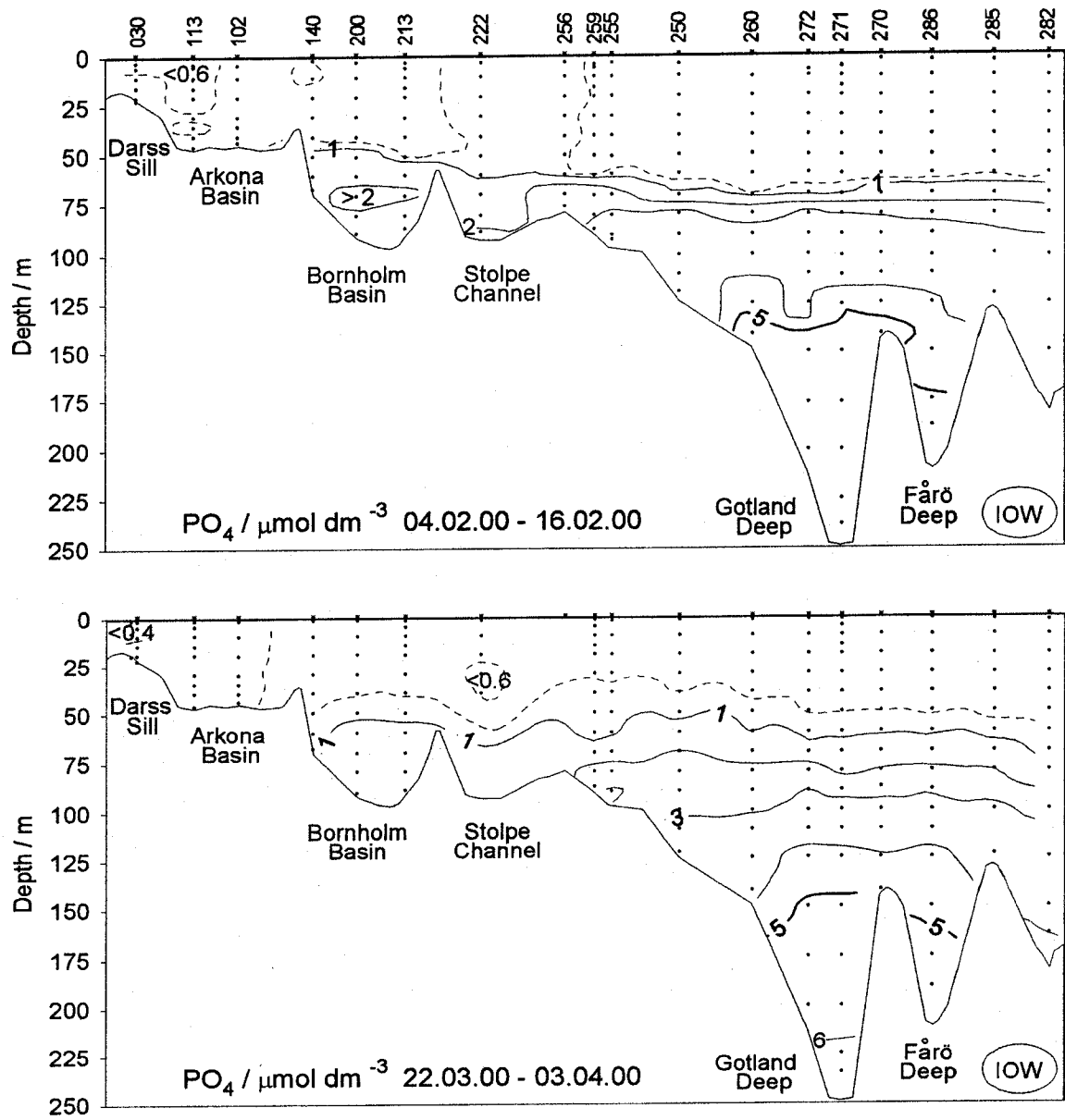
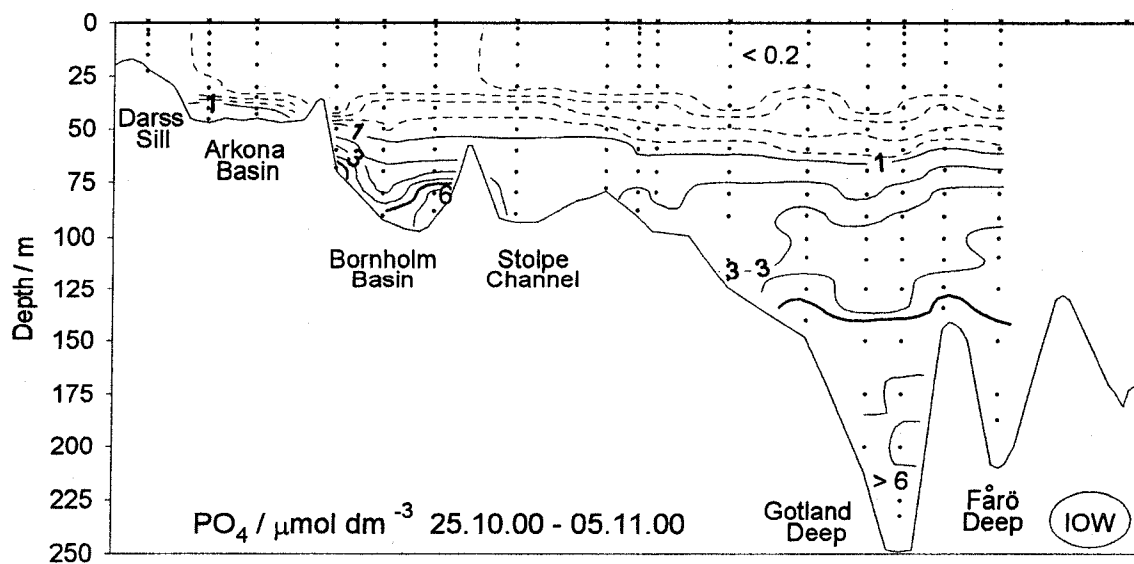
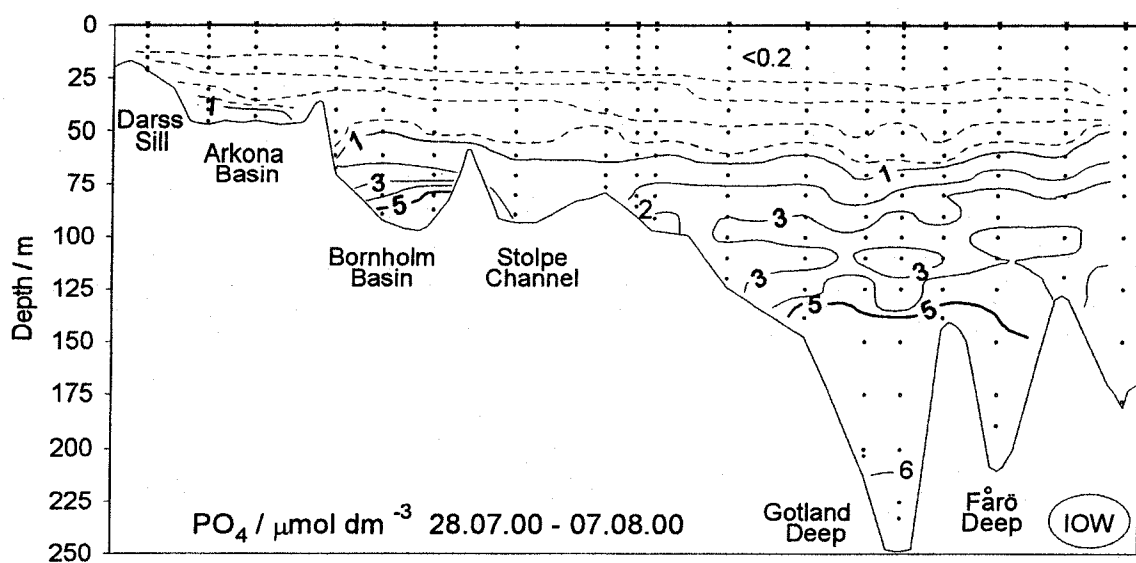
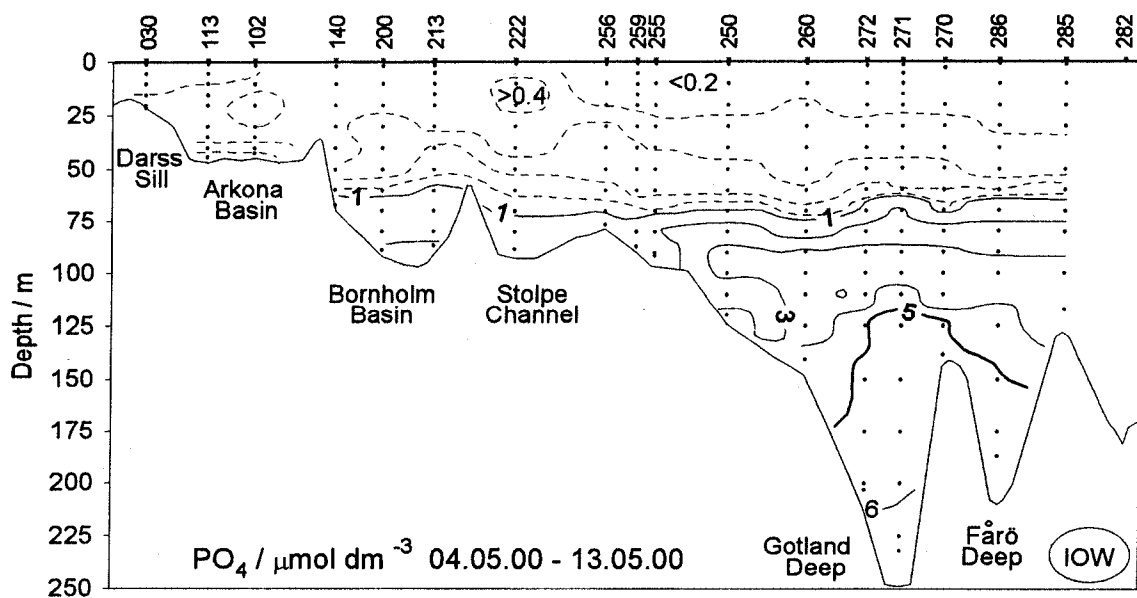


Abb. 17

Vertikale Verteilung des Phosphatgehalts zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken



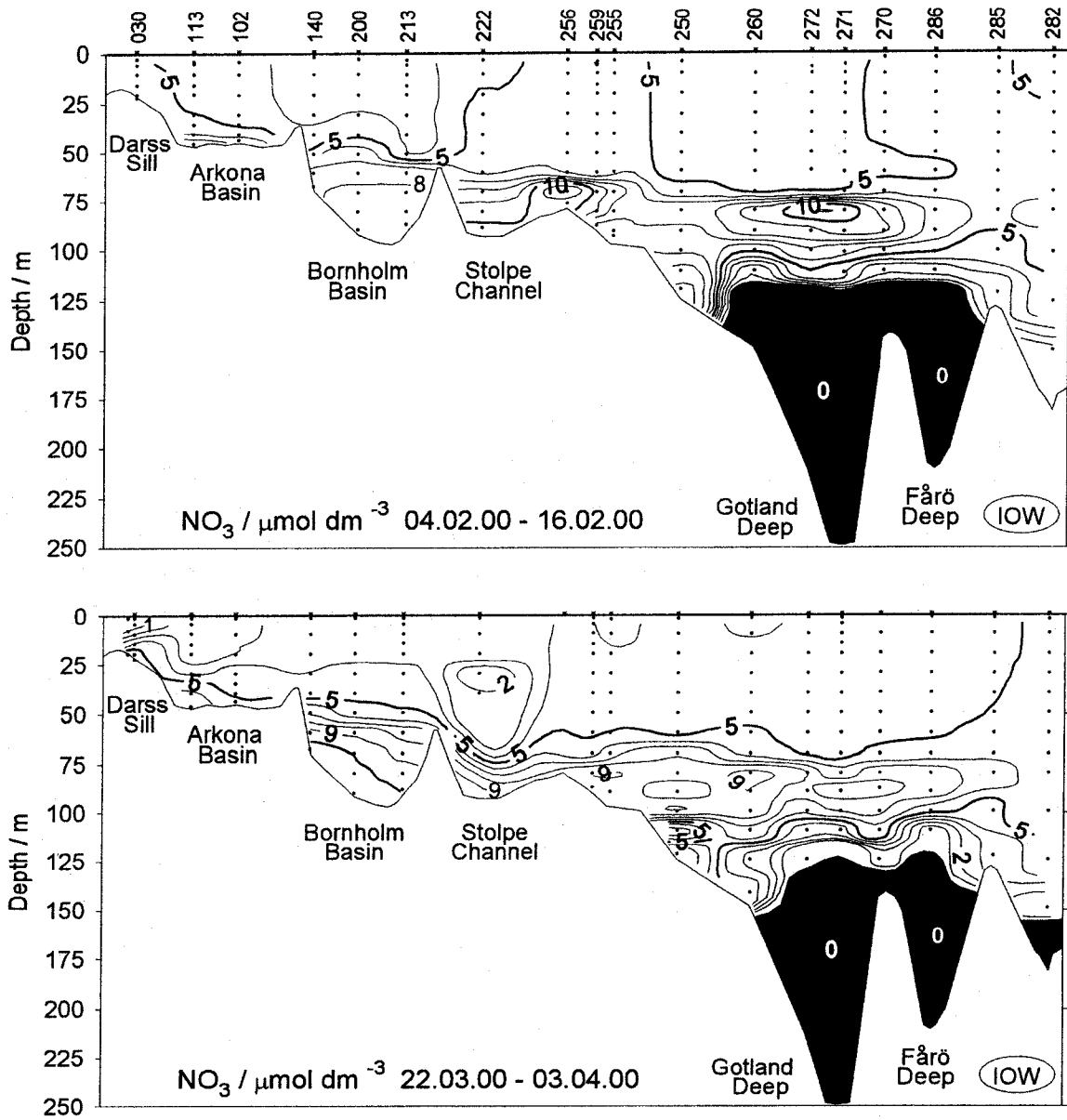


Abb. 18

Vertikale Verteilung des Nitratgehalts zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

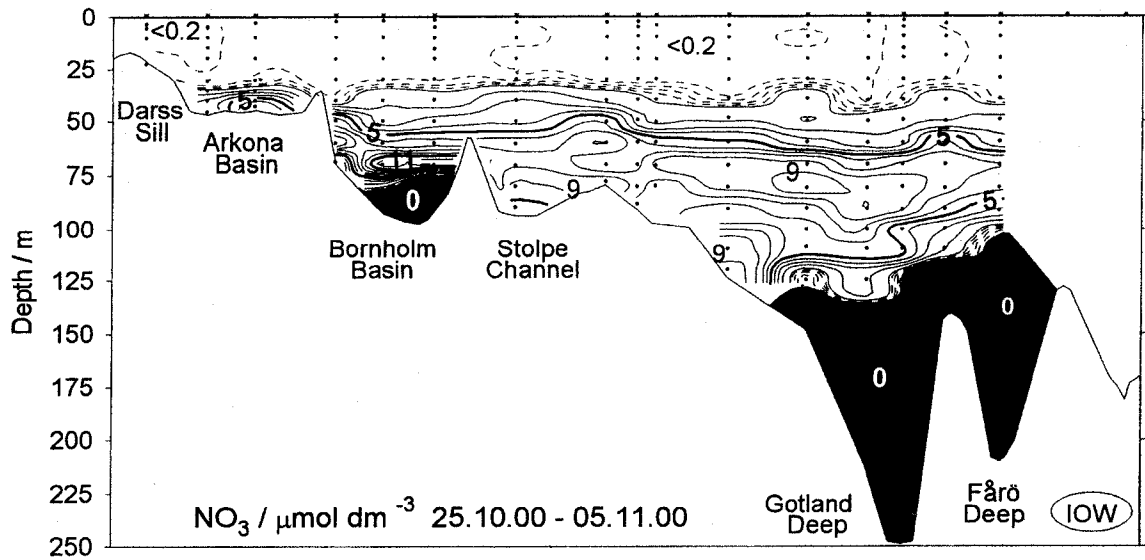
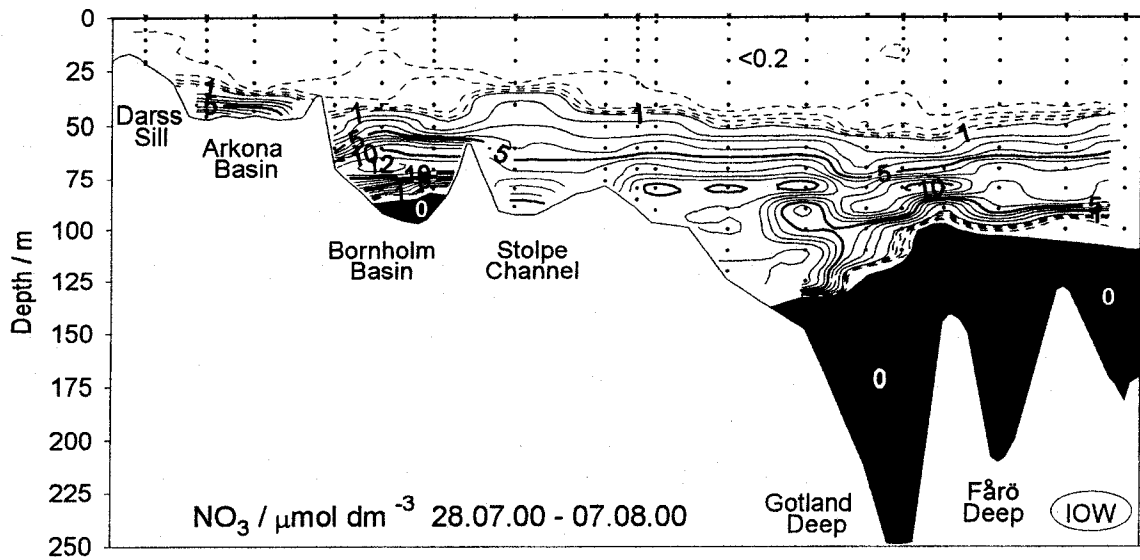
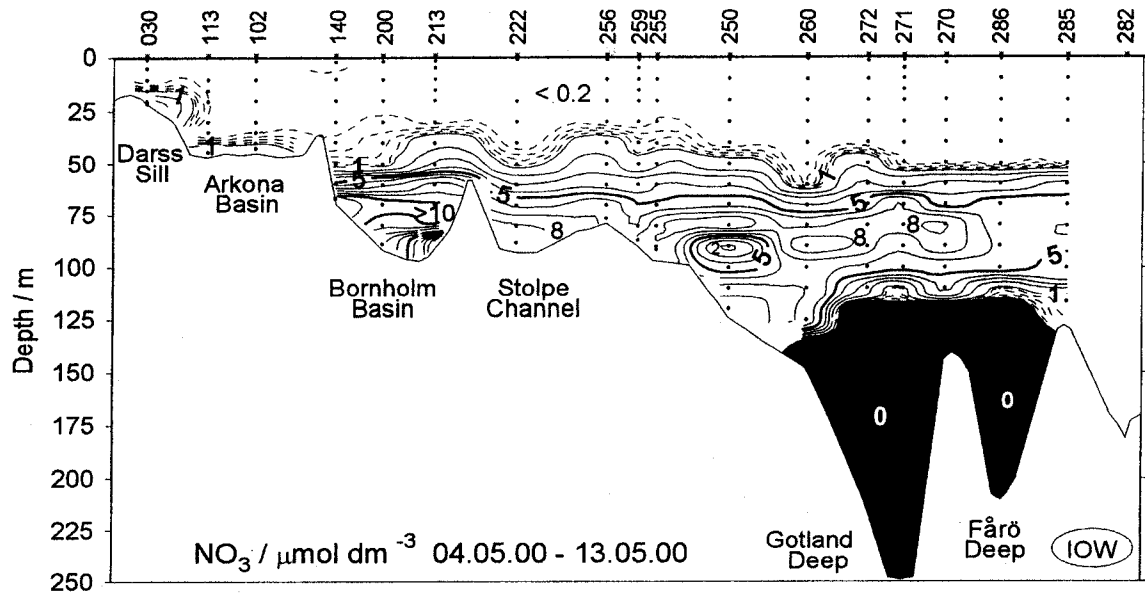


Tabelle 9 Gemittelte Nährstoffkonzentrationen in der winterlichen Oberflächenschicht (0–10 m Tiefe) der westlichen und zentralen Ostsee (Minimalwerte hervorgehoben)

| Phosphat ($\mu\text{mol}/\text{dm}^3$) | | | | | | |
|--|--------------|---|---------------------------------------|------------------------------------|---|------------------------------------|
| Station | Monat | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 |
| 023 (Lübecker Bucht) | Feb. | - | 0,60 \pm0,03 | 0,64 \pm 0,01 | 0,63 \pm 0,01 | 0,67 \pm 0,02 |
| 012 (Meckl. Bucht) | Feb. | 0,59 \pm 0,01 | 0,56 \pm0,01 | 0,66 \pm 0,01 | 0,61 \pm 0,02 | 0,70 \pm 0,02 |
| 162 (Pommersche Bucht) | Feb. | - | 0,74 \pm 0,01 | 0,66 \pm 0,01 | 0,64 \pm0,01 | 0,58 \pm0,01 |
| 113 (Arkonasee) | Feb. | 0,51 \pm 0,03 | 0,38 \pm0,01 | 0,40 \pm 0,0 | 0,49 \pm 0,01 | 0,56 \pm 0,02 |
| 213 (Bornholmtief) | Feb. | 0,49 \pm 0,01 | 0,50 \pm 0,01 | 0,46 \pm0,01 | 0,56 \pm 0,01 | 0,75 \pm 0,00 |
| 271 (Gotlandtief) | Feb. Apr. | 0,46 \pm 0,04 0,50 \pm 0,01 ¹⁾ | 0,43 \pm0,01 - | 0,49 \pm 0,01 0,52 \pm 0,0 | 0,49 \pm 0,04 0,42 \pm0,02 | 0,70 \pm 0,01 0,67 \pm 0,00 |
| 286 (Färötief) | Feb. Mär. | 0,52 \pm 0,00 0,46 \pm0,02 | 0,37 \pm0,01 - | 0,49 \pm 0,01 0,47 \pm 0,01 | 0,46 \pm 0,02 0,50 \pm 0,00 | 0,65 \pm 0,00 0,57 \pm 0,00 |
| 284 (Landsorttief) | Feb. Mär. | 0,54 \pm 0,01 | 0,50 \pm 0,01 | 0,42 \pm0,03 | 0,38 \pm0,01 0,39 \pm 0,01 | 0,65 \pm 0,00 0,64 \pm 0,00 |
| 245 (Karlsötief) | Feb. | 0,58 \pm 0,03 | 0,57 \pm 0,01 | 0,47 \pm0,01 | 0,54 \pm 0,00 | 0,75 \pm 0,01 |

| Nitrat ($\mu\text{mol}/\text{dm}^3$) | | | | | | |
|--|--------------|--|-------------------------------------|---|---|---|
| Station | Monat | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 |
| 023 (Lübecker Bucht) | Feb. | - | 8,1 \pm0,2 | 12,0 \pm 1,0 | 9,0 \pm 0,1 | 7,2 \pm0,1 |
| 012 (Meckl. Bucht) | Feb. | 5,0 \pm0,0 | 5,7 \pm 0,1 | 6,6 \pm 0,0 | 7,9 \pm 0,1 | 7,1 \pm 0,1 |
| 162 (Pommersche Bucht) | Feb. | - | 16,1 \pm 0,5 | 14,1 \pm 0,4 | 14,8 \pm 0,2 | 5,1 \pm0,1 |
| 113 (Arkonasee) | Feb. | 5,8 \pm 0,0 | 4,2 \pm 0,0 | 3,1 \pm0,0 | 4,4 \pm 0,0 | 4,2 \pm 0,0 |
| 213 (Bornholmtief) | Feb. | 4,1 \pm 0,0 | 4,2 \pm 0,0 | 3,1 \pm0,0 | 3,8 \pm 0,0 | 3,9 \pm 0,0 |
| 271 (Gotlandtief) | Feb. Apr. | 4,1 \pm 0,1 4,3 \pm 0,0 ¹⁾ | 3,6 \pm0,0 - | 3,7 \pm 0,1 3,3 \pm0,0 | 4,2 \pm 0,0 4,1 \pm 0,1 | 4,5 \pm 0,1 4,2 \pm 0,0 |
| 286 (Färötief) | Feb. Mär. | 3,8 \pm 0,1 3,9 \pm 0,0 | 3,6 \pm 0,0 - | 3,7 \pm 0,0 3,2 \pm0,1 | 3,5 \pm0,1 4,5 \pm 0,1 | 5,2 \pm 0,0 4,6 \pm 0,0 |
| 284 (Landsorttief) | Feb. Mär. | 4,0 \pm 0,1 | 4,2 \pm 0,0 | 4,2 \pm 0,1 | 3,6 \pm0,1 4,4 \pm 0,0 | 4,7 \pm 0,0 4,3 \pm0,0 |
| 245 (Karlsötief) | Feb. | 4,3 \pm 0,1 | 3,7 \pm 0,0 | 3,1 \pm0,0 | 3,1 \pm0,0 | 4,2 \pm 0,0 |

Tabelle 9 (Fortsetzung)**Summe der anorganischen Stickstoffverbindungen ($\text{NO}^{3-} + \text{NO}^{2-} + \text{NH}_4^+$; $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$)**

| Station | Monat | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 |
|----------------------------------|-------|-------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| 023 (Lübecker Bucht) | Feb. | - | 9,8 ± 0,1 | - | 11,6 ± 0,0 | 10,5 ± 0,3 |
| 012 (Meckl. Bucht) | Feb. | - | 6,6 ± 0,1 | - | 10,3 ± 0,1 | 11,8 ± 0,1 |
| 162 (Pommersche Bucht) | Feb. | - | 19,4 ± 0,6 | 16,5 ± 0,5 | 17,3 ± 0,2 | 6,3 ± 0,2 |
| 113 (Arkonasee) | Feb. | 6,4 ± 0,5 | 4,4 ± 0,0 | 3,3 ± 0,0 | 4,9 ± 0,0 | 4,6 ± 0,1 |
| 213 (Bornholmtief) | Feb. | 4,7 ± 0,2 | 4,4 ± 0,0 | 3,3 ± 0,0 | 4,3 ± 0,0 | 4,2 ± 0,1 |
| 271 (Gotlandtief) | Feb. | 4,5 ± 0,1 | 3,8 ± 0,1 | 3,9 ± 0,1 | 4,8 ± 0,0 | 4,8 ± 0,2 |
| | Apr. | 4,7 ± 0,1 ¹⁾ | - | 3,8 ± 0,0 | 4,6 ± 0,1 | 4,6 ± 0,0 |
| 286 (Färötief) | Feb. | 4,2 ± 0,0 | 3,8 ± 0,1 | 3,9 ± 0,0 | 4,1 ± 0,0 | 5,4 ± 0,0 |
| | Mär. | 4,6 ± 0,1 | - | 3,5 ± 0,0 | 5,0 ± 0,1 | 4,8 ± 0,0 |
| 284 (Landsorttief) | Feb. | 4,4 ± 0,1 | 4,5 ± 0,0 | 4,3 ± 0,1 | 3,9 ± 0,0 | 4,8 ± 0,0 |
| | Mär. | | | | - | 4,6 ± 0,1 |
| 245 (Karlsötief) | Feb. | 4,6 ± 0,1 | 4,0 ± 0,1 | 3,4 ± 0,1 | 3,7 ± 0,1 | - |

¹⁾ Ende März

Die oben beschriebene Saisonalität bedingt, dass Trenduntersuchungen nur in der produktionsarmen Jahreszeit möglich sind, wenn mikrobielle Mineralisation, geringe Primärproduktion und großer vertikaler Austausch den Nährstoffgehalt des Oberflächenwassers auf hohem Niveau stabilisieren (NEHRING, MATTHÄUS, 1991; NAUSCH, NEHRING, 1996). In Tabelle 9 sind die gemittelten Phosphat- und Nitratkonzentrationen sowie die Summe der anorganischen Stickstoffkomponenten in der winterlichen Oberflächenschicht für die zurückliegenden Jahre sowie für die verschiedenen, untersuchten Seegebiete zusammengefasst.

In der 2. Hälfte der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts wurden für das Phosphat vor allem in den Küstengewässern, aber auch in der offenen Ostsee signifikant geringere Konzentrationen als in der 1. Hälfte der 90er Jahre gemessen (MATTHÄUS et al., 2000; HELCOM, 2001). Während in den Küstengewässern vor allem der Bau von Kläranlagen hierfür verantwortlich gemacht werden kann, sind in der offenen Ostsee auch dynamische Prozesse zu berücksichtigen.

Bei der Betrachtung der Untersuchungsergebnisse aus dem Jahre 2000 zeigen sich mit Ausnahme der Pommersche Bucht sehr hohe Phosphatkonzentrationen. Wie aus Abb. 19 ersichtlich, kann dieses hohe Nährstoffplateau durch zahlreiche Messungen belegt werden. Auch in anderen Gebieten der Ostsee wurden ähnliche Verhältnisse angetroffen. So lagen die Februarkonzentrationen in der Danziger Bucht (Stat. 233) mit ca. $0,7 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ deutlich über dem Mittel 1990 - 1999 (ANONYMOUS, 2000a). Im Rigaer Meerbusen überstiegen die Phosphatkonzentrationen im Februar 2000 sogar das Maximum der Jahresreihe 1973 - 1999 (ANONYMOUS, 2000b).

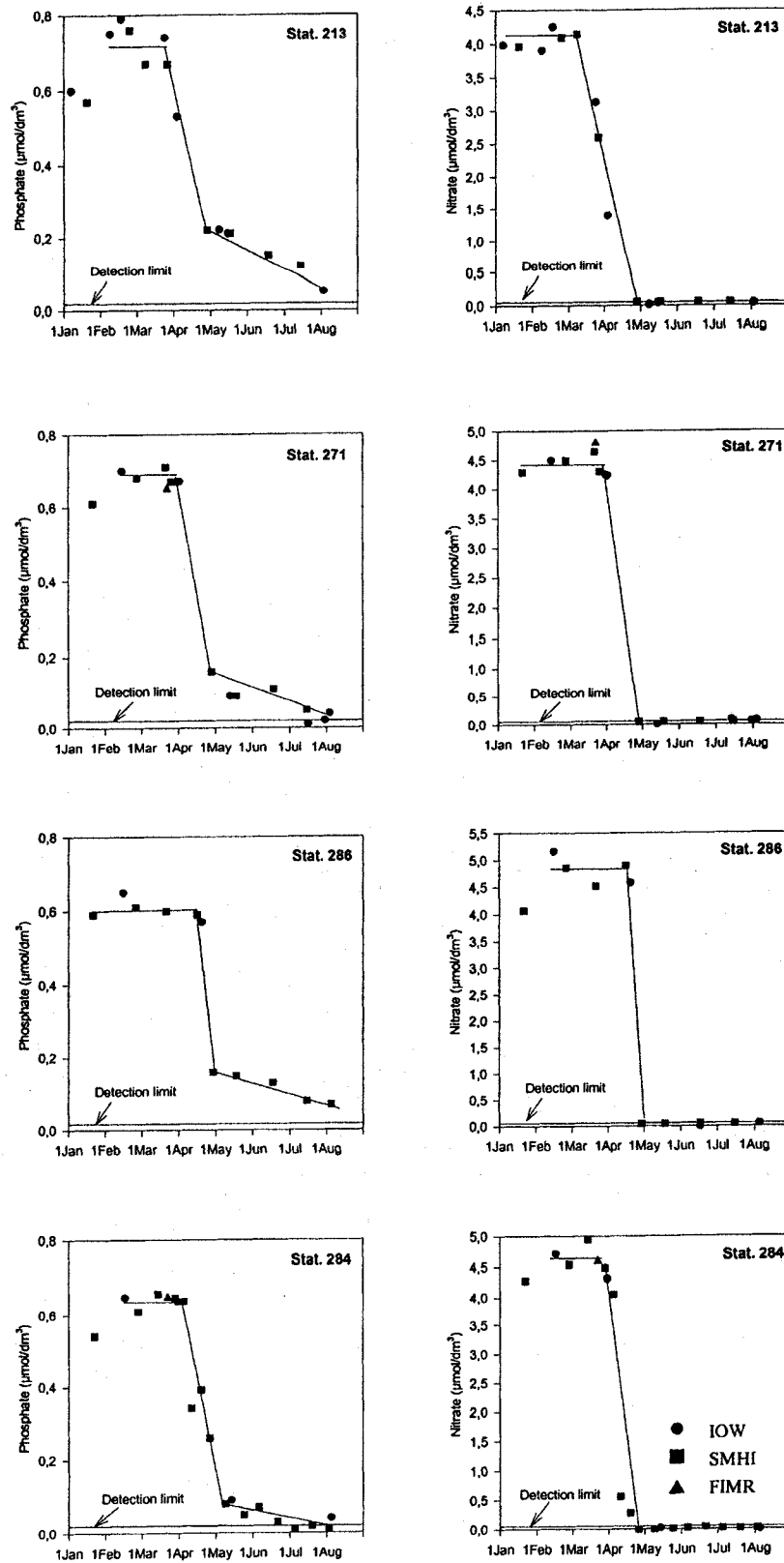


Abb. 19

Entwicklung der Phosphat- und Nitratkonzentrationen im Oberflächenwasser (0 – 10 m Tiefe) ausgewählter Stationen der zentralen Ostsee zwischen Januar und August 2000

Die Ursachen für diese Veränderungen sind noch nicht völlig klar. Der intensive Bau von Kläranlagen hat dazu geführt, dass der Anteil des Phosphats aus Punktquellen deutlich zurück gegangen ist. Auch beim Phosphat dominieren nunmehr die Einträge aus diffusen Quellen. Damit ist der aktuelle Phosphateintrag, ähnlich wie bei den Stickstoffkomponenten enger an das Abflussgeschehen geknüpft. Andererseits können dynamische Prozesse zur erhöhten Phosphatversorgung des Oberflächenwassers beigetragen haben. Der Dezember 1999 (vgl. MATTHÄUS et al., 2000) und der Januar - März 2000 (vgl. Abb. 2) waren durch starke Stürme gekennzeichnet, die möglicherweise eine tiefer reichende Durchmischung bewirkten bzw. in den flacheren Gebieten zu einer Resuspension von abgelagertem Material führten, beides bewirkt einen erhöhten Phosphateintrag. Das kann durch erste Messergebnisse aus dem Februar 2001 gestützt werden, wo diese starken Stürme ausblieben. Die Messwerte liegen wieder im langjährigen Mittel.

Beim Nitrat sind die Konzentrationsunterschiede zwischen dem Jahr 2000 und den davor liegenden Jahren nicht so groß (Tabelle 9). Es muß jedoch angemerkt werden, dass für diesen Nährstoff auf Grund des hohen Anteils aus diffusen Quellen im letzten Jahrzehnt keinerlei Trends abgeleitet werden konnten (MATTHÄUS et al., 2000; HELCOM, 2001), die Nitratkonzentrationen sind eng an das Abflussgeschehen gekoppelt (NAUSCH et al., 1999).

Bereits in früheren Untersuchungen (MATTHÄUS et al., 1999b) konnte festgestellt werden, dass große Teile der zentralen Ostsee stickstofflimitiert sind. Auf Grund von Denitrifikationsprozessen ist das molare N/P-Verhältnis (Tabelle 10) deutlich verschoben, Phosphat ist im Überschuß vorhanden. Infolge der hohen Phosphatkonzentrationen des Winters 1999/2000 liegen die Werte der offenen See jedoch unter denen der Vorjahre. Die Stickstofflimitation kann auch aus Abb. 19 abgeleitet werden. Während das Oberflächenwasser nach der Frühjahrsblüte des Phytoplankton vollständig stickstoffverarmt ist und die Messwerte an oder unterhalb der Nachweisgrenze liegen, bleiben nach der Frühjahrsblüte noch messbare Phosphatkonzentrationen erhalten. Im Verlauf des Sommers kommt es dann zu einem allmählichen Konzentrationsrückgang. Erst mit dem Auftreten von Cyanobakterienblüten im Juli/August ist der Phosphatvorrat erschöpft und die Phosphatversorgung erfolgt im kurzgeschlossenen Kreislauf durch erhöhte Enzymaktivitäten (NAUSCH, 1998; NAUSCH, NAUSCH, 2000).

In der westlichen Ostsee (Lübecker und Mecklenburger Bucht) beobachtet man dagegen in den letzten Jahren ein ausgewogenes Nährstoffverhältnis von etwa 16 : 1 (Tabelle 10). Dies entspricht dem Verhältnis, in dem Stickstoff und Phosphor im Plankton enthalten sind (REDFIELD et al., 1963). Die Pommersche Bucht und die Danziger Bucht (HELCOM, 2001) weisen dagegen in der Regel N/P-Verhältnisse auf, die deutlich über 16 : 1 liegen. Hier wirkt Phosphor limitierend.

Die Veränderungen der Nährstoffverhältnisse im Tiefenwasser sind ebenfalls aus Abb. 17 und 18 ersichtlich. Im Bornholmbecken führte die Dominanz oxischer Verhältnisse, vor allem in der 1. Jahreshälfte, zu niedrigen Phosphat- ($1,4 - 3,0 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$) und Ammoniumkonzentrationen ($0,05 - 0,26 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$), während die Nitratkonzentrationen zwischen 8 und $10 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ schwankten. Mit dem Auftreten anoxischer Bedingungen ging zusätzlich Phosphat in Lösung und Ammonium reicherte sich an, Maximalwerte von $6,6$ bzw. $11,3 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ wurden beobachtet. Die entsprechenden Jahresmittelwerte sind Tabelle 11 zu entnehmen.

Tabelle 10 Gemittelte molare N/P-Verhältnisse in der winterlichen Oberflächenschicht
(Februar, 0-10 m Tiefe) (unter Einbeziehung von SMHI-Daten für das Jahr 2000)

| Station | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 |
|----------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 23 (Lübecker Bucht) | 7,6 | 10,2 | 9,4 | 18,6 | 24 | 18,2 | n.d. | 16,3 | n.d. | 18,4 | 15,7 |
| 12 (Meckl. Bucht) | 8,6 | 10,4 | 10,2 | 10,5 | 10,9 | 12,8 | n.d. | 11,8 | n.d. | 16,9 | 16,8 |
| 162 (Pommersche Bucht) | 9,1 | n.d. | 7,8 | 25,4 | 23,5 | 18,8 | n.d. | 26,2 | 25 | 27 | 10,9 |
| 113 (Arkonasee) | 7,3 | 7,1 | 7,5 | 7,5 | 9,3 | 11,7 | 12,5 | 11,6 | 8,2 | 10 | 8,2 |
| 213 (Bornholmtief) | 4,9 | 7,2 | 6,9 | 7,3 | 8,3 | 10,2 | 9,6 | 8,8 | 7,2 | 7,7 | 5,8 |
| 271 (Gotlandtief) | 6,1 | 7,7 | 6,6 | 7,1 | 8,1 | 7,9 | 9,8 | 8,8 | 8 | 9,8 | 7 |
| 286 (Fårötief) | 6,5 | 8,2 | 7,6 | 7,9 | 8,8 | 8,5 | 8,1 | 10,3 | 8 | 8,9 | 8,4 |
| 284 (Landsorttief) | n.d. | n.d. | n.d. | 7,9 | n.d. | 9,8 | 8,1 | 9 | 10,2 | 10,3 | 7,6 |
| 245 (Karlsötief) | 4,5 | n.d. | 6,2 | 6,7 | 7,9 | 7,3 | 7,9 | 7 | 7,2 | 6,9 | 6,3 |

n.d. = no data

Im Tiefenbereich des östlichen Gotlandbeckens setzte sich die Stagnationsperiode, die 1995 begonnen hat (NEHRING et al., 1995c), fort. Sowohl die Phosphat- als auch die Ammoniumkonzentrationen nahmen im Gotland- und Fårötief weiter zu und erreichten die höchsten Messwerte der letzten fünf Jahre. Nitrat wurde nicht nachgewiesen (Tabelle 11).

Wie bereits in Kapitel 5.3 ausgeführt, wurden im Bereich des Landsorttiefs im Jahre 2000 durchweg anoxische Verhältnisse angetroffen (Tabelle 5, Abb. 16A). Damit setzte sich eine Entwicklung fort, die 1993 begonnen hat (MATTHÄUS et al., 1999b). Da die Mineralisation unter anoxischen Bedingungen beim Ammonium endet, nahmen die Konzentrationen weiter zu (vgl. Abb. 16D), die Nitratkonzentrationen waren dagegen Null (Abb. 16C). Auch der Phosphatgehalt stieg um ca. $0,5 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ im Vergleich zum Vorjahr an (Tabelle 11). Ähnlich wie beim Schwefelwasserstoff wurden die höchsten Konzentrationen jedoch in der 1. Jahreshälfte 2000 gemessen (Abb. 16B), was möglicherweise darauf hindeutet, dass der Höhepunkt der Stagnation im westlichen Gotlandbecken bereits erreicht ist (vgl. auch Kapitel 5.3).

Diatomeen stellen ein bedeutendes Glied der aquatischen Nahrungskette dar und spielen eine wesentliche Rolle im marinen biogeochemischen Kreislauf. Wie bereits erwähnt, ist das Vorhandensein von Silikat essentielle Voraussetzung für das Wachstum der Diatomeen. Silikat entstammt im wesentlichen dem Flusswassereintrag, wobei die skandinavischen Flüsse einen höheren Silikatgehalt aufweisen als die Flüsse im übrigen Einzugsgebiet der Ostsee (GRASSHOFF, 1975).

In den zurückliegenden Jahrzehnten wurde für viele Seen und Küstenregionen der Ozeane ein Rückgang der Silikatkonzentrationen beobachtet. Als Ursache wird im Wesentlichen der erhöhte Verbrauch durch die Primärproduktion der Algen infolge der Eutrophierung gesehen (CONLEY et al., 1993), bei der es zwar zu einer verstärkten Versorgung der Gewässer mit Stickstoff- und Phosphorverbindungen, nicht aber zu einem erhöhten Silikateintrag kommt. Aber auch der Bau von Dämmen in den Flüssen, verbunden mit einer erhöhten Produktion und Sedimentation in den entstandenen Reservoiren, hat zu einem verringerten Silikateintrag und damit zu geringeren Silikatkonzentrationen in den Küstenmeeren geführt (HUMBORG et al., 1997, 2000). Auch für die Ostsee zeigten Analysen bis Anfang der 90er Jahre des vergangenen Jahrhunderts zurückgehende Silikatkonzentrationen (WULFF, RAHM, 1988; SANDEN et al., 1991; TRZOSINSKA, LYSIAK-PASTUSZAK, 1996)

Der verringerte Silikateintrag und zurückgehende Konzentrationen im Gewässer verändern die Wachstumsbedingungen der Algen. Bei sehr geringen Silikatkonzentrationen können die Diatomeen, die normalerweise den Hauptbestandteil der Frühjahrsblüte des Phytoplanktons bilden, durch Arten ersetzt werden, die kein Silikat benötigen. Solche Veränderungen in der Artenzusammensetzung sind auch in der Ostsee zu beobachten. Während die Diatomeen in der Mecklenburger Bucht und in der Arkonasee nach wie vor die Frühjahrsblüte dominieren, ist in der Bornholmsee und in der südlichen Gotlandsee der Anteil der Diatomeen zugunsten der Dinoflagellaten stark zurück gegangen. Die Artenzusammensetzung hat sich dabei nicht drastisch verändert. *Chaetoceros* spp., *Thalassiosira* spp. und *Skeletonema costatum* sind die wichtigsten Diatomeenarten. *Peridinella catenata* stellt den Großteil des Dinoflagellatenwachstums (WASMUND et al., 1998, 2000).

Tabelle 11 Jahresmittelwerte und Standardabweichungen von Nährstoffen im Tiefenwasser der zentralen Ostsee [1996-1997: nur IOW-Daten (n = 5); 1998-2000: IOW- sowie SMHI-Daten (n = 16-19)]

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

| Station | Tiefe/m | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 |
|-----------------------|---------|----------------------------------|-----------------|-----------------|----------------------------------|----------------------------------|
| 213 (Bornholmtief) | 80 | 7,71 \pm2,06 | 2,66 \pm 0,97 | 5,10 \pm 2,18 | 4,86 \pm 1,72 | 3,07 \pm 1,84 |
| 271 (Gotlandtief) | 200 | 2,81 \pm 1,00 | 4,47 \pm 0,54 | 3,48 \pm 0,55 | 4,75 \pm 0,29 | 5,28 \pm0,34 |
| 286 (Färötief) | 150 | 3,04 \pm 0,45 | 3,40 \pm 0,45 | 3,44 \pm 0,29 | 4,16 \pm 0,35 | 4,76 \pm0,33 |
| 284 (Landsortief) | 400 | 2,94 \pm 0,18 | 2,97 \pm 0,44 | 3,19 \pm 0,17 | 3,62 \pm 0,20 | 4,17 \pm0,24 |
| 245 (Karlsötief) | 100 | 2,79 \pm 0,56 | 3,23 \pm 0,73 | 3,53 \pm 0,24 | 3,79 \pm0,52 | 3,59 \pm 0,27 |

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

| Station | Tiefe/m | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 |
|-----------------------|---------|----------------|----------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| 213 (Bornholmtief) | 80 | 3,5 \pm 4,1 | 10,2 \pm 1,9 | 2,9 \pm4,2 | 4,3 \pm 4,9 | 4,6 \pm 4,4 |
| 271 (Gotlandtief) | 200 | 6,6 \pm 4,3 | 0,5 \pm 0,9 | 3,6 \pm 4,1 | 0,0 \pm0,0 | 0,0 \pm0,0 |
| 286 (Färötief) | 150 | 6,5 \pm 4,1 | 2,4 \pm 2,6 | 1,1 \pm 1,6 | 0,0 \pm0,1 | 0,0 \pm0,0 |
| 284 (Landsortief) | 400 | 11,6 \pm 0,3 | 11,2 \pm 1,1 | 9,2 \pm 1,7 | 1,5 \pm 1,7 | 0,0 \pm0,0 |
| 245 (Karlsötief) | 100 | 10,3 \pm 0,6 | 10,6 \pm 0,5 | 9,3 \pm 1,7 | 4,8 \pm 4,0 | 3,0 \pm2,3 |

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

| Station | Tiefe/m | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 |
|-----------------------|---------|--------------------------------|---------------|---------------|--------------------------------|---------------------------------|
| 213 (Bornholmtief) | 80 | 7,6 \pm7,3 | 0,2 \pm 0,1 | 4,9 \pm 5,4 | 3,9 \pm 4,6 | 2,6 \pm 3,9 |
| 271 (Gotlandtief) | 200 | 1,0 \pm 1,7 | 3,5 \pm 1,4 | 1,7 \pm 2,0 | 9,0 \pm 2,6 | 12,0 \pm1,7 |
| 286 (Färötief) | 150 | 2,2 \pm 2,3 | 1,8 \pm 1,4 | 1,7 \pm 1,4 | 5,1 \pm 2,3 | 7,6 \pm1,4 |
| 284 (Landsortief) | 400 | 0,3 \pm 0,0 | 0,2 \pm 0,1 | 0,2 \pm 0,2 | 0,9 \pm 1,1 | 3,8 \pm1,3 |
| 245 (Karlsötief) | 100 | 0,3 \pm 0,2 | 0,3 \pm 0,1 | 0,3 \pm 0,4 | 1,7 \pm2,2 | 1,4 \pm 1,5 |

Betrachtet man den für den Zeitraum 1993 - 2000 gemittelten Jahrgang der Silikatkonzentration (Abb. 20), spiegelt sich in der Mecklenburger Bucht (Stat. 12) die oben beschriebene Entwicklung wider. Die Frühjahrsblüte der Diatomeen führt zu einem deutlichen Silikatrückgang um ca. $10 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ von Februar bis Mai. Zum Herbst hin steigen die Konzentrationen wieder an. Auch in der Arkonasee (Stat. 113) wird im wesentlichen diese Entwicklung angetroffen, wenngleich nicht in der gleichen Deutlichkeit. In der Bornholmsee (Stat. 213) und der östlichen Gotlandsee (Stat. 271) ist der Silikatverbrauch vom Winter zum Frühjahr dagegen nur gering. Dieser Rückgang im Verbrauch wird seit 1989 beobachtet (WASMUND et al., 1998) und spiegelt sich auch in der Artzusammensetzung wieder. Erst zum Herbst hin wird ein leichter Rückgang beobachtet, der mit einer Herbstblüte in Zusammenhang gebracht werden kann (*Ciscinodiscus granii*). Die Intensität der Blüte ist in den einzelnen Jahren jedoch recht unterschiedlich und wurde auch nicht immer vollständig erfasst (WASMUND et al., 1999).

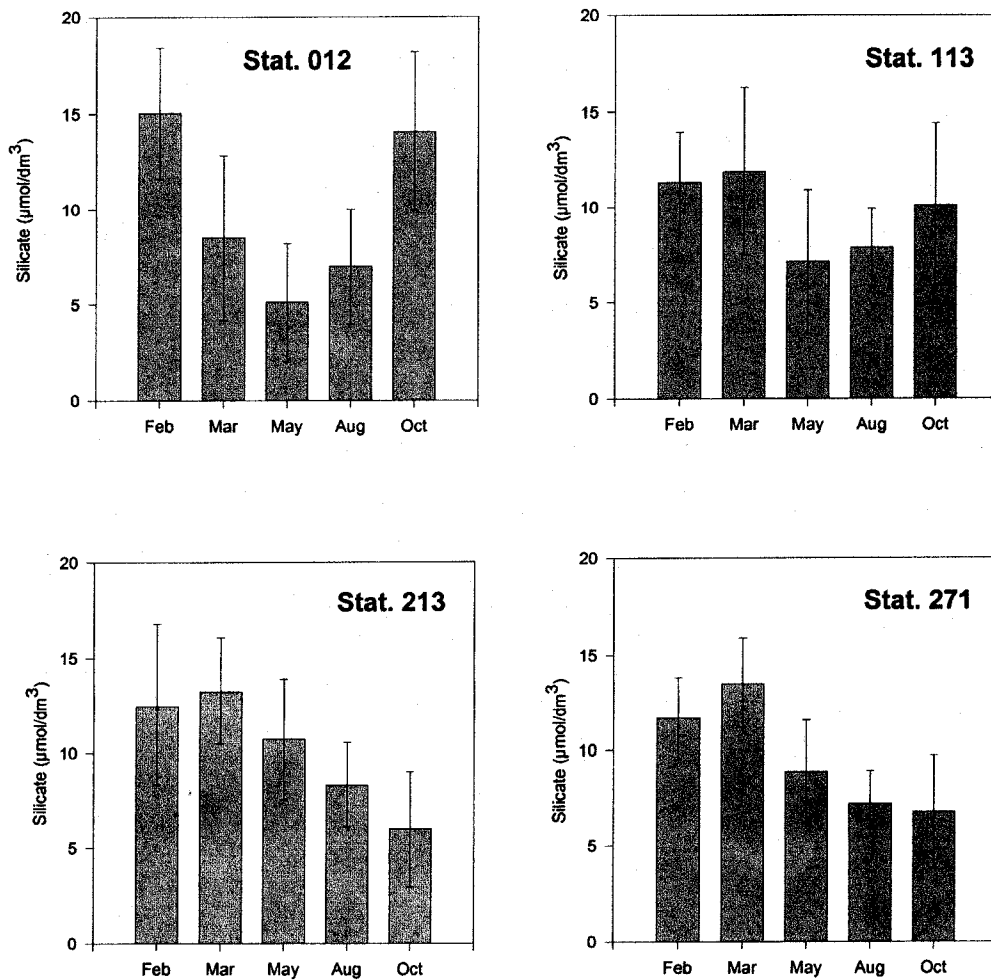


Abb. 20
Mittlerer Jahrgang der Silikatkonzentrationen in der Oberflächenschicht (0 - 10 m Tiefe) ausgewählter Stationen für den Zeitraum 1993 - 2000

Tabelle 12 Mittlere Silikatkonzentrationen ($\mu\text{mol}/\text{dm}^3$) in der Oberflächenschicht (0-10 m Tiefe) für den Zeitraum 1993 – 2000

| Station | Mittelwert | Standardabweichung | Anzahl der Messungen n* |
|-----------------------|------------|--------------------|----------------------------|
| 12 (Meckl. Bucht) | 9,6 | $\pm 5,3$ | 38 |
| 113 (Arkonasee) | 9,7 | $\pm 3,8$ | 37 |
| 213 (Bornholmtief) | 10,4 | $\pm 4,0$ | 38 |
| 271 (Gotlandtief) | 9,5 | $\pm 3,3$ | 39 |

* jedes n ist der gemittelte Wert aus 0, 5 und 10 m Wassertiefe

Bemerkenswert ist jedoch, dass die Silikatkonzentrationen im gesamten Jahresverlauf sehr hoch sind. Das wird noch deutlicher, wenn man die mittleren Jahreskonzentrationen von 1993 - 2000 in den vier Seegebieten betrachtet (Abb. 21). Lediglich in der Mecklenburger Bucht und in der Arkonasee kam es in den Jahren 1996 und 1997 zu mittleren Konzentrationen, die deutlich unter dem Gesamtmittel lagen. Es ist auch zu konstatieren, dass für die 90er Jahre des vergangenen Jahrhunderts kein weiterer Rückgang in den Silikatkonzentrationen nachzuweisen war, wie er für davor liegende Zeiträume beschrieben wurde (SANDEN et al., 1991). Auch regional lassen sich für die vier Untersuchungsgebiete keine Differenzen feststellen (Tabelle 12). Bei Einschluß aller Messwerte des genannten Zeitraums im Oberflächenwasser schwanken die Mittelwerte lediglich zwischen $9,5 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ (östliches Gotlandbecken) und $10,4 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ (Bornholmsee).

Häufig wird ein molares $\text{Si:N} < 1$ als Indikator für eine Silikatlimitation angenommen. Im winterlichen Oberflächenwasser liegt dieser Wert in allen Seegebieten bei etwa 2 (vgl. Tabellen 9 und 12) und damit deutlich über dem angegebenen Grenzwert. Eine verringerte Silikatverfügbarkeit kann also nicht als Grund für die Veränderungen in der Artenzusammensetzung der Frühjahrsblüte angesehen werden. Als Ursache für den Populationswechsel kommt die Wassertemperatur des vorangegangenen Winters in Frage, die seit 1989 deutlich über dem langjährigen Mittel liegt (WASMUND et al., 1998). Wenn die Minimaltemperatur des Oberflächenwassers oberhalb der Temperatur des Dichtemaximums liegt, kommt es bei der Erwärmung im Frühjahr nicht zu einer Durchmischung sondern zu einer Stabilisierung der Wassersäule. Das könnte von Nachteil für die unbeweglicheren Diatomeen sein, aber von Vorteil für die aktiv in die oberen Schichten aufsteigenden Dinoflagellaten (WASMUND et al., 1999). Sollte diese Hypothese, die noch einer weiteren Prüfung bedarf, richtig sein, wären vor allem klimatisch-hydrographische Ursachen, nicht aber die Silikatverfügbarkeit oder Eutrophierungseffekte für die Veränderung der Artenzusammensetzung verantwortlich.

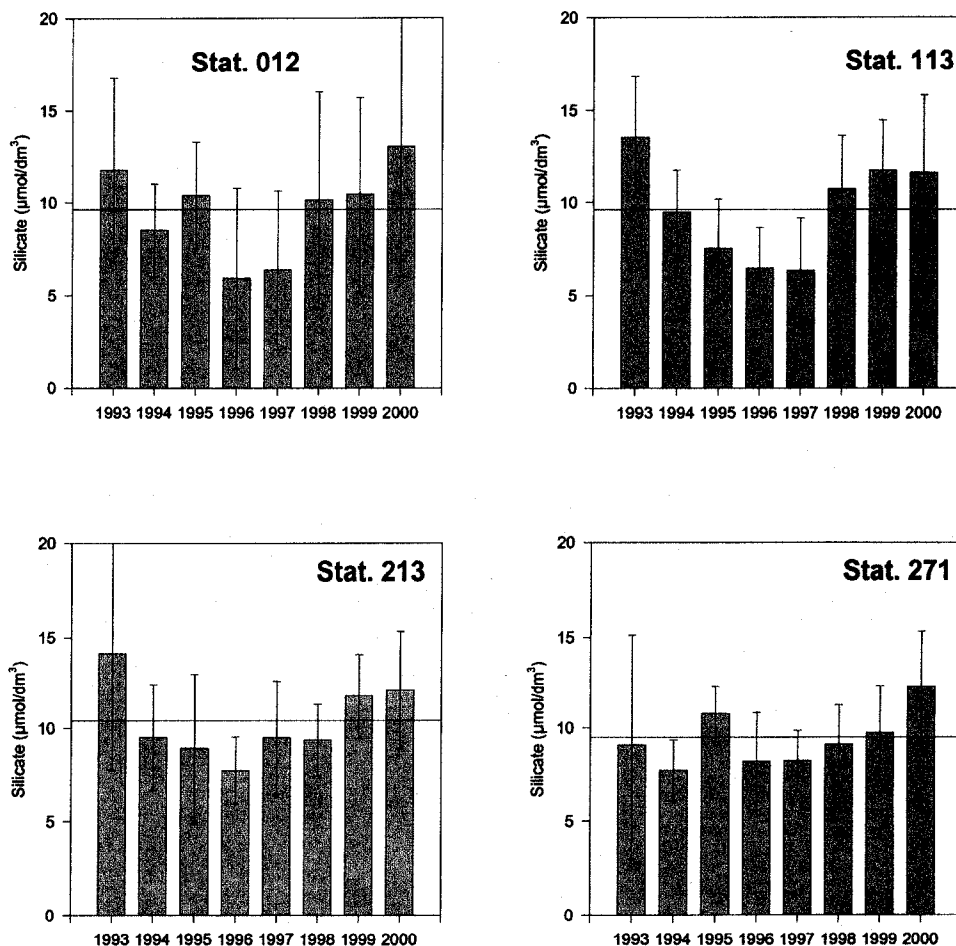


Abb. 21
Jahresmittelwerte der Silikatkonzentrationen in der Oberflächenschicht (0 – 10 m Tiefe) ausgewählter Stationen für den Zeitraum von 1993 bis 2000

5.5 Natürliche organische Verbindungen

Im biogeochemischen Stoffkreislauf spielen natürliche organische Verbindungen eine wichtige Rolle, da sie als Substrat im biologisch kontrollierten Prozess der Remineralisation dienen (vgl. MATTHÄUS et al., 2000). Das im marinen Bereich vorkommende organische Material läßt sich in zwei Klassen einteilen: das partikuläre organische Material (POM) und das gelöste organische Material (DOM). Die Menge des vorhandenen organischen Materials kann über die Menge des darin gebundenen Kohlenstoffs bzw. Stickstoffs oder Phosphors abgeschätzt werden.

Im Rahmen des Umweltüberwachungsprogramms des IOW wurde 1993 begonnen, den Gehalt natürlich vorkommenden organischen Materials in der Ostsee zu erfassen. Als Messgrößen werden dabei partikulär gebundener organischer Kohlenstoff (POC) und Stickstoff (PON) (beide seit 1993), gelöster organisch gebundener Kohlenstoff (DOC) (seit 1994) und gelöster organisch gebundener Stickstoff (DON) (seit 1995) routinemäßig an ca. 18 ausgewählten Stationen erfaßt. Für fünf repräsentative Stationen sind die Ergebnisse aller Messungen zusammengefaßt und getrennt nach der Oberflächenschicht (0 - 20 m) und Bodenschicht (<10 m über Grund) in Abb. 22 dargestellt.

Bei den ausgewählten Stationen handelt es sich um eine Station im Übergangsbereich zwischen Kattegat und westlicher Ostsee (Kieler Bucht: Stat. 360, wobei hier auch die Werte der nur einige Seemeilen entfernt liegenden Stat. 361 mit berücksichtigt wurden), einer Station unmittelbar vor der Swinamündung (Stat. OB4, südöstlich der Stat. OB) sowie je einer Station im zentralen Arkonabecken (Stat. 113), Bornholmbecken (Stat. 213) und östlichen Gotlandbecken (Stat. 271) (Lage der Stationen vgl. Abb. 22). Die angegebenen Standardabweichungen der Werte berücksichtigen dabei sowohl saisonale Konzentrationsunterschiede als auch zwischenjährliche Variabilitäten. Da einzelne Stationen auf einigen Fahrten mehrfach beprobt worden sind, wurden je nach Messgröße und Station zwischen 10 und bis zu 99 Messwerte berücksichtigt.

Läßt man Stat. OB4 zunächst einmal außer Betracht, so ergibt sich ein etwas unterschiedliches Bild für das partikuläre und das gelöste organische Material sowie für die Oberflächen- und Bodenschicht. In der Oberflächenschicht ist das partikuläre organische Material relativ homogen verteilt. Die Konzentrationen liegen durchschnittlich bei ungefähr $25 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ POC bzw. knapp $4 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ PON, weitgehend unabhängig vom Seegebiet (Abb. 22A). Aufgrund der ausgeprägten Saisonalität der POC- bzw. PON-Konzentrationen sind die Abweichungen vom Mittelwert recht groß. Diese Werte stimmen weitgehend mit denjenigen überein, die im Rahmen anderer Projekte des IOW auch in anderen, nicht durch Flußeinträge geprägten Seegebieten der Ostsee und im Kattegat beobachtet wurden. Verglichen mit der Oberflächenschicht zeigt sich in der Bodenschicht an den einzelnen Stationen eine leichte Abnahme der mittleren POM-Konzentration, die mit der Wassertiefe der Becken zunimmt (Abb. 22B) und auf einen Abbau des organischen Materials bereits während des Absinkvorgangs zurückzuführen ist.

Für das gelöste organische Material in der Oberflächenschicht zeigt sich ein deutlicher Konzentrationsgradient mit hohen Werten in der Arkonasee und der zentralen Ostsee und geringeren Werten im Übergangsbereich zum Kattegat (Abb. 22A), wenn Stat. OB4 unberücksichtigt bleibt. Dieser Konzentrationsgradient würde noch ausgeprägter, wenn man zusätzliche Messergebnisse aus dem Bottnischen Meerbusen bzw. dem nördlichen Kattegat mit berücksichtigen würde. Im Rahmen anderer Forschungsprojekte des IOW sind im Bottnischen Meerbusen weit über $400 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ DOC bzw. deutlich unter $100 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ DOC im nördlichen Kattegat beobachtet worden. In der Bodenschicht sind die DOM-Konzentrationen etwas geringer als in der Oberflächenschicht, wobei auch hier die Unterschiede mit zunehmender Beckentiefe größer werden (Abb. 22B). Diese Abnahme ist durch den biologischen Abbau des DOM im Wasserkörper zu erklären.

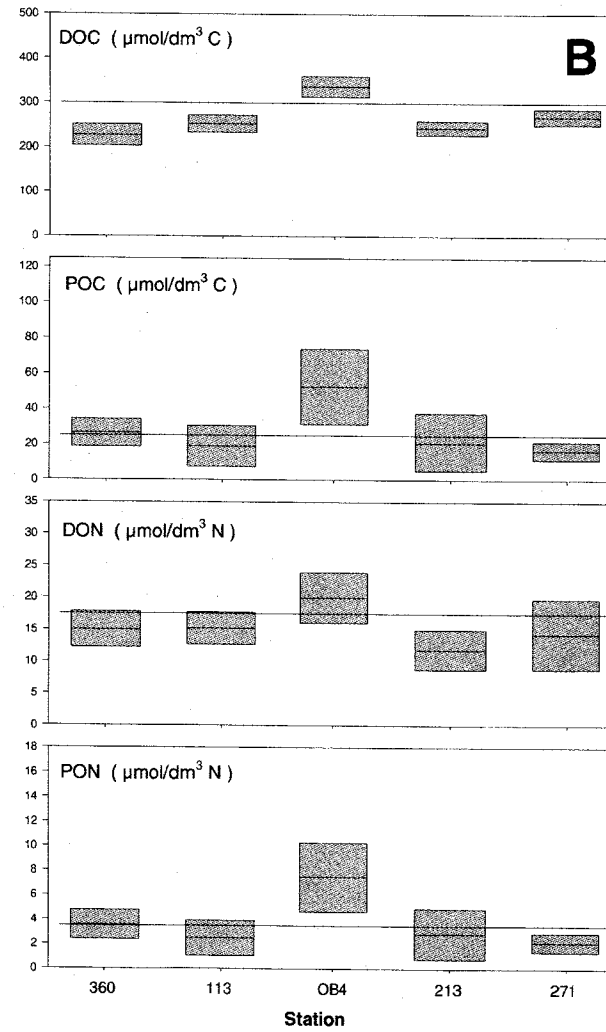
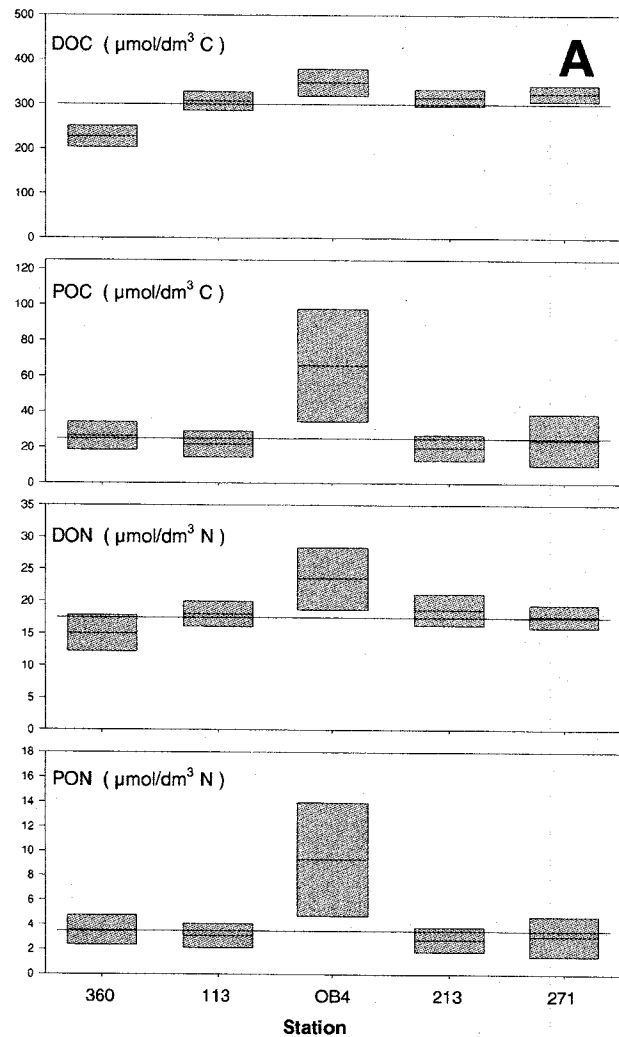


Abb. 22
 Mittlere Konzentration organischer Verbindungen und deren Standardabweichungen in der Oberflächenschicht (0 - 20 m) (A) und in der Bodenschicht (B) an ausgewählten Stationen im Zeitraum 1993 - 2000 (Lage der Stationen vgl. Abb. 1). Die ausgezogenen Linien stellen jeweils den Mittelwert aus den Messungen der entsprechenden Messgröße an allen beprobten Stationen in der Ostsee dar.

Die Station OB4, die unmittelbar vor der Swinamündung liegt und sehr flach ist, fällt sowohl hinsichtlich der gemessenen Konzentrationen an organischem Material als auch durch eine auffallend hohe Variabilität auf (Abb. 22). Die erhöhten Konzentrationen sind darauf zurückzuführen, dass durch die Oder hohe Frachten an anorganischen und organischen Nährstoffen zunächst in das Oderhaff und - mit einer zeitlichen Verzögerung - durch die Swina in die Pommersche Bucht eingetragen werden. Aufgrund der hohen Produktivität des Oderhaffs werden hier sehr hohe Konzentrationen insbesondere partikulär gebundenen Kohlenstoffs bzw. Stickstoffs beobachtet. Eine weitere Ursache für die hohe Variabilität liegt darin, dass durch die Oder sowohl saisonal als auch zwischenjährlich sehr unterschiedliche Wassermengen in die Pommersche Bucht verfrachtet werden (vgl. z. B. MOHRHOLZ, 1998). Auch singuläre Ereignisse wie z. B. die Oderflut im Sommer 1997 tragen maßgeblich zu den beobachteten hohen Variabilitäten bei (MOHRHOLZ et al., 1998).

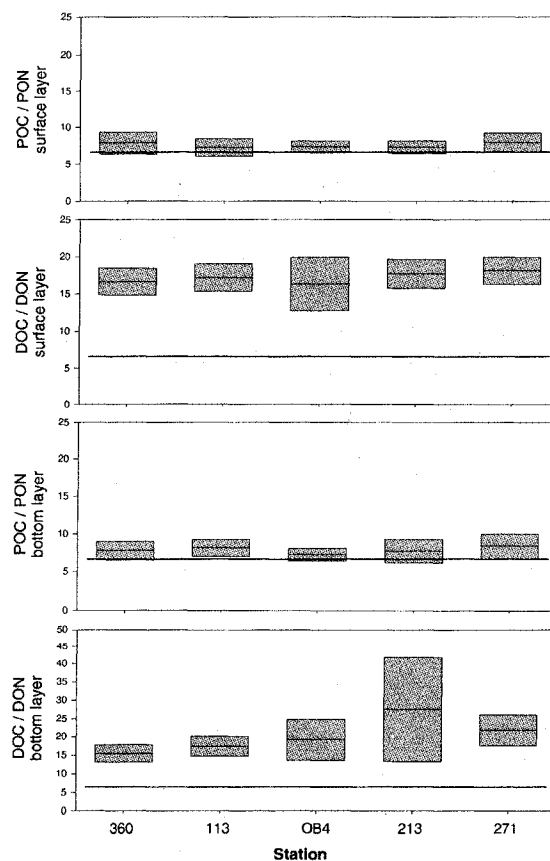


Abb. 23

Mittlere C/N-Verhältnisse und deren Standardabweichungen in der partikulären und gelösten Fraktion des organischen Materials in der Oberflächen- und Bodenschicht an ausgewählten Stationen im Zeitraum 1993 – 2000. Die ausgezogene Linie entspricht dem REDFIELD-Verhältnis.

Unter der Annahme, dass das gesamte in der Ostsee vorhandene organische Material durch die Primärproduktion in diesem System entstanden ist, muss man ein aufgrund der Stöchiometrie der zugrunde liegenden Prozesse (Photosynthese) ein C/N-Verhältnis von knapp 7 erwarten (REDFIELD-Verhältnis; vgl. REDFIELD et al., 1963). Wie Abb. 23 zeigt, ist dies für die Verhältnisse von POC/PON sowohl in der Oberflächenschicht als auch in der Bodenschicht weitgehend erfüllt. Da das POM fast ausschließlich aus lebenden oder abgestorbenen Planktonzellen besteht, kann dieses relativ konstante C/N-Verhältnis als Indiz dafür gewertet werden, dass der weitaus überwiegende Teil dieses Materials durch die Primärproduktion im aquatischen Bereich entstanden ist. Demgegenüber wurden für das C/N-Verhältnis in der gelösten Fraktion Werte gefunden, die wenigstens um den Faktor 2 größer sind als das REDFIELD-Verhältnis. Diese Beobachtung ist ein Indiz dafür, dass ein erheblicher Anteil des DOM aus landseitigen Quellen stammen muss. Diese Annahme wird auch dadurch gestützt, dass in den Gebieten der Ostsee, die durch landseitige Einträge geprägt sind (z.B. Buchten vor Flußmündungen, Finnischer und Bottnischer Meerbusen) deutlich höhere DOM-Konzentrationen gemessen werden als im Übergangsgebiet zur Nordsee.

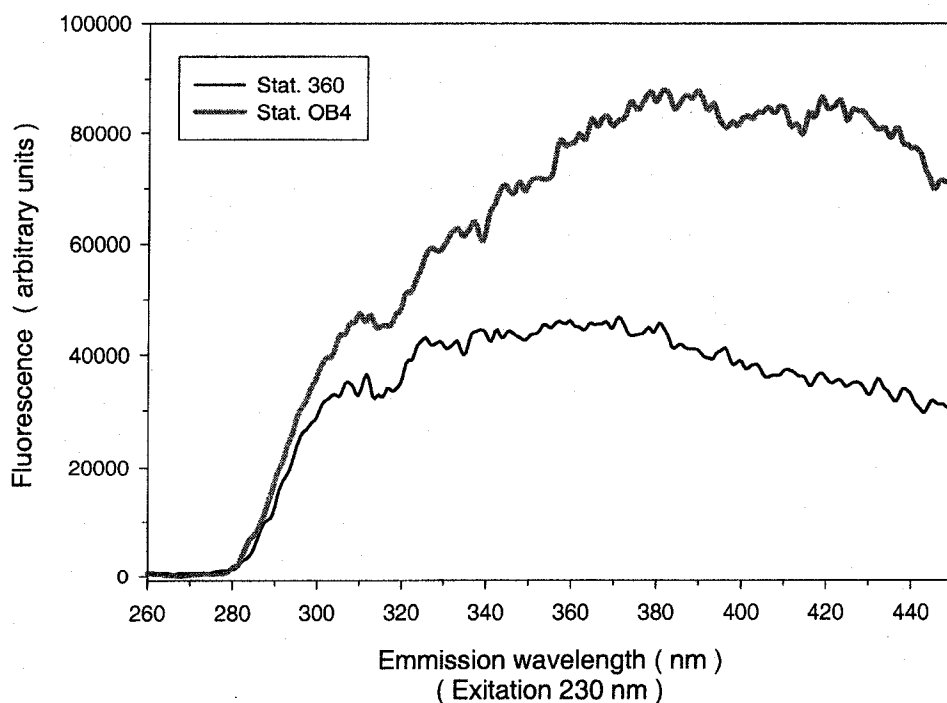


Abb. 24

Fluoreszenzspektren von gelöstem organischen Material (DOM) aus der Oberflächenschicht an den Stationen OB4 (Pommersche Bucht) und 360 (Übergangsgebiet Ostsee – Kattegat). Die Anregung erfolgte bei 230 nm.

Im Jahr 2000 sind erste Versuche unternommen worden, dieses aus unterschiedlichen Quellen stammende DOM durch den Einsatz fluoreszenzphotometrischer Verfahren zumindest qualitativ grob zu charakterisieren (DE SOUZA SIERRA et al., 1997; COBLE, 1996). Erste Messungen zeigen deutliche Unterschiede zwischen DOM aus der Pommerschen Bucht einerseits und aus dem

Übergangsbereich zwischen Kattegat und Ostsee andererseits (Abb. 24). Eine detailliertere Interpretation der Spektren ist derzeit noch schwierig, da anhand der vorliegenden Messungen noch nicht sicher zwischen lokalen und saisonalen Effekten unterscheiden werden kann.

6. Ausblick

Seit Mitte der 70er Jahre des 20. Jahrhunderts wird ein Rückgang der Häufigkeit und Intensität extremer Einstromereignisse beobachtet (SCHINKE, MATTHÄUS, 1998). Diese Tendenz wurde lediglich durch das sehr starke Einzelereignis vom Jahre 1993 unterbrochen (MATTHÄUS, LASS, 1995; FISCHER, MATTHÄUS, 1996). Die 90er Jahre des vorigen und der Beginn des 21. Jahrhunderts sind in den tiefen Becken der Ostsee im wesentlichen durch diesen Salzwassereinbruch und die kleinen Einströme Ende 1993/Anfang 1994 und 1997/98 sowie die erneute Stagnationsperiode geprägt, die 1995 begonnen hat (NEHRING et al., 1995b, c).

Die Stagnationsperiode hat sich in den Jahren 1999/2000 in allen Tiefenbecken der Ostsee deutlich verstärkt (Abb. 25). Das wird auch durch die niedrigsten Jahresmittelwerte der Sauerstoffkonzentration/Sauerstoffäquivalente im östlichen und westlichen Gotlandbecken dokumentiert, die nach 1993 beobachtet wurden (vgl. auch Tabelle 5). Lediglich das Bornholmbecken war durch variierende Sauerstoffverhältnisse im grundnahen Bereich gekennzeichnet (vgl. MATTHÄUS et al., 2001). Allerdings war das Jahresmittel im 80 m Horizont des Bornholmtiefs (Stat. 213) im Jahre 1998 erstmalig seit Beginn der Beobachtungen negativ. Im östlichen Gotlandbecken (Stat. 271) wurde unterhalb 125 m Wassertiefe das gesamte Jahr 2000 hindurch Schwefelwasserstoff angetroffen (vgl. Abb. 14). Interessant ist, dass sich zwischen 95 und 125 m ein breiter Bereich erstreckte, in dem häufig niedrige Sauerstoffkonzentrationen mit geringen Mengen von Schwefelwasserstoff wechselten.

Im Tiefenwasser des westlichen Gotlandbeckens kam es zu einer Entwicklung, die für die erste Phase einer Stagnationsperiode charakteristisch ist (MATTHÄUS, 1995). Die Sauerstoffkonzentrationen sind seit 1993 zurückgegangen (Abb. 25). In der 2. Jahreshälfte 1999 kam es seit Mitte der 80er Jahre erstmals wieder zur Bildung von Schwefelwasserstoff in den grundnahen Schichten. Im August 1999 wurde H_2S im Landsorttief sogar zwischen 125 m und Meeresgrund gemessen. Im Jahre 2000 wurden im Tiefenwasser des Landsorttiefs durchweg anoxische Verhältnisse beobachtet. Die Mächtigkeit der schwefelwasserstoffhaltigen Schicht vergrößerte sich von ca. 250 m zu Beginn des Jahres auf ca. 300 m im Herbst 2000.

Die Nährstoffverhältnisse im Tiefenwasser sind eng mit den Redox-Bedingungen verbunden. Die anoxischen Bedingungen in den letzten Jahren gingen mit einer Zunahme des Phosphat- und Ammoniumgehaltes einher. Im Tiefenbereich des östlichen Gotlandbeckens nahmen sowohl die Phosphat- als auch die Ammoniumkonzentrationen zu und erreichten im Jahre 2000 die höchsten Messwerte der letzten fünf Jahre, wenngleich derart hohe Konzentrationen wie sie am Ende der Stagnationsperiode 1977 - 1992 vorlagen (NEHRING et al., 1993, 1994a,b; NAUSCH, NEHRING, 1996), bei weitem noch nicht erreicht werden. Nitrat wurde nicht nachgewiesen (vgl. Tabelle 11).

In der 2. Hälfte der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts wurden für das Phosphat vor allem in den Küstengewässern, aber auch im Oberflächenwasser der offenen Ostsee signifikant geringere Winterkonzentrationen als in der 1. Hälfte der 90er Jahre gemessen (MATTHÄUS et al., 2000; HELCOM, 2001). Während in den Küstengewässern vor allem der Bau von Kläranlagen hierfür verantwortlich gemacht werden kann, sind in der offenen Ostsee auch dynamische Prozesse zu berücksichtigen.

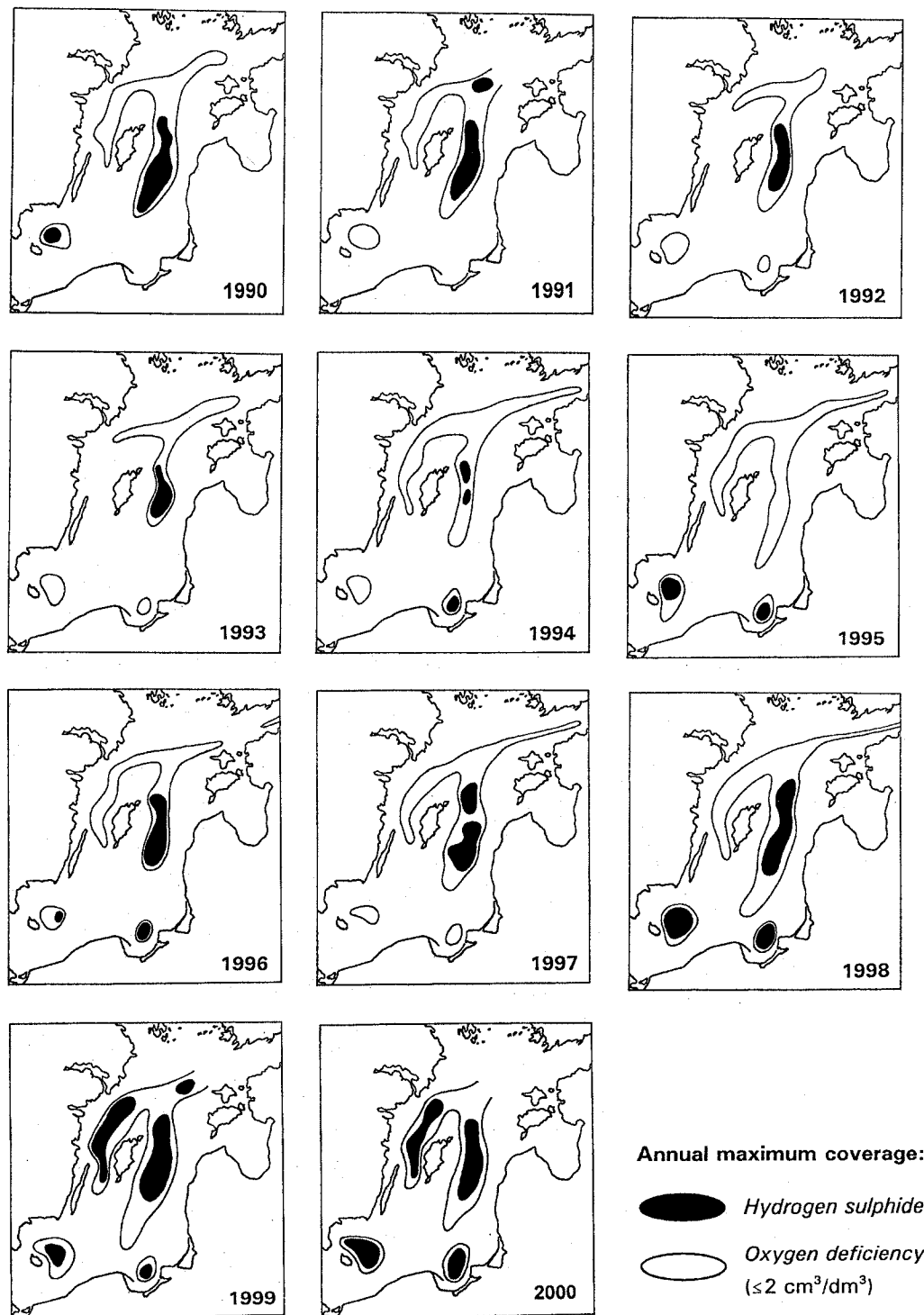


Abb. 25

Jährliche maximale Ausdehnung der Gebiete mit Sauerstoffmangel ($\leq 2 \text{ cm}^3/\text{dm}^3$) und Schwefelwasserstoff (schwarz) in der grundnahen Wasserschicht der zentralen Ostsee zwischen 1990 und 2000

Bei der Betrachtung der Untersuchungsergebnisse aus dem Jahre 2000 zeigen sich mit Ausnahme der Pommerschen Bucht jedoch sehr hohe Phosphatkonzentrationen (vgl. Tabelle 9). Dieses hohe Nährstoffniveau kann durch zahlreiche Messungen belegt werden (vgl. Abb. 19). Die Ursachen für diese Veränderungen sind noch nicht völlig klar. Der intensive Bau von Kläranlagen hat dazu geführt, dass der Anteil des Phosphats aus Punktquellen deutlich zurückgegangen ist, wodurch auch beim Phosphat nunmehr die Einträge aus diffusen Quellen dominieren. Damit ist der aktuelle Phosphateintrag, ähnlich wie bei den Stickstoffkomponenten enger an das Abflussgeschehen geknüpft. Andererseits können dynamische Prozesse zur erhöhten Phosphatversorgung des Oberflächenwassers beigetragen haben. Der Dezember 1999 und der Januar - März 2000 waren durch starke Stürme gekennzeichnet, die möglicherweise eine tiefer reichende Durchmischung bewirkten bzw. in den flacheren Gebieten zu einer Resuspension von abgelagertem Material führten, was jeweils einen erhöhten Phosphateintrag verursachte.

Beim Nitrat sind die Konzentrationsunterschiede in der winterlichen Oberflächenschicht zwischen dem Jahr 2000 und den davor liegenden Jahren nicht so groß (vgl. Tabelle 9). Es muß jedoch angemerkt werden, dass für diesen Nährstoff auf Grund des hohen Anteils aus diffusen Quellen im letzten Jahrzehnt keinerlei Trends abgeleitet werden konnten (MATTHÄUS et al., 2000; HELCOM, 2001). Die Nitratkonzentrationen sind eng an das Abflussgeschehen gekoppelt (NAUSCH et al., 1999).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass das durch erheblichen Sauerstoffmangel bzw. anoxische Bedingungen gekennzeichnete Gebiet des Tiefenwassers der zentralen Ostsee in den Jahren 1999/2000 die größte Ausdehnung der vergangenen 16 Jahre erreichte (Abb. 25). Im allgemeinen scheint zur Zeit der größten Ausdehnung dieser Gebiete die Mächtigkeit der anoxischen Schicht ein Maximum zu erreichen, was auch an Hand der Stagnationsperiode 1977 - 1992 belegt wurde (vgl. NEHRING, FRANCKE, 1982, 1983). Im weiteren Verlauf der Stagnationsperiode verlagert sich die Grenzschicht zwischen oxischen und anoxischen Bedingungen (Redoxkline) infolge von Einströmen in mittleren Horizonten unterhalb der permanenten Sprungschicht wieder in größere Tiefen, wobei die Schwefelwasserstoffkonzentrationen im Tiefenwasser zunehmen. In der zweiten Jahreshälfte 2000 kam es im Landsorttief zu keiner weiteren Schwefelwasserstoffzunahme. Möglicherweise ist hier bereits der Höhepunkt der Stagnation erreicht und es kann in der Folgezeit mit einer Verbesserung der Sauerstoffverhältnisse gerechnet werden. Das wird durch eine verringerte Stabilität der Schichtung und Einströme in Wassertiefen unterhalb der permanenten Sprungschicht ermöglicht, wie es bereits für die Stagnationsperiode 1977 - 1992 beschrieben wurde (MATTHÄUS, 1995).

Danksagung

Die Autoren danken den am Ostsee-Überwachungsprogramm beteiligten Mitarbeitern des Instituts für Ostseeforschung Warnemünde für die Durchführung der Messungen sowie Kapitänen und Besatzungen der Forschungsschiffe "A. v. Humboldt" und "Professor Albrecht Penck" für die Unterstützung und den Einsatz bei den Messfahrten des Jahres 2000. Herrn GERD SCHENKEL († 2001) danken wir für die gewissenhafte Vorbereitung und Durchführung der gesamten technisch-organisatorischen Arbeiten der Messfahrten. Herrn BARRY BROMAN, Schwedisches Meteorologisches und Hydrologisches Institut (SMHI) Norrköping, gilt unser Dank für die Überlassung von Wasserstandsdaten. Herr JAN SZARON, Ozeanographisches Labor des SMHI in Göteborg, stellte uns hydrographisch-chemische Beobachtungsdaten ausgewählter Ostseestationen aus dem Schwedischen Ozean Archiv (SHARK) zur Verfügung, die im Rahmen des nationalen schwedischen Umwelt-Überwachungsprogramms gewonnen wurden. Dem SMHI danken wir darüber hinaus für die Genehmigung zur Verwendung von Oberflächentemperaturkarten der Ostsee.

Die Maritime Abteilung des Instituts für Meteorologie und Wasserwirtschaft (IMGW) in Gdynia übermittelte uns freundlicherweise Beobachtungsdaten der Stationen "Bornholmtief" und "Danziger Tief" (vgl. auch IMGW, 2000) und dem Finnischen Institut für Meeresforschung (FIMR) in Helsinki danken wir für die Bereitstellung der Daten ausgewählter Stationen in der zentralen Ostsee. Herrn GUNNI ÆRTEBJERG, dänisches Nationales Umwelt Forschungsinstitut in Roskilde, danken wir für die Überlassung von Beobachtungsdaten der Station „Bornholmtief“. Frau GISELA TSCHERSICH, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie in Hamburg, sind wir dankbar für die Bereitstellung von Satellitendaten. Herr Dr. REINER TIESEL stellte uns freundlicherweise die Langzeitreihen der Wärme- und Kältesummen der Lufttemperatur an der Wetterstation Warnemünde zur Verfügung. Vom Deutschen Wetterdienst erhielten wir die Wind-Daten der Wetterstationen Arkona und Warnemünde.

Literaturverzeichnis

- ANONYMOUS, 2000a: Monitoring cruise report, r/v Baltica, cruise No. 7 (69), 20 - 23 November 2000. - Inst. Meteorol. Water Managem., Marit. Branch, Gdynia.
- ANONYMOUS, 2000b: Monitoring cruise report, r/v Antonia, 9 - 10 February 2000. - Marine Monitoring Centre, Riga.
- BLMP, 2000: Zustandsbericht 1994 - 1996 für Nordsee und Ostsee. - Messprogramm Meeresumwelt, 2, 1-151.
- BSH, 2000: Der Eiswinter 1999/2000. - Internet: <http://www.bsh.de/Meereskunde/Eisdienst/Eiswinter1999/2000.htm>
- V. BODUNGEN, B., GRAEVE, M., KUBE, J., LASS, H. U., MEYER-HARMS, B., MUMM, N., NAGEL, K., POLLEHNE, F., POWILLEIT, M., RECKERMANN, M., SATTLER, C., SIEGEL, H., WODARG, D., 1995: Stoff-Flüsse am Grenzfluß - Transport- und Umsatz-Prozesse im Übergangsbereich zwischen Oderästuar und Pommerscher Bucht (TRUMP). - *Geowiss.* 13, 479-485.
- COBLE, P. G., 1996: Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy. - *Mar. Chem.*, 51, 325-346.
- CONLEY, D., SCHELSKE, C., STOERMER, E., 1993: Modification of the biogeochemical cycle of silica with eutrophication. - *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, 101, 179-192.
- DE SOUZA SIERRA, M. M., DONARD, O. F. X., LAMOTTE, M., 1997: Spectral identification and behaviour of dissolved organic fluorescent material during estuarine mixing processes. - *Mar. Chem.*, 58, 51-58.
- DWD, 1991: Monatliche Witterungsbericht. - Deutscher Wetterdienst, Potsdam, 45, Nr. 1-13.
- DWD, 1992-1998: Monatliche Witterungsberichte. - Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 40 - 46, Nr. 1-13.
- DWD, 1999: WitterungsReport Daten. - Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 1, Nr. 1-13.
- DWD, 2000: WitterungsReport Daten. - Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 2, Nr. 1-13.
- EUTROSYM, 1976: UNEP-Symposium über Eutrophierung und Sanierung von Oberflächengewässern. - Karl-Marx-Stadt, 20. - 25. 9. 1976, Bd. I, Teil 2,2.
- FIS, 2000: The Ice winter 1999/2000. - Internet: http://ice.fmi.fi/winter99_00.html.
- FISCHER, H., MATTHÄUS, W., 1996: The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. - *J. Mar. Systems*, 9, 137-157.
- GRASSHOFF, K., 1975: The hydrochemistry of land-locked basins and fjords. - In: RILEY, J. P., SKIRROW, G. (Eds.): *Chemical Oceanography*, Academic Press, New York, 455-497.
- GRASSHOFF, K., EHRHARD, M., KREMLING, K., 1983: *Methods of seawater analysis*. 2nd ed., Verlag Chemie, Weinheim, 1-419.
- HEINEMANN, H.-J., 2000: Die Kälte des Winters 1999/2000. - *Der Wetterlotse.*, 52, Nr. 639/640, 49-55.
- HELCOM, 2000: Manual for marine monitoring in the COMBINE programme of HELCOM. - Baltic Marine Environment Protection Commission, Helsinki. Updated 2000: Internet: <http://www.helcom.fi: Groups & PITE, HELCOM MONAS, COMBINE manual>.
- HELCOM, 2001: Fourth periodic assessment of the state of the environment of the Baltic Marine Area, 1994 - 1998; Background Document. - *Baltic Sea Environ. Proc.*, 82B (im Druck).
- HUMBORG, C., ITTEKOT, V., COCIASI, A., v. BODUNGEN, B., 1997: Effect of Danube river dam in Black Sea biogeochemistry and ecosystem structure. - *Nature*, 386, 385-388.
- HUMBORG, C., CONLEY, D., RAHM, L., WULFF, F., COCIASU, A., ITTEKOT, V., 2000: Silicon retention in river basins: far-reaching effects on biogeochemistry and aquatic food webs in coastal marine environments. - *Ambio*, 29, 45-50.
- IMGW, 2000: Monitoring cruise reports. - Inst. Meteorol. Water Managem., Marit. Branch, Gdynia.
- JANSSEN, F., SCHRUM, C., BACKHAUS, J. O., 1999: A climatological data set of temperature and salinity for the Baltic Sea and the North Sea. - *Dt. Hydrogr. Z., Suppl.* 9, 1-245.

- JANSSON, B. O., DAHLBERG, K., 1999: The environmental status of the Baltic Sea in the 1940s, today, and in future. – *Ambio*, **28**, 312-319.
- KAISER, W., SCHULZ, S., 1978: Zur Ursache der zeitlichen und räumlichen Differenzen des Beginns der Phytoplanktonblüte in der Ostsee. – *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **14** (2), 77-81.
- KRÜGER, S., ROEDER, W., WLOST, K.-P., KOCH, M., KÄMMERER, H., 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 automatic 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., SCHMIDT, T., SEIFERT, T., 1996: Hiddensee upwelling – field measurements and modelling results. *Baltic Marine Science Conference*, Rønne, Denmark, October 22-26, 1996 (Paper; Publikation in: *Symposium Proceedings des ICES*, 1997).
- LENZ, W., 1971: Monatskarten der Temperatur der Ostsee. – *Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B.*, **11**, 1-148.
- LUNDQVIST, J.-E., BERGQUIST, I., 2001: A summary of the ice season and icebreaking activities 1999/2000. – *SMHI-Sjöfartsverket, Norrköping 2001*, 1-47.
- MATTHÄUS, W., 1975: Mittlere Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse in der Arkonasee am Beispiel der Station BY 2A auf 55° N, 14° E. – *Beitr. Meereskunde*, Berlin, **36**, 5-27.
- MATTHÄUS, W., 1977: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. – *Beitr. Meereskunde*, Berlin, **40**, 117-155.
- MATTHÄUS, W., 1978: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit im Sauerstoffgehalt der offenen Ostsee. – *Beitr. Meereskunde*, Berlin, **41**, 61-94.
- MATTHÄUS, W., 1995: Natural variability and human impacts reflected in long-term changes in the Baltic deep water conditions - a brief review. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **47**, 47-65.
- MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., 1995: The recent salt inflow into the Baltic Sea. – *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 280-286.
- MATTHÄUS, W., NEHRING, D., LASS, H.-U., NAUSCH, G., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1996: The Baltic Sea in 1996 - Continuation of stagnation and decreasing phosphate concentrations. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **48**, 161-174.
- MATTHÄUS, W., NEHRING, D., LASS, H.-U., NAUSCH, G., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1997: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1996. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **24**, 1-49.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1998a: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1997. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **29**, 1-65.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1998b: The Baltic Sea in 1997 – Impacts of the extremely warm summer and of the exceptional Oder flood. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **50**, 47-69.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1999a: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1998. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **35**, 1-69.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1999b: The Baltic Sea in 1998 – Characteristic features of the current stagnation period, nutrient conditions in the surface layer and exceptionally high deep water temperatures. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **51**, 67-84.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 2000: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1999. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **39**, 1-73.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 2001: 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./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **45**, 3-25.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 2001a: The Baltic Sea in 2000 – Low inflow activity caused an increase in stagnation of the central Baltic deep water. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **45**, 89-97.
- MOHRHOLZ, V., 1998: Transport- und Vermischungsprozesse in der Pommerschen Bucht. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **33**, 1-106.
- MOHRHOLZ, V., PASTUSZAK, M., SITEK, S., NAGEL, K., LASS, H. U., 1998: The exceptional Oder flood in summer 1997 – riverine mass and nutrient transport into the Pomeranian Bight. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **50**, 129-144.
- NAUSCH, M., 1998: Alkaline phosphatase activities and the relationship to inorganic phosphate in the Pomeranian Bight (southern Baltic Sea). – *Aquat. Microbiol. Ecol.*, **16**, 87-94.
- NAUSCH, M., NAUSCH, G., 2000: Stimulation of peptidase activity in nutrient gradients in the Baltic Sea. – *Soil Biology and Biochemistry*, **32**, 1973-1983.

- NAUSCH, G., NEHRING, D., 1994: Nutrient dynamics in the Gotland Deep – reactions to the major salt water inflow in 1993. – Proc. 19th Conf. Baltic Oceanographers, 29 August – 1 September 1994, Sopot, **2**, 551-559.
- NAUSCH, G., NEHRING, D., 1996: Baltic proper, Hydrochemistry. In: Third periodic assessment of the state of the marine environment of the Baltic Sea, 1989–1993; Background Document. – Baltic Sea Environ. Proc., **64B**, 80-85.
- NAUSCH, G., NEHRING, D., ÆRTEBJERG, G., 1999: Anthropogenic nutrient load of the Baltic Sea. – *Limnologica*, **29**, 233-241.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1982: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der Ostsee im Jahre 1980. – *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **20**, 2, 69-77.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1983: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der Ostsee im Jahre 1982. – *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **21**, 4, 56-65.
- NEHRING, D., 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., TIESEL, R., FRANCKE, E., 1990: Beziehungen zwischen einigen ozeanologischen Größen der Ostsee und den Lufttemperaturen an der DDR-Küste. – *Beitr. Meereskunde*, Berlin, **61**, 79-92.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., 1993: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1992. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **45**, 281-331.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., 1994a: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1993. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **46**, 151-162.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., 1994b: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1993. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **7**, 1-68.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., NAGEL, K., 1995a: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1994. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **9**, 1-71.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., NAGEL, K., 1995b: The Baltic Sea 1994 – consequences of the hot summer and inflow events. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **47**, 131-144.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., NAGEL, K., 1995c: The Baltic Sea in 1995 – beginning of a new stagnation period in its central Baltic deep waters and decreasing nutrient load in its surface layer. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **47**, 319-327.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., NAGEL, K., 1996: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1995. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **16**, 1-43.
- REDFIELD, A. C., KETCHUM, B. H., 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.
- ROSENBERG, R., ELMGREN, R., FLEISCHER, S., JONSSON, P., PERSSON, G., DAHLIN, H., 1990: Marine eutrophication case studies in Sweden. – *Ambio*, **19**, 102-108.
- SANDEN, P., RAHM, L., WULFF, F., 1991: Non-parametric trend test of Baltic Sea data. – *Environmetrics*, **2**, 263-278.
- SCHINKE, H., MATTHÄUS, W., 1998: On the causes of major Baltic inflows – an analysis of long time series. – *Cont. Shelf Res.*, **18**, 67-97.
- SIEGEL, H., GERTH, M., SCHMIDT, T., 1996: Water exchange in the Pomeranian Bight investigated by satellite data and shipborne measurements. *Cont. Shelf Res.*, **16**, 1793-1817.
- SIEGEL, H., MATTHÄUS, W., BRUHN, R., GERTH, M., NAUSCH, G., NEUMANN, T., 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., 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, 1999: Flow through the Sound in 1999. Internet: http://www.smhi.se/hfa_coord/BOOS/inflow99_x.html (x = 1 – 4).
- SMHI, 2000a: Ice conditions and sea surface temperatures. Maps No. 1-100, Norrköping.
- SMHI, 2000b: Flow through the Sound in 2000. Internet: http://www.smhi.se/hfa_coord/BOOS/inflow2000_x.html (x = 1-4).
- TIESEL, R., 2001: Temperatursummen der Lufttemperaturen an der Wetterstation Warnemünde 1946–2000. – Deutscher Wetterdienst, Wetterstation Warnemünde (unveröff.).
- TRZOSINSKA, A., LYSIAK-PASTUSZAK, E., 1996: Oxygen and nutrients in the southern Baltic Sea. – *Oceanological Studies*, **1-2**, 41-76.
- TRUMP, 1998: Transport- und Umsatzprozesse in der Pommerschen Bucht (TRUMP) 1994–1996. Abschlußbericht, IOW Warnemünde, 1-32 (unveröff.).
- WASMUND, N., NAUSCH, G., MATTHÄUS, W., 1998: Phytoplankton spring blooms in the southern Baltic Sea – spatio-temporal development and long-term trends. – *J. Plankton Res.*, **20**, 1099-1117.

- WASMUND, N., ALHEIT, J., POLLEHNE, F., SIEGEL, H., ZETTLER, M., 1999: Der biologische Zustand der Ostsee im Jahre 1998 auf der Basis von Phytoplankton-, Zooplankton- und Zoobenthosuntersuchungen. – Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep., Warnemünde, **37**, 1-75.
- WASMUND, N., NAUSCH, G., POSTEL, L., WITEK, Z., ZALEWSKI, M., GROMISZ, S., LYSIAK-PASTUSZAK, E., OLENINA, I., KAVOLYTE, R., JASINSKAITE, A., MÜLLER-KARULIS, B., IKAUNIECE, A., OJAVEER, H., KALLISTE, K., JAANUS, A., 2000: Trophic status of coastal and open areas of the south-eastern Baltic Sea based on nutrient and phytoplankton data from 1993 - 1997. – Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep., Warnemünde, **38**, 1-83.
- WULFF, F., RAHM, L., 1988: Long-term, seasonal and spatial variation of nitrogen, phosphorus and silicate in the Baltic. An overview. – Marine Environ. Res., **26**, 19-37.

The Baltic Sea in 2000 – Low inflow activity caused an increase in stagnation of the central Baltic deep water

Wolfgang Matthäus, Günther Nausch, Hans Ulrich Lass, Klaus Nagel and Herbert Siegel

Summary

The winter of 1999/2000 was mild in the whole Baltic Sea area and even very mild in the southern Baltic. While the air temperatures in spring were higher than average, the summer temperatures only fluctuated by the long-term average. By contrast, the autumn was unusually mild.

The mild winter led to sea surface temperatures in the Baltic Sea that were about 1 – 1.5 K above the long-term mean during winter and early spring. This resulted in relatively warm water of 3.5 – 4 °C being trapped in the summer intermediate water layer of the central Baltic Sea. Due to the average summer, the surface layer only reached temperatures in the range of the long-term mean. The delay in temperature decrease between October and December due to the unusually mild autumn caused positive anomalies of 2 – 3 K in the surface water of the western and central Baltic.

Caused by an inflow of warm water in autumn 1999, the temperature of the Bornholm Basin deep water had, on average, a positive anomaly of 2.6 K. The deep water temperatures of the central Baltic Sea were still anomalously high due to the inflow of warm water in 1997: 0.7 – 0.8 K (eastern Gotland Basin) and 0.3 – 0.4 K (western Gotland Basin) above the mean for the period 1950 – 1998.

The weather conditions in the winter of 1999/2000 gave rise to a very low inflow activity across the sills into the Baltic. Weak inflows in December 1999 and February 2000 led to the renewal of the Bornholm Basin deep water in spring 2000. From August onwards hydrogen sulphide was measured in that basin up to mid-November when the effects of small inflows in autumn led again to oxic conditions. A major inflow event did not occur.

In the eastern Gotland Basin, the anoxic water covered the layer between the bottom and 120 – 125 m depth all year round, in August even up to about 100 m. In the deep water of the western Gotland Basin, oxygen depletion has continued since 1993, and since August 1999 hydrogen sulphide has been present in the deep water of the Landsort Deep. In 1999/2000, the area of the whole central Baltic deep water which was affected by oxygen deficiency and anoxic conditions was the largest during the past 16 years.

The stagnation period in the deep basins is also documented by nutrient conditions. Phosphate as well as ammonium concentrations have further increased in the Gotland and Fårö Deeps and reached the highest values measured within the last five years. The permanent anoxic conditions in the deep water of the Landsort Deep resulted in increased ammonium and phosphate concentrations in 2000, whereas nitrate was not detectable. Only in the Bornholm Basin did oxic conditions prevail, mainly in the first half of the year, accompanied by high nitrate and low phosphate and ammonium concentrations.

Nitrate concentrations in the mixed winter surface layer had a level comparable to that of the previous years. Since the beginning of the 1990s no significant changes have been observed. Phosphate concentrations, however, were high in winter 1999/2000. A new equilibrium was already established and winter concentrations in the open sea were mainly influenced by the intensity of vertical mixing.

In the near surface water layer of the open Baltic Sea, concentrations of particulate organic material were, on average, approximately 25 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ for carbon and close to 4 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ for nitrogen. These concentrations were relatively uniform in the areas examined. However, deviations from the mean values were high, caused by the seasonal effects and interannual variability. The C/N-ratio of the particulate material was nearly constant and was close to the Redfield ratio. In contrast to the particulate material, dissolved organic matter showed a distinct gradient in the open Baltic Sea with higher concentrations in the eastern parts and lower concentrations in the transition area of the Kattegat region. Compared to the particulate matter, the C/N-ratio in the dissolved material was more than twice as high. Areas directly influenced by riverine inputs often show significantly higher concentrations of organic material. Caused by seasonal or interannual variability of river runoff, the amounts of organic matter in these regions can vary over a broad range.

1. Introduction

In the framework of Germany's contribution to the Baltic monitoring programme (COMBINE) of the Helsinki Commission (HELCOM) for the protection of the Baltic Sea area the *Baltic Sea Research Institute* (BSRI) in Warnemünde prepares annual assessments of the hydrographic-hydrochemical state of the Baltic Sea. The assessment for the year 2000 is based on five monitoring cruises performed by r/v "A. v. Humboldt" and r/v "Professor Albrecht Penck". The cruises covered all seasons with additional observations in January and March/April. In order to make the annual assessment more comprehensive, environmental data recorded in the framework of BSRI research programmes and observations provided by institutes and agencies around the Baltic Sea involved in the HELCOM monitoring programme are included in the analyses.

The shipborne investigations were supplemented by continuously recorded data at two stations of the German **MAR**ine Environmental Monitoring **NET**work (MARNET): the autonomous platform at the Darss Sill (Stat. 001; cf. Fig. 1 on page 29) and the measuring buoy "Oder Bank" in the Pomeranian Bight (Stat. OB; cf. Fig. 1). These stations deliver meteorological and hydrographic data at hourly intervals via satellite to the German Oceanographic Data Centre in Hamburg (cf. KRÜGER et al, 1998; KRÜGER, 2000a,b). Current profiles are available from an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) moored at the Darss Sill.

The purpose of the programme is to monitor the water exchange between the North Sea and the Baltic and its effects on central Baltic deep waters, to investigate the state of eutrophication and to identify seasonal and interannual anomalies including the study of long-term variations.

The main stations at which CTD casts and water sampling for the investigation of oxygen and nutrients were carried out are shown in Fig. 1 (cf. page 29). The hydrographic and chemical variables studied and the methods used were based on the guidelines for the COMBINE programme of HELCOM (HELCOM, 2000). In the following, a short overview of the hydrographic-hydrochemical conditions is presented and the main topics of 2000 are highlighted. Moreover, the state of the eutrophication in the surface water and the current stagnation period in the central Baltic deep water are discussed. The detailed results of the investigations are published in MATTHÄUS et al. (2001b).

2. Meteorological conditions

The winter of 1999/2000 was mild in the whole Baltic Sea area (FIS, 2000; LUNDQVIST, BERGQUIST, 2001) and was even very mild in the southern Baltic (BSH, 2000). The monthly sums of daily mean air temperature below zero (called cold sums) calculated at the meteorological station Warnemünde were far below the long-term mean (cf. Table 1 on page 31; HEINEMANN, 2000). The cold sum of the whole winter 1999/2000 was 10.7 K (long-term mean 1961 – 1990: 123 K), and the lowest during the past century (TIESEL, 2001). There were positive anomalies of the mean monthly air temperature of 0.8 to 3.3 K between December 1999 and March 2000 at the Arkona weather station (cf. Table 2 on page 31).

The air temperatures in spring were higher than average, partly +2.6 K above the long-term mean of April and May at the Arkona weather station. The summer temperatures only fluctuated around the long-term average. By contrast, the autumn was unusually mild and reached positive anomalies of 1.8 – 2.0 K between October and December 2000 (cf. Table 2 on page 31).

The annual mean of wind speed at Arkona of 7.4 m/s, calculated from hourly means, was nearly the same as in 1999. Periods with persistent westerly winds occurred in February and March and there

were two shorter periods in October and December (cf. Fig. 2B on page 33). Due to higher wind velocities between December 1999 (cf. MATTHÄUS et al., 2000) and the end of March 2000, the filling state of the Baltic was almost continuously more than 20 cm above normal. It reached more than +40 cm in the middle of February and the beginning of March and decreased by May to -30 cm (cf. Fig. 4 on page 35). Caused by persistent easterly winds the filling of the Baltic decreased to more than -35 cm within 10 days at the end of September. Increasing south-westerly to southerly winds from October onwards (cf. Fig. 3C,D on page 34) led to fluctuations in the mean Baltic sea level between -30 and +20 cm.

3. Water exchange with the North Sea

Compared to 1996 – 1999 the current conditions in 2000 were characterized by a mean outflow in the whole water column at the Darss Sill. This was also observed at the Drogden Sill (cf. SMHI, 2000). The inflow activity across the sills into the Baltic Sea was very low. A major inflow event did not occur.

A distinct haline stratification was present at the Darss Sill area nearly all year round. This indicates an intensive estuarine circulation, only interrupted both by weak inflows (cf. arrows in Fig. 5B on page 37) and by four intensive barotropic outflow events in March/April, July, September and November (cf. Fig. 5B).

Weak barotropic inflows were recorded in February and March (cf. arrows in Fig. 5B on page 37). The period between April and October was characterized by intensive baroclinic inflows in the near-bottom layer at the Darss Sill followed by weak barotropic inflows in October and December. During inflows in February and December the maximum salinity of the entire water column reached 14 – 15 PSU. During these inflow events, the water which passed the Drogden Sill reached salinities between 20 and 28 PSU (cf. SMHI, 2000). Barotropic inflows in the Darss Sill area characterized by salinities of more than 15 PSU in the entire water column did not occur.

4. The hydrographic-hydrochemical state in 2000

4.1 Surface water

Except for the summer, the annual cycle of sea surface **temperatures** in 2000 showed positive anomalies compared with the long-term mean (LENZ, 1971; MATTHÄUS, 1977; JANSSEN et al., 1999). The mild winter led to temperatures of 1 – 1.5 K above the long-term mean during winter and early spring. The maximum temperatures in the upper layer reached 18 °C in the western and 17 °C in the central Baltic (cf. Fig. 10B on page 47). Due to the unusually mild autumn the surface temperature displayed positive anomalies of 2 – 3 K in the western and central Baltic between October and December. The **salinities** in the central Baltic increased slightly in 2000. However, compared with the long-term mean 1961 – 1990, they were characterized by negative anomalies of about 0.15 – 0.3 PSU in the Bornholm and eastern Gotland Basins (cf. Table 6 on page 56).

The surface layer is normally well saturated with **oxygen**. However, slight changes can be found within the annual cycle of oxygen saturation in 2000 (cf. Table 8 on page 61). As in previous years (MATTHÄUS et al., 1999a) a slight deficit of around 3 – 4 % was observed in February. This was due to the dominance of oxygen consuming processes which had already started in the autumn of the previous year. In March, an oversaturation of 10 % indicates the phytoplankton spring bloom in the western Baltic Sea. The most pronounced oversaturations of up to 127 % were measured in the eastern Gotland Sea in May. These are comparable with observations in 1998 and 1999

(MATTHÄUS et al., 1999a, 2000). Also, in August cyanobacteria blooms may cause oversaturations of 10 %, on average, in the eastern Gotland Sea.

In temperate latitudes of the oceans, **nutrient concentrations** in the surface layer are characterized by a pronounced annual cycle. For trend studies, the winter period is usually used when concentrations are high and relatively stable (cf. Fig. 19 on page 70; cf. also NEHRING, MATTHÄUS, 1991; NAUSCH, NEHRING, 1996). In the last decade, these trends are different for the two most important inorganic nutrients phosphate and nitrate.

Nitrate inputs originate mainly from diffuse sources and are coupled closely to runoff. In contrast to point sources, it is much more complicated to reduce inputs via this pathway. Therefore, no clear trends for nitrate concentrations in the mixed winter surface layer were observed in the last 10 years and, in 2000, concentrations were comparable with those of the previous years (cf. Table 9 on page 68).

Comparing the second and the first half of the 1990s, phosphate winter concentrations decreased significantly. This is evident both in coastal areas and in the open sea (MATTHÄUS et al., 2000, 2001a; HELCOM, 2001). In 2000, however, unexpectedly high phosphate concentrations were detected (cf. Table 9 on page 68). It seems that a new equilibrium has been established and dynamic processes like the intensity of vertical mixing play an important role. Due to several strong storms, deep-reaching circulation in the open sea and resuspension of deposited material in shallower regions may be responsible for the higher phosphate concentrations in 2000.

During the last decade, silicate has moved more and more into the focus of interest. Silicate is an essential nutrient for diatoms and can limit their growth. Within the 1990s, changes in the phytoplankton composition were observed during the spring bloom in several areas of the Baltic Sea. In the western Baltic Sea, diatoms still dominated, which is reflected in the annual silicate cycle (cf. Fig. 20 on page 75). However, in the Bornholm Sea and the eastern Gotland Sea, the period of the spring bloom was characterized by an only moderate silicate decrease. There was a shift from a diatom dominated to a dinoflagellate dominated community. Comparing the mean annual silicate concentrations for the period 1993 – 2000, these changes can not be explained by silicate shortage.

Beside the inorganic nutrients, natural organic substances play an important role in the biogeochemical cycle (MATTHÄUS et al., 2000). Therefore, particulate (POC, PON) and dissolved organic carbon and nitrogen (DOC, DON) have been investigated in the western and central Baltic since 1993. Except for stations which are directly influenced by riverine input, the mean concentrations do not differ significantly in the investigated areas. On average, around 25 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ POC and 4 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ PON were measured (cf. Fig. 22 on page 79). However, there were seasonal and interannual variations. Because the particulate organic material consists mainly of living and dead planktonic cells, the C/N-ratio is nearly constant and close to the Redfield ratio of 6.6 (REDFIELD et al., 1963) indicating that most of the material is produced through primary production in the sea itself.

In contrast, the C/N-ratio in the dissolved fraction is more than two times higher than the Redfield ratio, indicating input from the catchment area. This assumption is also supported by higher concentrations in areas directly influenced from land (bights in front of river mouths, Gulf of Finland, Gulf of Bothnia) and the concentration gradient between Kattegat (100 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ DOC) and the Gulf of Finland (400 $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ DOC).

4.2 Deep water

Caused by an inflow of warm water in autumn 1999 (cf. SMHI, 1999) the **temperatures** in the Bornholm Basin deep water increased to more than 10 °C in January 2000 and decreased to 9 – 8 °C during the year (cf. Fig. 12 on pages 50/51). Compared with 1999, the annual mean during 2000 increased by 0.8 K (cf. Table 5 on page 52) and was +2.6 K above the long-term mean 1950 – 1998 (MATTHÄUS et al., 1999b).

The deep water temperatures in the central Baltic Sea were still anomalously high due to the inflow of warm water in 1997 (MATTHÄUS et al., 1999b): 0.7 – 0.8 K above the mean for the period 1950 – 1998 in the eastern Gotland Basin. Compared to 1999, the annual mean of temperature in the Gotland Deep (Stat. 271) decreased by 0.1 K (cf. Table 5 on page 52). The temperature in the deep water of the Fårö, Landsort and Karlsö Deeps (Stats. 286, 284, 245) reached their highest annual means since the turn of the 1970s to 1980s.

Due to surface temperatures of 1 – 1.5 K above the long-term mean during winter and early spring 2000 the core temperature in the summer intermediate water layer of the central Baltic Sea was 3.5 – 4 °C in August.

The effects of the weak inflows of saline water in February, October and December 2000 (cf. Fig. 5B on page 37) were mainly restricted to the deep water of the Bornholm Basin. The **salinity** in the Bornholm Basin, which increased after an inflow in December 1999 (MATTHÄUS et al., 2000), decreased by 1 PSU to 16 PSU at the end of the year (cf. Fig. 13 on pages 54/55). The salinity in the eastern Gotland Basin deep water decreased slightly during 2000. In the deep water of the western Gotland Basin, the increase in salinity of 3 PSU since 1994 did not continue in 2000.

Due to the absence of major inflow events since 1993, the stagnation continued in the deep basins of the central Baltic Sea. This is documented by the lowest annual means of **oxygen** concentration/oxygen equivalents in the eastern and western Gotland Basins since 1993 (cf. Table 5 on page 52). Only in the Bornholm Basin did the inflows in autumn/winter 1999/2000 result in a renewal of the deep water (cf. Fig. 14 on pages 58/59). Among 32 observations in 2000, 26 samples showed oxic conditions, mainly in the first half of the year when values up to 3.2 cm³/dm³ were measured. In the second half of the year, oxic and anoxic conditions alternated indicating dynamic processes in this western most deep basin of the Baltic Sea.

In the eastern Gotland Basin, hydrogen sulphide was detected below 120 – 125 m depth all the year round with increasing concentrations compared to 1999. Between 95 and 125 m, the redox conditions fluctuated frequently between low oxygen and low hydrogen sulphide concentrations. The continuing stagnation period is documented in **nutrient concentrations** as well. Phosphate and ammonium values increased, reaching the highest concentrations within the previous five years in the Gotland and Fårö Deeps (Stats. 271, 286) (cf. Table 11 on page 74). Nitrate was not detected.

In the deep water of the western Gotland Basin, the development described already for the previous years continued in 2000 (MATTHÄUS et al., 1999a, 2000, 2001a). Anoxic conditions prevailed in the deep water of the Landsort Deep (Stat. 284) during the whole year (cf. Fig. 16A on page 62) and the thickness of the anoxic layer increased from 250 m at the beginning of the year to 300 m in autumn. Fig. 16A indicates that no further increase of hydrogen sulphide concentration took place in the second half of the year. Nutrient concentrations reacted to the anoxic regime: nitrate was completely absent and ammonium concentrations increased. Also the phosphate content increased

by about $0.5 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ compared to 1999 (cf. Fig. 16B – D). As with hydrogen sulphide, the highest concentrations were observed in the first half of the year 2000 indicating possibly the climax of the recent stagnation period.

5. Outlook

Since the mid-1970s the frequency and intensity of extreme inflow events into the Baltic Sea – termed major Baltic inflows – have decreased (SCHINKE, MATTHÄUS, 1998). This general tendency continued during the 1990s, only interrupted by the very strong single inflow event in January 1993 (MATTHÄUS, LASS, 1995; FISCHER, MATTHÄUS, 1996). During the past decade, the conditions in the central Baltic deep basins have been mainly influenced by the effects of this inflow, of the weak inflow events in 1993/1994 and 1997/1998, and of the subsequent stagnation period which started in 1995 (NEHRING et al., 1995).

In 1999/2000, the stagnation increased distinctly in all deep basins (cf. Fig. 25 on page 83), which is also documented by the lowest annual mean of oxygen concentration/oxygen equivalents in the eastern and western Gotland Basins observed since 1993 (cf. Table 5 on page 52). In the Gotland Deep (Stat. 271), hydrogen sulphide covered the layer between the bottom and 120 - 125 m depth during the whole year 2000 (cf. Fig. 14 on pages 58/59). Between 95 and 125 m, the redox conditions fluctuated frequently between low oxygen and low hydrogen sulphide concentrations. The near-bottom layers of the Bornholm Basin were characterized by fluctuations between oxic and anoxic conditions. For the first time since the beginning of observations, the annual mean of oxygen content became negative in the 80 m level of the Bornholm Deep (Stat. 213) in 1998 (cf. Table 5).

In the deep water of the western Gotland Basin, oxygen depletion started in 1993 (cf. Fig. 25 on page 83). The decrease in oxygen concentration is characteristic for the first stage of stagnation periods in that basin (MATTHÄUS, 1995). The formation of hydrogen sulphide started in the second half of 1999, and in August it already covered the layer between the bottom and 125 m depth in the Landsort Deep (Stat. 284). Anoxic conditions continued in the deep water of the Landsort Deep during the whole year 2000 and the thickness increased from 250 m to 300 m in autumn.

The nutrient concentration in the deep water is closely correlated with the redox condition. The anoxic conditions of the last years caused an increase in phosphate and ammonium concentrations which in 2000 reached the highest values within the last five years in the eastern Gotland Basin (cf. Table 11 on page 74). However, the concentrations had not yet achieved the high values measured at the end of the stagnation period 1977 – 1992 (NEHRING et al., 1993, 1994a,b; NAUSCH, NEHRING 1996). Nitrate was not detected.

Comparing the second with the first half of the 1990s, a distinct decrease in phosphate winter concentrations of the surface water was detected, mainly in near-shore areas but also in the open Baltic Sea (MATTHÄUS et al, 2000, 2001a; HELCOM, 2001). Measures undertaken to reduce phosphate input from point sources seem to be effective in near-shore areas, whereas in the open sea dynamic processes also play an important role.

In 2000, however, phosphate winter concentrations were high (cf. Table 9 on page 68) which was documented by numerous measurements (cf. Fig. 19 on page 70). The reasons are not completely clear up to now. The construction of sewage treatment plants has reduced the percentage coming from point sources. As a result, nowadays the phosphate input is also dominated by diffuse sources and thus, coupled closely to the riverine runoff as it is for nitrate. In the open sea, winter

concentrations are mainly influenced by the intensity of vertical mixing. The period from December 1999 to March 2000 was characterized by several strong storm events which caused a deep-reaching circulation in the open sea and resuspension of deposited material in shallower regions, both increasing the phosphate concentrations.

The nitrate concentrations in the mixed winter surface layer are comparable to those of the previous years (cf. Table 9 on page 68). Since the beginning of the 1990s, no significant changes have been observed due to the large contribution of the diffuse sources to the load (MATTHÄUS et al., 2000; HELCOM, 2001). Nitrate concentrations are closely related to the runoff (NAUSCH et al., 1999).

Summarizing, it must be stated that the area of central Baltic deep water which was affected by oxygen deficiency and anoxic conditions in 1999/2000 was the largest during the past 16 years (cf. Fig. 25 on page 83). In general, the anoxic layer seems to be thickest when the area affected by oxygen deficiency and anoxic conditions is largest. This was also observed during the stagnation period of 1977 – 1992 (cf. NEHRING, FRANCKE, 1982, 1983). As the stagnation continues the redoxcline moves to greater depths and the hydrogen sulphide concentrations increase in the deep water due to smaller inflows in intermediate layers below the permanent halocline. During the second half of 2000, hydrogen sulphide concentrations did not further increase in the Landsort Deep (Stat. 284). Possibly the climax of stagnation has been reached in that region and an increase in oxygen concentration, which is characteristic for the second stage of stagnation in the western Gotland Basin (MATTHÄUS, 1995), can be expected in future.

Acknowledgements

The authors are grateful to both their colleagues at BSRI Warnemünde and the masters and crews of r/v "A. v. Humboldt" and r/v "Professor Albrecht Penck" for supporting the monitoring activities in 2000. They especially thank GERD SCHENKEL († 2001) who was in charge of the technical organization and realization of the cruises. Prof. MICHAEL S. MCLACHLAN is thanked for linguistic checking of the manuscript.

We are grateful to BARRY BROMAN, Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) Norrköping, for making sea level data at Landsort available. The authors would like to thank JAN SZARON, SMHI Oceanographical Laboratory Göteborg, for providing oceanographic data for selected stations extracted from SMHI's Swedish Ocean Archive (SHARK) and collected under the Swedish National Marine Monitoring Programme.

The authors also thank the Maritime Branch of the Institute of Meteorology and Water Management (IMGW) in Gdynia for making hydrographic observations of the Bornholm and Gdansk Deeps available (cf. also IMGW, 2000), and the Finnish Institute of Marine Research (FIMR) in Helsinki for providing data of selected stations in the central Baltic. They are grateful to GUNNI ÆRTEBJERG, National Environmental Research Institute (NERI) in Roskilde, for making oceanographic data of the Bornholm Deep available. Long-term air temperature data from the Warnemünde weather station were used by courtesy of REINER TIESEL. Wind data for the Arkona and Warnemünde weather stations were provided by the German Weather Service.

References

- BSH, 2000: Der Eiswinter 1999/2000. – Internet: <http://www.bsh.de/Mecreskunde/Eisdienst/Eiswinter19992000.htm>
- FIS, 2000: The Ice winter 1999/2000. – Internet: http://ice.fmi.fi/winter99_00.html.
- FISCHER, H., MATTHÄUS, W., 1996: The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. – *J. Mar. Systems*, **9**, 137-157.
- HEINEMANN, H.-J., 2000: Die Kälte des Winters 1999/2000. – *Der Wetterlotse*, **52**, Nr. 639/640, 49-55.

- HELCOM, 2000: Manual for marine monitoring in the COMBINE programme of HELCOM. – Baltic Marine Environment Protection Commission, Helsinki. Updated 2000: Internet: <http://www.helcom.fi>: Groups & PITF, HELCOM MONAS, COMBINE manual.
- HELCOM, 2001: Fourth periodic assessment of the state of the environment of the Baltic Marine Area, 1994 – 1998; Background Document. – *Baltic Sea Environ. Proc.*, **82B** (in press).
- IMGW, 2000: Monitoring cruise reports. – Inst. Meteorol. Water Managem., Marit. Branch, Gdynia.
- JANSSEN, F., SCHRUM, C., BACKHAUS, J. O., 1999: A climatological data set of temperature and salinity for the Baltic Sea and the North Sea. – *Dt. Hydrogr. Z., Suppl.* **9**, 1-245.
- KRÜGER, S., ROEDER, W., WLOST, K.-P., KOCH, M., KÄMMERER, H., 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 automatic 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.
- LENZ, W., 1971: Monatskarten der Temperatur der Ostsee. – *Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B.*, **11**, 1-148.
- LUNDQVIST, J.-E., BERGQUIST, I., 2001: A summary of the ice season and icebreaking activities 1999/2000. – *SMHI-Sjöfartsverket, Norrköping 2001*, 1-47.
- MATTHÄUS, W., 1977: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. – *Beitr. Meereskunde*, Berlin, **40**, 117-155.
- MATTHÄUS, W., 1995: Natural variability and human impacts reflected in long-term changes in the Baltic deep water conditions - a brief review. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **47**, 47-65.
- MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., 1995: The recent salt inflow into the Baltic Sea. – *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 280-286.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1999a: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1998. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **35**, 1-69.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1999b: The Baltic Sea in 1998 – Characteristic features of the current stagnation period, nutrient conditions in the surface layer and exceptionally high deep water temperatures. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **51**, 67-84.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 2000: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1999. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **39**, 1-73.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., 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./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **45**, 3-25.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 2001b: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2000. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **45**, 27-88.
- NAUSCH, G., NEHRING, D., 1996: Baltic proper, Hydrochemistry. In: Third periodic assessment of the state of the marine environment of the Baltic Sea, 1989–1993; Background Document. – *Baltic Sea Environ. Proc.*, **64B**, 80-85.
- NAUSCH, G., NEHRING, D., ÆRTEBJERG, G., 1999: Anthropogenic nutrient load of the Baltic Sea. – *Limnologica*, **29**, 233-241.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1982: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der Ostsee im Jahre 1980. – *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **20**, 2, 69-77.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1983: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der Ostsee im Jahre 1982. – *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **21**, 4, 56-65.
- NEHRING, D., 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., LASS, H.-U., 1993: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1992. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **45**, 281-331.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., 1994a: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1993. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **46**, 151-162.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., 1994b: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1993. – *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde, **7**, 1-68.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., NAGEL, K., 1995: The Baltic Sea in 1995 – beginning of a new stagnation period in its central Baltic deep waters and decreasing nutrient load in its surface layer. – *Dt. Hydrogr. Z.*, **47**, 319-327.
- REDFIELD, A. C., KETCHUM, B. H., 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.

- SCHINKE, H., MATTHÄUS, W., 1998: On the causes of major Baltic inflows – an analysis of long time series. – *Cont. Shelf Res.*, **18**, 67-97.
- SMHI, 1999: Flow through the Sound in 1999. Internet: http://www.smhi.se/hfa_coord/BOOS/inflow99_x.html (x = 1 – 4).
- SMHI, 2000: Flow through the Sound in 2000. Internet: http://www.smhi.se/hfa_coord/BOOS/inflow2000_x.html (x = 1-4).
- TIESEL, R., 2001: Temperatursummen der Lufttemperaturen an der Wetterstation Warnemünde 1946–2000. – Deutscher Wetterdienst, Wetterstation Warnemünde (unveröff.).

Spreading of Baltic Deep Water: A Case Study for the Winter 1997-1998

Eberhard Hagen and Rainer Feistel

Summary

Exceptionally saline water with the mean volume flux of about $10 \text{ km}^3/\text{d}$ passed the Danish straits during the winter 1997-98 to spread towards the Baltic Proper. The released inflow event is discussed by means of different hydrographic data sets. For the first time, its influence on the deep circulation of the Eastern Gotland Basin was continuously documented. Time series of temperature and current with a length of more than one year precisely determined the duration of that inflow. It started over the eastern topographic flank of this basin and lasted 130 days. Once in the basin, the spreading of dense deep water formed a wedge-shaped frontal zone rotating anticlockwise with the background velocity of about 3 cm/s . Beneath 170 m depth, associated currents roughly followed the isobaths. Adjacent intrusions intensified this cyclonic deep water rotation by a factor of two while rhythmically occurring inflow pulses with a quasi-period of about 20 days additionally accelerated the circulation by a factor of about three. A total of six pulses induced a high temporal variability in mass and current fields. They were accompanied by linearly increasing temperatures within near bottom layers. Each new inflow pulse started on the thermal level of previous pulses. Finally, the net intrusion of warm, saline, but weakly oxygenated dense water completely fulfilled the closed basin volume of 38 km^3 . The associated mean volume flux was about $0.3 \text{ km}^3/\text{d}$. Released upward motions well integrated vertical changes of the topographic volume. This follows from the comparison of two eddy resolving data sets, which were obtained from hydrographic surveys carried out during the pre-inflow and post-inflow situation.

1. Introduction

Spatial and temporal variations in both the mass and current field cover a large range of spatial and temporal scales and characterise the circulation in the relatively shallow Baltic Sea, DIETRICH (1950). River run-offs provide a supply of fresh water of about $470 \text{ km}^3/\text{y}$ with monthly peak values of about 60 km^3 in May/ June, cf. BROGMUS (1952) and HELCOM (1986). Therefore, a low-density surface layer permanently exists in the whole Baltic Sea. Its salinity content varies between 7 and 8 psu. Comparing mean sea levels of the Kattegat, which is part of the transition zone between the North Sea and the Baltic Sea, with those of the Baltic Proper it reveals that the related surplus of brackish surface water is responsible for positive anomalies in the central Baltic and negative anomalies in the Kattegat. The resulting incline of the sea surface causes the outflow of low saline water in near-surface layers. Under the influence of the deflecting Coriolis force it mainly spreads through the Belt Sea towards the Kattegat to feed the Baltic Current, which follows Swedish and Norwegian coasts into the North Sea. Geographical notations are depicted in Fig. 1.

Depending on highly variable forcing fields, as they are given by winds and adjacent sea level anomalies, salty water of the Kattegat flows through the Danish Belts and the Sound to compensate the mentioned outflow. Associated events sporadically overflow several shallow sills on their way towards the first Baltic basin, the Arkona Basin. Here, dense bottom water is formed to be intermediately stored for a certain time in a 'bottom pool', STIGEBRANDT and WULFF (1987). During that stay time, entrainment adds about 50% of intermediate water to the deep water, KOUTS and OMSTEDT (1993). Its farther eastward penetration is accompanied by dilution processes acting vertically. Properties of upper layer water are mixed downward and mixing also 'lifts' thermohaline properties of near bottom water into intermediate layers, cf. WALIN (1981) and STIGEBRANDT (1985). Thermohaline water properties in the upper layer of dense bottom currents are transformed permanently. The deep water becomes less dense and is,

more or less, neutrally buoyant. The resulting mixed water types spread at different pressure levels along the line of steepest descend in the water depth from basin to basin. Hydrographic standard stations of the Baltic Monitoring Programme (BMP) follow this line in Fig.1.

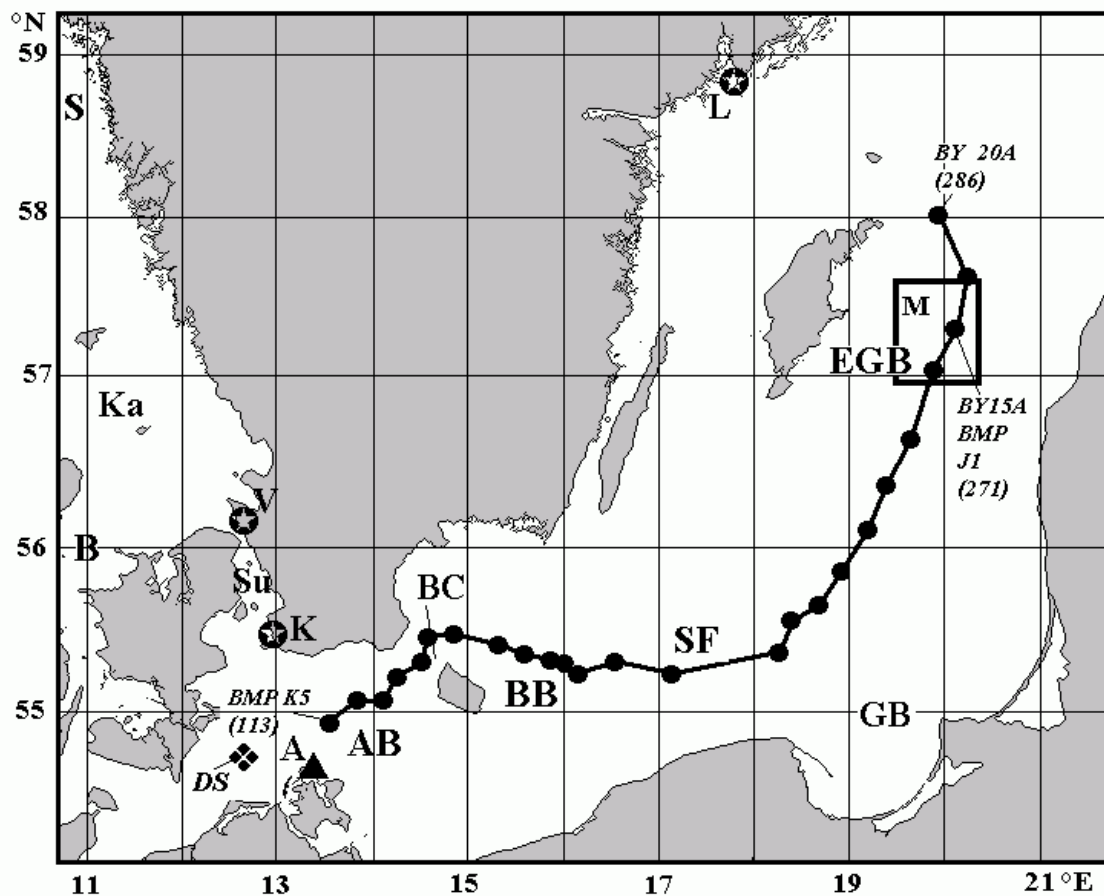


Fig.1 Geographical notations in the Baltic Sea with a transect composed by selected stations (dots) of the Baltic Monitoring Programme; this section starts with station 113 in the south-west and ends with station 286 in the north-east; the position of the Darss Sill station and that of the station Arkona are shown as well as Swedish sea level stations (stars); the area of the MESODYN (M) project involves the central BMP station 271 in the Eastern Gotland Basin:

- S = Skagerrak
- Ka = Kattegat
- V = Sea level station 'Viken'
- B = Belts
- Su = Sound
- K = Sea level station 'Klagshamn'
- DS = Darss Sill station
- A = Meteorological station 'Arkona'
- AB = Arkona Basin
- BC = Bornholm Channel
- BB = Bornholm Basin
- SF = Stolpe Furrow
- GB = Gdansk Basin

EGB = Eastern Gotland Basin
L = Sea level station 'Landsort'

From the Arkona Basin via Bornholm's Channel with a sill depth of about 48 m, cf. LARSEN and KÖGLER (1975), the main path-way of deep currents continues into the Bornholm Basin. Here, the modification of dense near bottom water reduces the salinity. There is some observational evidence that much of the diapycnal mixing is actually done before the dense deep water is incorporated into the deep water of the Baltic Proper. Generally, surface and deep waters are separated by a pronounced pycnocline consisting of a permanent halocline in depths between 35 m and 40 m in the Arkona Basin but between 65 m and 75 m depth in the EGB. This main pycnocline (halocline) can be monitored in the whole Baltic Sea. In addition, a significant thermocline develops at depths between 10 m and 30 m during summer environmental conditions, MATTHÄUS (1984). It vanishes during the following winter due to released convection processes, which are caused by wintry cooling at the sea surface. However, dynamics of near surface and intermediate layers are essentially separated from those of deep layers by the main pycnocline. Consequently, deep layers of each Baltic basin reveal characteristic thermohaline properties, which are discussed in more detail by OMSTEDT and AXELL (1998).

Inflow events influence water properties of all Baltic basins when the density of the resulting mixed water of the previous basin exceeds the density of old deep water of the following basin. Under such preconditions, dense deep water propagates from the Bornholm Basin via the Stolpe Furrow towards both the Gdansk Basin and the Eastern Gotland Basin (EGB). Otherwise 'stagnant conditions' characterise the hydrography of deepest layers for several years. That means an effective inflow event provides a sufficient volume flux of relatively high salinity which is able to fulfil all adjacent basins with extremely dense water. The reaction of the deep water in the EGB on such inflows was, for instance, described by KALLE (1943). Further studies by WYRTKI (1954), WOLF (1972), BÖRNGEN (1978), and SCHINKE and MATTHÄUS (1998) discussed several dynamics and necessary preconditions in meteorological forcing fields. It became evident that identified inflow events involve a characteristic repeating time between three and seven years. For instance, MATTHÄUS and FRANCK (1992) identified 90 of them between 1897 and 1976. They showed that the averaged duration of 'Major Baltic Inflows' fluctuates between 11 days and 29 days. On average, the Baltic sea level rises by about 0.3 m between the first day of the inflow and the day of maximum sea level anomaly. Subsequently, the changed volume of highly saline water is larger than 100 km³ during strong events. Each of such major inflow event is frequently preceded by an inflow of less saline water. Related aspects were investigated in more detail by LASS (1988), LASS and SCHWABE (1990), and LASS and MATTHÄUS (1996) while biological and chemical consequences were extensively discussed by NEHRING and FRANCKE (1981) for three inflow events, which occurred during the winters 1968/69, 1972, 1976/77. Here, we may summarise three necessary preconditions:

- easterly winds lasting for several weeks over the whole Baltic immediately followed by strong westerly winds of similar duration,
- lower than normal sea levels in the western Baltic Sea (Arkona Basin) and higher than normal sea levels in Skagerrak and Kattegat during the start of the inflow,
- positive anomalies in salinity of near bottom water in the Kattegat.

Furthermore, it seems to be that there are two different categories of inflow events with respect to their seasonal occurrence and associated hydrographic conditions:

- Late autumn - early winter type: eastward spreading of relatively warm but highly saline water with a relatively low content of dissolved oxygen with a duration between 15 days and 20 days.
- Late winter - early spring type: 20 days until 25 days lasting eastward spreading of relatively cold and saline water, which is comparatively well oxygenated.

Finally, 'Major Baltic Inflows' inject a total of about 300 km³ saline water and last about 32 days, MATTHÄUS and FRANCK (1992). During that relatively short time period, they are accompanied by an mean volume transport of about 9 km³/d.

Due to intense activities of the Baltic fishery during the whole year no long time series with the length of a complete seasonal cycle are available from drifters and/ or moored strings, which are equipped with current meters and thermosalinographs. However, such observations are necessary to describe the influence of such inflow events on deep compensation currents properly. The aim of this study is to present an observational example dealing with the inflow event of the winter 1997-1998. Current meters and recording thermometers, which were deployed beneath the perennial pycnocline at two positions in the EGB, provide such long time series. Resulting data sets were analysed in context with different hydrographic data to describe the response of the deep water circulation of the EGB on that inflow event in more detail. Finally, plausible working hypotheses of related dynamics are discussed.

2. Data Base

The climatic behaviour of temperature, salinity and dissolved oxygen was estimated by means of historical data, which are available from the Baltic Monitoring Programme (BMP) of the Institute for Baltic Sea Research Warnemuende (IOW). In order to describe climatic tendencies in the hydrographic regime of the deep mass field in the EGB, we used data of the central station no. 271 at 57°18.3'N, 20°04.6'E (BMP J1). Its position coincides with the former Baltic Year station BY15A and indicates the water depth of 242 m. Starting in 1969 until now, the BMP data set involves irregularly distributed measurements not only in time but also in depth. Samples of Nansen bottles and CTD profiles show gaps between some days up to several months around UNESCO-standard depths. Data of neighbouring horizons were linearly interpolated to reconstruct continuous time series for temperature, salinity, and dissolved oxygen at 170 m depth for comparison with actual records from thermometers and current meters. Equivalents of hydrogen sulfide have been expressed by negative values of oxygen according to NEHRING and FRANCKE (1981). Hydrographic data sets of three BMP cruises are additionally used to describe the hydrographic fields during October 1997, February 1998, and May 1998. Positions of selected stations are shown in Fig.1. Measurements regularly started in the south-west (Arkona Basin) and ended north of the EGB. The German Weather Service provided hourly values of both wind velocity and wind direction recorded at the station Arkona, which locates at the northern top of the Ruegen Island. Its position is shown by a triangle in Fig.1. Wind values were decomposed in their zonal ($U_w > 0$ to the east) and meridional components ($V_w > 0$ to the north). The Marine Monitoring Network (MARNET) of the Federal Maritime and Hydrographic Agency Hamburg (BSH) provided hourly data recorded continuously at the Darss Sill station (54° 42' N, 12° 42' E) from August 1997 until May 1998. Its position is named (DS) in Fig.1. Here, the water depth is 21 m. Seacat-16 recorder measured temperature and salinity by a sampling frequency of 10 minutes at horizons of 7 m, 12 m, 17 m, and 19.5 m. The achieved accuracy is about 0.01 K and 0.02 psu, respectively. A moored Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP, 600 kHz) measured the motion field above the Darss Sill. Due to different recording gaps, time series of horizontal current components were selected from comparable horizons for a time interval of 14 days. Technical details of the station DS are discussed by KRÜGER (1997).

Hourly sea level data of stations 'Viken' (transition zone between the Kattegat and the entry of the Sound), 'Klagshamn' (entry of the Sound into the western Baltic Sea) and 'Landsort' (central Baltic Sea) were committed by the Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) for the time between August 1997 and May 1998. Station positions are shown in Fig.1. Their reference level is determined by the Swedish Height System 1970 (RH70). Additionally, there were two hydrographic field campaigns with r/v 'A.v.Humboldt' to study meso-scale patterns in

the mass field of the deep EGB. Both surveys attribute to the IOW project 'Meso-scale Dynamics (MESODYN)' planned for five years (1996- 2000) in deep Baltic basins. The area under investigation is denoted by (M) in Fig.1. The data set of the first cruise (29 August- 4 September, 1997) excludes the influence of wintry convection processes while that of the second cruise (19 – 24 April, 1998) describes a late winter situation, which involves vertical convection due to cooling processes starting at the sea surface. The station map of the MESODYN project is shown in Fig.2. It covers the region between (56°55' -57°35') N and (19°32' - 20°28') E.

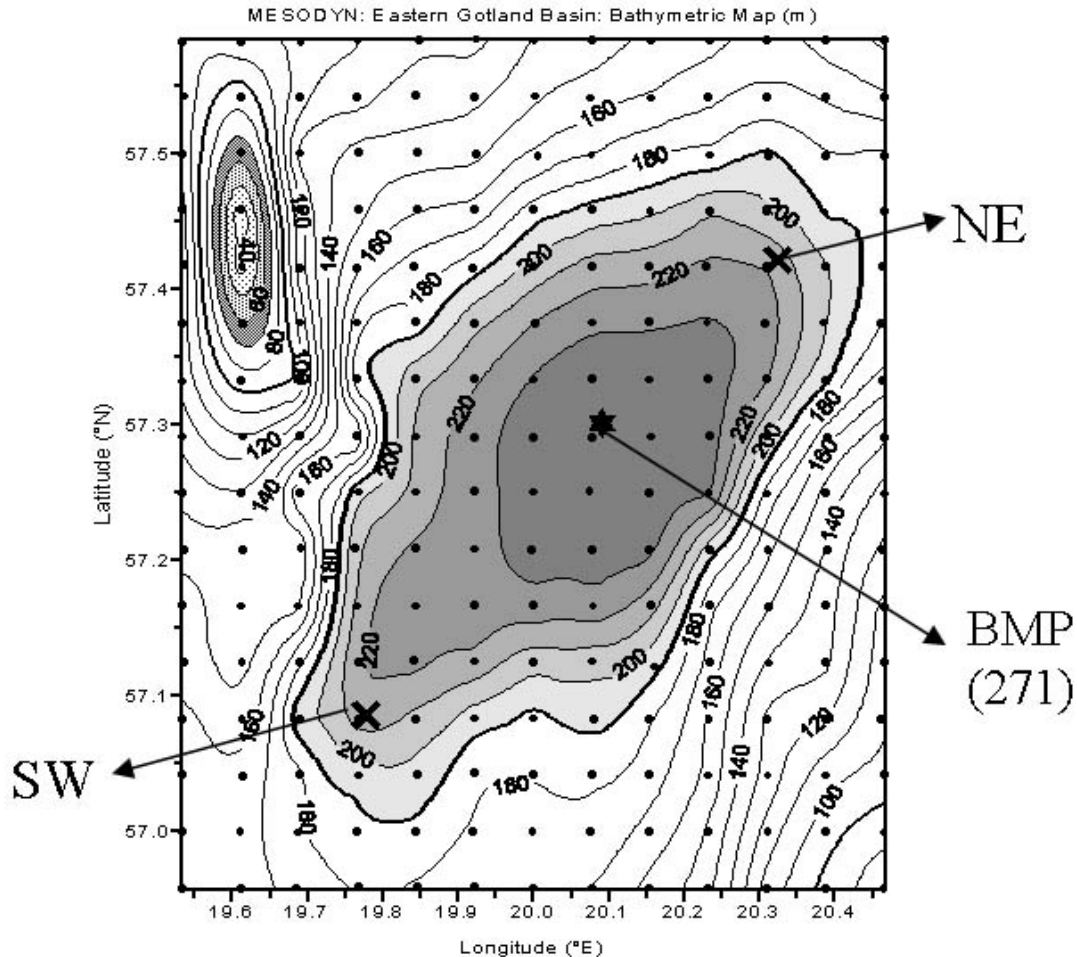


Fig.2 Area of investigation in the Eastern Gotland Basin with CTD-stations of the MESODYN- project (dots); crosses indicate positions of moored strings at the NE position and SW position; the position of the BMP station 271 (star) marks the centre of the basin; the bathymetric map (m) results from three echo sounded surveys with a station spacing of 2.5 n.m., its spatially and temporally averaged uncertainty is ± 0.27 m.

Conductivity (C), Salinity (S), temperature (T), pressure/ depth (D), and dissolved oxygen (O_2) have been profiled with a CTDO SeaBird probe from the sea surface down to near bottom layers. During both MESODYN field campaigns, a total of 2x208 CTDO stations (16 zonal sections x 13 stations) was spatially resolved by a regular station grid with a spacing of 2.5 n.m. (4.6 km). Measurements started in the north-west corner to follow zonal transects. In the central EGB, the first mode radius of deformation can be expected to be in the range between 7 km and 10 km, cf. FENNEL et al. (1991). We obtained the spatially averaged value of 9 km (September, 1997) and 7

km (April, 1998). Concerning the station resolution of about 4.5 km for both MESODYN surveys, crucial effects of aliasing should be excluded. The situation is much more unfavourable for data of the monitoring programme with a station spacing up to 70 km, cf. Fig. 1.

The sensor temperature was daily controlled by three reversing thermometers at different depths. The resulting rms error was ± 0.003 K without any statistical correlation with pressure. In the following we use ($^{\circ}$ C) for absolute temperatures but (K) for differences and derived quantities like standard deviation and variance. The reference level of the potential temperature (density) was always selected to be at the sea surface. The salinity of the CTD probe has been compared with salinometer measurements with the averaged rms of ± 0.0007 psu. Comparisons with Winkler's method provided the corresponding range of ± 0.49 ml/l for dissolved oxygen. Actual sound speeds of CTD profiles were used to calibrate the echo-sounder for proper bathymetric maps of all MESODYN surveys. The resulting topography of the EGB is mapped in Fig. 2 with relative uncertainties in the range of ± 0.27 m. Due to changes in sea level, the absolute error is expected to be ± 1 m. Concerning the depth contours of other deep Baltic basins of the MESODYN project we refer to REISSMANN (1999).

To study temporal variations in the mass and current field, two subsurface moorings were deployed at water depths of about 220 m in the south-west (SW: $57^{\circ}04.53'N$, $19^{\circ}45.12'E$) and in the north-east of the EGB (NE: $57^{\circ}25.38'N$, $20^{\circ}20.83'E$) on August 29, 1997 (positions NE and SW in Fig. 2.). The top of both moorings reached about 130 m depth. Each string was equipped with one recording current meters and thermometer (Aanderra RCM-7) at 170 m depth beneath the permanent pycnocline. The sampling interval of the RCM's was one hour. For a better vertical resolution of the thermal field, two thermometers (Hugrun- Seamon-Mini) additionally recorded the temperature at 140 m and 155 m depth at each string. Their data capacity is limited to 21000 values totally and allowed a sampling interval of 30 minutes. Both moorings have been recovered in July (NE-position) and in November (SW-position), 1998. Current velocity and current direction were decomposed into zonal (u = positive eastward) and meridional (v = positive northward) components. Thereafter, daily means and daily variances have been computed for all time series. Such procedure additionally provides the daily mean kinetic energy $MKE = (u^2 + v^2)/2$ per unit mass and via daily variances (σ^2) the related eddy kinetic energy $EKE = (\sigma_u^2 + \sigma_v^2)/2$. In a compact manner, the latter parameter illustrates the energetic level of current fluctuations shorter than the daily cycle.

3. Temporal Changes

Effective 'Major Inflows' are reported from the winter 1975/76 by NEHRING and FRANCKE (1981) and from the winter 1992/93 by MATTHÄUS and LASS (1995). The stagnant period in between both inflow events was accompanied by decreasing temperatures and salinities. This follows from plotted temperature (T), salinity (S), and dissolved oxygen (O_2) at 170 m depth of the central EGB station in Fig. 3. Its position is shown in Fig. 1 and Fig. 2. This interim period lasted 16 years. During that time, relatively smoothed curves describe interannual changes not only in temperature and salinity but also in dissolved oxygen, at least at 170 m depth. Comparing these plots, it seems to be that the inflow event of 1976 was one of the 'late autumn - early winter type'. It reveals a clear correspondence between increasing temperatures and salinities without a significant response in dissolved oxygen. The inflow event of the winter 1992/93 confirms the 'late winter - early spring type' with a significant renewal of oxygen conditions. Thereafter, the salinity reached a relative peak value of about 12.3 psu in winter 1997/98. The temperature increased to a relative maximum of about 6.4° C with a delay of about 18 months without any subsequent improvements in oxygen conditions. These peak values give the potential density of 1009.6 kg/m³ at the pressure level of 170 dbar. In the deep EGB, neighbouring isopycnal

surfaces should be displaced upward due to the deep inflow of warm but highly saline deep water as it is discussed in the following.

The temporal behaviour of the last remarkable inflow could be documented by several data sets. Continuous measurements of salinity and current result from the Darss Sill station while the wind data were recorded at the meteorological station Arkona. Sea level records of the stations Viken (V), Klagshamn (K), and Landsort (L) follow the Swedish coast line. All station positions are shown in Fig.1. Resulting sea level differences ($\Delta\eta$) between the southern Kattegat (station 'Viken') and the south-west Baltic Sea (station 'Klagshamn') control the barotropic part of in- and out flows from the North Sea into the Baltic Sea and vice versa. So, the time history $\Delta\eta(t)$ of resulting sea level differences between Viken $[\eta_V(t)]$ and Klagshamn $[\eta_K(t)]$ determines the net volume tran-

variations at a representative Proper reaction proportional straits.

of sea level of $\eta_L(t)$ are of the Baltic expected to be as the Danish

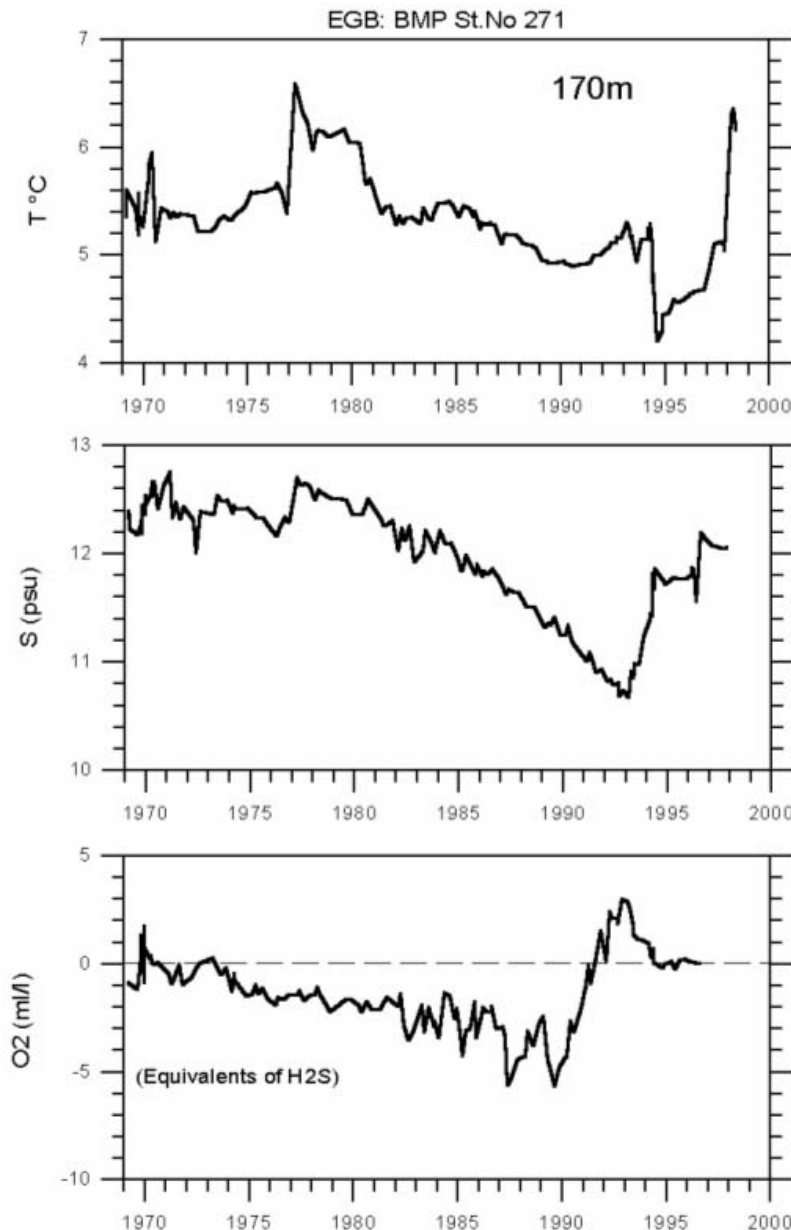


Fig.3 Time series of temperature (T), salinity (S), and dissolved oxygen (O_2) (negative values are equivalents to hydrogen sulfide) at 170 m depth in the central Eastern Gotland Basin; linearly interpolated data result from measurements around UNESCO standard depths at the station 271 (J1) of the Baltic Monitoring Programme (BMP) coinciding with the former Baltic Year station BY15A.

Taking into account the mean freshwater input (F) per unit time, the general balance reads

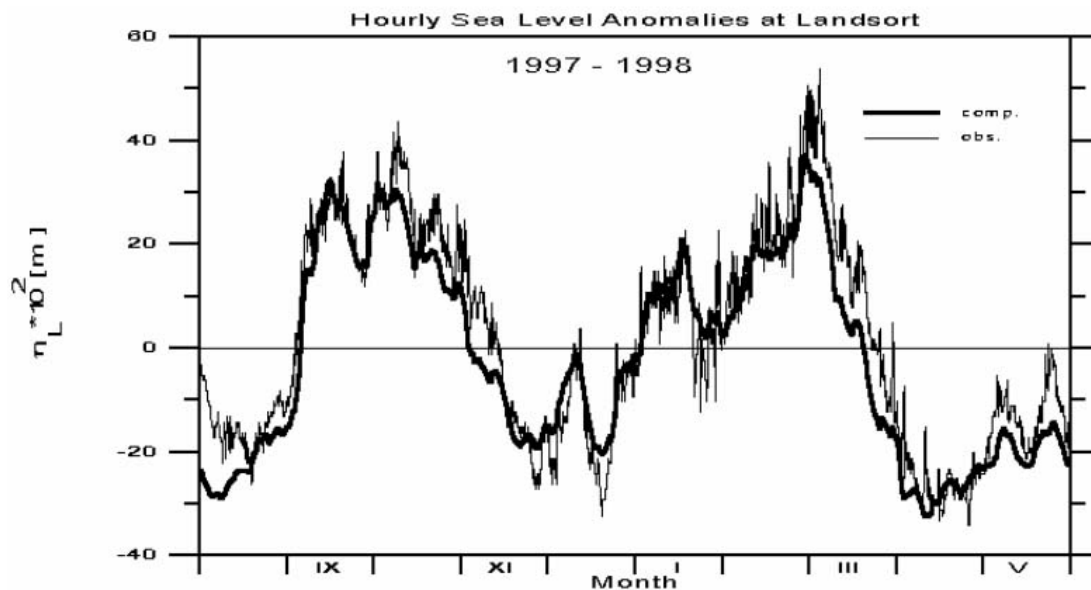
$$d\eta_L/dt = F + G * \Delta\eta(t).$$

The transfer coefficient ($1/G$) describes the characteristic time scale of the net flow through all straits connecting the southern Kattegat with the south-west Baltic Sea. This follows from

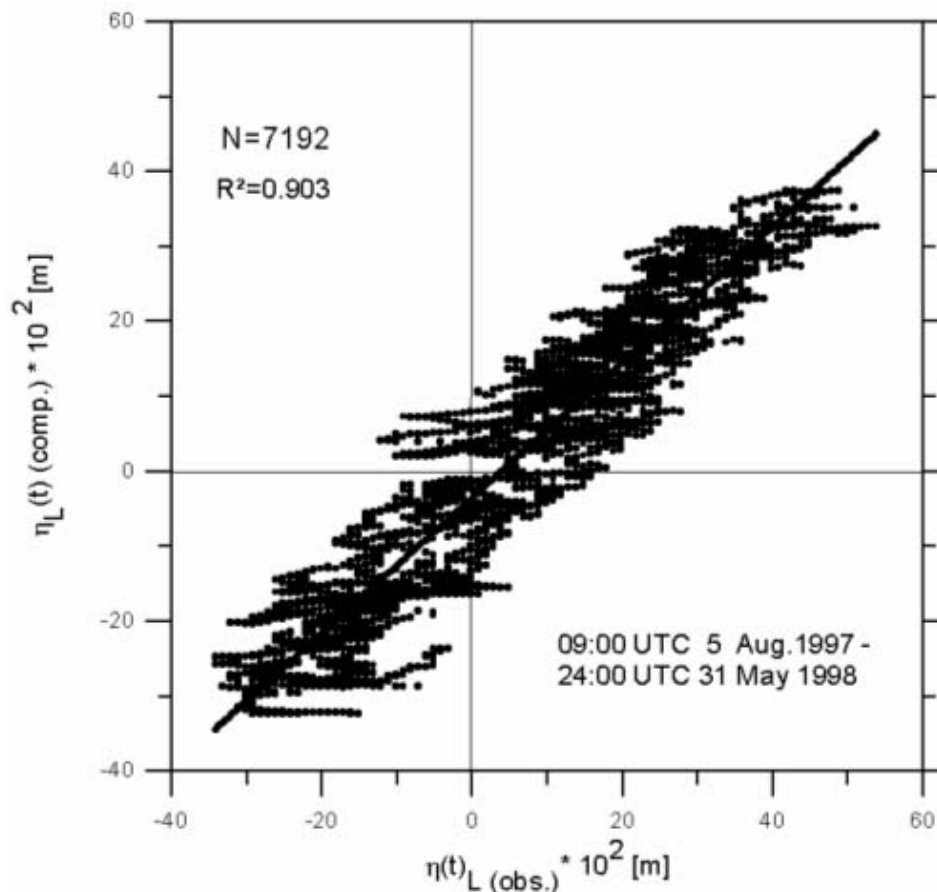
$$\eta_{L,comp.}(t) = \eta_{oL} + F * t + G * \int \Delta\eta(t') dt'.$$

Here, the coefficients are given by $\eta_{oL} = -0.2364$ m, $F = 8.311 * 10^{-3}$ m/d, and $G = 0.1086/d$.

Curves of observed sea level anomalies at the station Landsort $\eta_{L,obs.}(t)$ and computed sea level anomalies $\eta_{L,comp.}(t)$ are drawn in Fig.4a. The qualitative and quantitative coincidence of both curves supports the relevance of the estimated coefficients (F) and (G). The associated scatter diagram reveals a squared correlation coefficient of $R^2 = 0.9$ (Fig.4b). That means 90% of all temporal changes in sea level anomalies at station Landsort were explained without any significant delay (few hours) by the net input of fresh water and changes in the barotropic flow through the transition zone formed by the Sound and the Belts. The rms error of $\eta_{L,obs.}(t)$ was about ± 0.2 m while the mean standard deviation of the difference between $[\eta_{L,obs.}(t) - \eta_{L,comp.}(t)]$ was smaller by the factor of about three. The ratio between the total fresh water input (F) and the transfer coefficient (G) yields $F/G = 0.076$ m. This value coincides with that of the mean sea level difference $\langle \Delta\eta \rangle = \langle (\eta_K - \eta_V) \rangle = 0.076$ m. Obviously, series of $\eta_{L,comp.}(t)$ sufficiently describe those of $\eta_{L,obs.}(t)$. Furthermore, it reveals that the level of the south-west Baltic Sea was somewhat higher than that of the Kattegat. Such an inclination in sea level results from the wind forcing, which acts on the whole basin for relatively short times (days, several weeks), as well as from the net outflow lasting for longer time scales (several months).



4a



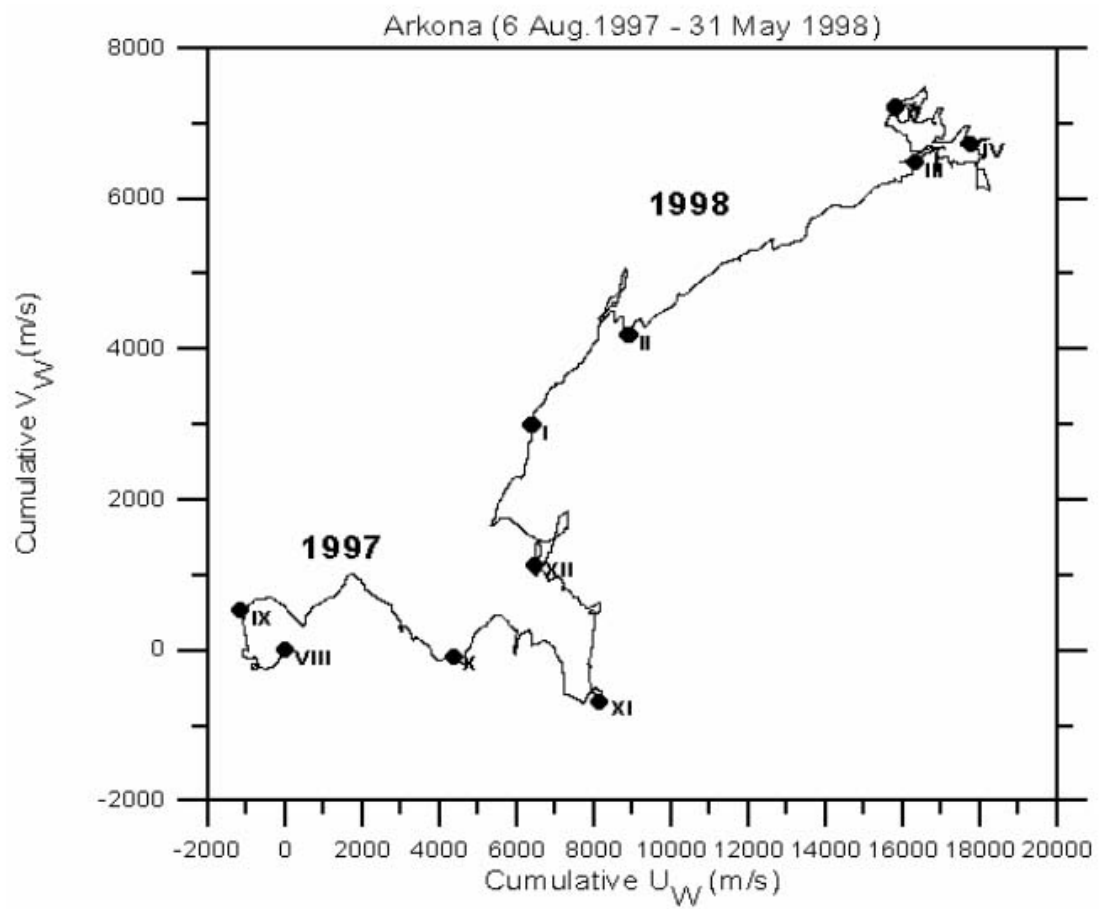
4b

Fig.4 Hourly records of the observed $\eta_{L, obs.}(t)$ and computed $\eta_{L, comp.}(t)$ sea levels with respect to the Swedish Height System 1970 (RH70) at station Landsort from August 5 09:00 UTC, 1997, until May 31 24:00 UTC, 1998

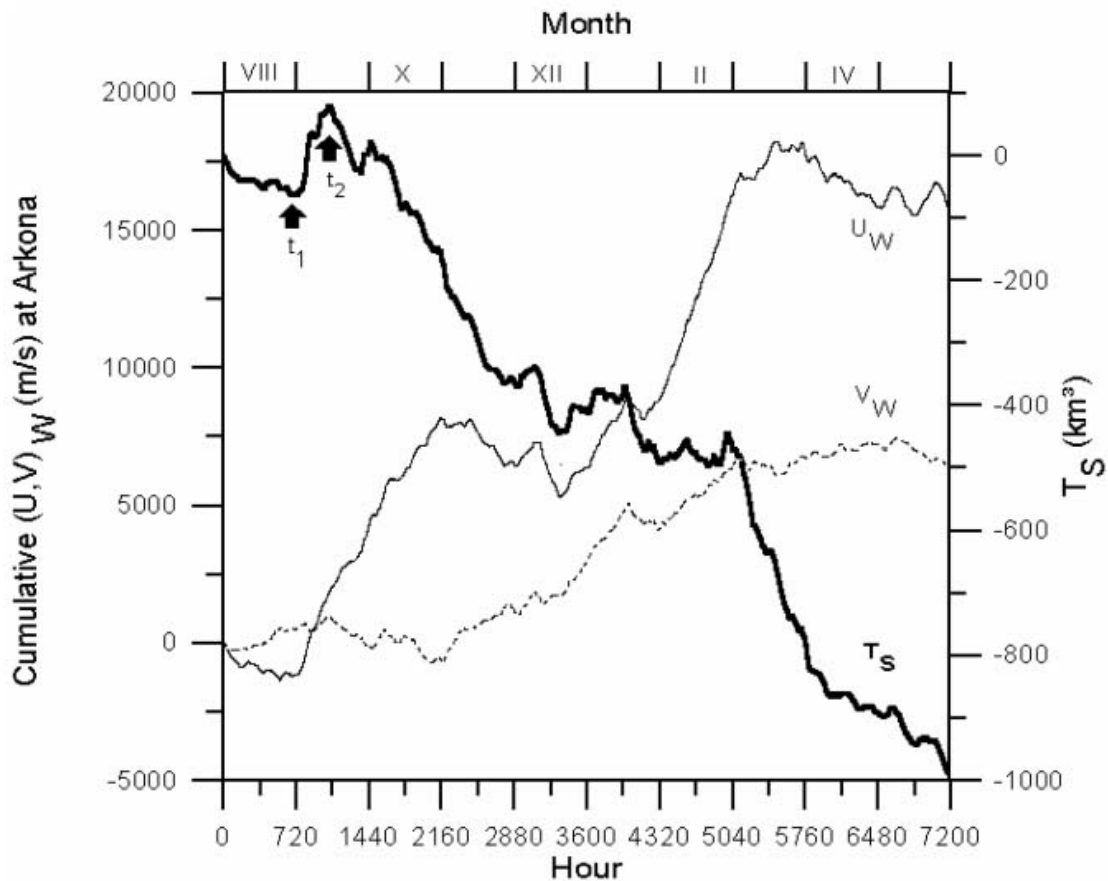
- a) time plots of $\eta_{L, obs.}(t)$ (thin line) and $\eta_{L, comp.}(t)$ (bold line)
- b) scatter diagram between $\eta_{L, obs.}(t)$ and $\eta_{L, comp.}(t)$ for $N= 7192$ values and the squared correlation coefficient $R^2= 0.903$; the straight line indicates the linear regression described in the text.

Following MOHRHOLZ (1998), we assume that wind records of the station Arkona are representative for large Baltic regions because horizontal scales of atmospheric forcing fields exceed the basin scale of the whole Baltic Sea. The time history of the wind field is given by a progressive vector diagram of hourly Arkona winds in Fig.5a. Tick marks indicate each beginning month by Roman numbers. This plot reveals the direction into the wind was blowing. Increasing distances between adjacent tick marks indicate increasing wind velocities. Southerly winds predominated the August 1997. The wind turned to western directions in September. It maintained this direction until the end of October to turn again into the southern sector with the beginning November. Northward blowing winds lasted until March 1998 to indicate increasing wind velocities during the whole February 1998. Thereafter, the wind relaxed to fluctuate in both direction and velocity. Consequently, relatively long lasting periods with pronounced wind directions essentially influenced lateral inclinations in sea level anomalies across the whole Baltic Sea. Thus, we like to accept that the time series of $\eta_{L, comp.}(t)$ sufficiently represent changes in the water volume of the entire Baltic Sea via $A * \eta_{L, comp.}(t)$ with $A = 382\,486 \text{ km}^2$ being the surface area of the Baltic Sea. This value of A completely excludes the Kattegat. The calculation

procedure uses new information about Baltic shore lines and is described more in detail in the Appendix II, which also includes Fig.A1 showing the defined boundaries.



5a



5b

Fig.5 Wind recorded at the northern top of the Ruegen island (Fig.1) in comparison to the net volume flux through Danish straits:

- Progressive vector diagram composed by cumulative zonal winds (U_w) and corresponding meridional winds (V_w) pointing to the direction into the wind was blowing [positive to the east (E) and to the north (N)]; Roman numbers indicate the beginning month starting in August 1997 and ending in May 1998.
- Hourly time series of U_w (thin line), V_w (dotted line), and the net volume flux through Danish straits (T_s) (bold line) obtained from fitted sea level variations at Landsort (details in the text); the arrows t_1 and t_2 indicate starting and ending time of the inflow, which is marked by positive values of T_s ; note the opposite correspondence between $U_w(t)$ and $T_s(t)$.

Accepting mentioned assumptions, the total water volume of the Baltic Sea results from the balance between net transports through the Danish straits $T_s(t)$ and the total input of fresh water ($A * F * \Delta t$) during the time interval Δt . Consequently, the resulting volume flux reads

$$\Delta T_s(t) = A * [\Delta \eta_{L,comp}(t) - F * \Delta t].$$

The obtained curve $T_s(t)$ is compared with cumulative winds of the Arkona station in Fig.5b and separately drawn in the upper panel of Fig.6. Its negative trend confirms a permanent surplus of brackish water for that time period and $T_s(t)$ oppositely corresponds to $U_w(t)$. This suggests that, via changed sea levels between the south Kattegat and the south-west Baltic Sea, the net flow through Danish straits was mainly controlled by the time history of westerly winds.

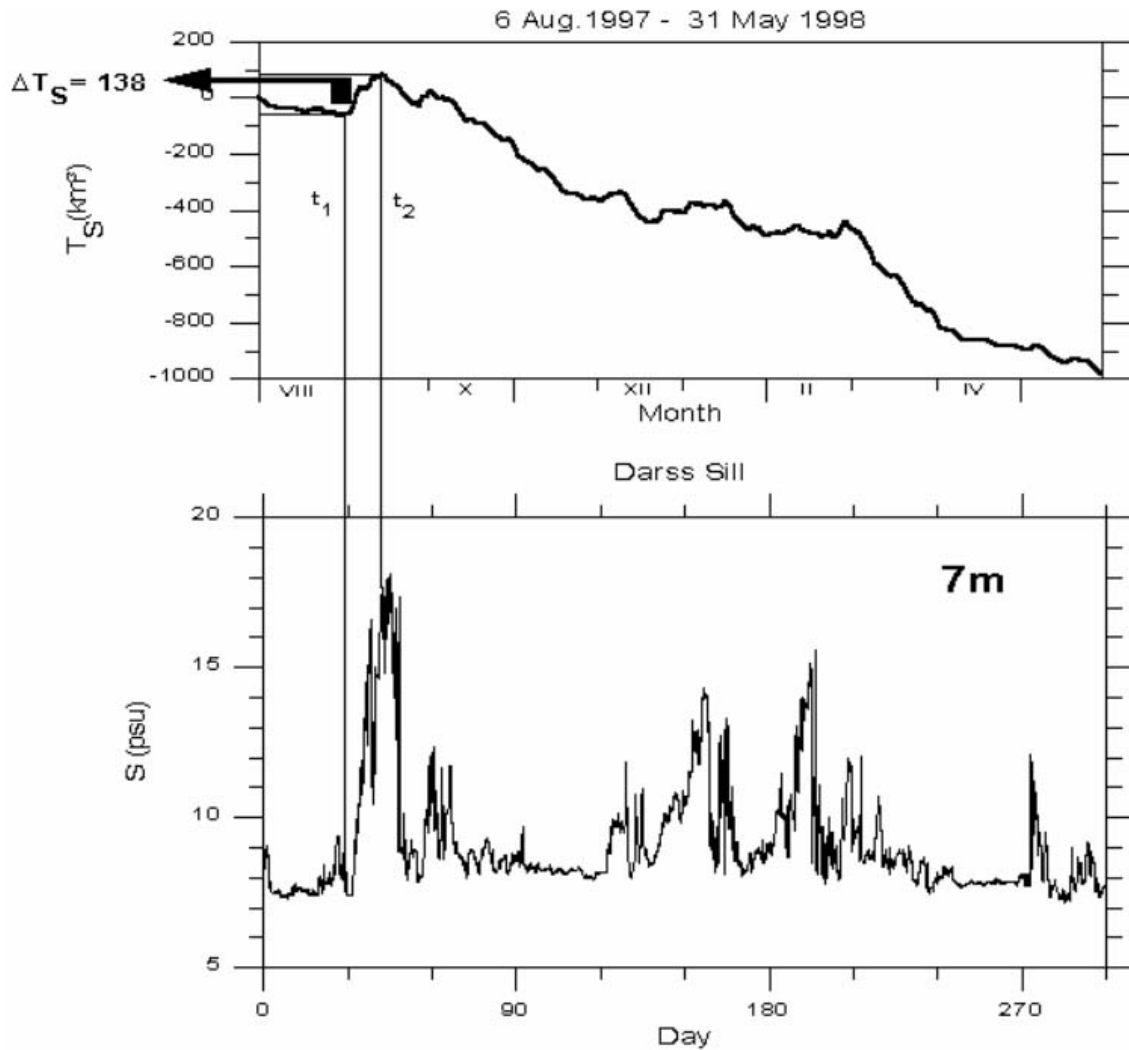


Fig.6 Estimated net volume flux through Danish straits (Belts and Sound) as in Fig.5b with the inflow of about $\Delta T_S = 138 \text{ km}^3$ water in the beginning September 1997 (upper panel) in comparison with the salinity (S) observed at 7 m depth at the Darss Sill (lower panel); note relatively small gradients $\Delta T_S / \Delta t > 0$ correspond to relative peak values in $S(t)$; thin vertical lines of both t_1 and t_2 reveal the delay of several days between $T_{S,\min}(t_1)$ and $S_{\min}(t_1)$ as well as between $T_{S,\max}(t_2)$ and $S_{\max}(t_2)$.

The inflow event started with a relative minimum $T_{S,\min}(t_1)$ on September 04 (21:00 UTC) and ended with a relative maximum $T_{S,\max}(t_2)$ on September 18 (14:00 UTC), 1997. Therefore, it lasted $\Delta t = 329 \text{ h} = 13.7 \text{ d}$ and exceeded the characteristic time of the net flow through the Danish straits $(1/G) = 9.2 \text{ d}$ by the factor of about 1.5. This was a sufficient precondition for an effective inflow, which is able to influence the whole south-west Baltic Sea. Its saline water reached the Darss Sill with a pronounced maximum in salinity $S_{\max} = 18.13 \text{ psu}$ at 7 m depth on September 19, 22:00 UTC. Both plots indicate a delay of about 15 days between $T_{S,\max}(t_1)$ through the Danish straits and S_{\max} observed at the Darss Sill. The difference $\Delta T_S = T_S(t_2) - T_S(t_1)$ estimates the mean inflow volume to be $\Delta T_S = 138 \text{ km}^3$ as it is shown in the upper panel of Fig.6. The associated mean volume transport $\Delta T_S / \Delta t$ was about $10 \text{ km}^3/\text{d}$. During the inflow time of $\Delta t = 13.7 \text{ d}$, the total fresh water input was $(A * F * \Delta t) \approx 43.6 \text{ km}^3$ with a mean volume

transport of about $3.2 \text{ km}^3/\text{d}$. Thus, the volume transport of the net inflow was more than three times larger than that of the estimated total input of fresh water. Such volume fluxes are comparable with those reported by JAKOBSEN (1995) and MATTHÄUS and LASS (1995) from the winter 1992/93. That inflow transported between 135 km^3 and 154 km^3 saline deep water towards the Baltic Sea. It lasted about 21 days. Associated transports reached values between $6.4 \text{ km}^3/\text{d}$ and $7.3 \text{ km}^3/\text{d}$. According to JAKOBSEN (1995), only 1/7 of the water masses passed the Sound. Relatively cold ($3.5 \text{ }^\circ\text{C}$), highly saline ($S > 17 \text{ psu}$), and well oxygenated water ($\text{O}_2 > 8 \text{ ml/l}$) overflowed the Darss Sill in the western Baltic. The content of dissolved oxygen reached peak concentrations of about 3.5 ml/l in layers beneath the perennial halocline of the EGB. No comparable values of dissolved oxygen were observed during the winter 1997/98 because that inflow was one of the 'late autumn - early winter type'.

At the Darss Sill station, the temperature of the 7 m horizon decreased from 20.8°C (September 5) to 15.3°C (September 19) in response to this inflow event. Simultaneously, the salinity increased from 7.4 psu to about 17 psu . This follows from SeaCat records providing the 'progressive T-S plot' drawn in Fig. 7. Final values of 15.3°C , 17 psu , and 7 dbar yield the density of 1012.1 kg/m^3 . That means relatively dense water covered the whole water column over the Darss Sill to spread towards the next deep basin, the Arkona Basin.

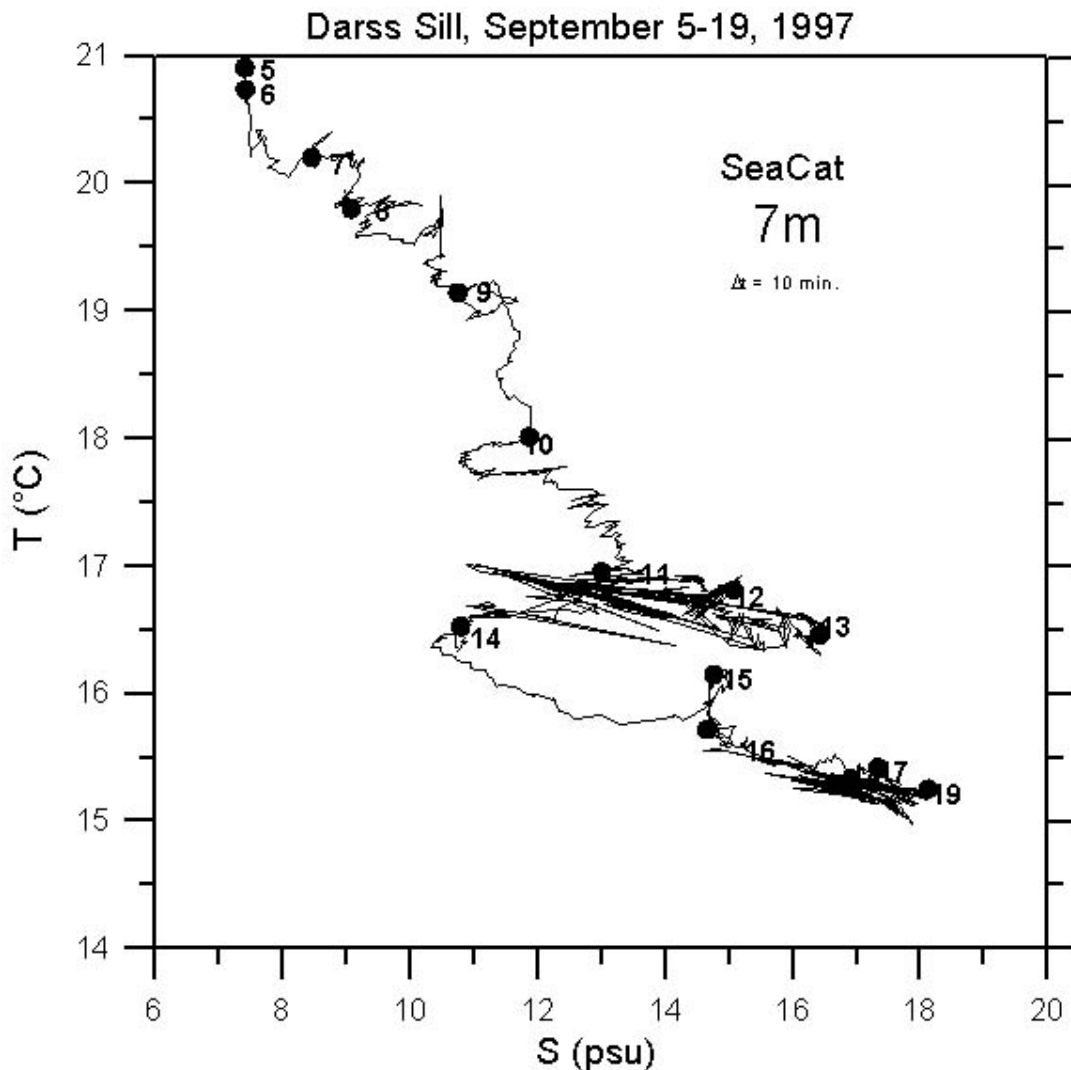


Fig.7 Temperature (T)- Salinity (S) relationship at 7 m depth measured by a SeaCat recorder with the sampling frequency of $\Delta t = 10$ minutes at the Darss Sill during 14 days in September 1997; dots indicate the beginning day.

This eastward spreading was released/ maintained by westerly winds. This follows from hourly arrows of Arkona winds in the upper panel of Fig.8. Such winds generated eastward motions within the whole water column above the Darss Sill. Related current arrows are drawn from measurements at 7, 12, 17, and 19 m depth in the lower panels. For example, hourly mean values of eastward currents reached peak values of about 50 cm/s at 12 m depth during the 14 d lasting passage of the inflow event. That means an unknown amount of saline water overflowed the Darss Sill during the mentioned two weeks in September 1997 to propagate farther eastward. Here, we may expect that this inflow event continued to reach the EGB.

Above topographic flanks of the EGB, temperature was recorded beneath the perennial pycnocline at 140 m, 155 m, and 170 m depth at positions denoted by NE and SW in Fig.2. Plots of daily averages and associated variances are drawn in Fig.9 and Fig.10. Five daily running means are used to suppress fluctuations of the synoptic time scale in the following. The inflow signal reached the level of 170 m at the NE position on November 28, but at the SW position on December 28, 1997.

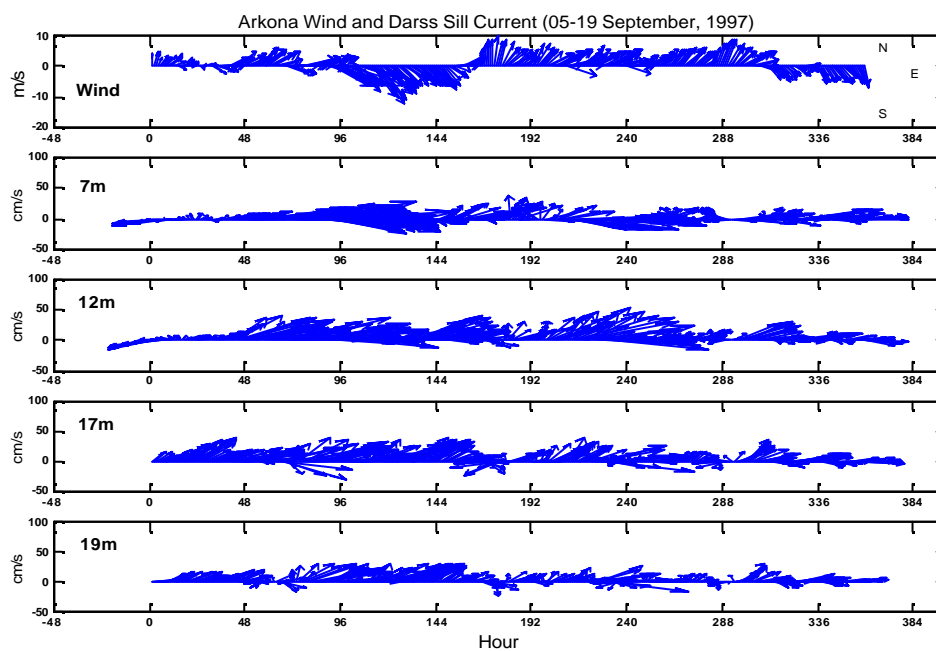


Fig.8 Hourly arrows of Arkona winds in comparison with those of currents above the Darss Sill at 7, 12, 17, and 19 m water depth during the inflow period in September 1997; cf. Fig.1 for station locations.

That means the inflow signal needed about 70 days to propagate over the distance of about 650 km from the Darss Sill to the NE position in the EGB. Thus, it results a mean eastward velocity of about 10 cm/s.

The temperature records show for all three horizons similar curves for averages and variances at both positions although the variance levels are significantly lower at the SW position. These plots demonstrate that the thermal regime reacted nearly simultaneously within the layer between 140 m and 170 m at both moorings during the whole recording time. Related statistics, which are based on hourly and half hourly values, are compared with those of daily averages in the Table 3.1.. Daily means underestimate total variances of about 7-8 % at both positions. Independently of the horizon, daily averages smooth the range between measured peak values (maximum-minimum) by about 14% at the position NE but by about 24% at the SW-position. Nevertheless, we like to confine further considerations on time series based on daily averages and daily variances. Curves of daily averaged temperatures visually show at least three characteristic periods at both moored strings in Fig.9a and Fig.10a. As it will be shown later, the first one describes pre-inflow conditions. It is marked by nearly constant temperatures around 5°C. During December 1997 until March 1998, the temperature linearly increased to about 6°C. This is the second period. Its trend lasted about 130 days at the NE-position but 120 days at the SW-position. The associated inflow established vertical temperature gradients and daily variances reached their maximum. Triggered mixing processes probably stabilised the temperature regime of subsequent time periods. After April (NE position) and May (SW position), nearly constant temperatures were recorded with values fluctuating around 6°C.

Daily variances (σ^2_{τ}) show a decreasing trend at both positions during the third period. All three time-periods have been identified by the criterion $\sigma^2_{\tau} < 0,05 \text{ K}^2$, which sufficiently distinguishes between pre- and post-inflow situations and the inflow period. Resulting time segments are gathered in Table 3.1. while basic statistics of all available temperature series are compiled in Table 3.2..

| Series | NE | | | Daily | | |
|--------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Depth (m) | 140 | 155 | 170 | 140 | 155 | 170 |
| Time | 30.8.97- 21.7.98 | 30.8.97- 13.5.98 | 30.8.97- 21.7.98 | 30.8.97- 21.7.98 | 30.8.97- 13.5.98 | 30.8.97- 21.7.98 |
| N | 15648 | 10896 | 7824 | 326 | 227 | 326 |
| Mean /°C | 5.56 | 5.39 | 5.61 | 5.56 | 5.39 | 5.61 |
| $\sigma^2 \text{ (K)}^2$ | 0.298 | 0.270 | 0.227 | 0.276 | 0.240 | 0.207 |
| Min. (°C) | 4.75 | 4.80 | 4.89 | 4.79 | 4.87 | 4.92 |
| Max. (°C) | 7.28 | 7.43 | 7.51 | 6.89 | 7.17 | 6.90 |
| Range (K) | 2.53 | 2.63 | 2.62 | 2.10 | 2.30 | 1.98 |

| Series | SW | | | Daily | | |
|--------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Depth (m) | 140 | 155 | 170 | 140 | 155 | 170 |
| Time | 30.8.97- 8.11.98 | 30.8.97- 8.11.98 | 30.8.97- 14.9.98 | 30.8.97- 8.11.98 | 30.8.97- 8.11.98 | 30.8.97- 14.9.98 |
| N | 20928 | 20928 | 9144 | 436 | 436 | 381 |
| Mean /°C | 5.45 | 5.65 | 5.68 | 5.57 | 5.65 | 5.68 |
| $\sigma^2 \text{ (K)}^2$ | 0.219 | 0.212 | 0.220 | 0.193 | 0.205 | 0.214 |
| Min. (°C) | 4.80 | 4.83 | 4.92 | 4.87 | 4.95 | 4.98 |
| Max. (°C) | 6.78 | 6.90 | 6.98 | 6.39 | 6.54 | 6.59 |
| Range (K) | 1.98 | 2.07 | 2.06 | 1.52 | 1.59 | 1.61 |

Table 3.1.

Statistics of temperature series resulting from half hourly (140m, 155m) and hourly samples (170m), which were recorded from 30 August 1997 until 21 July 1998 in layers beneath the permanent halocline at the position NE but until 14 September 1998 (170m) and 8 November 1998 (140m, 155m) at the position SW; the number of records is N, daily averages are based on values between 00:00 and 23:30 UTC and point to 12:00 UTC, variances are given by σ^2 while minimum (Min.) and maximum (Max.) determine the total range of measured changes; peak values of each row are given by bold numbers.

At both positions, the pre-inflow period (A) and both post-inflow periods (C, D) indicate relatively small daily variances fluctuating around zero in Fig.9b and Fig.10b. Associated statistics are given for each identified time segment in Table A.1 of the Appendix I. The period (A) of pre-inflow conditions lasted 90 days at the position NE but 120 days at the SW position. Mean temperatures were somewhat higher in the SW than in the NE and slightly fluctuated around a constant value at both positions. Nevertheless, the total mean of the vertical gradient was about $4 \cdot 10^{-3} \text{ K/m}$ within the layer between 140 m and 170m depth at both positions.

These conditions dramatically changed from segment (A) to segment (B). The period (B) was characterised by the inflow of warm but dense deep water. It reduced the vertical temperature gradient by a factor of about two within the layer between 170 m and 140 m. This reduction indicates a vertical homogenisation of the deep temperature field. The period (B) also shows linearly increasing temperatures with enhanced variance levels. Both parameters drastically

fluctuate in time at both moorings. Six significant peak values were superimposed on this trend. All relative peak values were more pronounced at the NE position than at the SW position. Their averaged period of about 22 days revealed the mean amplitude of 0.3 K at the NE position.

| Position/ Days | NE | N | SW | N |
|-------------------------------------|---------------------------|------------|---|------------|
| A: Pre-inflow (V, T) | 30.08.1997- 27.11.1997 | 90 | 30.08.1997- 27.12.1997 | 120 |
| B: Inflow (V, T) | 28.11.1997- 06.05.1998 | 130 | 28.12.1997- 26.05.1998 | 120 |
| C: Post-inflow (V, T) | 07.05.1998- 21.07.1998 | 106 | 27.05.1998- 04.08.1998 | 100 |
| D: Post-inflow (V) (T) | No Data | No Data | 05.08.1998- 14.09.1998 08.11.1998 | 41 96 |
| Total Current (V) Temp. (T) | 30.08.1997- 21.07.1998 | 326 | 30.08.1997- 14.09.1998 08.11.1998 | 381 436 |

Table 3.2.

Identified time segments in temperature records (T) and those of current measurements (V) of N days at the positions (NE) and (SW).

This value was reduced by the factor of about two at the SW position. High frequency temperature fluctuations with periods shorter than the daily cycle, which are given by daily variances, also exhibit higher energetic levels at the NE position than at the SW position. Obviously, there was a significant loss in the level of high frequent temperature variations on the path way from mooring the NE to the mooring SW. The level of daily variances was at least one magnitude larger during the inflow period (B) than during the pre-inflow period (A) and during both post-inflow periods (C, D). That suggests that inflow events drastically control the energetic level of high frequency fluctuations, which are mirrored by changes in the deep temperature field. The last row of Table A.1. shows that the total fluctuation between minimum and maximum was generally larger in NE than in SW. Here, we only conclude that the energetic level of all fluctuations was significantly higher at the mouth of the inflow and damped out significantly on the path way towards the SW mooring.

At the NE position, the warm water reached the 170 m level about ten days earlier than the 140 m horizon, Fig. 9a. This difference yields a mean upward directed velocity of about $3.5 \cdot 10^{-5}$ m/s for the beginning inflow period. The delay was only seven days at the SW-position as shown in Fig. 10a. Here, the averaged upward velocity was about $5 \cdot 10^{-5}$ m/s. Any upward lifting of water, which was trapped within such deep layers, drastically relaxed during post-inflow periods. The post-inflow period (C) lasted 106 days at the NE-position but 100 days at the SW-position. The level of its daily variances is also one magnitude lower than that of the inflow period (B). This suggests that the thermal regime of the post-inflow period (C) was somewhat better homogenised than that of the inflow period (B) but, following Fig.9b and Fig.10b, not in the same degree than that of the pre-inflow period (A). Due to the greater recording length at the SW-position, we additionally identified the time-segment (D) with 96 days. In layers between 170 m and 140 m depth, its daily temperatures fluctuated between 10 and 20 days around an aspired equilibrium temperature of about 6.2°C .

The plot of Fig. 10a also shows a local cooling of about 0.7 K at 155m depth in the early

September, 1998. After a careful inspection of the original data, we like to exclude any instrumental errors. That means there was the passage of a shallow cold water plume. It influenced the thermal regime for the duration of about two weeks in between 140 m and 170 m depth.

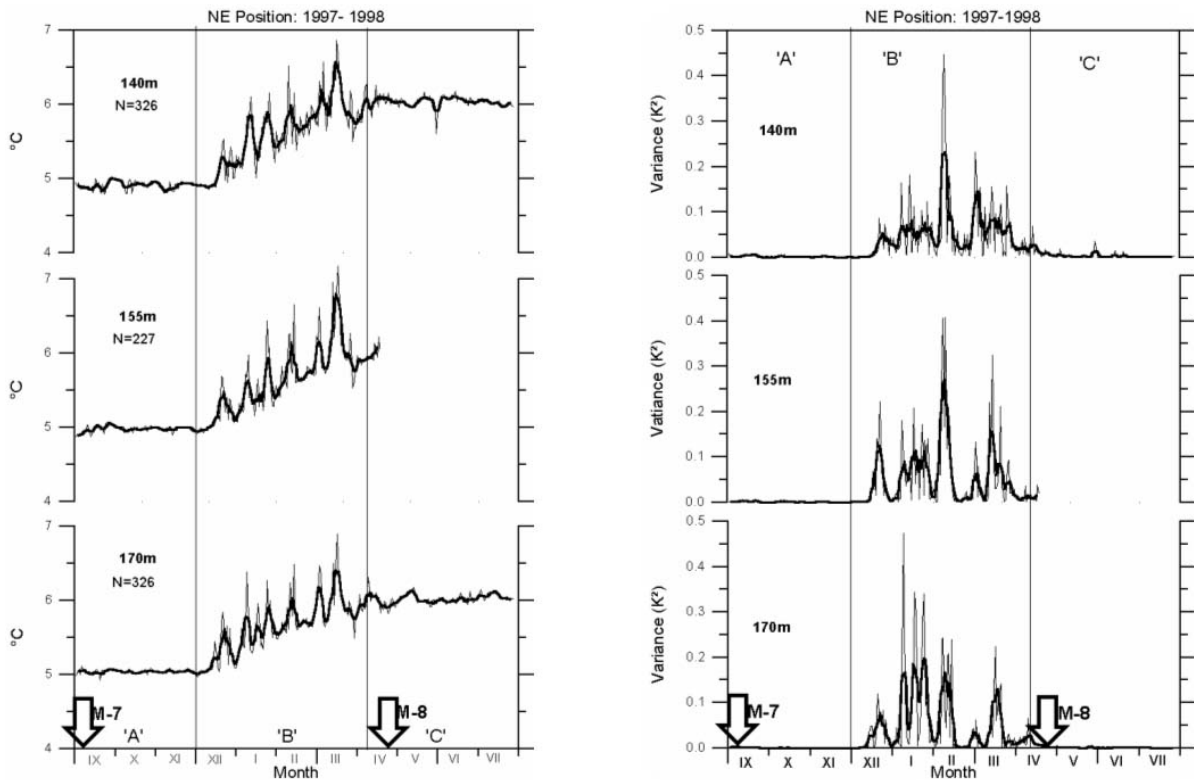


Fig.9 Temperature records ($^{\circ}\text{C}$) at 140 m, 155 m (Seamon-Mini, sampling interval = 0.5 h) and 170 m depth (Aanderra, sampling interval = 1 h) at the NE position ($57^{\circ}25.38'\text{N}$, $0^{\circ}20.83'\text{E}$) versus time; the width of downward directed arrows indicates time windows of both the MESODYN-7 (M-7) and the MESODYN-8 (M-8) field campaigns;

- daily averages (thin lines) and their five daily running means (bold lines); the total length is given by N days; identified time segments are separated by thin vertical lines indicating the pre-inflow situation 'A', the inflow situation 'B', and the post-inflow period 'C',
- as in (a) but for daily variances.

Simultaneously, daily variances increased drastically in Fig.10b (cf. enhanced mean kinetic energies in Fig.12b). Such observations suggest that layers between 140 m and 155 m depth can be influenced sporadically by features, which mix cold water of intermediate and/ or upper layers with relatively warm deep water.

North-westward flowing currents dominated the motion field during the entire observational period at 170 m depth above the eastern topographic flank. This follows from the progressive vector diagram (PVD) plotted for the NE position in Fig. 11. The mean current velocity was 3.5 cm/s towards the north-west sector during the whole recording time of 326 d. The corresponding

plot for the SW position covers 381 days. It shows a mean velocity of 3.2 cm/s into the south-east sector. Thus, both plots suggest the existence of a cyclonic circulation. It probably followed lines of constant water depth in deep parts of the EGB. Increasing distances between 30-day tick-marks indicate that this circulation significantly accelerated during the inflow-period (B) at both mooring positions. By contrast to the straight PVD to north-west at the NE position, motions rhythmically fluctuated on smaller zonal scales at the SW position. Associated statistics of current components are tabulated for actual measurements and daily means in Table. 3.3..

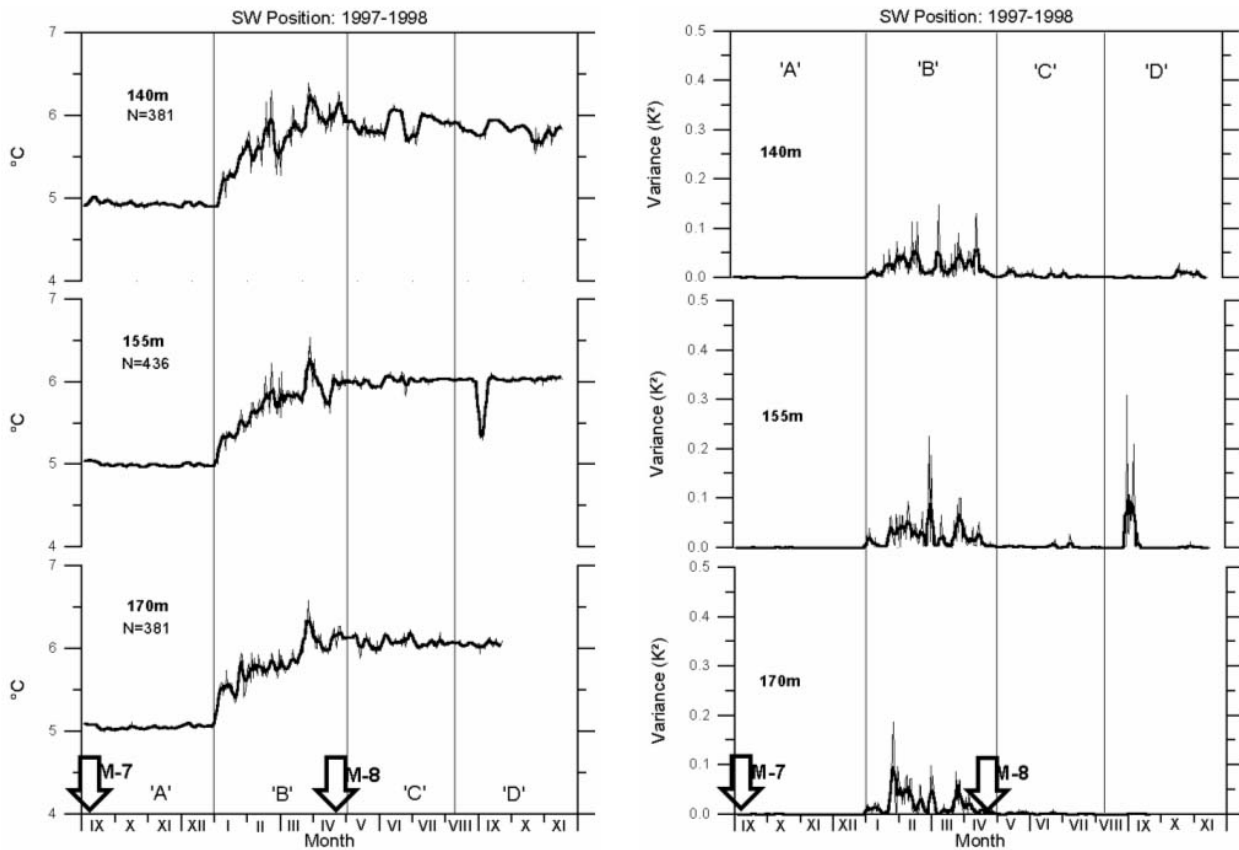


Fig.10 As in Fig.9 (a, b) but for the SW position (57°04.53'N, 19°45.12'E).

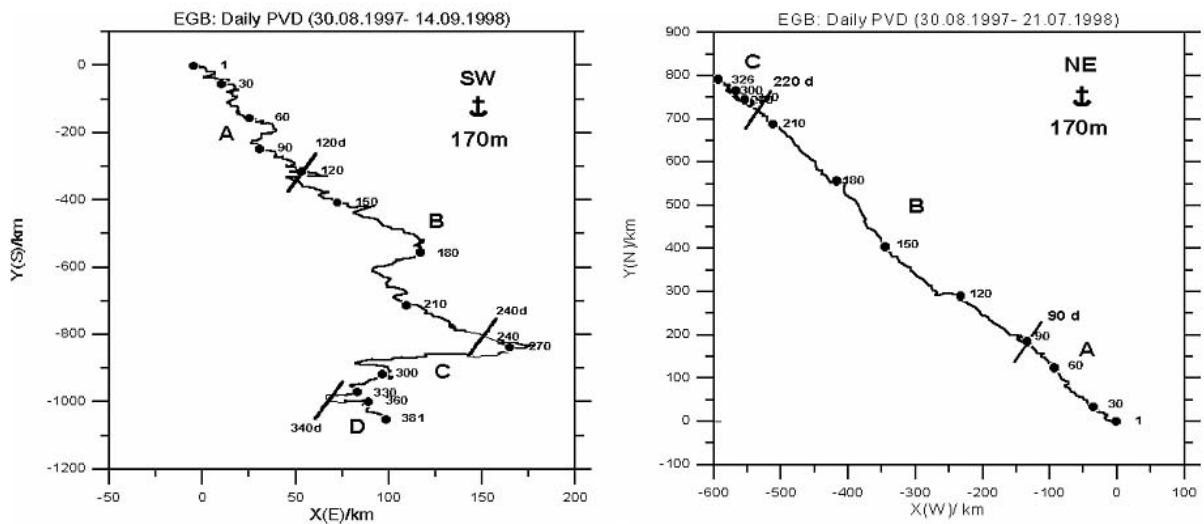


Fig.11 Progressive vector diagram (PVD) of daily averages of zonal and meridional current components with tick marks every 30 days (dots); the identified periods 'A', 'B', 'C', and 'D' are separated by bold lines; abscissa and ordinate indicate apparent path-ways; note different scales along the abscissa :

- a) N= 381 days at the SW position (57°04.53'N, 19°45.12'E),
- b) N= 326 days at the NE position (57°25.38'N, 20°20.83'E).

It became evident that daily averages underestimated variances of both components by about 35% at the NE-position but by about 42% at the SW-position. More in general, the level of total variances in the meridional component (v), which roughly indicated fluctuations parallel to bathymetric contours, was significantly higher than that of the zonal component (u) at both positions. This observation is also confirmed by values of the total fluctuation range between maximum and minimum.

| Position | NE | | | | SW | | | |
|--|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Series | u-tot. | u-d. | v-tot. | v-d. | u-tot. | u-d. | v-tot. | v-d. |
| Time | 30.8.97- 21.7.98 | 30.8.97- 21.7.98 | 30.8.97- 21.7.98 | 30.8.97- 21.7.98 | 30.8.97- 14.9.98 | 30.8.97- 14.9.98 | 30.8.97- 14.9.98 | 30.8.97- 14.9.98 |
| N | 7824 | 326 | 7824 | 326 | 9144 | 381 | 9144 | 381 |
| Mean*10 ² m/s | -2.1 | -2.1 | 2.8 | 2.8 | 0.3 | 0.3 | -3.2 | -3.2 |
| $\sigma^2 \cdot 10^4$ (m/s) ² | 15.38 | 9.62 | 20.77 | 13.85 | 18.80 | 10.96 | 25.41 | 14.82 |
| Min.*10 ² m/s | -21.0 | -13.9 | -11.0 | -7.5 | -18.0 | -12.9 | -29.0 | -24.0 |
| Max.*10 ² m/s | 11.8 | 9.9 | 27.2 | 19.1 | 23.4 | 14.7 | 13.6 | 5.5 |
| Range*10 ² m/s | 32.8 | 23.8 | 38.2 | 26.6 | 41.4 | 27.6 | 42.6 | 29.5 |

Table 3.3.

Statistics of the zonal component (positive to the east) and the meridional component (positive to the north) of current measurements at 170m depth at the NE position and the SW position provided by hourly samples (u-tot., v-tot.) and daily averages (u-d., v-d.); the number of records is N; daily averages are based on values between 00:00 and 23:00 UTC and point to 12:00 UTC; the variance is σ^2 while minimum (Min.) and maximum (Max.) determine the total range of fluctuations.

As it could be expected, the energetic level of MKE was somewhat higher than that of EKE at both mooring positions. That follows from plots shown in Fig.12 (a, b). Their peak values occurred during the inflow period (B) on the scale of several days. Visually, the MKE curve indicates that current fluctuations of the post-inflow periods (C, D) exhibited lower frequency changes than those, which were recorded under pre-inflow conditions (A) at the SW position. At the NE position, the linear regression between logarithmic values of MKE and EKE suggests that energy fluxes from the field of mean kinetic energy into the field of higher frequency fluctuations dominated the inflow period (B). This strong relationship explains 84% of the associated scatter plot. No comparable regressions could be recorded during period (A) and (C) at the NE position and at the SW position at all. Consequently, we conclude that this inflow event intensified high frequency mixing processes to accelerate homogenisation of the thermal regime within layers between 170m and 140m above the eastern flank of the EGB.

Statistics of the current components (u , v), MKE, and EKE are tabulated for all identified time segments in Table A.2. of the Appendix I. This table also confirms that currents accelerated by the factor of about two at both positions during the inflow period (B) to relax again in both post-inflow periods (C,D). Total variances (σ^2) of the mean kinetic energy (MKE) as well as those of the mean 'eddy kinetic energy' (EKE) reached their maximum. The Table 3.2. clearly indicates that the time-segment (B) started 30 days later at the SW position than at the NE position. Consequently, the temperature jump of about 1 K needed this time to overcome the distance between both moorings. Assuming that the path-way of the inflow event followed bathymetric contours along the north-western flank of the EGB then the distance between both moorings was about 64 km. Delay and distance estimate the averaged propagation speed to be 2.5 cm/s. This value confirms the measured mean velocity of 3 cm/s. Along the closed 220 m depth contour, the total circumference is about 130 km. That means the thermal inflow signal needed about 60 days to travel around the whole deep basin for the first time. The correspondence between changes in the thermal field and those of the motion field is shown for the inflow period (B) at NE position by five daily running means of the meridional current component (v) and the temperature (T) in Fig. 13.

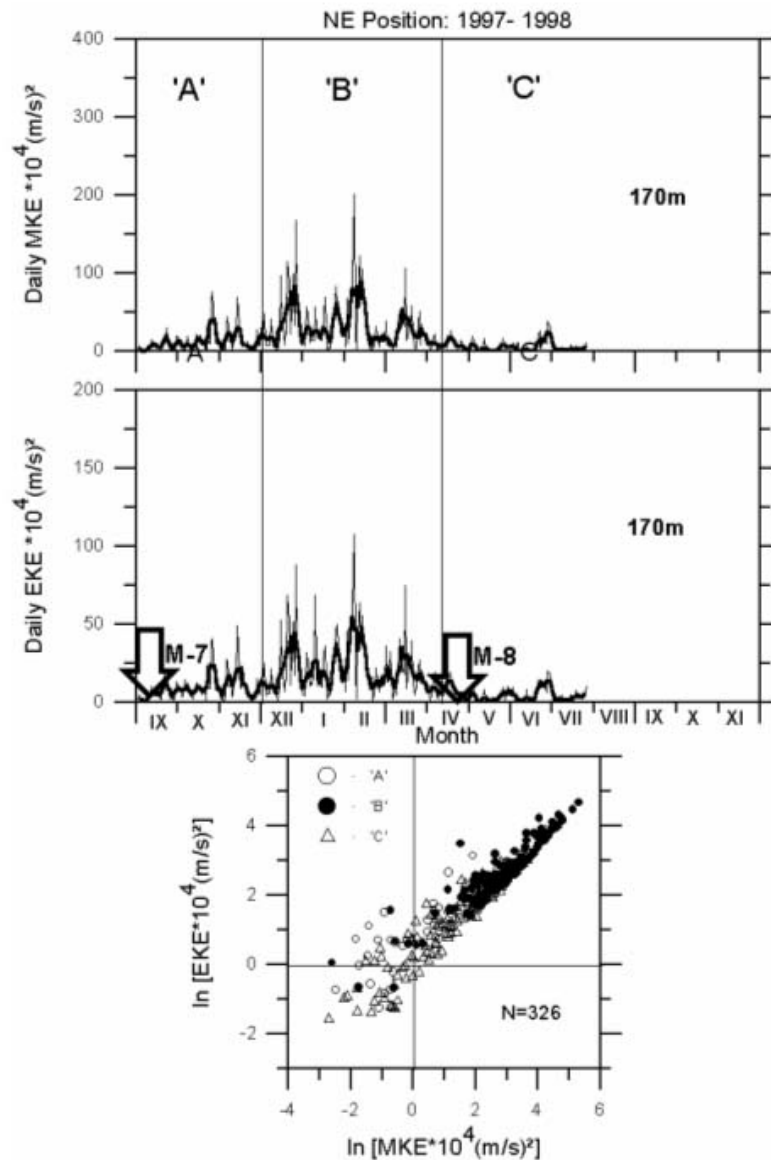


Fig.12 Time series of daily mean kinetic energy [$MKE = (u^2 + v^2)/2$] and daily 'eddy kinetic energy' [$EKE = (\sigma_u^2 + \sigma_v^2)/2$] per unit mass in comparison with the scatter plot between logarithmic values of MKE and EKE; identified periods are distinguished by 'A' (open circles), 'B' (dots), and 'C' (triangles) in the lower panel; arrows indicate the MESODYN campaigns by M-7 (September 1997) and M-8 (April 1998) in the upper panel

a) $N = 326$ days at the NE position ($57^\circ 25.38'N$, $20^\circ 20.83'E$).

Peak values of both parameters coincide visually. The maximum of northward currents fluctuates between 5 cm/s and 10 cm/s. With respect to the relatively weak 'background circulation' of 2.5 cm/s, these values indicate a fluctuating acceleration by a factor of about three. So, the travel time of one complete 'cycle' around the whole 220m-depth contour would be reduced rhythmically to be about 20 days.

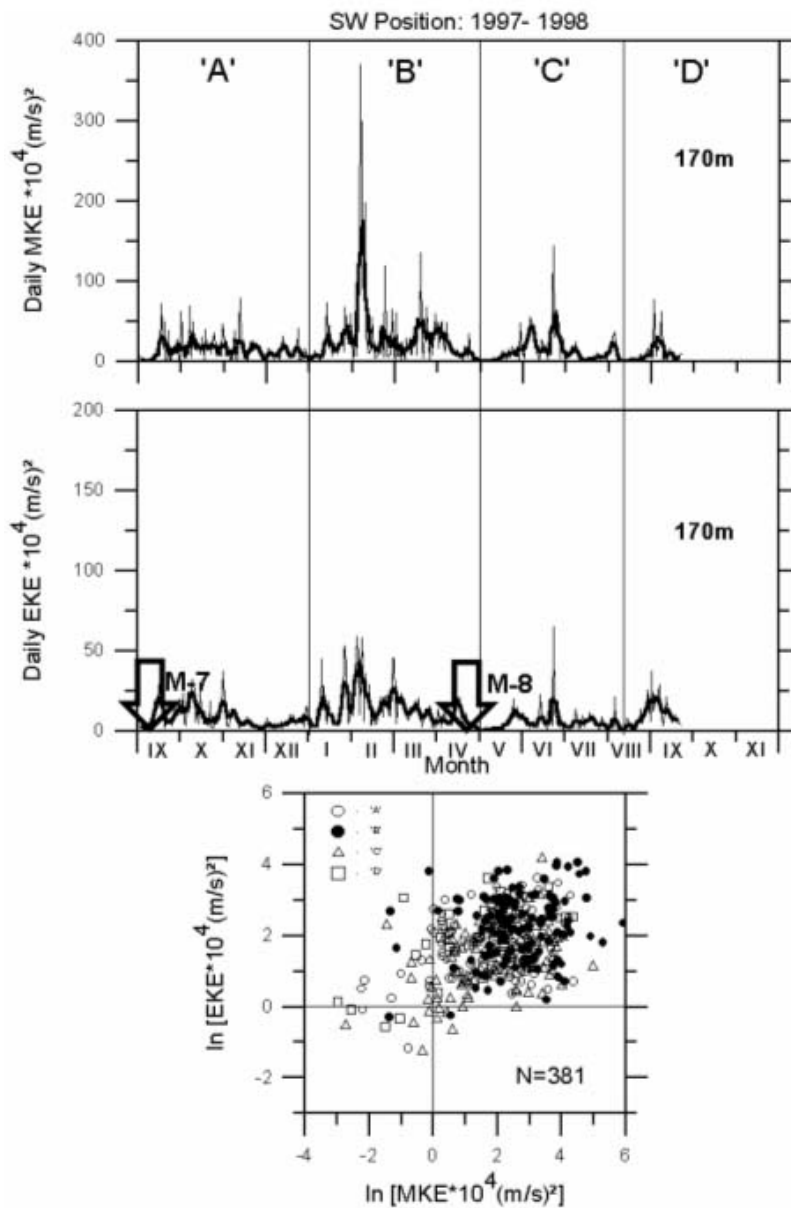


Fig.12 b) N= 381 days at the SW position (57°04.53'N, 19°45.12'E).

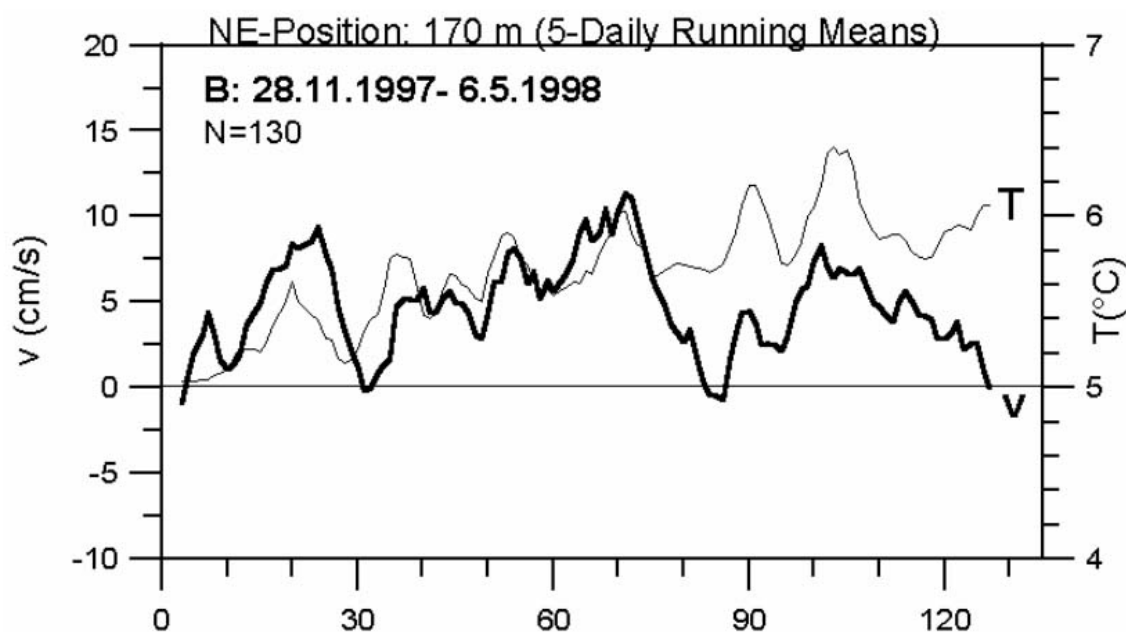


Fig.13 Five daily running means of temperature (T) (thin line) and meridional current component (v) (bold line) for N= 130 days of the inflow period (B) at 170m depth of the NE position.

4. Snapshot Mass Field Patterns

In temporal vicinity of the detected wintry inflow of dense deep water into the EGB, the monitoring programme of the IOW carried out hydrographic measurements along the line of steepest descent in the bottom topography. The selected section starts with station BMP K5 (113) in the south-west and ends with station 286 (Baltic Year station BY 20A) in the north-east. Its course is depicted in Fig.1. In the Baltic Sea, salinity essentially determines density. Therefore, vertical plots of the salinity distribution well describe the propagation of dense deep water by regional peak values. Resulting transects are shown above a rough bathymetry in Fig.14. Concerning the deep inflow towards the EGB, the upper panel describes pre-inflow conditions measured during October 24 until November 5, 1997. Salty deep water ($S > 18$ psu) filled up deepest parts of the Arkona Basin (AB) and those of the Bornholm Basin (BB) ($S > 16$ psu). It reached the Bornholm Basin during the end of October 1997. That means the inflow signal needed at least four weeks to overcome the distance of about 230 km between the Darss Sill and

the central Bornholm Basin. Consequently, the mean velocity of eastward spreading deep water was about 9 cm/s. This value confirms the mean propagation speed of 11 cm/s between the Darss Sill and the EGB. Accepting this value for a farther eastward propagation of saline deep water along this section, the associated increase in both salinity and temperature should be measured during the end of November or the beginning December 1997 in the central EGB, as it is demonstrated by abruptly increasing temperatures in Fig. (9, 10).

Thus, relatively dense water ($S > 14$ psu) overwhelmed the sill at the entry into the Stolpe Furrow (SF). However, saline near bottom water with $S > 12$ psu could not be observed above the steep topographic slope forming the transition area between the exit of the SF and the entry of the EGB. The upper panel shows that water of comparable salinities only filled up deepest parts ($P > 190$ dbar) of that basin. The situation had essentially changed four months later. The transect, which was carried during February 6-20 1998, describes the middle phase of the identified inflow. In the meantime, the inflow into the EGB lifted the level of the 12 psu isohaline to about 170 dbar. Again, no dense bottom water with $S > 12$ psu was detected in the transition area between the SF and the EGB. The vertical thickness of the layer with dense deep water significantly decreased not only in the Stolpe Furrow but also in both the Bornholm Basin (BB) and the Arkona Basin (AB). During the following three months, the situation had not changed dramatically in western Baltic basins. This follows from the transect plotted in the bottom panel. It was carried out in May 4-13, 1998. In the EGB, the lifting of the 12 psu isohaline continued and reached about 150 dbar. Again, no saline deep water could be observed between the exit of the SF and the entry of the EGB. This suggests two possibilities: Either

- (i) inflow events occurred occasionally during relatively short time episodes, or
- (ii) BMP monitoring stations do not follow the path way of deep water intrusions.

In the case (i), dense deep water overcomes the sill at the exit of the SF to propagate towards the EGB sporadically. All three snapshots of vertical salinity distributions, which result from the monitoring programme, could not resolve the temporal nature of that inflow properly. Case (ii) takes into account the observational fact that the inflow signal was firstly observed at the NE position and somewhat later at the SW position. Under the influence of the deflecting Coriolis force, the inflow event probably followed the eastern topographic flank towards the EGB and not the line of steepest descent in the bottom topography. Therefore, BMP monitoring stations did not resolve spatially the path way of that inflow. However, there is no question that an inflow event happened in the mean time. The upward displacement of the 12 psu surface well indicated the changed net volume of dense deep water within deepest parts of the EGB.

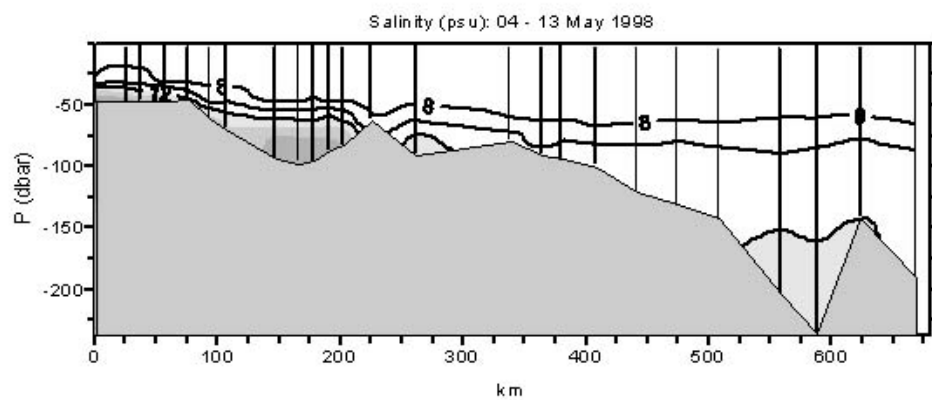
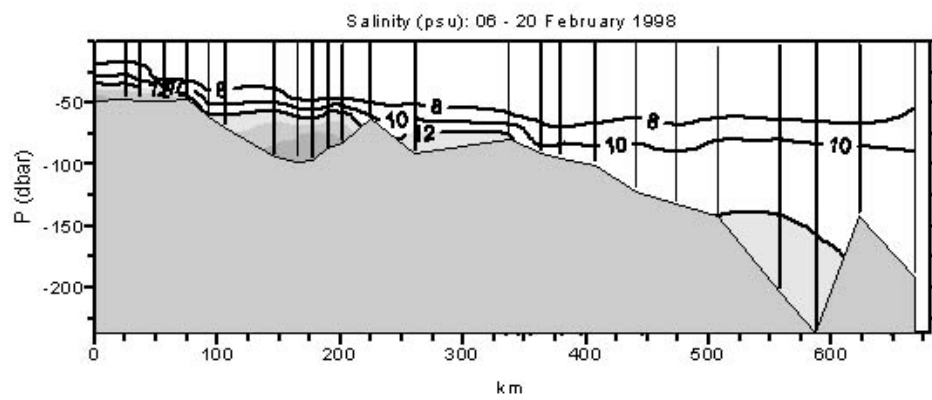
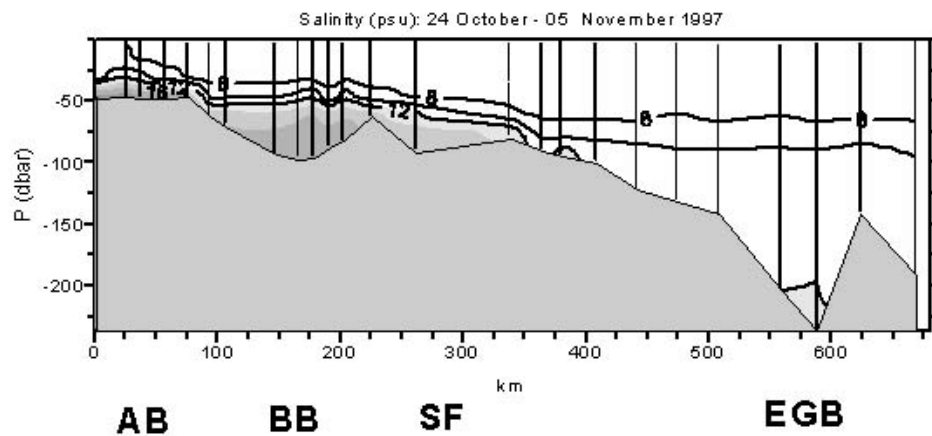


Fig.14 Vertical salinity distributions along the line (km) of steepest descent in the water depth resulting from three cruises of the IOW (Baltic Monitoring Programme) over a rough bottom topography; station position are shown in Fig.1; the transect starts with station 113 in the Arkona Basin (AB), it crosses both the Bornholm Basin (BB) and the Stolpe Furrow (SF) to end at station 286 in the north of the Eastern Gotland Basin (EGB); concerning the EGB, the upper panel characterises pre-inflow conditions in October/ November 1997; the middle panel points to the inflow period of dense deep water, which was well developed in February 1998 while the lower panel indicates the post-inflow situation in May 1998; the bold line shows the 12 psu isohaline; near bottom layers of higher salinity are differently stippled.

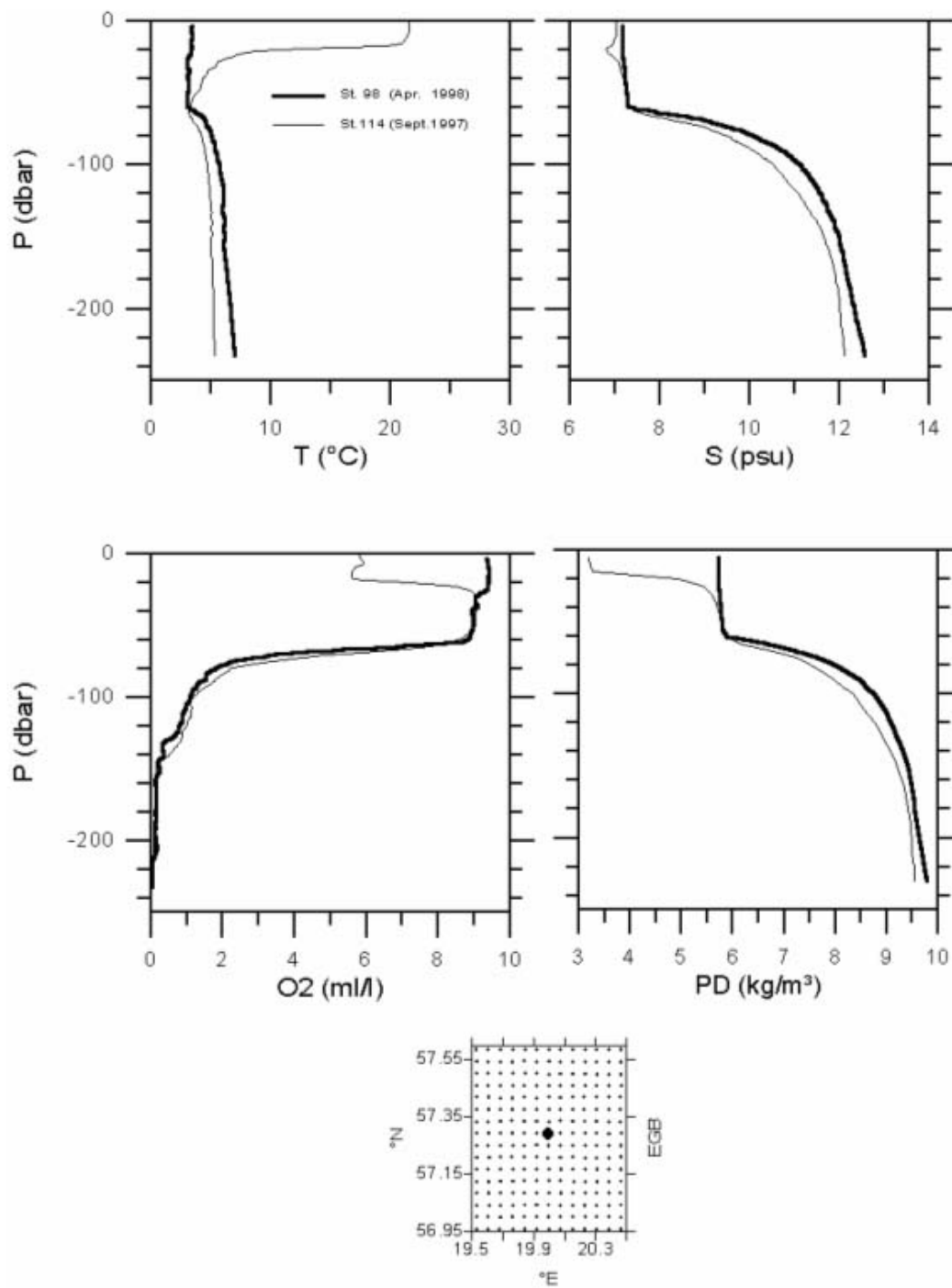


Fig.15 Vertical profiles of temperature (T), salinity (S), dissolved oxygen (O_2), and potential density (PD) in the central Eastern Gotland Basin (EGB) measured at station 114 in September 1997 (thin line) and at station 98 in April 1998 (bold line) during two MESODYN campaigns; station's position is separately indicated and locates in vicinity of station 271 (BY15A) of the Baltic Monitoring Programme.

Mass-field patterns were measured by the MESODYN-7 campaign (M-7) from August 29 until September 4, 1997, as well as by the MESODYN-8 survey (M-8) carried out during April 19-24, 1998. The campaign M-7 surveyed pre-inflow conditions (A) while that of M-8 was carried out during the post-inflow period (C). The observational time of both cruises is given by arrows in Fig.9, Fig.10, and Fig.12. Differences in the vertical structure of the mass field are shown by profiles of temperature, salinity, dissolved oxygen, and potential density in Fig.15. The selected position lies in the central part of the basin, immediately in vicinity of the central BMP station 271 (BY15A). Layers deeper than the pressure level of 80 dbar elucidate increasing temperatures, salinities and potential densities without a significant improvement in the oxygen conditions.

Zonal transects, which involve this central station, depict vertical structures of the potential density (PD) in the range in between 9 kg/m^3 and 9.5 kg/m^3 in Fig.16. In the following we use the anomaly $PD = 9.3 \text{ kg/m}^3$ instead of the potential density $PD = 1009.3 \text{ kg/m}^3$. Thin lines show the late summer situation, which characterises pre-inflow conditions (A) in the early September, 1997. Pressure levels of all selected isopycnals reveal a concave shape. Such curvature coincides with a geostrophically adjusted anticyclonic (clockwise) circulation. In comparison, bold lines represent those of the post-inflow situation (B) observed in April, 1998. This situation elucidates a convex shape of isopycnal surfaces with a doming above the eastern topographic flank of the basin. This doming suggests geostrophic motions, which rotate anticlockwise around topographic contours. Different relative dynamical topographies (not shown) confirm this tendency. Squashed isopycnals of the situation (B) indirectly indicate an outbreak of deep water by the upward displacement of dense isopycnal surfaces over the eastern flank of the EGB. For instance, the mean pressure level of $PD = 9.5 \text{ kg/m}^3$ was about 200 dbar during the pre-inflow situation but 170 dbar during the post-inflow period. Such changed pressure levels of deep isopycnals permit the estimation of mean vertical velocities as well as changes in participating volumes of dense deep water in reaction on the net inflow.

5. Changed Deep Volumes

In the EGB, the target area of the project MESODYN covers 3945 km^2 . Its total volume is 682 km^3 . In order to estimate changed volumes of dense deep water we focus attention on selected isopycnal surfaces sealing closed bathymetric contours beneath 190 m depth (190 dbar). We got a linear area (A) - depth (D) relationship by triangulation of the bathymetric map shown in Fig.2.

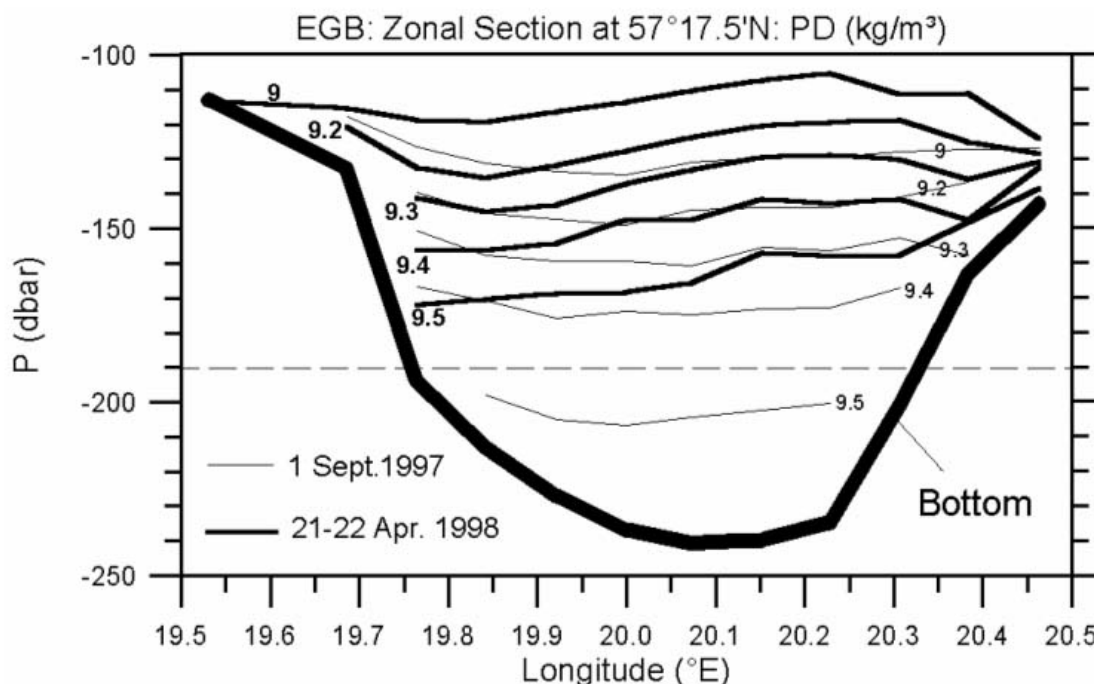


Fig.16 Pressure levels of deep potential density surfaces along a zonal section at $57^{\circ}17.5'N$ between $19^{\circ}32.1'E$ and $20^{\circ}27.9'E$ through the Eastern Gotland Basin during September 1997 (thin lines) and during April 1998 (bold lines); closed bathymetric contours are bounded by the 190m isobath (dashed line).

The maximum depth of 241.8 m was chosen to be zero. Areas of upper horizons were determined by 26 steps of $\Delta D = 2$ m. The resulting regression is $A_M (\text{km}^2) = 28.16641 * D(\text{m})$ within the interval $[0 \leq \Delta \leq 52]$ m. It provides the determination coefficient $R^2 = 0.999$. The index (M) refers to MESODYN's topographic data set. The resulting curve is plotted in Fig.17. For example, this regression estimates $A_M = 1465 \text{ km}^2$ for $D = 52$ m while the triangulation provides 1467 km^2 for the 190 m isobath. Using the Kriging method of the SURFER program (Golden Software) this area is calculated to be 1404 km^2 . The difference between both estimations is smaller than 4%. Beneath 190 m depth, the SURFER program calculated the total volume of $V = 37 \text{ km}^3$ while the regression volume is $V_M = 38 \text{ km}^3$. In this case, the resulting difference is smaller than 2% and probably based on numerical uncertainties. Finally, the related volume-depth regression exhibits a parabolic shape by $V_M (\text{km}^3) = 0.0140832 * D^2(\text{m})$.

Pressure levels of selected potential density surfaces have been compared to obtain an information about the volume of injected dense water. No isopycnal surface could be identified, which was present in both situations beneath the level of $p = 190$ dbar. That means the whole old deep water with a volume of about 38 km^3 was, at least, replaced by the inflow of denser water. At the NE position, the inflow period lasted 130 days. Consequently, the minimum in the mean volume transport was about $0.3 \text{ km}^3/\text{d}$. To estimate a more precise value we choose the density surface of $PD = 9.7 \text{ kg/m}^3$, which was absent in the deep EGB during September, 1997.

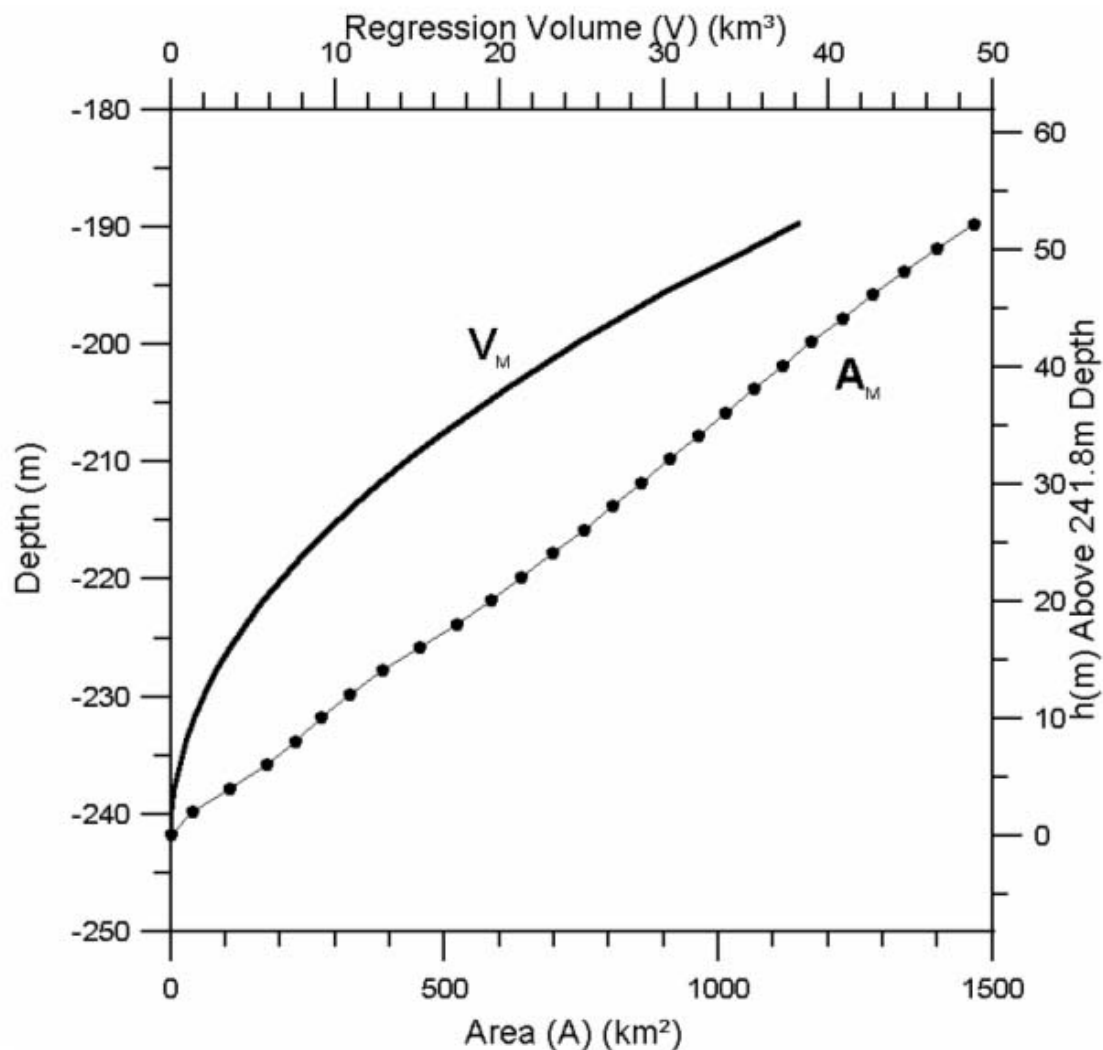


Fig.17 Regression volume (V_M) resulting from the area (A_M) – depth (m) relationship of the MESODYN topography as derived for horizons deeper than 190 m; the area A_M results from triangulation in steps of two metres (dots) above the maximum depth of 141.8 m (right ordinate).

Here, we take into consideration that an unknown amount of dense water should be streamed out above isobaths shallower than 190 m depth. Assuming closed vertical borders of the MESODYN-area for pre- and post-inflow conditions, we computed volume differences between the PD surfaces of 9.4 and 9.45, 9.45 and 9.5, as well as those between 9.5 and 9.55 kg/m^3 . It resulted the constant change in volume of $\Delta V = +56 \text{ km}^3$ for each of the three enclosed sub-layers. This constant value suggests that the volume balance was well equalised between the deep inflow and the upper outflow. Thus, the related mean volume transport into the deep EGB was estimated to be about $0.4 \text{ km}^3/\text{d}$. In April 1998, the spatially averaged pressure level of $p(\text{PD}=9.7)$ was $(208 \pm 8) \text{ dbar}$. Accepting that $\Delta p=1 \text{ dbar}$ roughly corresponds to $\Delta D = 1 \text{ m}$, it results $\Delta V = (16 \pm 1) \text{ km}^3$ via the

mentioned regression. The SURFER program computed $\Delta V = 20 \text{ km}^3$ between this density surface and the sea bed. Independently of the numerical method used, we like to conclude that about 18 km^3 water, which was denser than 9.7 kg/m^3 , filled about half the available volume by a volume transport of about $0.14 \text{ km}^3/\text{d}$. This value contributes to about 50% of the volume transport needed to replace the entire water within the volume of closed bathymetric contours.

Due to mean upward motions, density layers revealed a squeezing between the pre-inflow and the post-inflow situation. Independently of the volume capacity of the deepest part of the basin, such shrinking processes of the layer thickness must be caused by upward displacements of deepest isopycnal surfaces. This is confirmed by spatially averaged shrinking values ranging from -5 dbar ($9.4 \leq \text{PD} \leq 9.45$) kg/m^3 to -13 dbar ($9.5 \leq \text{PD} \leq 9.55$) kg/m^3 . Thus, related upward motions decreased towards less dense sub-layers. The vertical profile of the spatially averaged vertical velocity $\langle w \rangle$ is drawn in Fig. 18. Its confidence range increases to denser PD's due to decreasing station numbers. This plot exhibits a parabolic shape like that of vertical changes in the deep topographic volume (Fig.17). Considering spatial patterns of $\langle w \rangle$ for selected sub-layer, all isotaches well reflect contours of the deep bottom topography. An example is plotted above the rough bathymetry in Fig.19. The centre of peak values in upward motions coincides with the topographic centre of the EGB. In summary, there is some observational evidence that such deep upward velocities vertically integrate corresponding changes in the deep topographic volume.

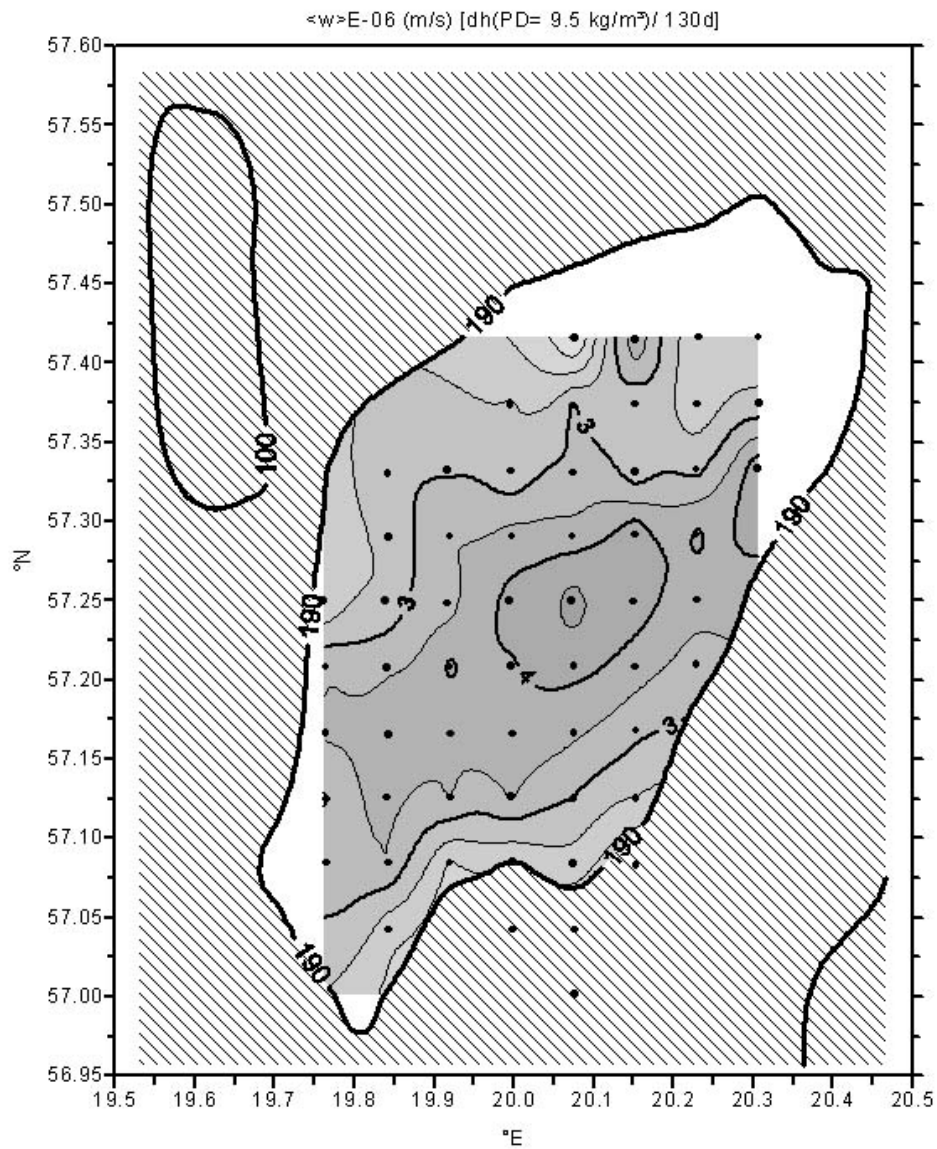


Fig.18 Vertical profile of the mean vertical velocity $\langle w \rangle$ estimated from the spatially averaged upward displacement (dh) of six PD-surfaces between the campaigns of M7 (pre-inflow situation) and M8 (post-inflow situation) with a time difference of 130 days; error bars describe the 95% significance level according to the t -distribution; the related number of stations increases with decreasing density.

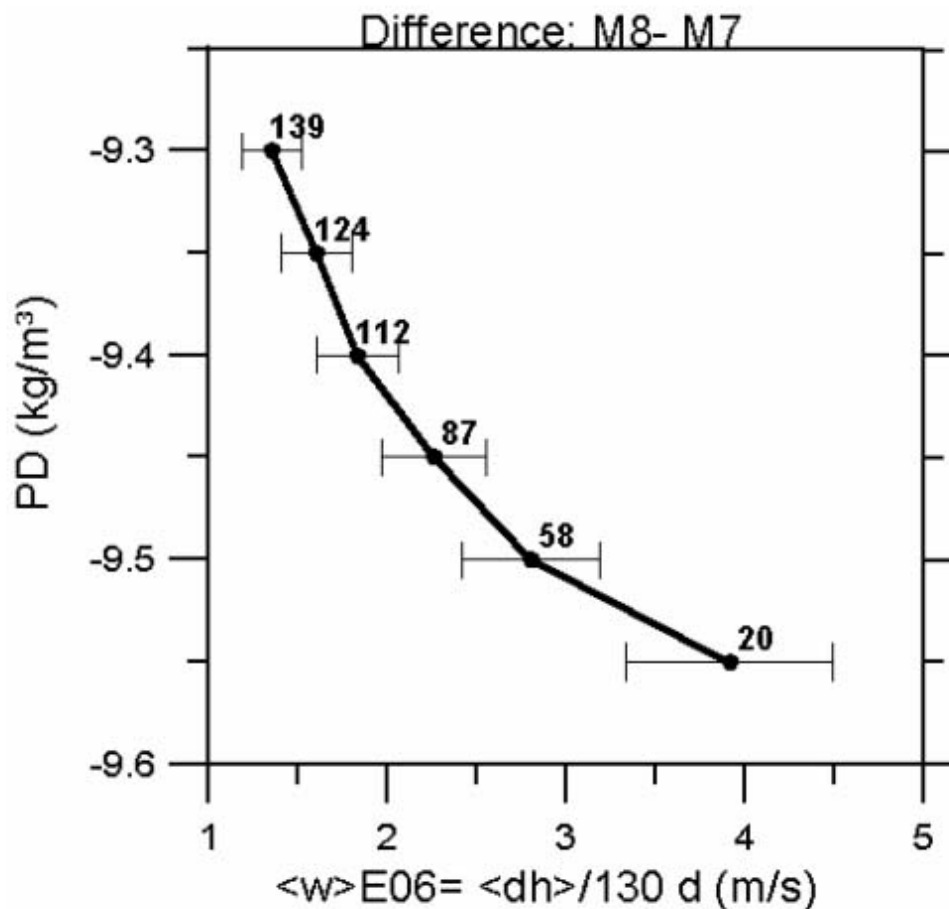


Fig.19 Spatial patterns of the mean vertical velocity $\langle w \rangle$ as in Fig. 18 but for the isopycnal surface $PD = 9.5 \text{ kg/m}^3$; station positions (dots) are roughly bounded by the 190 m isobath; the 100 m depth contour indicates shallower areas of the Klints Bank; note that the dashed $4 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ -isotache is found immediately above the deepest part of the basin.

6. Summary and Conclusions

According to MATTHÄUS et al. (1998) there was an extremely warm summer in 1997. Two storms in September and the beginning October transported exceptionally warm and saline water across topographic sills into deep Baltic basins. Comparing changes in the sea level at station Landsort (Baltic Proper) with those of differences between stations Viken (south Kattegat) and Klagshamn (south-west Baltic Sea), the net flow through Danish straits into the Baltic Sea was estimated to be about 138 km^3 with a mean volume transport of about $10 \text{ km}^3/\text{d}$ during the early September, 1997. About a quarter of that inflow passed the Sound, BROMAN (1999, personal communication). In comparison, the volume flux through the Sound was smaller (1/7) during January 1993, JACOBSEN (1995). Comparing both values, the inflow event of the 'late winter - early spring type' (January 1993) involved smaller transports passing the Sound than that of the 'late autumn - early winter type' (September 1997). The last inflow lasted about 14 days. This

value confirms previous estimations of the literature and exceeds the critical through flow time of Danish straits by the factor of about 1.5. This was an essential precondition for the effective inflow event, which started to pass the Darss Sill on September 18, 1997. It was accompanied by eastward blowing winds as well as by eastward directed currents covering the whole water column. The associated inflow event pushed relatively warm ($T > 15^{\circ}\text{C}$) but saline water ($S > 17$ psu) eastward across the Darss Sill. It led to positive temperature anomalies of 3 - 4 K in the deep Bornholm Basin, which was filled with water of salinities larger than 15 psu. Water with properties between $(9-11)^{\circ}\text{C}$ and $(14-15)$ psu passed the Stolpe Furrow at the end of October, MATTHÄUS et al. (1998). Thereafter, the inflow signal propagated towards the Eastern Gotland Basin (EGB). Here, 'new deep water' replaced properties of 'old deep water' within layers beneath the perennial pycnocline during the December 1997. This process lasted until April 1998. Temperatures of deep layers significantly increased from about 5°C to about 6°C . Sporadically occurring maximum temperatures were insignificantly smaller than reported from the historical peak value of about 7°C during the winter 1976.

Following the path-way of steepest descent in the sea bed, the distance between the exit of the Stolpe Furrow and the NE mooring was about 240 km. The spreading of warm but dense deep water needed at least 30 days to overcome this distance. The associated minimum speed in the mean north-eastward propagation was estimated to be about 10 cm/s. This value confirms the minimum velocity of eastward spreading deep water between the Darss Sill and the Stolpe Furrow in the western Baltic Sea. However, our observations suggest that the real inflow event probably did not follow the line of steepest descent in the sea bed between the exit of the Stolpe Furrow and the entry in the EGB. Probably rhythmically triggered inflow events sporadically propagated with temporally intensified current velocities along the eastern topographic flank towards the EGB. Associated velocities must be somewhat larger than the estimated propagation speed of about 10 cm/s.

For the first time, half hourly and hourly sampled temperature series with lengths between 326 days and 436 days well documented the inflow of warm but dense deep water at two positions in north-east (NE) and south-west (SW) of the EGB during the winter 1997/98. Moored current meters continuously recorded the motion field at 170 m depth beneath the perennial pycnocline. Both strings were anchored at 220 m water depth above topographic flanks of the EGB. Resulting time series reveal a mean cyclonic circulation of about 2.5 cm/s. Its direction followed deep bathymetric contours and pointed into the north-west sector at the NE position but into the south-east sector at the SW position. This cyclonic circulation lasted longer than one year. Such a deep water rotation was earlier observed by current measurements with a total length of several weeks by DIETRICH and SCHOTT (1974) and MITTELSTAEDT (1996). Therefore, it seems to be that anticlockwise motions with velocities between 1 and 3 cm/s determine the deep circulation in the EGB for long time periods, which exceed one complete seasonal cycle.

Hydrographic data of the monitoring programme and two hydrographic surveys with an eddy-resolving station grid provided snapshots in mass field patterns to characterise related pre-inflow and post-inflow situations. These MESODYN field campaigns used a regular station spacing of 4.6 km, which sufficiently resolved the first mode of the baroclinic radius of deformation. This scale describes characteristic spatial patterns of motions affected by stratification. Its spatially averaged mean was 9 km (September 1997) and 7 km (April 1998). Detected vertical displacements of deep isopycnal surfaces between pre- inflow and post-inflow situation enabled to estimate the net volume of replaced dense water. The changed volume between selected isopycnals and the sea bed was determined by numerical triangulation of the echo-sounded topography. Released mean vertical velocities in the order of 10^{-6} m/s decreased with decreasing water depth and well reflected related changes in the bathymetric volume of the deep EGB.

The inflow of at least 56 km³ warm, saline, but weakly oxygenated deep water started above the eastern flank of the basin. That means about 40% of the net flow through the Danish straits at the entry into the Baltic Sea filled up deep parts of the EGB with a delay of about three months. The renewed volume of deep water lies in the order of monthly fresh water supply reported by BROGMUS (1952). Concerning the area under investigation, the water balance requires a previous outflow of near surface water of the same order. The related volume transport was about 0.5 km³/d. This magnitude was also observed by RYDBERG (1978). He estimated volume transports between 0.4 and 3 km³/d for saline deep water ($S > 10.5$ psu) crossing the Stolpe Furrow towards the EGB. Here, the isobath of 190 m depth 'seals' deepest parts of the basin. Beneath this water depth, the resulting volume capacity is about 38 km³. Half of that volume was filled by water denser than 1009.7 kg/m³ in winter 1997/98.

The whole inflow period of about 130 days was accompanied by a linear trend of increasing temperatures within layers between 170 m and 140 m depth locating below the permanent pycnocline over topographic flanks of the deep basin. At the NE position, this trend started at the nearly constant level of about 5°C at the end of the pre-inflow period (28 November 1997) and ended at the nearly constant level of about 6°C at the end of the inflow period (6 May 1998). Such a warming confirms a net inflow of the 'late autumn - early winter type'. Consequently, deep isopycnal surfaces were displaced upward to produce a doming above the basin's centre. The responsible cyclonic deep circulation maintained this doming until the post-inflow situation.

The inflow situation was accompanied by intensified rotation velocities within deep layers of the EGB. Mean speeds accelerated by a factor of about two up to three. During that time period, a linear relationship could be detected between logarithmic values of the daily averaged mean kinetic energy and those of the daily eddy kinetic energy at the NE position. Such a correlation could not be detected at the SW position and also not for both the pre-inflow and post-inflow situation at the NE position. Consequently, energetic fluxes from the low frequency range into the high frequency range of the motion field dominated in the source area of the inflow. High frequency fluctuations of the current regime point to periods, which are somewhat shorter than the daily cycle. According to HOLLAN (1969), it can be expected that most of the resulting energy accumulation concentrates on periods in vicinity of the local inertial period of about 14.2 hours. The role of inertial motions with respect to any mixing processes is still unclear. However, there is some observational evidence that near-inertial waves and the vertical current shear can release intense mixing locally. For instance, LILOVER et al. (1988) reported a vertical propagation of such waves in the Bornholm Basin from current measurements. They concluded that breaking internal waves with a near inertial period may create patches by hydrodynamic instabilities, which could be responsible for locally intensified mixing plumes.

At the SW position, a shallow cold water event was observed within layers between 170 m and 140 m depth. It lasted about three weeks and was accompanied by a significant intensification of both the daily mean kinetic energy and the daily eddy kinetic energy. According to ELKEN et al. (1988), such phenomena play an important role in lateral and vertical mixing within layers above the level of 140 dbar in the EGB. Such features possess diameters of several kilometres. Their thickness commonly exceeds several decametres. Analysing T-S curves, they demonstrated that such intrusions originate from the near-slope region. Released temporal fluctuations of the thermal field also indicated quasi-periods of about 20-22 days. Visually, six peak values were superimposed on the linearly increasing temperature trend observed at both moored strings during the inflow period of 130 days. Such low frequency fluctuations were associated with patterned structures in the mass field with diameters twice of the radius of deformation. By analysing time series of sea level data, SAMUELSSON and STIGEBRANDT (1996) concluded that wind-produced dynamics dominate all circulation patterns in the Baltic Sea on time scales shorter than about one month. In order to get a hint about the origin of such 20 day fluctuations, we additionally analysed daily winds and daily differences in the air pressure observed at different

stations in vicinity of the EGB during the inflow period. Results are objective for further studies and not shown here. However, power spectra of zonal winds show a significant accumulation of energy for periods of about 20 days.

Two weeks lasting westerly winds produced eastward flowing currents in shallow water regions near the Darss Sill in the south-west Baltic Sea. Opposite conditions can be expected in deep Baltic basins locating farther in the east. According to KRAUSS and BRÜGGE (1991), the deep layer flow increases in contra-direction to the wind due to sea level inclinations in response to the wind forcing. The working hypothesis rose up that changed wind directions, which temporally influenced much larger spatial scales, could be responsible for significant anomalies in sea level. Relatively low frequency changes in the forcing conditions probably released rhythmically modified internal pressure gradients and caused pulsating inflow events, which overwhelmed the sill at the exit of the Stolpe Furrow. Following the steep topographic slope in the transition area between the Stolpe Furrow and the Eastern Gotland Basin, triggered overflows sporadically intensified the deep cyclonic circulation above the eastern topographic flank of the EGB. The analysed data sets suggest the following scenario:

The first rotation cycle of relatively warm but dense deep water needed about 60 days to travel around the contour of the 220 m isobath with a length of about 130 km. It abruptly started above the eastern topographic flank of the basin (NE position) during the end of November 1997 to form a rotating wedge-shaped frontal zone following closed bathymetric contours. Internally established pressure gradients between the basin's centre (light 'old water') and neighbouring rims (heavy 'new water') accelerated the anticlockwise rotation around the basin. Such pressure gradients between the basin's centre (low pressure) and neighbouring topographical flanks (high pressure) balance the geostrophic part of the deep water rotation. Once deepest parts of the basin were filled up by dense 'new water', subsequent intrusions lifted upper layers with lighter water upwards. Associated vertical velocities indicated the order of 10^{-5} m/s. For instance, a mean vertical velocity of $1.7 * 10^{-5}$ m/s is capable to fill parts of the basin deeper than 190 m during 130 days. Mixing processes, which were released in the wake of this frontal zone, temporally and spatially merged properties of 'young deep water' with those of 'old deep water' as well as with those of upper layers. Consequently, both internal pressure gradients and associated rotation speeds decreased. The next pulse of injected dense water again strengthened radial pressure gradients. The rotation velocity accelerated to daily mean values to be in the range between 5 and 10 cm/s. Each following rotation cycle followed elliptic contours of the bottom topography. It started with peak values in its orbital velocity and a maximum in temperature at the thermal level, which was produced by mixing and upward lifting of isopycnal surfaces in the wake of previous rotation cycles. So, the detected linear temperature trend can be explained if the amount of injected dense water was of the same order for each rhythmically occurring inflow event and if processes of adjacent mixing were of comparable intensity. After the last inflow pulse, remaining mixing reduced pressure gradients between the centre of the basin and neighbouring topographic flanks to aspire a state of stationary equilibrium. Finally, the anticlockwise deep rotation relaxed to values of the 'background circulation' with velocities of about 1 – 3 cm/s. Therefore, the identified inflow period (B) with a duration of 130 days was characterised by a sequence of six rhythmically occurring inflow events with a mean duration of about 22 days. Their origin probably lies in corresponding fluctuations of westerly winds affecting barotropic and baroclinic pressure gradients, which affect the whole basin scale.

In the Baltic Sea, the EGB reveals the largest volume capacity to store dense deep water for a certain time. This way, it plays a key role with respect to processes of water transformation for the whole Baltic Proper. The volume capacity of deep basins essentially determines residence times of dense water and exchange rates for water mass transformation acting on different temporal scales. Concerning the volume transports discussed, another topographic volume capacity would provide other exchange rates of deep water. In comparison to the MESODYN

bathymetric map of the EGB, the bottom topography proposed by SEIFERT and KAYSER (1995) underestimates the volume beneath 190 m depth by about 45%. This example shows that coarse bottom topographies, which are frequently used in numerical circulation models, probably overestimate net rates of the deep water exchange. Associated residence times must be somewhat too short. Without improved topographic maps of the Baltic Sea, such approaches permanently involve an error source. We urgently need exact topographic data for all deep Baltic basins in context with internationally co-ordinated field campaigns, which include eddy resolving hydrographic surveys as well as long time series, to understand qualitatively and quantitatively the consequence of such inflow events for the Baltic ecosystem.

Acknowledgement

This study attributes to the German hydrographic programme 'Meso-scale Dynamics (MESODYN)' of the Russian-German project 'Research in the Baltic Sea' supported by the Ministry of Science and Technical Politics of the Russian Federation and the Ministry of Education and Scientific Research of the Federal Republic of Germany; we gratefully acknowledge all supports provided by crews and officers of both research vessels of the IOW 'A. v. Humboldt' and 'Prof. A. Penck' as well as the submission of Swedish sea level data by B. Broman of the Swedish Meteorological and Hydrological Institute; series of Arkona winds were kindly provided by the German Meteorological Service while discussions with W. Matthäus prompted us to take care on specific Baltic problems.

References

- BÖRNGEN, M., 1978: On the causes of the strong salt inflows into the Baltic. In: Proceedings of the 11th Conference of the Baltic Oceanographers, Rostock, 305-315.
- BROGMUS, W., 1952: Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. Kieler Meeresforschung, **9**, 15-42.
- DIETRICH, G., 1950: Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresforschungen, **7**, 35-68.
- DIETRICH, G., SCHOTT, F., 1974: Wasserhaushalt und Strömungen. In, L. Maggaard and G. Rheinheimer (Editors), Meereskunde der Ostsee. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 33-41.
- ELKEN, J., PAJUSTE, M., KOUTS, T., 1988: On intrusive lenses and their role in mixing in the Baltic deep layers. In: Proceedings of the 16th Conference of the Baltic Oceanographers, Institute of Marine Research Kiel, Kiel, 367-376.
- FENNEL, W., SEIFERT, T., KAYSER, B., 1991: Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea. Continental Shelf Research, **11**, 23-36.
- HELCOM, 1986: Water balance of the Baltic Sea. Baltic Sea Environmental Proceedings, Vol.16, 1-174.
- HOLLAN, E., 1969: Die Veränderlichkeit der Strömungsverteilung im Gotland-Becken am Beispiel von Strömungsmessungen im Gotland-Tief. Kieler Meeresforschungen, **25**, 19-70.
- JAKOBSEN, F., 1995: The major inflow to the Baltic Sea during January 1993. Journal of Marine Systems, **6**, 227-240.
- KALLE, K., 1943: Die große Wasserumschichtung im Gotland-Tief vom Jahre 1933/34. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie, **71**, 142-146.
- KOUTS, T. OMSTEDT, A., 1993: Deep water exchange in the Baltic Proper. Tellus, **45**(A), 311-324.
- KRAUSS, W., BRÜGGE, B., 1991: Wind-produced water exchange between the deep basins of the Baltic Sea. Journal of Physical Oceanography, **21**, 273-384.
- KRÜGER, S., 1997: Meeresmeßtechnik im Institut für Ostseeforschung Warnemünde. Deutsche Gesellschaft für Meeresforschung, **3**, 23-29.
- LARSEN, B., KÖGLER, F. C., 1975: A submarine channel between the deepest parts of the Arkona and the Bornholm basins in the Baltic Sea. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, **28**, 274-276.
- LASS, H. U., 1988: A theoretical study of the barotropic water exchange between the North Sea and the Baltic and the sea level variations of the Baltic. Beiträge zur Meereskunde, (H.58), 19-33.
- LASS, H.U., MATTHÄUS, W., 1996: On temporal wind variations forcing salt water inflows into the Baltic Sea. Tellus, **48**(A), 663-671.

- LASS, H. U., R. SCHWABE, R., 1990: An analysis of the Salt Water Inflow into the Baltic in 1975 to 1976. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **43**, 97-125.
- LILOVER, M. J., OTSMANN, M., TAMSALU, R., 1988: Near-inertial waves and shear instability. In: *Proceedings of the 16th Conference of the Baltic Oceanographers*. Institut of Marine Research Kiel, Kiel, 648-652.
- MATTHÄUS, W., 1984: Climatic and seasonal variability of oceanological parameters in the Baltic Sea. *Beiträge zur Meereskunde*, (H. 51), 29-49.
- MATTHÄUS, W., FRANCK, H., 1992: Characteristics of major Baltic inflows- a statistical analysis. *Continental Shelf Research*, **12**, 1375-1400.
- MATTHÄUS, W., LASS, H. U. 1995: The recent salt inflow into the Baltic Sea. *Journal of Physical Oceanography*, **25**, 280-286.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H. U. , NAGEL, K., SIEGEL, H., 1998: The Baltic Sea in 1997- impacts of the extremely warm summer and of the exceptional Oder flood. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **50**, 47-69.
- MITTELSTAEDT, E., 1996: The subsurface circulation in the Gotland Deep. In: E. Hagen (Editor), *GOBEX- Summary Report*. Meereswissenschaftliche Berichte, No.19. Institut für Ostseeforschung Warnemünde, 20-23.
- MOHRHOLZ, V., 1998: Transport- und Vermischungsprozesse in der Pommerschen Bucht. *Meereswissenschaftliche Berichte*, No. 33, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, 106 pp.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1981: *Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee von 1969-1978*. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen, R.IV, H.35, 220 pp.
- OMSTEDT, A., AXELL, L. B., 1998: Modelling the seasonal, interannual, and long-term variations of salinity and temperature in the Baltic proper. *Tellus*, **50(A)**, 637-652.
- REISSMANN, J., 1999: Bathymetry of four deep Baltic basins. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **51**, 489-497.
- RYDBERG, L., 1978: Deep water flow and oxygen consumption within the Baltic. *Göteborgs Universitet Oceanografiska Institutionen*, Göteborg, No.27, 12 pp.
- SAMUELSSON, M., STIGEBRANDT, A., 1996: Main characteristics of long-term sea level variability in the Baltic sea. *Tellus*, **48(A)**, 672-683.
- SCHINKE, H., MATTHÄUS, W., 1998: On the causes of major Baltic inflows- an analysis of long time series. *Continental Shelf Research*, **18**, 67-97.
- SEIFERT, T., KAYSER, B., 1995: A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea. *Meereswissenschaftliche Berichte*, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, No.9, 72-87.
- STIGEBRANDT, A., 1985: A model for the seasonal pycnocline in rotating systems with application to the Baltic Proper. *Journal of Physical Oceanography*, **15**, 1392-1404.
- STIGEBRANDT, A., WULFF, F., 1987: A model for the dynamics of nutrients and oxygen in the Baltic proper. *Journal of Marine Research*, **45**, 729-759.
- WALIN, G., 1981: On the deep water flow into the Baltic. *Geophysica*, **17**, 75-93.
- WOLF, G., 1972: Salzwassereinbrüche im Gebiet der westlichen Ostsee. *Beiträge zur Meereskunde*, (H.29), 67-77.
- WYRTKI, K., 1954: Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. *Kieler Meeresforschungen*, **10**, 19-25.

Appendix I: Basic Statistics of Time Series

| 140 m Pos. - NE | | | | 140 m Pos. - SW | | | |
|-----------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Period | A | B | C | A | B | C | D |
| Time | 30.08.97- 27.11.97 | 28.11.97- 06.05.98 | 07.05.98- 21.07.98 | 30.08.97- 27.12.97 | 28.12.97- 26.05.98 | 27.05.98- 04.08.98 | 05.08.98- 08.11.98 |
| N-Days | 90 | 130 | 106 | 120 | 120 | 100 | 96 |
| $\langle T \rangle$ °C | 4.91 | 5.62 | 6.04 | 4.94 | 5.72 | 5.90 | 5.83 |
| σ^2 /°C ² | 0.003 | 0.206 | 0.005 | 0.001 | 0.118 | 0.013 | 0.008 |
| Min/ °C | 4.79 | 4.92 | 5.73 | 4.87 | 4.90 | 5.64 | 5.54 |
| Max/ °C | 5.02 | 7.17 | 6.22 | 5.11 | 6.39 | 6.13 | 5.96 |
| Range | 0.23 | 2.25 | 0.49 | 0.24 | 1.49 | 0.49 | 0.42 |

| 155 m Pos. - NE | | | | 155 m Pos. - SW | | | |
|-----------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Period | A | B | C | A | B | C | D |
| Time | 30.08.97- 27.11.97 | 28.11.97- 06.05.98 | 07.05.98- 13.05.98 | 30.08.97- 27.12.97 | 28.12.97- 26.05.98 | 27.05.98- 04.08.98 | 05.08.98- 08.11.98 |
| N-Days | 90 | 130 | 7 | 120 | 120 | 100 | 96 |
| $\langle T \rangle$ °C | 4.98 | 5.64 | (6.04) | 5.00 | 5.74 | 6.01 | 5.99 |
| σ^2 /°C ² | 0.002 | 0.214 | 0.013 | 0.001 | 0.084 | 0.002 | 0.030 |
| Min/ °C | 4.87 | 4.92 | 5.90 | 4.95 | 5.00 | 5.82 | 5.29 |
| Max/ °C | 5.07 | 7.17 | 6.21 | 5.06 | 6.54 | 6.12 | 6.11 |
| Range | 0.20 | 2.25 | 0.31 | 0.11 | 1.54 | 0.30 | 0.82 |

| 170 m Pos. - NE | | | | 170 m Pos. - SW | | | |
|-----------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Period | A | B | C | A | B | C | D |
| Time | 30.08.97- 27.11.97 | 28.11.97- 06.05.98 | 07.05.98- 21.07.98 | 30.08.97- 27.12.97 | 28.12.97- 26.05.98 | 27.05.98- 04.08.98 | 05.08.98- 14.09.98 |
| N-Days | 90 | 130 | 106 | 120 | 120 | 100 | 41 |
| $\langle T \rangle$ °C | 5.04 | 5.67 | 6.02 | 5.06 | 5.85 | 6.08 | 6.06 |
| σ^2 /°C ² | 0.001 | 0.148 | 0.004 | 0.001 | 0.071 | 0.004 | 0.001 |
| Min/ °C | 4.92 | 4.97 | 5.82 | 4.98 | 5.21 | 5.89 | 5.93 |
| Max/ °C | 5.11 | 6.90 | 6.17 | 5.11 | 6.58 | 6.23 | 6.14 |
| Range | 0.19 | 1.93 | 0.35 | 0.13 | 1.37 | 0.34 | 0.21 |

Table A.1.

Statistics of temperature records carried out beneath the perennial pycnocline at 140m, 155m, and 170m depth at the NE position and SW position shown in Fig.2. Total series were subdivided by four characteristic situations, which describe the pre-inflow period (A), the inflow period (B), and two post-inflow periods (C, D); all calculations are based on daily averages; the number of days is given by (N); the mean value is $\langle T \rangle$ with the variance σ^2 ; the difference between maximum; (Max) and minimum (Min) indicates the total range of fluctuation; peak values of each row are given by bold numbers.

| 170 m Pos. -NE u | | | | 170 m Pos. - SW u | | | |
|--|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Period | A | B | C | A | B | C | D |
| Time | 30.08.97- 27.11.97 | 28.11.97- 06.05.98 | 07.05.98- 21.07.98 | 30.08.97- 27.12.97 | 28.12.97- 26.05.98 | 27.05.98- 04.08.98 | 05.08.98- 14.09.98 |
| N-Days | 90 | 130 | 106 | 120 | 120 | 100 | 41 |
| $\langle u \rangle \cdot 10^2$ (m/s) | -1.9 | -3.4 | -0.7 | 0.5 | 0.9 | -1.0 | 0.9 |
| $\sigma^2 \cdot 10^4$ (m/s) ² | 5.81 | 13.1 | 4.72 | 6.71 | 14.15 | 12.78 | 4.62 |
| Min $\cdot 10^2$ (m/s) | -8.0 | -13.9 | -5.7 | -7.4 | -12.9 | -11.0 | -4.9 |
| Max $\cdot 10^2$ (m/s) | 5.8 | 9.9 | 4.3 | 6.5 | 14.7 | 8.5 | 5.7 |
| Range $\cdot 10^2$ (m/s) | 13.8 | 23.8 | 10.0 | 13.9 | 27.6 | 19.5 | 10.6 |

| 170 m Pos. -NE v | | | | 170 m Pos. - SW v | | | |
|--|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Period | A | B | C | A | B | C | D |
| Time | 30.08.97- 27.11.97 | 28.11.97- 06.05.98 | 07.05.98- 21.07.98 | 30.08.97- 27.12.97 | 28.12.97- 26.05.98 | 27.05.98- 04.08.98 | 05.08.98- 14.09.98 |
| N-Days | 90 | 130 | 106 | 120 | 120 | 100 | 41 |
| $\langle v \rangle \cdot 10^2$ (m/s) | 2.4 | 4.6 | 0.9 | -3.0 | -4.7 | -2.1 | -1.6 |
| $\sigma^2 \cdot 10^4$ (m/s) ² | 9.46 | 16.79 | 6.30 | 12.53 | 19.67 | 8.73 | 11.05 |
| Min $\cdot 10^2$ (m/s) | -7.5 | -5.0 | -5.2 | -12.6 | -24.0 | -13.0 | -11.4 |
| Max $\cdot 10^2$ (m/s) | 11.7 | 19.1 | 7.5 | 3.9 | 4.5 | 5.5 | 3.0 |
| Range $\cdot 10^2$ (m/s) | 19.2 | 24.1 | 12.7 | 16.5 | 28.5 | 18.5 | 14.4 |

| 170 m Pos. -NE MKE | | | | 170 m Pos. - SW MKE | | | |
|--|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Period | A | B | C | A | B | C | D |
| Time | 30.08.97- 27.11.97 | 28.11.97- 06.05.98 | 07.05.98- 21.07.98 | 30.08.97- 27.12.97 | 28.12.97- 26.05.98 | 27.05.98- 04.08.98 | 05.08.98- 14.09.98 |
| N-Days | 90 | 130 | 106 | 120 | 120 | 100 | 41 |
| $\langle \text{MKE} \rangle \cdot 10^4$ (m/s) ² | 12.3 | 31.3 | 6.1 | 14.3 | 28.4 | 13.4 | 9.4 |
| $\sigma^2 \cdot 10^8$ (m/s) ⁴ | 212.9 | 1109.1 | 58.3 | 237.5 | 1910.1 | 356.7 | 241.4 |
| Min $\cdot 10^4$ (m/s) ² | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.1 |
| Max $\cdot 10^4$ (m/s) ² | 76.8 | 201.0 | 39.1 | 79.4 | 370.9 | 144.6 | 77.1 |
| Range $\cdot 10^4$ (m/s) ² | 76.7 | 200.9 | 39.0 | 79.3 | 370.6 | 144.5 | 77.0 |

| 170 m Pos. -NE EKE | | | | 170 m Pos. - SW EKE | | | |
|--|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Period | A | B | C | A | B | C | D |
| Time | 30.08.97- 27.11.97 | 28.11.97- 06.05.98 | 07.05.98- 21.07.98 | 30.08.97- 27.12.97 | 28.12.97- 26.05.98 | 27.05.98- 04.08.98 | 05.08.98- 14.09.98 |
| N-Days | 90 | 130 | 106 | 120 | 120 | 100 | 41 |
| $\langle \text{EKE} \rangle \cdot 10^4$ (m/s) ² | 9.3 | 21.0 | 5.0 | 8.6 | 13.9 | 5.8 | 10.0 |
| $\sigma^2 \cdot 10^8$ (m/s) ⁴ | 76.4 | 351.3 | 22.9 | 57.0 | 159.8 | 55.2 | 67.0 |
| Min $\cdot 10^4$ (m/s) ² | 0.3 | 0.5 | 0.2 | 0.3 | 0.7 | 0.3 | 0.6 |
| Max $\cdot 10^4$ (m/s) ² | 48.9 | 107.6 | 20.3 | 37.4 | 58.9 | 64.8 | 37.5 |
| Range $\cdot 10^4$ (m/s) ² | 48.6 | 107.1 | 20.1 | 37.1 | 58.2 | 64.5 | 36.9 |

Table, A.2.

Statistics as in Table A.1. but for the zonal current component (u, positive to east) and the meridional current component (v, positive to north) at 170m depth; all calculations are based on daily averages; the mean kinetic energy per unit mass is $\text{MKE} = (u^2 + v^2)/2$ while the daily eddy kinetic energy is $\text{EKE} = (\sigma_u^2 + \sigma_v^2)/2$.

Appendix II: Baltic Sea Surface Area

For the Baltic Sea, several different figures for its surface area exist in the literature varying between about 380,000 km² and 420,000 km². To be able to refer to a well-defined number, we have recomputed the surface area to be 382,486 km² as described in the following.

i) Geoid model:

In the World Geodetic System 1984 (WGS84, see DMA, 1991) and KUMAR (1993), the Earth ellipsoid model is given by its semi-major axis, $a = 6,378,137.0$ m, and its semi-minor axis, $b = 6,356,752.31425$ m, corresponding to a numerical eccentricity, e , as much as $e^2 = 1 - b^2/a^2 = 6.6943800E-03$. The surface area element on an ellipsoid is

$$dA = r \cos(\phi) d\lambda ds,$$

where λ is longitude, ϕ is latitude, and $r(\phi, \lambda)$ is the local Earth radius, $r^2 = a^2 \cos^2(\phi) + b^2 \sin^2(\phi)$. Here, ds is the meridional distance element given by $ds^2 = [a^2 \sin^2(\phi) + b^2 \cos^2(\phi)] d\phi^2$. Introducing $\tau = \sin(\phi)$, we get

$$dA = a^2 \{ (1 - e^2 \tau^2) [1 - e^2 (1 - \tau^2)] \}^{1/2} d\tau d\lambda.$$

Expanding into powers of eccentricity e up to 4th order and carrying out the integral over τ (i.e. using Stokes' theorem) we obtain

$$dA = ab\tau (1 + e^4 \tau^2 (5 - 3\tau^2) / 30) d\lambda + O(e^6).$$

The integration path is to be extended along closed shoreline polygons $\tau(\lambda)$ of the Baltic sea surface, the islands embedded etc. Between two successive polygon rim points (ϕ_1, λ_1) and (ϕ_2, λ_2) we have assumed a linear relationship between latitude and longitude, $\phi = m\lambda + n$, such that the contour integral for this segment yields the partial area

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} dA = \frac{ab(\lambda_2 - \lambda_1)}{(\phi_2 - \phi_1)} * \{ [\cos(\phi_1) - \cos(\phi_2)] (1 + \frac{e^4}{15}) + ([\cos^3(\phi_1) - \cos^3(\phi_2)] \frac{e^4}{90} - [\cos^5(\phi_1) - \cos^5(\phi_2)] \frac{e^4}{50}) \}$$

This expression has been computed and summed up along all relevant Baltic shorelines.

ii) Shoreline Data:

Regionally Accessible Nested Global Shorelines (RANGS, cf. FEISTEL, 1999) have been used for surface area and border length computation, which are organised in closed polygon loops in $1^\circ \times 1^\circ$ cells covering the entire globe. The shoreline points have an absolute accuracy of 500 m and resolve structures in size below 100 m^(*).

iii) Boundary Definition:

Along the greatest part of the Baltic shore, coastal structures (islands, bights, etc) have been accounted for as defined by the RANGS data set, i.e. down to extensions of typically 100 m. In the Belt/Sound region between the Kattegat and the western Baltic Sea, we have defined boundary lines at the narrow gate points as shown in Fig A1:

| | |
|--------------------|---|
| LiB = Little Belt: | from 09.693250° E, 55.520389° N to 09.696639° E, 55.523722° N |
| GrB = Great Belt: | from 10.856694° E, 55.294528° N to 11.090806° E, 55.333306° N |
| Su = Sound: | from 12.624111° E, 56.039194° N to 12.682444° E, 56.045833° N |

(*) Data and additional information are available from the internet homepage:

<http://www.io-warnemuende.de/homepages/rfeistel/>

iv) Error Estimates:

As it follows from the integral formula given above, the terms of order e^4 in eccentricity contribute to about 3 ppm of the Baltic sea surface, that is about 1 km². Higher order terms can be assumed to contribute much less. The sea surface area depends on sea level. Using RANGS, the border line length of the Baltic Sea can be computed as roughly $L = 70,000$ km with the resolution given. For a beach-like shore slope of, say, $dz/dx = 10\%$, a sea level rise of $\Delta z = 0.01$ m causes a progression of sea onto land of $\Delta x = 0.1$ m, and, consequently, an increase in surface area of

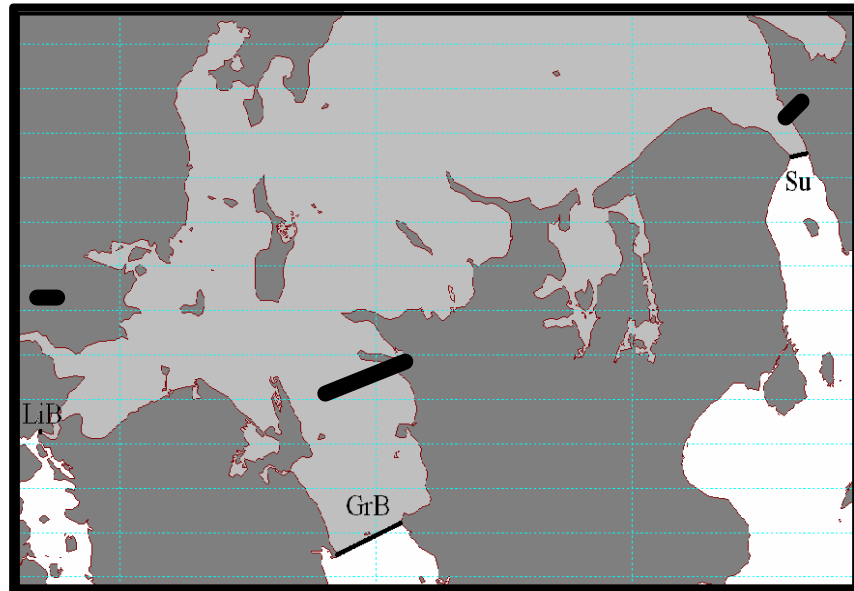


Fig.A1 Selected boundary lines coinciding with narrow gates (bold lines) in transition zones formed by the Little Belt (LiB), the Great Belt (GrB), and the Sound (Su); white areas contribute to the total area $A = 382,486$ km² of the Baltic Sea.

$\Delta A = \Lambda * \Delta x = 7$ km². With a typical sea level variation range of $\Delta z = 0.4$ m at the station Landsort, the related surface area error can be roughly estimated to be of the order of $\Delta A = 300$ km² or 0.1%. The RANGS shoreline data used have typical errors of some $\Delta x = 10$ m and an absolute maximum error of $\Delta x = 500$ m. With the shore length given, the resulting errors are $\Delta A = 700$ km² and $\Delta A = 35,000$ km² respectively. Therefore, the absolute maximum error of the sea surface is about 10%, while the expected error lies in the range between 0.1% and 1%.

References

- DMA, 1991: Department of Defence World Geodetic System 1984: Its definition and relationship with local geodetic systems, DMA TR 8350.2, second edition, 1 September.
- FEISTEL, R., 1999: New shoreline map-drawing data available. EOS, Transactions American Geophysical Union, **80**, Electronic Supplement, June 7, p.249.
- KUMAR, M., 1993: World Geodetic System 1984: A reference frame for global mapping, charting and geodetic applications. Surveying and Land Information Systems, **53**, 53- 56.

Meereswissenschaftliche Berichte

MARINE SCIENCE REPORTS

- 1 (1990) Postel, Lutz:
Die Reaktion des Mesozooplanktons, speziell der Biomasse, auf küstennahen Auftrieb vor Westafrika (The mesozooplankton response to coastal upwelling off West Africa with particular regard to biomass)
- 2 (1990) Nehring, Dietwart:
Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee von 1979 bis 1988 – ein Vergleich (Hydrographic and chemical conditions in the western and central Baltic Sea from 1979 to 1988 – a comparison)
Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang:
Aktuelle Trends hydrographischer und chemischer Parameter in der Ostsee, 1958 – 1989 (Topical trends of hydrographic and chemical parameters in the Baltic Sea, 1958 – 1989)
- 3 (1990) Zahn, Wolfgang:
Zur numerischen Vorticityanalyse mesoskaler Strom- und Massfelder im Ozean (On numerical vorticity analysis of mesoscale current and mass fields in the ocean)
- 4 (1992) Lemke, Wolfram; Lange, Dieter; Endler, Rudolf (Eds.):
Proceedings of the Second Marine Geological Conference – The Baltic, held in Rostock from October 21 to October 26, 1991
- 5 (1993) Endler, Rudolf; Lackschewitz, Klas (Eds.):
Cruise Report RV "Sonne" Cruise SO82, 1992
- 6 (1993) Kulik, Dmitri A.; Harff, Jan:
Physicochemical modeling of the Baltic Sea water-sediment column:
I. Reference ion association models of normative seawater and of Baltic brackish waters at salinities 1–40 ‰, 1 bar total pressure and 0 to 30°C temperature
(system Na–Mg–Ca–K–Sr–Li–Rb–Cl–S–C–Br–F–B–N–Si–P–H–O)
- 7 (1994) Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang; Lass, Hans-Ulrich; Nausch, Günther:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1993
- 8 (1995) Hagen, Eberhard; John, Hans-Christian:
Hydrographische Schnitte im Ostrandstromsystem vor Portugal und Marokko 1991 - 1992
- 9 (1995) Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang; Lass, Hans Ulrich; Nausch, Günther; Nagel, Klaus:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1994
Seifert, Torsten; Kayser, Bernd:
A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea
- 10 (1995) Schmidt, Martin:
Analytical theory and numerical experiments to the forcing of flow at isolated topographic features
- 11 (1995) Kaiser, Wolfgang; Nehring, Dietwart; Breuel, Günter; Wasmund, Norbert; Siegel, Herbert; Witt, Gesine; Kerstan, Eberhard; Sadkowiak, Birgit:
Zeitreihen hydrographischer, chemischer und biologischer Variablen an der Küstenstation Warnemünde (westliche Ostsee)

Schneider, Bernd; Pohl, Christa:
Spurenmittelkonzentrationen vor der Küste Mecklenburg-Vorpommerns

- 12 (1996) Schinke, Holger:
Zu den Ursachen von Salzwassereintrüben in die Ostsee
- 13 (1996) Meyer-Harms, Bettina:
Ernährungsstrategie calanoider Copepoden in zwei unterschiedlich trophierten Seegebieten der Ostsee (Pommernbucht, Gotlandsee)
- 14 (1996) Reckermann, Marcus:
Ultraplankton and protozoan communities and their interactions in different marine pelagic ecosystems (Arabian Sea and Baltic Sea)
- 15 (1996) Kerstan, Eberhard:
Untersuchung der Verteilungsmuster von Kohlenhydraten in der Ostsee unter Berücksichtigung produktionsbiologischer Meßgrößen
- 16 (1996) Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang; Lass, Hans Ulrich; Nausch, Günther; Nagel, Klaus:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1995
- 17 (1996) Brosin, Hans-Jürgen:
Zur Geschichte der Meeresforschung in der DDR
- 18 (1996) Kube, Jan:
The ecology of macrozoobenthos and sea ducks in the Pomeranian Bay
- 19 (1996) Hagen, Eberhard (Editor):
GOBEX - Summary Report
- 20 (1996) Harms, Andreas:
Die bodennahe Trübezone der Mecklenburger Bucht unter besonderer Betrachtung der Stoffdynamik bei Schwermetallen
- 21 (1997) Zülicke, Christoph; Hagen, Eberhard:
GOBEX Report - Hydrographic Data at IOW
- 22 (1997) Lindow, Helma:
Experimentelle Simulationen windangeregter dynamischer Muster in hochauflösenden numerischen Modellen
- 23 (1997) Thomas, Helmuth:
Anorganischer Kohlenstoff im Oberflächenwasser der Ostsee
- 24 (1997) Matthäus, Wolfgang; Nehring, Dietwart; Lass, Hans Ulrich; Nausch, Günther; Nagel, Klaus; Siegel, Herbert:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1996
- 25 (1997) v. Bodungen, Bodo; Hentzsch, Barbara (Herausgeber):
Neue Forschungslandschaften und Perspektiven der Meeresforschung - Reden und Vorträge zum Festakt und Symposium am 3. März 1997.
- 26 (1997) Lakaschus, Sönke:
Konzentrationen und Depositionen atmosphärischer Spurenmetalle an der Küstenstation Arkona
- 27 (1997) Löffler, Annekatriin:
Die Bedeutung von Partikeln für die Spurenmetallverteilung in der Ostsee, insbesondere unter dem Einfluß sich ändernder Redoxbedingungen in den zentralen Tiefenbecken
- 28 (1998) Leipe, Thomas; Eidam, Jürgen; Lampe, Reinhard; Meyer, Hinrich; Neumann, Thomas; Osadczuk, Andrzej; Janke, Wolfgang; Puff, Thomas; Blanz, Thomas; Gingele, Franz Xaver; Dannenberger, Dirk; Witt, Gesine:
Das Oderhaff. Beiträge zur Rekonstruktion der holozänen geologischen Entwicklung und anthropogenen Beeinflussung des Oder-Ästuars.
- 29 (1998) Matthäus, Wolfgang; Nausch, Günther; Lass, Hans Ulrich; Nagel, Klaus; Siegel, Herbert:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1997
- 30 (1998) Fennel, Katja:
Ein gekoppeltes, dreidimensionales Modell der Nährstoff- und Plankton-

- dynamik für die westliche Ostsee
- 31 (1998) Lemke, Wolfram:
Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression
- 32 (1998) Wasmund, Norbert; Alheit, Jürgen; Pollehne, Falk; Siegel, Herbert; Zettler, Michael L.:
Ergebnisse des Biologischen Monitorings der Ostsee im Jahre 1997 im Vergleich mit bisherigen Untersuchungen
- 33 (1998) Mohrholz, Volker:
Transport- und Vermischungsprozesse in der Pommerschen Bucht
- 34 (1998) Emeis, Kay-Christian; Struck, Ulrich (Editors):
Gotland Basin Experiment (GOBEX) - Status Report on Investigations concerning Benthic Processes, Sediment Formation and Accumulation
- 35 (1999) Matthäus, Wolfgang; Nausch, Günther; Lass, Hans Ulrich; Nagel, Klaus; Siegel, Herbert:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1998
- 36 (1999) Schernewski, Gerald:
Der Stoffhaushalt von Seen: Bedeutung zeitlicher Variabilität und räumlicher Heterogenität von Prozessen sowie des Betrachtungsmaßstabs - eine Analyse am Beispiel eines eutrophen, geschichteten Sees im Einzugsgebiet der Ostsee (Belauer See, Schleswig-Holstein)
- 37 (1999) Wasmund, Norbert; Alheit, Jürgen; Pollehne, Falk; Siegel, Herbert, Zettler, Michael L.:
Der biologische Zustand der Ostsee im Jahre 1998 auf der Basis von Phytoplankton-, Zooplankton- und Zoobenthosuntersuchungen
- 38 (2000) Wasmund, Norbert; Nausch, Günther; Postel, Lutz; Witek, Zbigniew; Zalewski, Mariusz; Gromisz, Sławomira; Łysiak-Pastuszek, Elżbieta; Olenina, Irina; Kavolyte, Rima; Jasinskaite, Aldona; Müller-Karulis, Bärbel; Ikauniece, Anda; Andrushaitis, Andris; Ojaveer, Henn; Kallaste, Kalle; Jaanus, Andres:
Trophic status of coastal and open areas of the south-eastern Baltic Sea based on nutrient and phytoplankton data from 1993 - 1997
- 39 (2000) Matthäus, Wolfgang; Nausch, Günther; Lass, Hans Ulrich; Nagel, Klaus; Siegel, Herbert:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1999
- 40 (2000) Schmidt, Martin; Mohrholz, Volker; Schmidt, Thomas; John, H.-Christian; Weinreben, Stefan; Diesterheft, Henry; Iita, Aina; Filipe, Vianda; Sangolay, Bomba-Bazik; Kreiner, Anja; Hashoongo, Victor; da Silva Neto, Domingos:
Data report of R/V "Poseidon" cruise 250 ANDEX'1999
- 41 (2000) v. Bodungen, Bodo; Dannowski, Ralf; Erbguth, Wilfried; Humborg, Christoph; Mahlburg, Stefan; Müller, Chris; Quast, Joachim; Rudolph, K.-U.; Schernewski, Gerald; Steidl, Jörg; Wallbaum, Volker:
Oder Basin - Baltic Sea Interactions (OBBSI): Endbericht
- 42 (2000) Zettler, Michael L.; Bönsch, Regine; Gosselck, Fritz:
Verbreitung des Makrozoobenthos in der Mecklenburger Bucht (südliche Ostsee) - rezent und im historischen Vergleich
- 43 (2000) Wasmund, Norbert; Alheit, Jürgen; Pollehne, Falk; Siegel, Herbert:
Der biologische Zustand der Ostsee im Jahre 1999 auf der Basis von Phytoplankton- und Zooplanktonuntersuchungen
- 44 (2001) Eichner, Christiane:
Mikrobielle Modifikation der Isotopensignatur des Stickstoffs in marinem partikulärem Material

45 (2001)

Matthäus, Wolfgang; Nausch, Günther (Editors):

The hydrographic-hydrochemical state of the western and central Baltic
Sea in 1999/2000 and during the 1990s