

Meereswissenschaftliche Berichte

Marine Science Reports



No 91 2013

Hydrographisch-hydrochemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2012

Günther Nausch, Rainer Feistel, Lars Umlauf, Volker Mohrholz und
Herbert Siegel

„Meereswissenschaftliche Berichte“ veröffentlichen Monographien und Ergebnisberichte von Mitarbeitern des Leibniz-Instituts für Ostseeforschung Warnemünde und ihren Kooperationspartnern. Die Hefte erscheinen in unregelmäßiger Folge und in fortlaufender Nummerierung. Für den Inhalt sind allein die Autoren verantwortlich.

„Marine Science Reports“ publishes monographs and data reports written by scientists of the Leibniz Institute for Baltic Sea Research Warnemünde and their co-workers. Volumes are published at irregular intervals and numbered consecutively. The content is entirely in the responsibility of the authors.

Schriftleitung: Dr. Norbert Wasmund
(norbert.wasmund@io-warnemuende.de)

Die elektronische Version ist verfügbar unter / The electronic version is available on:
<http://www.io-warnemuende.de/meereswissenschaftliche-berichte.html>

ISSN 2195-657X

Dieser Artikel wird zitiert als /This paper should be cited as:

Günther Nausch¹, Rainer Feistel¹, Lars Umlauf¹, Volker Mohrholz¹, Herbert Siegel¹:
Hydrographisch-hydrochemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2012.
Meereswiss. Ber., Warnemünde, 91 (2013)

Adressen der Autoren:

¹ Leibniz Institute for Baltic Sea Research (IOW), Seestraße 15, D-18119 Rostock-Warnemünde, Germany

E-mail des verantwortlichen Autors: guenther.nausch@io-warnemuende.de

DOI: 10.12754/msr-2013-0091

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Kurzfassung	4
Abstract	5
1. Einleitung	6
2. Meteorologische Bedingungen	9
3. Wasseraustausch durch die Ostseezugänge/ Beobachtungen an der Messplattform „Darßer Schwelle“	31
3.1 Statistische Analyse	31
3.2 Die erste Jahreshälfte und der Einstrom im Februar	35
3.3 Die zweite Jahreshälfte und einige kleine Einströme	39
4. Beobachtungen an der Bojenstation „Arkonabecken“	41
5. Beobachtungen an der Bojenstation „Oder- Bank“	47
6. Hydrographisch- hydrochemische Bedingungen	51
6.1. Wassertemperatur	51
6.1.1 Die Wasseroberflächentemperatur der Ostsee im Jahr 2012	51
6.1.2 Vertikalverteilung der Wassertemperatur	59
6.2 Salzgehalt	68
6.3 Sauerstoffverteilung	72
6.4 Anorganische Nährstoffe	84
Zusammenfassung	97
Summary	99
Danksagung	102
Literaturverzeichnis	103

Kurzfassung

Die Arbeit beschreibt die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee für das Jahr 2012. Basierend auf den meteorologischen Verhältnissen werden die horizontalen und vertikalen Verteilungsmuster von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff/Schwefelwasserstoff sowie der anorganischen Nährstoffe mit saisonaler Auflösung dargestellt.

Nach den mäßigen bis starken Wintern 2009/10 und 2010/11 war der Eiswinter 2011/12 in der Ostsee nur mäßig. Mit einer Kältesumme 88,9 K d von Warnemünde liegt er auf Platz 27 der kältesten Winter seit Beginn der Vergleichsdaten im Jahr 1948, jedoch unterhalb des langjährigen Mittelwerts von 105,2 K d. Das Jahr war insgesamt durchschnittlich warm; die Jahreswärmesumme 2012 von 147 K d weicht nur geringfügig vom Mittelwert 149 K d seit 1948 ab.

Barotrope Einstromereignisse mit geschätzten Volumina zwischen 100 und 300 km³ fanden in der Ostsee 2012 drei Mal statt, im Februar/März, im August/September und im Dezember/Januar. Das relativ starke Einstromsignal von November/Dezember 2011 wurde erst im Februar 2012 in Bornholmbecken quantifiziert. Es konnte eine importierte Salzmenge von 1 Gt abgeschätzt werden, womit der Einstrom als kleiner MBI (Major Baltic Inflow) zu klassifizieren ist. Die eingeströmte Sauerstoffmenge kann auf über 450 000 t geschätzt werden. Der Einstrom war stark genug, um im Frühjahr 2012 die südliche Ostsee einschließlich der Danziger Bucht zu erreichen, nicht aber die zentrale Gotlandsee, wo die Stagnationsperiode unvermindert anhielt.

Abstract

The article summarizes the hydrographic-chemical conditions in the western and central Baltic Sea in 2012. Based on meteorological conditions, the horizontal and vertical distribution of temperature, salinity, oxygen/hydrogen sulphide and inorganic nutrients are described on a seasonal scale.

After the moderate to severe winters 2009/10 and 2010/11, the ice winter in the Baltic Sea was only moderate. With the “cold sum” of the air temperature in Warnemünde of 88.9 K d 2011/12 ranks on place 27 of the coldest winters since the beginning of the record in 1948, but remained below the long-term mean of 105.2 K d. The summer “heat sum” of 147 K d differs only marginally from the average of 149 K d since 1948.

In 2012, barotropic inflow events with estimated volumes between 100 and 300 km³ took place three times: in February/March, in August/ September and in December/January. The relatively strong inflow signal of November/December 2011 was registered in the Bornholm Basin only in February 2012. With an estimated input of one billion tons (1 Gt) of salts, the inflow can be characterized as a small Major Baltic Inflow (MBI). The transported oxygen amounted to more than 450 000 t. The inflow was strong enough to reach the southern Baltic Sea and the Gdansk Bight in spring 2012. In the deep water of the eastern and western Gotland Basin, however, the stagnation period has continuing undiminishedly.

1. Einleitung

Die Einschätzung des hydrographisch-chemischen Zustandes der Ostsee im Jahr 2012 erfolgte einerseits auf der Basis des Ostsee-Überwachungsprogramms, das das *Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW)* im Auftrag des *Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH)* Hamburg und Rostock durchführt. Im Rahmen einer Verwaltungsvereinbarung wird dem IOW der deutsche Beitrag für das Überwachungsprogramm (COMBINE) der Helsinki-Kommission (HELCOM) zum Schutz der Meeresumwelt des Ostseegebietes übertragen. Beginnend mit dem Jahr 2008 wurde das Untersuchungsgebiet neu definiert. Es erstreckt sich von der Kieler Bucht bis zum Bornholmstgat und umfasst damit im Wesentlichen die Ausschließliche Wirtschaftszone Deutschlands (AWZ). Zur Absicherung und Fortführung der Langzeitmessungen wird dieses Messprogramm ab 2008 durch einen IOW-finanzierten Anteil ergänzt, um auch die Situation in den Becken der zentralen Ostsee, die ausschlaggebend für den Zustand der gesamten Ostsee sind, beschreiben zu können. Zu den Aufgaben des Gesamtprogramms gehört die Beschreibung des Wasseraustausches zwischen Ost- und Nordsee, der hydrographisch-chemischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet und deren zeitliche und räumliche Veränderungen sowie die Identifikation und Untersuchung von Langzeittrends.

Im Jahre 2012 wurden fünf reguläre Monitoring-Fahrten durchgeführt, die alle vier Jahreszeiten sowie zusätzliche Beobachtungen im März/April umfassten. Die Zustandseinschätzung basiert auf den Daten, die im Rahmen dieser Überwachungsfahrten gewonnen wurden sowie auf Ergebnissen anderer Forschungsarbeiten des IOW. Ausgewählte Daten von Forschungseinrichtungen anderer Ostseeanliegerstaaten, insbesondere des *Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Instituts (SMHI)*, und der *Maritimen Abteilung des Polnischen Instituts für Meteorologie und Wasserwirtschaft (IMGW)* wurden in die Auswertung einbezogen. Die Lage der wesentlichsten Stationen, die in die nachfolgenden Auswertungen einbezogen wurden, ist aus Abb. 1 zu entnehmen. Die internationale Zuordnung dieser Stationen ist bei NAUSCH et al. (2003) zusammengestellt.

Grundlage des hydrographisch-chemischen Standard-Messprogramms, das mit den Forschungsschiffen „Alkor“ (Februar), sowie „Elisabeth Mann Borgese“ (März/April, Mai, August, November) durchgeführt wurde, sind die Richtlinien der HELCOM für die Überwachung der Ostsee im Rahmen des COMBINE-Programms (HELCOM, 2000). Angaben über die Gewinnung der Wasserproben und die untersuchten Parameter sowie über die verwendeten Messverfahren und ihre Genauigkeit sind bei NEHRING et al. (1993, 1995) enthalten.

Die schiffsgebundenen Untersuchungen wurden durch Messungen an zwei autonomen Stationen des deutschen Umweltüberwachungs-Messnetzes MARNET ergänzt, die im Arkonabecken (Halbtaucher; Stat. AB; Messeinsatz nach Generalüberholung ab Juni 2012) und in der Pommerschen Bucht (Messboje; Stat. OB „Oder-Bank“) liegen (vgl. Abb. 1). Die Station DARSSER SCHWELLE befand sich 2012 nach rd. 10-jährigem Betrieb in der geplanten Generalüberholung.

Neben meteorologischen Parametern wurden an diesen Stationen die Wassertemperatur und der Salzgehalt sowie der Sauerstoffgehalt in verschiedenen Tiefen registriert:

AB: ab Sep. 2006	8 Horizonte T + S (2011 7 Horizonte) + 2 Horizonte O ₂
OB: ab 2005	2 Horizonte T + S + 2 Horizonte O ₂

Insbesondere die MARNET-Station „Darßer Schwelle“ konnte 2012 aus oben genannten Gründen nicht durchgängig betrieben werden. Autonom registrierende Geräte kompensierten die Ausfallzeiten nur partiell. Details sind den Kapiteln 3 – 5 zu entnehmen.

Alle Daten werden als Stundenmittel aus 6 Messungen telemetrisch via Wettersatellit (METEOSAT) an die Datenbank des BSH übertragen (KRÜGER et al., 1998; KRÜGER, 2000a, b). Angaben über die Strömungsverhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle und der Station „Arkonabecken“ liefern jeweils ein selbst registrierender akustischer Doppler-Profil-Strömungsmesser (ADCP). Die ADCP an der DS und bei der AB befinden sich jeweils ca. 200 m von der Hauptstation entfernt am Boden, geschützt in einem „Trawl Resistant Bottom Mount“ (TRBM) mit Releaser. Sie werden im Echtzeitmodus betrieben, d.h. sie geben jede Stunde einmal ihre Messwerte an die Hauptstation zur Speicherung und Satellitenübertragung ab, an der DS über Kabel, bei der AB über eine akustische Datenverbindung. Die in den Geräten selbst registrierten Daten werden in der Regel zur Qualitätssicherung und für Servicezwecke bei den 1 - 2-mal im Jahr stattfindenden Wartungsmaßnahmen im Nachhinein ausgelesen.

Die Überwachung der Wasseroberflächentemperatur der gesamten Ostsee erfolgte anhand von Einzelszenen und mittleren monatlichen Verteilungen, ermittelt aus NOAA-AVHRR-Wettersatellitendaten. 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, 2006). Die Einschätzung des Jahres 2012 wurde im Vergleich zu den Mittelwerten des Untersuchungszeitraumes 1990-2009 und zu extremen Jahren vorgenommen.

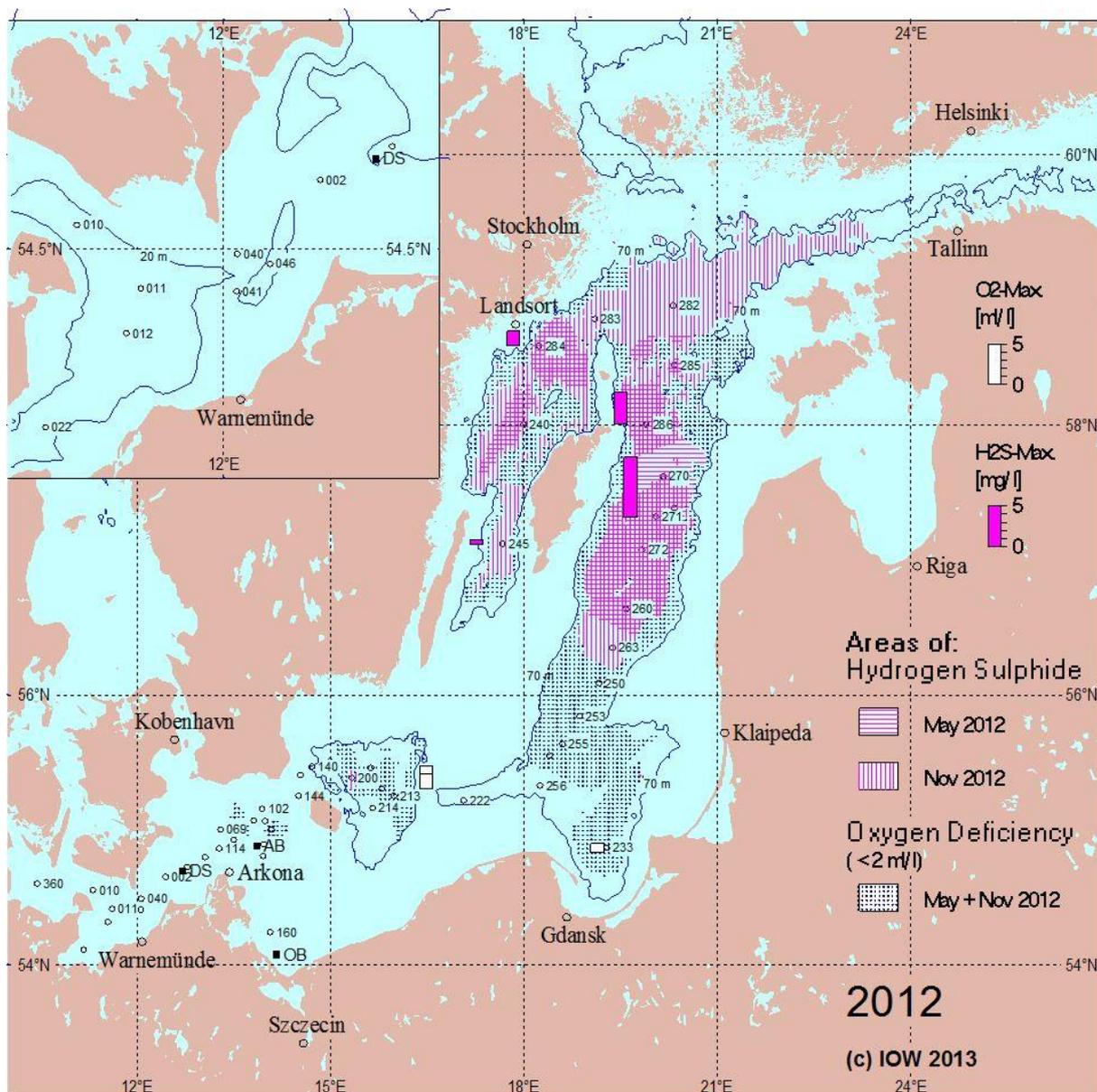


Abb. 1: Stationskarte (■ MARNET-Stationen) und Gebiete mit Sauerstoffmangel und Schwefelwasserstoff in der grundnahen Wasserschicht der Ostsee sowie maximale Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffkonzentrationen an ausgewählten Stationen (Säulen) im Jahre 2012; die Abb. enthält zusätzlich die 70 m - Tiefenlinie bzw. die 20 m -Tiefenlinie (Bildausschnitt)

Fig. 1: Location of stations (■ MARNET- stations) and areas of oxygen deficiency and hydrogen sulphide in the near bottom layer of the Baltic Sea. Bars show the maximum oxygen and hydrogen sulphide concentrations of this layer in 2012; the figure contains additionally the 70 m – depth line resp. 20 m – depth line (small picture)

2. Meteorologische Bedingungen

Der Witterungsverlauf des Jahres 2012 in der südlichen Ostsee kann durch Daten des Deutschen Wetterdienstes (DWD, 2012, 2013a) an der Wetterstation Arkona auf Rügen, die Wärme- und Kältesummen der Wetterstation Warnemünde sowie den Verlauf des Eiswinters beschrieben werden. Tab. 1 zeigt die monatlichen Temperaturen, die Luftfeuchtigkeit, die Sonnenscheindauer, den Niederschlag sowie die Zahl der Frost- und Eistage, gemessen an der Station Arkona sowie die Strahlungswerte der Station Gdynia. Tab. 2 enthält die Kälte- und Wärmesummen der Wetterstation Warnemünde zusammen mit dem langjährigen Mittel.

Nach den mäßigen bis starken Winter 2009/10 und 2010/11 war der mäßige Eiswinter 2011/12 der dritte kalte Winter der Ostsee in Folge. Mit einer Kältesumme 88,9 K d von Warnemünde (Tab. 2) liegt er auf Platz 27 der kältesten Winter seit Beginn der Vergleichsdaten im Jahr 1948, noch unterhalb des langjährigen Mittelwerts von 105,2 K d. Der kälteste war der von 1962/63 mit 395,2 K d. Der Winter 2011/2012 führte nach Angaben des Finnischen Eisdienstes (VAINIO, 2012) zu einer maximalen Eisbedeckung der Ostsee von 179 000 km² am 11. Februar (Abb. 19), die bei 84 % des langjährigen Mittelwerts von 214 000 km² seit 1720 lag. An den deutschen Küsten zählte er als mäßiger Eiswinter.

Nach einem warmen Herbst mit südwestlichen Winden war das Wasser der Ostsee noch im November, wenn gewöhnlich in der Bottenwiek die Eisbildung einsetzt, um 4-5 °C wärmer als im Durchschnitt. Das erste Eis bildete sich in der Bottenwiek erst am 8. Dezember 2011, mit mehr als zwei Wochen Verspätung. Bis Ende des Jahres setzte sich die Vereisung wegen milder Luft nur zögernd fort. Erst nach Kälteeinbrüchen ab Mitte Januar wuchs die Eisdecke kräftiger an, so dass am 1. Februar 2012 die ganze Bottensee zugefroren war. Der Termin der maximalen Eisbedeckung am 11.2. lag zwei Wochen früher als im Mittel. Mitte Februar trat Eis auch im Kattegat, in den Dänischen Straßen und entlang der Küsten der zentralen Ostsee auf. Anfang März bedeckte das Eis noch etwa 106 000 km². In einer nachfolgenden Kältephase wuchs die Eisdecke noch einmal an, schmolz gegen Ende März aber auf etwa 50 000 km² ab. Ende April fand sich Eis nur noch nördlich des Quark und im Finnischen Meerbusen. Bis zum 19. Mai löste sich auch das letzte Treibeis in der Bottenwiek zu einem durchschnittlichen Endpunkt der Eissaison auf.

Obwohl die Eissaison in Deutschland nur 3 Wochen im Februar 2012 umfasste, war sie doch intensiv und gestattet eine Einstufung als mäßiger Eiswinter (SCHMELZER et al., 2012). Bis Ende Januar 2012 war das Wetter mild mit Wassertemperaturen, die an der deutschen Ostseeküste merklich über dem langjährigen Mittel lagen. Ab dem 27. Januar erreichte sibirische Kaltluft den Ostseeraum mit Tiefsttemperaturen bis unter -20 °C. Vor allem im Greifswalder Bodden und in der Pommerschen Bucht bildete sich Eis bis 30 cm Dicke, das die Schifffahrt wesentlich behinderte und den Einsatz von Eisbrechern erforderte. Diese Frostperiode dauerte bis Mitte Februar, als mit Westwind wieder milde Atlantikluft eintraf.

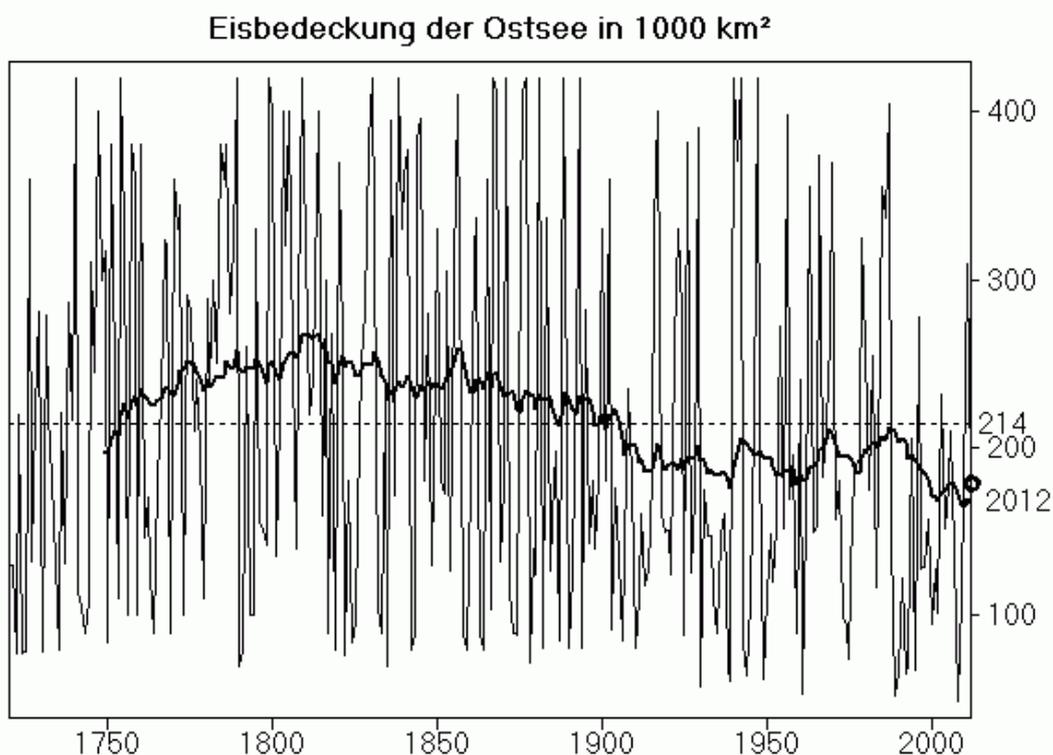


Abb. 2: Maximale Eisbedeckung der Ostsee in 1000 km² in den Jahren 1720 bis 2012 (SCHMELZER et al., 2008; 2012). Der Langzeit-Mittelwert von 214 000 km² ist gestrichelt dargestellt. Die dicke Linie ist ein gleitender Mittelwert über die vorherigen 30 Jahre. Der Kreis zeigt die Eisbedeckung im Winter 2011/2012 mit 179 000 km²

Fig. 2: Maximum ice covered area in 1000 km² of the Baltic Sea in the years 1720 to 2012 (SCHMELZER et al., 2008; 2012). The long-term average of 214 000 km² is shown as dashed line. The bold line is a running mean value over the past 30 years. The ice coverage in the winter 2011/2012 with 179 000 km² is encircled

Neben verschiedenen anderen Indices zur Beschreibung des Ausmaßes der Ostseevereisungen (SCHMELZER et al., 2008) wurde 1989 die flächenbezogene Eisvolumensumme für die Bewertung der Stärke eines Eiswinters in den deutschen Küstengebieten eingeführt (KOSLOWSKI, 1989; BSH, 2009; SCHMELZER & HOLFORT, 2011). Zusätzlich zur Dauer der Vereisung werden der Bedeckungsgrad und die Eisdicke zur Bestimmung hinzugezogen, um den häufig unterbrochenen Vereisungsperioden in den einzelnen Wintern besser gerecht zu werden. Die täglichen Werte der flächenbezogenen Eismenge an den 13 deutschen Eisklimastationen werden zeitlich aufsummiert. Die flächenbezogene Eisvolumensumme ergibt sich daraus als Durchschnittswert dieser 13 Stationen. Der Mittelwert für die Winter von 1896/97 bis 1986/87 liegt mit $3,06 \pm 5,80$ m in einem ganz schwach besetzten Intervall, das die Übergangsstelle der bimodalen Verteilung zwischen mäßigen und starken Wintern bildet. Die höchsten registrierten Werte waren 26,83 m (1942), 26,71 m (1940), 25,26 m (1947) und 23,07 m (1963); alle anderen Winter lagen

weit unter 20 m (KOSLOWSKI, 1989). Die flächenbezogene Eisvolumensumme für die deutsche Ostseeküste war im Jahr 2012 gleich 1,12 m, kleiner als 2,45 m im Vorjahr 2011 und nur etwa ein Viertel des Werts 4,22 m im Jahr 2010.

1947/1948 wurde die reduzierte Eisumme für die Bewertung der Stärke eines Eiswinters in den deutschen Küstengebieten eingeführt (BSH, 2011). Es handelt sich dabei um den arithmetischen Mittelwert der Zahl der Tage mit Eisvorkommen an den 13 Eisklimastationen, durch den Umfang und Dauer der Vereisung charakterisiert wird. Seit 1897 schwankte die reduzierte Eisumme für die deutsche Ostseeküste zwischen Null und maximal 87 Tagen. Das arithmetische Mittel beträgt 17 d, der Medianwert 11 d. 2011/12 betrug die reduzierte Eisumme 14,0 d (2009/10 waren es sogar 45,8 d).

Der 30-jährige Mittelwert der Eisbedeckung bleibt trotz der drei kalten Winter 2009/10, 2010/11 und 2011/12 weiter bei den tiefen Werten der letzten Jahre (Abb. 2), jedoch scheint der Trend zu weniger Eisbildung, wie er zwischen 1980 und 2000 zu beobachten war, vorerst gestoppt. Eine Bedeckung von etwa 43% der Gesamtfläche der Ostsee von 415 266 km² fällt in die Nähe der Untergrenze des Bereich 40% - 60%. Dieser Bedeckungsgrad wird im langfristigen Mittel nur etwa in 20% der Winter beobachtet (SMHI, 1982). Die Wendepunkte im Langzeittrend der Eisbedeckung stehen in enger Beziehung zu denen des NAO, des Wasserstands der Ostsee und der Landtemperatur der ganzen Nordhalbkugel (HAGEN & FEISTEL, 2005, 2008).

Das Jahr 2012 war geprägt von vorherrschendem Südwestwind mit häufigen Blockierungslagen über Deutschland und dem Ostseeraum (Abb. 4a). Andauernde stürmische Westwindlagen oder stabile ruhige Hochdrucklagen waren selten über der Ostsee, stattdessen prägten häufige Wechsel von Hochs und Tiefs das Bild. Die hier angegebenen Namen der Hochs und Tiefs wurden 2012 von der Freien Universität Berlin vergeben, in guter Tradition seit 1954, und seit 2002 auch über so genannte „Wetterpatenschaften“ (FU-BERLIN, 2012).

Der sehr milde Dezember 2011 setzte sich im **Januar** 2012 ganz ähnlich fort. Zu Neujahr erstreckte das ausgedehnte Island-Tief „Tilo“ seine Fronten bis an die Alpen. Es war mild (9 °C) und regnerisch mit südlichem Wind. Im Westen Deutschlands wurden mehrere örtliche Temperaturrekorde bis über 14 °C gemeldet. Über der Ostsee herrschte eine Blockierungslage mit Ausstrom bei hohem Landsortpegel von 50 cm. Am 4.1. überquerte das Orkantief "Ulli" die Ostsee von Schottland nach Finnland mit Kerndruck 960 hPa und Winden bis Stärke 12. Der Pegelunterschied zwischen Hornbaek und Gedser erreichte 192 cm, begleitet von kräftigem barotropen Einstrom. Orkantief "Andrea" folgte am 5.1.; an dessen Rückseite stieg der Warnemünder Pegel am 6.1. bis über 120 cm Sturmflut bei einem Unterschied von 2 m in nur 2 Tagen (IOW, 2012). In den Alpen wurden 15 000 Urlauber eingeschneit. Der kurze Einstrom endete schnell, der Westwind wurde durch die weiteren Tiefs "Bibiana" (8.1.) und "Celine" (10.1.) blockiert. Die nachfolgende Woche wurde bestimmt durch das Wechselspiel zwischen dem Hoch „Bertram“, zunächst über der Biskaya, und dem Sturmtief „Elfriede“, am 12.1. über Südkandinavien gelegen. Am 14.1.

kam es bei kaltem Nordwind zu einer weiteren Sturmflut mit 115 cm in Warnemünde bei strahlend blauem Himmel („blanker Hans“), verbunden mit Ausstrom. Während „Elfriede“ nach Russland abzog, erfasste „Bertram“ den Ostseeraum mit ruhigem Wetter. Ausläufer des Islandtiefs „Fabienne“ drangen am 19.1. zur Ostsee vor und bewirkten Westwind mit schwachem Einstrom, gefolgt von Tief „Gisela“ am 23.1.

An der Rückseite von „Gisela“ gelangte am 24.1. vom Weißen Meer die kalte Luft des starken Russlandhochs „Cooper“ zur Ostsee, kräftiger Ausstrom begann mit Pegelunterschieden bis zu 1 m zwischen Gedser und Hornbaek. Durch Frost, Sturm und Hochwasser kam es zu gefährlichen Abbrüchen an den deutschen Steilküsten, so auch in Warnemünde und auf Hiddensee. Mit 1055 hPa Kerndruck bei Murmansk war „Cooper“ am 27.1. stärker denn je, seine Westflanke mit Nordwind erstreckte sich entlang der Norwegischen Küste von Spitzbergen bis Dänemark. In Deutschland fiel am 28.1. mit 6 cm das erste Mal seit Jahresbeginn eine relevante Schneemenge. Am 29.1. hatte sich „Cooper“ noch weiter auf 1060 hPa verstärkt. Der höchste in Deutschland jemals gemessene Luftdruck war am 21. Januar 1907 in Berlin mit 1058 hPa registriert worden. Übliche Barometer können laut DWD nur bis Werte bis 1050 hPa anzeigen. Am 30.1. fielen die Temperaturen entlang Oder und Neiße unter -10 °C, die Boddengewässer begannen zuzufrieren. Schnee und Kälte erfassten auch Spanien und Italien. Am 31.1. lag „Cooper“ mit 1050 hPa über Südnorwegen, während das Zentrum von Hoch „Dieter“ am Weißen Meer sogar 1065 hPa erreichte. Bei kräftigem Ausstrom wurde an der Probenstelle Heiligendamm ein ungewöhnlich hoher Salzgehalt von 17 g/kg an der Oberfläche gemessen.



Abb. 3: Tiesel-Zyklone „Katarzyna“ über der Ostsee mit Wolkenspirale (Schneefall) während des extremen Kälteeinbruchs im Februar 2012 durch das russische Hoch „Dieter“. Niederschlagsradarbild des DWD im Internet

Fig. 3: So-called Tiesel-cyclone „Katarzyna“ over the Baltic Sea with a cloud spiral (snow fall) during the extreme temperature drop in February 2012 through the Russian high “Dieter”. Rainfall radar picture of DWD from the internet

Am 1. **Februar** erstreckte sich Hoch „Dieter“ mit Zentrum am Weißen Meer bis Irland im Westen und bis zum Bosphorus im Süden. Im Bayerischen Wald wurden $-15,9\text{ °C}$ gemessen. Auch in Athen fiel Schnee. Am 2.2. bildeten sich Tiesel-Zyklonen (TIESEL, 2008) über dem mit 3 °C vergleichsweise warmen Ostseewasser. Der Kerndruck von „Dieter“ betrug weiterhin 1065 hPa . Am 3.2. hatte sich eine Tiesel-Zyklone soweit verstärkt, dass sie als benanntes Tief „Katarzyna“ in den Wetterkarten verzeichnet wurde (Abb. 3) und in Norddeutschland 10 cm Neuschnee hinterließ. Deutschland erlebte die bisher kälteste Nacht dieses Winters mit bis zu -35 °C . Oder und Elbe begannen zuzufrieren. In den nächsten Tagen wurde es noch kälter, während aus „Katarzyna“ weiterhin Schnee fiel, bis hinüber nach London, wo Flüge gestrichen wurden. Ückermünde registrierte $-23,9\text{ °C}$ am 5.2., Morgenroethe-Rautenkranz erzielte den Spitzenwert mit $-38,3\text{ Grad}$. Bis zum 8.2. verstärkte sich der Ableger von Hoch

„Dieter“ über dem Skagerrak bis auf 1050 hPa und transportierte entlang der norwegischen Küste sehr kalte Luft nach Süden, während der Ausstrom aus der Ostsee weiterging. Am 9.2. formte sich die neue Ostsee-Zyklone "Lucina", die dann mit Sturm von Ost, aber nur geringem Schneefall, schnell südwärts nach Italien zog. Milde Meeresluft vom Atlantik erreichte den Ostseeraum am 12.2. und beendete die extreme Winterlage und den Ausstrom aus der Ostsee. Sturmtief "Olivia" verursachte am 15.2. Orkanböen und Einstrom, verbunden mit Temperaturen um 0 °C. Die Westwindlage blieb erhalten mit den Tiefs "Patricia" (16.2.), "Quiana" (18.2.), "Rebekka" (21.2.), "Tanja" (23.2) und "Ursel" (24.2.). Vor allem auf Rügen führte das Tauwetter zu neuen Küstenabbrüchen. Die Pegeldifferenz Hornbaek-Gedser erreichte am 15.2. ein Maximum von 113 cm und ähnliche Werte auch am 23.2. Warnemünde und Gedser registrierten am 21.2. Niedrigwasser von bis zu -100 cm. Ab dem 26.2. blockierte Hoch "Eitel" über der Biskaya den Westwind, stoppte die Einstromphase und leitete warme Luft nach Deutschland.

Die Omega-Lage mit Ausstrom verlängerte sich am 4. **März** mit Hoch "Falk" über Skandinavien. Am 8.3. und 11.3. trafen massive Sonnenstürme die Erde. Während Hoch „Gulliver“ den hohen Druck über Mitteleuropa fortsetzte, drang am 10.3. mit Tief „Zoe“ am Nordkap der milde Westwind bis in das Baltikum vor und verursachte mäßigen Einstrom. Ab 15.3. dehnte sich "Gulliver" bis zur Ostsee aus und leitete den Frühling ein mit Temperaturen bis 22 °C, an den Küsten aber mit kaltem Seenebel. Auf der Rückseite von Tief "Barbara" erfolgte ab 19.3. ein kurzer Einstromschub, bis sich mit Hoch "Harry" am 22.3. wieder Frühlingswetter durchsetzte. Das Tief "Diemut" über Finnland bewirkte am 25.3. einen ungewöhnlichen "Wasserberg" bis 26 cm Höhe bei Landsort. Ab 27.3. verlagerte sich "Harry" westwärts, und Tiefausläufer überquerten die Ostsee von Norden bis Polen und Mecklenburg-Vorpommern, ab dem 29.3. noch verstärkt unter Einfluss des Sturmtiefs "Ellen", das sich über dem Baltikum gebildet hatte.

Während Hoch "Harry" immer weiter westwärts auf den Atlantik hinauszog, übernahm am 2. **April** das Sturmtief "Fabiola" bei Helsinki die Kontrolle über das Ostseewetter mit Ausstrom. Kurzen Zwischenhocheinfluss beendete das Tief „Ivonne“ am Karfreitag, dem 6.4., von Norden kommend mit neuen Fronten und frostigem Wetter zu Ostern. An der Ostflanke von Tief "Jacqueline" über der Nordsee herrschte ab Ostermontag (9.4.) südlicher Wind über der Ostsee, in dem das kleine Vb-Tief "Klara" am 13.4. von der Adria nach Finnland wanderte. Der Westwind von Sturmtief "Madeleine" bei Island beendete kurzfristig die Blockierungslage am 17.4. und verursachte etwas Einstrom, wurde jedoch schon am 18.4. von steigendem Luftdruck über Polen aufgehalten. Vom Schwarzen Meer zog Tief "Natalie" mit feuchter Luft und Gewittern zur Ostsee und vereinte sich dort am 21.4. mit "Madeleine". Bei schwül-gewittrigem Aprilwetter bewegten sich die Tiefs über der Ostsee im Kreis herum, ergänzt durch die Tiefs "Olga" am 25.4. und "Petra" am 27.4. Am 28.4. war es südlich einer Linie Berlin-Paris sommerlich warm, nördlich davon herrschte kühles Aprilwetter. Tief "Queenie" über Frankreich entwickelte am 29.4. Sturmstärke und löste Sturm von Ost an der deutschen Küste und von Süd (Föhn) in den Alpen aus, begleitet von kräftigem Ausstrom. München meldete mit 32,2 °C den heißesten Apriltag seit Beginn der Aufzeichnungen. Das SMHI registrierte im April einen Ausstrom von etwa 75 km³ allein durch den Sund, das

entspricht dem Dreifachen des mittleren Monatswerts von 25 km³ oder einem Viertel des mittleren Jahreswerts von 300 km³.

Mit Hoch "Klaus" trat am 2. **Mai** über der Ostsee ruhiges, kühles Frühlingswetter ein, während Tief "Queenie" nach SW auf den Atlantik hinauszog. Das neu entstandene Genua-Tief "Rolande" drückte Gewitterfronten nach Norden und bewegte sich am 4.5. entlang einer Vb-Route nach Polen. Gleichzeitig verlagerte sich das Islandtief "Svenja" mit polarer Kaltluft schnell zur Ostsee und bewirkte eine kurze Einstromphase. Entlang einer Subtropen-Front Paris-Berlin, die seit dem 27.4. fast unverändert bestand und kühle Luft im Norden von schwül-warmer im Süden trennte, wanderte "Queenie" bis zum 7.5. nach Deutschland. Die Front verschwand mit der Bildung des Hochs "Leonhard" über der Ostsee am 8.5. Angetrieben von Tief "Tatijana" über Norwegen überquerten am 10.5. kräftige Gewitterfronten Deutschland und die Ostsee bei südlichen Winden und sommerlicher Wärme. "Leonhard" erstreckte sich am 11.5. von Moskau bis Mallorca; an seiner Nordseite wehte kräftiger SW-Wind über die Ostsee und zog Girlanden von Tiefausläufern mit sich. An der Südflanke von Tief „Ute“ über der Bottenwiek wehte am 12.5. stürmischer kalter Westwind über der Ostsee, begleitet von einem Temperatursturz um 10 °C und leichtem Einstrom. Es sind die Tage der Eisheiligen. Am 13.5. erstreckte sich das starke Hoch „Manfred“ von Kanada bis zur Ostsee und sorgte für ruhiges, aber sehr kühles Wetter mit Sonne und einzelnen Schauern. Am 16.5. entstand das Tief "Wiebke" über der Nordsee, dessen Kaltfront Deutschland überquerte, den Bergen Schnee und dem Tiefland Bodenfrost als letzten Gruß der Eisheiligen mitbrachte. Dank Hoch "Norbert" über Polen am 18.5. und Tief "Yvi" über Deutschland am 21.5. stellte sich Frühsommerwetter mit warmer Adrialuft über der Ostsee ein. Am 24.5. erfasste das Skandinavienhoch "Otto" den gesamten Ostseeraum, gefolgt von Hoch "Petermartin" am 25.5. mit sommerlichem Pfingstwetter bis 25 °C. Wegen Hoch "Quentin", das ab dem 28.5. über Island lag, herrschte bis in den Juni hinein eine ausgeprägte Blockierungslage. Am 30.5. bildete sich das Tief "Zara" über der südlichen Ostsee, das aber kaum Regen brachte und die katastrophale Trockenheit in Norddeutschland nicht minderte. Am 31.5. formte sich in einer Front das Tief „Annette“ über Schottland.

Tief „Annette“ zog nach Osten und verstärkte sich über der Ostsee, wo es am 2. **Juni** mit Windstärke 6-7 von West heftig am Festzelt rüttelte, in dem das IOW feierlich den 20. Jahrestag seiner Gründung als Nachfolger des IfM Warnemünde beging. In der zugehörigen Front, die Temperaturen um 11 °C an der Ostsee von 25 °C an den Alpen trennte, bildete sich über England ein neues Tief „Birgit“, das dort zunächst ortsfest blieb und erst am 5.6. entlang der Front zur Oder zog. Das Zwischenhoch "Rolf" bescherte am 6.6. schönes und etwas wärmeres Wetter und lenkte Regenfronten der Tiefs "Christiane" und „Daria“ nach Norden ab. Der Küstenbereich von M/V hatte vom Regen der vorhergehenden Tage und Wochen nur sehr spärlich etwas abbekommen, es war hier weiterhin extrem trocken. Über der Adria entwickelte sich am 10.6. das Vb-Tief „Franzi“ und zog über Polen zum Baltikum. Dem schloss sich Tief „Erika“ vom Ärmelkanal an, dessen Fronten die Ostsee am 12.6. von Süden her mit Schauern und Gewittern erreichten. Es folgte eine Wetterberuhigung unter Hoch „Stefan“ ab 14.6., wobei sich der Ausstrom fortsetzte, der nur Anfang Juni kurz unterbrochen worden war. Am 16. und 17.6. überquerten die Fronten von Tief „Gisela“ die

Ostsee, begleitet von Tornados in Niedersachsen. Am 18.6. kehrte „Stefan“ mit sehr warmer Luft vom Schwarzen Meer zurück; von der Ostsee bis zum Alpenrand wurden über 30 °C gemessen. Am 19.6. wurde Rostock von heftigen Gewittern überschwemmt, die das Tief „Heidi“ auf seinem Weg von der Biskaya nach Gotland auslöste, und auf Rügen und Hiddensee richteten Hagelkörner groß wie Hühnereier erhebliche Schäden an. Als Ableger des Azorenhochs erreichte Hoch „Torben“ am 20.6. die Ostsee und zog anschließend in Richtung Island weiter, um sich am 23.6. vom Weißen Meer bis nach Kanada erstrecken. Zu diesem Zeitpunkt begann in den USA eine extreme Hitzewelle. An der Südflanke von „Torben“ zog Tief „Katarzyna“ von Irland zur zentralen Ostsee und verstärkte sich dort am 25.6. zum Sturm, begleitet von Einstrom und den ersten ergiebigen Regenfällen in M/V seit vielen Wochen. An seiner Rückseite wurde am Siebenschläfer (27.6.) kalte Polarluft herangeführt, anschließend am 28.6. sehr warme Mittelmeerluft durch Hoch „Volker“ im Süden. Die Warmfront zwischen beiden Luftmassen gehörte zum Tief „Lisa“ über Irland und löste am 29. und 30.6. in ganz Deutschland schwere Unwetter mit Blitzschlägen, Hagelschauern, Orkanböen und Überschwemmungen aus. So starben drei Personen in Hessen durch Blitze auf einem Golfplatz, und in Sachsen wurden 51 bei einem Festival schwer verletzt.

Mit Hoch "Volker" über Russland und Hoch "Wolfgang" als Ableger des Azorenhochs klangen die Gewitter am 1. und 2. **Juli** ab. Am 30.6. und 1.7. wurden laut DWD insgesamt 365 000 Blitze über Deutschland gezählt. Das Vb-Tief "Nadine" bewegte sich am 3.7. entlang der Oder nach Norden, begleitet von neuen Gewittern von Österreich bis Usedom, und vereinte sich am 6.7. mit Tief "Mina", das von Holland kam. Bei den Unwettern gab es wieder umfangreiche Schäden und Opfer von Blitzschlägen, und die Spree führte Hochwasser. Polarluft an der Westflanke von "Mina", das am 9. und 10.7. über Dänemark nach Schweden zog, führte zu kühlerem Wetter und schwachem Einstrom, während im Alpenraum die Hitze anhielt. In Mittelschweden stieg durch heftigen Regen der Wasserstand von Seen und Flüssen über 1,5 m an. Am Freitag, dem 13.7. zerstörte ein Tornado eine Möbelhalle in Tessin bei Rostock. Während "Mina" noch immer über Skandinavien lag, überquerte Tief "Oksana" am 14.7. die Ostsee mit Westwind und Schauern. Nordpolen wurde von einer schweren Tornadoserie getroffen. Das besonders aktive Jahr 2012 der Sonne zeigte sich in einem neuerlichen Sonnensturm am selben Tag. Während sich "Mina" westwärts nach Island verlagerte, folgten über der Ostsee die Tiefs „Petra“ (15.7.), "Quintana" (17.7.) und "Rhiannon" (19.7.) mit kühlem Westwind und Einstrom. Hoch "Xerxes" südlich Island blockierte am 20.7. das Westwindband über dem Atlantik und auch den Einstrom. Polare Luft strömte weiterhin nach Norddeutschland, nun aber ohne eingebettete Regenfronten. Am 22.7. erreichte "Xerxes" den Ostseeraum und beendete die kühle Sommerphase. Von Madeira, den Kanaren, Portugal, Italien und Griechenland wurden seit dem 17.7. starke Waldbrände gemeldet, Urlauber mussten abreisen. Ein Vb-Tief entstand am 24.7. über der Adria und verursachte heftige Regenfälle in Österreich und Bayern, bevor es sich über Polen auflöste. Mit dem schwül-warmen Südwind wanderte Tief "Tinke" von der Biskaya am 28.7. nach Dänemark, gefolgt von kühlem Nordwind an seiner Westseite. Am 31.7. zog Tief "Susanne" von Schottland nach Norwegen und setzte den Zustrom kühler Luft von Norden

fort, während sich Hoch "Yves" mit Hochnebel von der Biskaya nach Deutschland ausdehnte.

Zwischen dem Tief "Ursula" bei Irland und dem Hoch "Yves" über dem Baltikum begann am 2. **August** ein kräftiger Zustrom von feucht-warmer Mittelmeerluft mit eingelagerten Gewitterfronten zur Ostsee. Nördlich der Adria bildete sich am 5.8. das Vb-Tief "Viktoria", das am 6.8. bei der Oder die Ostsee erreichte und sich am 7.8. über Skandinavien mit "Ursula" vereinte. Dabei richteten heftige Stürme und Gewitter in Polen und Litauen große Schäden an, möglicherweise verursacht durch eine linearen Tornado ("Derecho"), ähnlich wie schon einmal am 8.8.2010 in Estland bei Durchzug des Vb-Tiefs "Viola" (KAMENIK, 2010). An der Südflanke von Tief "Viktoria" blies am 8.8. frischer kühler Westwind mit leichtem Einstrom. Am 9.8. bescherte Hoch "Zacharias" über Schottland den Olympioniken in London Sommerwetter und blockierte zunehmend den Westwind über der Ostsee, rechtzeitig zur Eröffnung der Hanse-Sail in Rostock. Bis zum 15.8. blieb die Omega-Lage mit "Zacharias" und kühlem Ostwind über der Ostsee stabil. Ausläufer von Tief "Xenja" bei Irland drangen am 16.8. bis zum Ostseeraum vor, zunächst mit einer Regen- und Gewitter-Kaltfront, danach mit Sommerhitze von Südwest. Dem folgte am 17.8. Hoch "Achim" über Deutschland und holte heiße trockene Luft von Marokko und Spanien in das Ostseegebiet. Die heißen Tage mit Temperaturen über 30 °C endeten am 20.8. mit Gewitterfronten von Tief "Yva" über der Nordsee. Am 22.8. hatten die Fronten von "Yva" die Ostsee überquert, lagen aber noch mit kräftigen Schauern und Gewittern über Deutschland. Ex-Hurrikan "Gordon" hatte am 20.8. die Azoren passiert und war nun bei Madeira auf dem Weg nach Portugal, löste sich aber vor dem Festland auf. Unter dem Einfluss von Islandtief "Xenja" hatte sich am 23.8. moderater Westwind bis weit in das Baltikum durchgesetzt, begleitet von leichtem Einstrom. Dem folgte am 24.8. ein großes Regengebiet, gesteuert durch Tief "Zita" über Frankreich und Tief "Aurelia" am 26.8. über Dänemark. Hoch "Burckhard" blockierte den Westwind am 27.8., bis am 30.8. mit neuen Gewittern kühle Luft vom Tief "Christine" einfluss und am 31.8. starke Regenfälle im Alpenraum auslöste.

Die starken Waldbrände in Spanien setzten sich auch Anfang **September** fort. Mit Hoch „Christoph“ stellte sich am 2.9. eine ruhige spätsommerliche Westwindlage ein. Der Wind und der Einstrom wurden stärker, als am 5.9. eine Kaltfront von Sturmtief "Edith" durchzog, gefolgt von Tief "Fee" am 7.9. Danach dehnte sich Hoch "Dennis" von Süden bis zur Ostsee aus und die Temperatur stieg auf einen Rekordwert von 29 °C am 10.9. in Warnemünde. Am 11.9. trafen Tiefausläufer von "Grainne" mit kühler Luft und Schauern ein, am 12.9. sogar mit Sturmstärke. Warmes Spätsommerwetter mit 20 °C kehrte am 16.9. zurück unter dem Einfluss von Hoch "Ennio", wird aber wieder von kaltem Regenwetter durch Tief "Ilka" am 18.9. bei Spitzbergen abgelöst. Am 19.9. näherte sich der Ex-Hurrikan "Nadine" den Azoren und kreiste dort antizyklonal fast 3 Wochen lang bis zum 5.10., als er in das Westwindband geriet und als gewöhnliches Tief bei der Biskaya am 7.10. und vor der Krim am 8.10. eintraf. Tief "Jenny" erreichte die Ostsee am 21.9. von Westen, anschließend die Tiefs "Karin" (26.9.) und "Lulu" (29.9.).

Islandtief "Marianne" übernahm am 1. **Oktober** den Antrieb des Westwinds, verlagerte sich aber bis zum 5.10. nur langsam ostwärts bis zur Norwegischen See, als ein kleines Sturmtief "Nurcan", der erste Herbststurm des Jahres, schnell von England zum Baltikum zog und ab 7.10. wieder "Marianne", nun über der Bottenwiek, die Kontrolle zurückgab. Der zweite Herbststurm folgte am 9.10. mit Tief „Ortrun“ und kräftigem Einstrom trotz bereits sehr hohen Füllstands der Ostsee. Am 11.10. beruhigte sich das Wetter unter Hochdruckeinfluss von „Justin“ und leitete einen schönen Herbsttag mit dichtem Frühnebel am 12.10. ein. Nach Durchzug der kräftigen Regenfront von Tief „Perdita“ über Schottland stellte sich am 13.10. wieder nasses Wetter ein, das am 16.10. in goldenes Oktoberwetter mit ungewöhnlich warmer Luft von Afrika wechselte. Dafür verantwortlich war das Hoch „Kouroschi“ über Südosteuropa, an dessen Westseite vom 18. bis 20. 10. Rekordtemperaturen bis 25 °C gemessen wurden. Der Luftdruck über der Ostsee stieg weiter unter dem Einfluss von Hoch „Lars“ am 21.10., das sich am nächsten Tag nach Skandinavien verlagerte und zunächst kühlen Ostwind nach Deutschland lenkte, am 24.10. dann sogar polare Kaltluft von Lappland. Dabei senkte sich der Landsortpegel lokal ab. Tief „Veronika“ wird am 25.10. über Südschweden geboren und verstärkte gemeinsam mit Tief „Ursula“ am Nordkap den Nordwind. Die ersten Nachtfröste und Schneefälle bis ins Flachland traten so am 26. und 27.10. ungewöhnlich früh auf; daran war auch der Durchzug des Ex-Hurrikans „Rafael“ mit Schneesturm entlang der Alpen wesentlich beteiligt. Ein ausgedehntes Hoch von Grönland bis zur Biskaya am 28.10. teilte sich auf in ein östliches Zentrum, das als Hoch „Mario“ am 29.10. das Wetter über der Ostsee beruhigte und milder werden ließ, und in ein starkes Hoch vor Neufundland, an dessen Südseite kräftiger Ostwind wehte und den Hurrikan „Sandy“ bei New York an Land zwang statt ihn wie gewöhnlich im Westwindband nach Osten abdrehen zu lassen (TOLLEFSON, 2012). Eine Warmfront von Tief „Wilma“ über Schweden passierte die Ostsee am 30.10. Kühles, aber sonniges Herbstwetter beendete den Oktober am letzten Tag.

Am 1. **November** erfasste das riesige Tiefdruckgebiet „Xanthippe“, das bei Schottland lag und von Spitzbergen bis zum Mittelmeer reichte, auch die Ostsee. Diese war bereits relativ voll und erlaubte nur geringen zusätzlichen Einstrom. Tief „Yasmina“ überquerte Norddeutschland am 3.11. mit Sturm im Schwarzwald, der aber die Küste verschonte. Am 5.11. verlagerte das komplexe Tiefdrucksystem um „Xanthippe“ sein Zentrum nach Mitteleuropa und Tief „Zelda“ überquerte Norddeutschland ostwärts. Westwindlage stellte sich ein mit mildem regnerischen Novemberwetter. Bei zunehmendem Einstrom entwickelte sich diese am 7.11. zum Sturm von West zwischen Hoch "Normen" über der Biskaya und Tief "Annkathrin" über Nordnorwegen, der sich mit Tief „Barbara“ bei Schottland am 8.11. fortsetzte. Nach einigen ruhigen, trockenen Tagen zeigte sich Tief „Catrin“ bei Schottland am 11.11. mit kräftigem Südwind in einem Streifen von Tunesien bis zum Weißen Meer und verursachte starken Regen, z.B. 230 mm in 4 Stunden in der Toskana, und mit Überflutungen von Rom bis Österreich. Das Acqua Alta in Venedig stieg auf 150 cm. Während „Catrin“ zum Weißen Meer zog, stellte sich sonniges, diesiges Herbstwetter unter Hoch „Otto“ mit geringen Veränderungen vom 12. bis 24.11. ein. Der ständige Wechsel von schwachen Ein- und Ausstromlagen hatte zur Folge, dass sich der Flusseintrag in die Ostsee, das sind pro Woche etwa 10 km³ oder 2,5 cm Pegelanstieg bei Landsort, vom 23.10. bis zum 15.11.

aufstaute und erst danach abzufließen begann. Sturmtief „Franziska“ zog am 25.11. über die Nordsee nach Skandinavien und streifte die Ostsee nur, während in Großbritannien schwere Regenfälle mit Überschwemmungen auftraten, hauptsächlich am Fluss Elwy in Wales. Am 29.11. nahm das Vb-Tief „Heike“ den Weg entlang der Neiße nach Norden, begleitet von intensiven Schneefällen und Niedrigwasser an der deutschen Ostseeküste und einem ungewöhnlich hohen Pegelunterschied Landsort-Ventspils von ca. 40 cm. Fähren zwischen Tallin und Schweden oder Finnland fielen wegen des dortigen Sturms aus. Moskau erlebte die schlimmsten Schneefälle im November seit 50 Jahren. Ende November lag ganz Deutschland unter einer Schneedecke.

Am 2. **Dezember** kam Tief „Iris“ mit milder Luft und leichten Schneeregenfällen von der Nordsee nach Niedersachsen, während es im Südosten frostig blieb unter dem Einfluss von Hoch "Peng" über der Ukraine. Der 3.12. begann frostig, klar und windstill. Hoher Luftdruck über Grönland, Russland und den Azoren begrenzte die Wirkung der flachen Ostsee-Tiefs "Iris" und "Heike" auf den Transport von kalter Luft von Skandinavien und Spitzbergen nach Süden. Diese Kälte verstärkte sich am 5.12. nach Durchzug des Tiefs "Johanna" von Schottland zur Ostsee, nachdem es an dessen Vorderseite reichlich geschneit hatte. Über der warmen Ostsee bildete sich am 6.12. ein kleines Tief "Karin", dessen Wolken noch mehr Schnee über MV fallen ließen. Während "Karin" über Schottland zur Adria zog, erreichte Tief "Luna" die Ostsee vom Schwarzen Meer kommend. Erstes Eis formte sich auf Bodden und Seen am 8.12. Das Islandtief "Marie" kam am 10.12. mit der "Nikolaus-Kälte" und begrub MV unter 15-20 cm Neuschnee. Eine Hochdruckbrücke "Schorsch" reichte am 14.12. von Grönland bis Griechenland und verursachte die in diesem Winter kälteste Nacht in MV mit -18 °C in Anklam. Am 18.12. verlief eine meridionale Hochdruckbrücke von Spanien bis Grönland zwischen dem Atlantik-Tief „Petra“ (975 hPa) im Westen und dem Russland-Hoch „Thomas“ (1050 hPa) im Osten. Über der Ostsee begann unter der Wirkung des kleinen Tiefs "Nicki" Tauwetter bei schwachem südlichen Wind und feuchter, regnerischer Luft, während in Russland unter „Thomas“ Temperaturen unter -30°C herrschten. "Thomas" verstärkte sich am 20.12. auf 1055 hPa und dehnte seinen Einfluss bis zur Ostsee aus, wobei kräftiger Ausstrom auftrat. Nordöstlich der Elbe blieb es bis zum 23.12. frostig; das Eis auf den Boddengewässern wuchs bis 5 cm Dicke. Der rasche Übergang zum Weihnachtstauwetter durch das Tief "Rita" am Ärmelkanal war von Schneeschmelze und Hochwasser an Donau und Rhein begleitet, sowie schwachem Einstrom bei niedrigem Landsortpegel. In München wurde am Heiligabend ein Rekordwert von 20,7 °C gemessen. "Rita" erreichte die Ostsee am 25.12. als kleines Sturmtief und verstärkte den Einstrom, gefolgt von den Tiefs "Quirina" (27.12.) und "Silvia" (28.12.), sowie nach dem kurzen Zwischenhoch "Valentin", von Westwind des Islandtiefs "Tina" am 29. und 30.12. Silvester endete das Jahr 2012 durch das Island-Tief "Tina" mit stürmischem Westwind und Einstrom, fortgesetzt durch Tief "Udine" am Neujahrstag, bis nach Tief "Alfredo" am 4.1.2013 der Einstrom zum Erliegen kam.

Fischer meldeten im Februar 2012 die reichsten Heringsfänge seit 20 Jahren, bei Fangquoten, die 30% über denen des Vorjahres lagen. Auch die Dorschbestände in der östlichen Ostsee hatten sich soweit erholt, dass die Fangquote angehoben worden war, der Marktpreis stark fiel und zu dessen Stabilisierung 70 t Dorsch zu Tierfutter verarbeitet

wurden, subventioniert durch die EU. Durch den großen Bestand gab es anscheinend Nahrungsmangel, denn viele Dorsche sähen aus wie "Dreikantfeilen", meldete der Fischereiverband am 14. August. Auch der Schollenfang 2012 war gut. Offenbar hatten auch die Einstrombedingungen der letzten Jahre zur Gesundung des Ökosystems in der südlichen Ostsee beigetragen. Im Oktober schlug die EU-Kommission Erhöhungen der Fangquoten für viele Fische vor, darunter auch für Sprotten und Lachse.

Tab. 1 zeigt das Jahresmaximum der Solarstrahlung in Gdynia im Mai und Juni, während im Juni und Juli die astronomische und die über der Ostsee gemessene mittlere Einstrahlung ihren Höchstwert erreichen (HAGEN & FEISTEL, 2008). Der gemessene Maximalwert im Mai 2012 lag wesentlich über dem langjährigen Mittel, ebenso wie der vom März.

Insgesamt war das Jahr 2012 in Arkona im Mittel etwas zu warm, ungeachtet der vier zu kalten Monate. Dieses Verhalten folgt dem beobachteten mittleren Trend der letzten 50 Jahre (HAGEN & FEISTEL, 2008). Die Extremwerte der relativen Luftfeuchte in Arkona waren 77% im Mai und September sowie 90% im November. Der klimatische Mittelwert der relativen Feuchte über dem Ozean liegt bei etwa 80%, weitgehend unabhängig von Jahreszeit oder Region, und bisher ohne erkennbaren Trend im Zuge der globalen Erwärmung (PIERREHUMBERT, 2010; FEISTEL & EBELING, 2011; FASULLO & TRENBERTH, 2012).

Im Vergleich zum langjährigen Mittel fielen 2012 die negativen Temperaturanomalien in Warnemünde im Februar und Juni, und die positiven im Dezember (2011) und Januar deutlich aus (Tab. 2). Das Jahr war insgesamt aber durchschnittlich warm; die Jahreswärmesumme 2012 von 147 K d war geringer als in den Vorjahren und weicht nur geringfügig ab vom Mittelwert 149 K d der Beobachtungsreihe seit 1948, sie liegt deutlich innerhalb der statistischen Streuung und ist weniger als halb so groß wie Rekordwert 355 K d des Jahres 2006. In der Liste der letzten 65 Jahreswärmesummen belegt 2012 den Platz 30. Die Kältesumme des Winters 2011/12 war ebenfalls klar innerhalb der statischen Schwankungsbreite und nur wenig kleiner als der langjährige Mittelwert.

Wie die Temperaturen an der Station Arkona zeigen (Tab. 1), war es 2012 in vier Monaten etwas kälter als im langfristigen Mittel; im Februar und Dezember waren die Monatsmittelwerte um $-0,7$ bzw. $-1,0$ °C zu niedrig; deutlich zu warm waren dagegen Januar und März mit Werten von $2,3$ °C und $2,6$ °C über dem langjährigen Mittel. Extreme Trockenheit trat im März, Mai und August auf, starker Niederschlag im Januar, Juni und Juli, und überdurchschnittliche Sonnenscheindauer wurde im Januar, März und Oktober gemessen. Besonders in Bezug auf die Niederschlagsmengen fielen die Anomalien 2012 in beiden Richtungen sehr groß aus.

Am 27. Juli 2012 hatte die Nordpol-Webcam dort offenes Wasser gezeigt (NOAA, 2012). Anfang August hatte sich über Sibirien, wo gewöhnlich hoher Luftdruck herrscht, ein exotisches Tief mit Hurrikanstärke gebildet, das dann nordwärts zog und die ohnehin dünne arktische Eisdecke weiter aufbrach. Die resultierende verstärkte Schmelze führte zu einem Rekordrückgang des Sommereises (4 100 000 km² schon am 26. August, NSIDC, 2012; der

kleinste jemals dokumentierte Wert von 3 440 000 km² dann am 16. September 2012, Green, 2013) und wurde mit verantwortlich gemacht für die anhaltende katastrophale Dürre in den USA im Sommer 2012 und den ungewöhnlichen Weg des Hurrikans "Sandy" im Oktober 2012. Auswirkungen auf das Wetter in Europa sind sehr wahrscheinlich, aber noch nicht genau bekannt. Auch die auffällige Änderung der Winterbedingungen in den letzten Jahren, die sich auch an der Ostsee bemerkbar macht, wird in diesem Kontext untersucht (GREEN, 2013). Ebenfalls im Juli 2012 fand auf Grönland ein sehr seltenes Ereignis statt, wie es das letzte Mal 1889 beobachtet wurde (BENNARTZ et al., 2013). Durch den Treibauseffekt niedriger Wolken kam es zu einer lokalen "Hitzewelle" und einer großflächigen Schmelze am gesamten Grönland-Eisschild, begleitet von starken Überschwemmungen.

Weltweit verdrängte 2012 das Jahr 1997 vom 10. Platz der wärmsten Jahre seit 1880 (NOAA, 2013). Es ist seit 1976 das 36. Jahr in Folge, dessen globaler Mittelwert der atmosphärischen Land- und Meerestemperaturen über dem klimatischen Mittel liegt. Die bisher wärmsten Jahre der Zeitreihe waren 2010 und 2005, gefolgt von 1998, 2003, 2002, 2006, 2009, 2007, 2004 und jetzt 2012 (NCDC, 2013). Der schnelle globale Temperaturanstieg um etwa 0,6 °C, der seit 1979 zu beobachten war, stagniert etwa seit dem Jahr 1998 (NASA, 2013). Über die Gründe besteht noch keine Klarheit (METOFFICE, 2013); möglicherweise handelt es sich um globale Quasizyklen auf der Dekadenskala, wie sie aus Klimareihen, wie etwa aus denen der Ostsee, schon lange bekannt sind (HAGEN & FEISTEL, 2008).

Tab. 1: Monatliche gemittelte Wetterdaten der Station Arkona (Rügen, 42 m über NN) nach DWD (2012). t : Lufttemperatur, Δt : Lufttemperatur-Anomalie, h : Luftfeuchte, s : Sonnenscheindauer, r : Niederschlag, Frost: Zahl der Tage mit Tiefsttemperatur unter 0 °C, Eis: Zahl der Tage mit Höchsttemperatur unter 0 °C. Solar: Sonnenstrahlung in J/m² an der Station Gdynia, 54°31' N, 18°33' O, 22 m über NN, von IMGW (2013). Prozentangaben sind relativ zum langjährigen Mittel. Maxima und Minima hervorgehoben

Table 1: Monthly averaged weather data at Arkona station (Rügen island, 42 m above sea level) from DWD (2012). t : air temperature, Δt : air temperature anomaly, h : humidity, s : sunshine duration: r : precipitation, Frost: days with minimum temperature below 0 °C, Eis: days with maximum temperature below 0 °C. Solar: Solar Radiation in J/m² at Gdynia station, 54°31' N, 18°33' E, 22 m above sea level from IMGW (2013). Percentages are given with respect to the long-term mean. Maxima and minima are shown in bold

Monat	$t/^\circ\text{C}$	$\Delta t/\text{K}$	$h/\%$	$s/\%$	$r/\%$	Frost	Eis	Solar
Jan	2,5	+2,3	85	161	157	11	4	6848
Feb	-0,5	-0,7	85	105	107	18	11	12858
Mrz	4,7	+2,6	87	159	35	3	-	34766
Apr	6,1	+1,1	80	109	85	3	-	44671
Mai	10,9	+1,2	77	110	30	-	-	62926
Jun	13,5	-0,6	80	89	144	-	-	52793
Jul	16,4	+0,2	83	90	149	-	-	55544
Aug	17,6	+1,1	79	105	43	-	-	49814
Sep	14,4	+0,8	77	108	65	-	-	34672
Okt	9,6	-0,3	81	123	120	-	-	20759
Nov	5,9	+0,6	90	98	87	-	-	7142
Dez	1,0	-1,0	88	74	88	16	4	4800

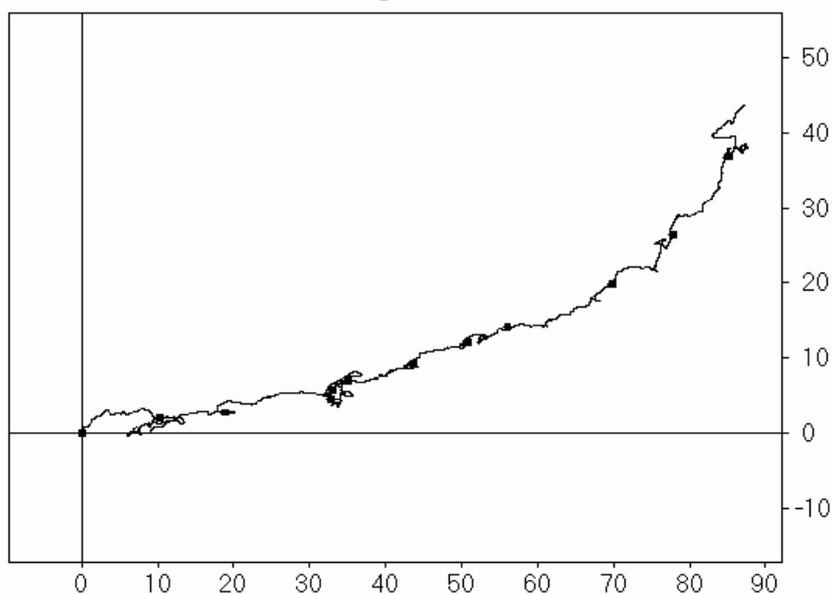
Tab. 2: Summen der Tagesmittel der Lufttemperatur an der Wetterstation Warnemünde

Die Kältesumme (KS) ist das Zeitintegral der Lufttemperatur unterhalb der Linie $t = 0 \text{ }^\circ\text{C}$, in $\text{K} \cdot \text{d}$, die Wärmesumme (WS) das entsprechende Integral oberhalb der Linie $t = 16 \text{ }^\circ\text{C}$. Zum Vergleich sind die entsprechenden Mittelwerte 1948 bis 2012 angegeben

Table 2: Sums of daily mean air temperatures at the weather station Warnemünde. The 'cold sum' (KS) is the time integral of air temperatures below the line $t = 0 \text{ }^\circ\text{C}$, in $\text{K} \cdot \text{d}$, the 'heat sum' (WS) is the corresponding integral above the line $t = 16 \text{ }^\circ\text{C}$. For comparison, the corresponding mean values 1948 - 2012 are given

Monat	KS 2011/12	Mittelwert	Monat	WS 2012	Mittelwert
November	0,0	2,6 ± 6,3	April	0,0	1,0 ± 2,4
Dezember	0,0	22,7 ± 28,2	Mai	7,5	4,9 ± 5,5
Januar	21,1	39,1 ± 40,0	Juni	15,5	23,0 ± 14,6
Februar	67,8	32,2 ± 38,3	Juli	46,8	55,5 ± 35,8
März	0,0	8,3 ± 11,9	August	63,5	52,3 ± 31,9
April	0,0	0,0 ± 0,2	September	13,5	11,6 ± 12,1
			Oktober	0,0	0,4 ± 1,3
Σ 2011/2012	88,9	105,2 ± 87,2	Σ 2012	146,8	148,8 ± 68,4

a) Kumulatives Windvektor-Diagramm (1000 km) in Arkona 2012



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

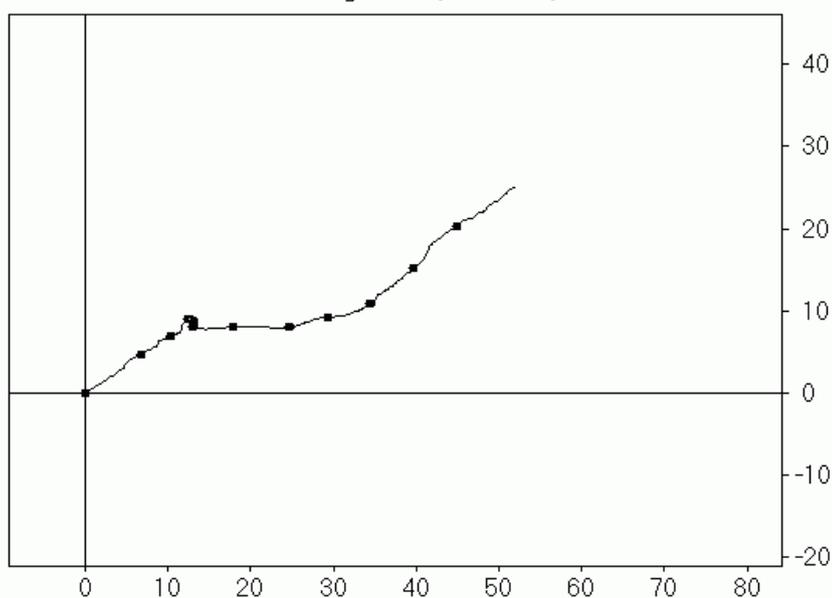


Abb. 4: Fortschreitende Vektordiagramme der Windgeschwindigkeit an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2013b), in 1000 km, positiv nach nördlichen und östlichen Richtungen. a) 2012, b) Langzeitmittel. Der erste Tag des Monats ist durch einen Kreis markiert

Fig. 4: Progressive vector diagram of the wind velocity at the weather station Arkona (from data of DWD, 2013b), in 1000 km, positive in northerly and easterly directions. a) 2012, b) long-term average. The first day of each month is encircled

Abb. 4 zeigt die Windentwicklung mit Hilfe fortschreitender Vektordiagramme für die Station Arkona, wobei die Trajektorie durch zeitliche Integration des Windvektors am Ort entsteht. Das Jahr 2012 ist dargestellt im Vergleich mit dem klimatischen mittleren Wind der Jahre 1951 bis 2002. Die Kurve für 2012 (87 000 km nach Osten, 44 000 km nach Norden) weicht von der des klimatischen Mittelwerts (52 000 km nach Osten, 25 000 km nach Norden) ganz erheblich ab. Diese beiden Windkomponenten waren 2012 im Mittel viel häufiger zu beobachten als im Langzeitmittel. Der mittlere Betrag der Windgeschwindigkeit ist 7,1 m/s, siehe Abb. 5, der Betrag des mittleren Windvektors ist 3,1 m/s. Im Vergleich mit den entsprechenden klimatologischen Mitteln von 7,1 m/s und 1,9 m/s (HAGEN & FEISTEL, 2008) ist nur der zweite Wert deutlich überschritten. Die gegenüber dem Mittel nahezu verdoppelten Komponenten des Winds über das Jahr sind also nicht auf eine generelle Zunahme der Windstärke zurückzuführen, sondern auf eine relativ konstante mittlere Windrichtung aus Südwest, so dass die oft vorhandene vektorielle Kompensation der Windkomponenten bei der Mittelwertbildung im Jahr 2012 wenig ausgeprägt war. Die verstärkte SW-Komponente folgt diesem Trend seit 1981, also seit Ausbleiben der häufigen Einstromereignisse, zuvor war die Tendenz seit 1951 gerade entgegengesetzt (HAGEN & FEISTEL, 2008). Das sonst typische "Sommerplateau" Juni-Juli-August im klimatologischen Verlauf ist 2012 nicht zu erkennen. Auffällig und relevant ist die Form der Kurve am Jahresende, als ab Mitte Oktober der Südwind zu dominieren begann und, mit Ausnahme von Anfang Dezember, bis zum Jahreswechsel anhielt.

Die klimatische Windkurve in Abb. 4b ist erwartungsgemäß glatter als die der einzelnen Jahre. Sie besteht aus einer Winterphase mit Südwestwind, die im Mai endet und im September langsam neu wieder einsetzt. Die Sommerphase dagegen besitzt keine meridionale Komponente und verläuft deshalb parallel zur x-Achse. Die auffälligste Struktur ist der kleine Knick, bei dem der Wind auf nördliche und östliche Richtungen dreht und ein Umschalten von Winter auf Sommer markiert. Er tritt um den 12. Mai herum auf und gehört zur Phase der so genannten „Eisheiligen“. Die außergewöhnliche Regelmäßigkeit des Auftretens dieses Nordostwinds mit Kälterückfall in Deutschland über viele Jahre hinweg ist schon lange bekannt und lässt sich physikalisch aus dem Sonnenstand und der Land-Meer-Verteilung erklären (BEZOLD, 1883).

Barotrope Einstromereignisse mit geschätzten Volumina zwischen 100 und 300 km³ fanden in der Ostsee 2012 drei Mal statt, im Februar/März, im August/September und im Dezember/Januar. Im Gotlandbecken zwischen 174 m und 219 m Tiefe wurde von einer Verankerung ab dem 13. Februar 2010 das Eintreffen des warmen Einstroms registriert, der dem barotropen Einstrom vom 26.11. bis 1.12.2009 zuzuordnen war. Anfängliche Spitzenwerte von bis zu 7,3 °C gingen im Laufe des Jahre 2010 unter ausklingenden Fluktuationen allmählich auf etwa 6,5 °C zurück. Im Jahr 2011 herrschte eine außergewöhnliche Inaktivität der Temperaturverläufe, wie sie seit Bestehen der Verankerung noch niemals zuvor beobachtet werden konnte (NAUSCH et al., 2012). Im Jahr 2012 fand dann nur eine geringe Abnahme der Temperatur bei 174 m Tiefe statt. Die seit Herbst 1997 registrierte „Warmzeit“ der sogenannten „Hagen-Kurve“ hält somit in diesem

Tiefenwasser bereits seit 15 Jahren an, ein Zeitraum, der mit der Stagnation des globalen Temperaturanstiegs (NASA, 2013) auffällig gut übereinstimmt.

Die Verhältnisse im zentralen Tiefenwasser waren 2012 einerseits noch immer geprägt durch die Nachwirkungen der warmen und kalten Einströme 2002 und 2003 (FEISTEL et al., 2003a, b, NAUSCH et al., 2004, FEISTEL et al., 2004a, b, 2006a, b, c), vgl. Kapitel 6. Jedoch deuteten schon seit 2006 mehrere Indizien auf erneute barokline und barotrope Einströme geringer Stärke hin, die nur zum Teil in einzelnen Schüben und mit unterschiedlichen Eigenschaften auch die zentrale Ostsee erreichten. Nach dem jetzigen Kenntnisstand erfolgen die kleinen barotropen, also sturmgetriebenen Einstromprozesse hauptsächlich auf dem kurzen Weg durch den Sund in das Arkonabecken. Die baroklinen Ereignisse dagegen erfolgen bevorzugt über die Darßer Schwelle wegen der zu geringen Tiefe der Drogenschwelle im Sund (MATTHÄUS et al., 2008).

Das relativ starke Einstromsignal von November/Dezember 2011 wurde erst am 5. Februar 2012 in Bornholmbecken (Station TF0213) quantifiziert, wo sich eine scharfe Trennlinie von Wassereigenschaften bei einer Tiefe von 69 m zeigte, unterhalb derer in einem Volumen von ungefähr 70 km^3 (FEISTEL et al., 2008) ein Salzgehalt von etwa 15 g/kg und ein Sauerstoffgehalt von ca. $4,5 \text{ ml/l}$ gemessen wurde (NAGEL, 2012). Daraus kann die importierte Salzmenge abgeschätzt werden zu 1 Gt , entsprechend einem Index des Einstroms von 10 auf der Skala von Matthäus, was als kleiner MBI (Major Baltic Inflow) zu klassifizieren ist (MATTHÄUS et al. 2008; MOHRHOLZ et al., 2013). Die eingeströmte Sauerstoffmenge kann mit diesen Daten auf über $450\,000 \text{ t}$ geschätzt werden, siehe Kapitel 6.3. Der Einstrom 2011 war somit der erste MBI seit 2003. Er war stark genug, um im Frühjahr 2012 die südliche Ostsee einschließlich der Danziger Bucht bis zur Station TF0250 zu belüften, erreichte aber die zentrale Gotlandsee nicht (FEISTEL, 2012; NAUSCH, 2012).

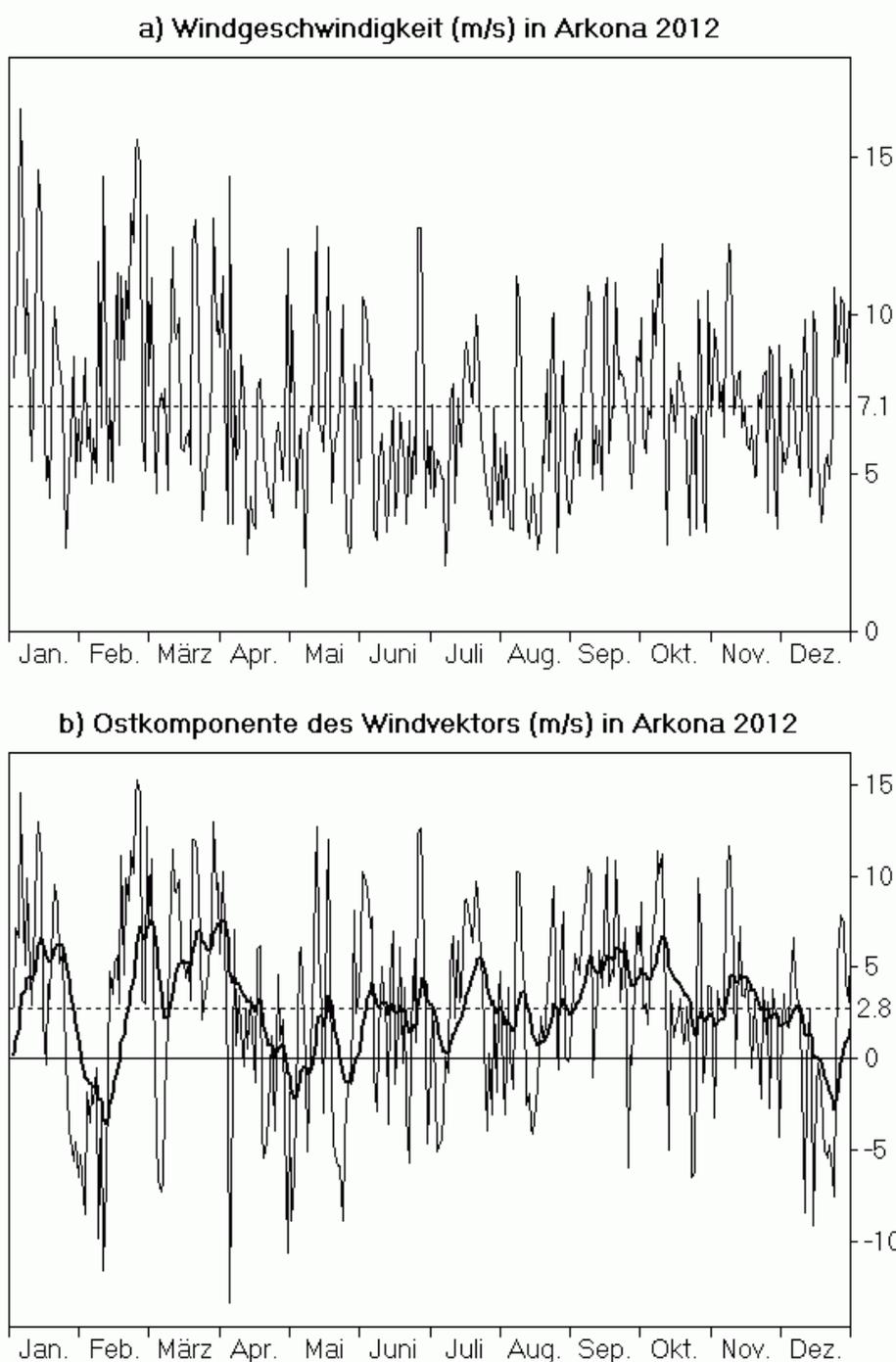


Abb. 5: Windmessungen an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2013b). a) Tagesmittelwerte der Windgeschwindigkeit in m/s, Jahresmittelwert 7,1 m/s gestrichelt. b) Tagesmittelwerte der Ostkomponente (Westwind positiv), Jahresmittelwert 2,8 m/s gestrichelt. Die fett gezeichnete Linie ist mit einem exponentiellen Gedächtnis von 10 Tagen gefiltert

Fig. 5: Wind measurements at the weather station Arkona (from data of DWD, 2013b). a) Daily means of wind speed, in m/s, the dashed line is the annual average of 7.1 m/s. b) Daily means of the eastern component (westerly wind positive), the dashed line is the annual average of 2.8 m/s. The line in bold is filtered with a 10-days exponential memory

Die mittlere Windgeschwindigkeit an der Station Arkona lag 2012 mit 7,1 m/s zwischen der der Vorjahre von 7,0 m/s im Jahr 2010 (NAUSCH et al., 2011a) und 7,3 m/s im Jahr 2011 (NAUSCH et al., 2012). Als Windspitze über 20 m/s der Stundenwerte trat 2012 nur ein kurzes Ereignis auf. Sturm aus 70° (ONO) mit 22,4 m/s wurde am 9. Februar durch die Ostsee-Zyklone "Lucina" verursacht, statt der in anderen Jahren typischen starken Stürme von West durch atlantische Tiefdruckgebiete. Stürme mit Geschwindigkeiten knapp unter 20 m/s wurden registriert am 5.1. (von WSW, Tief "Andrea"), am 12.1. (WSW, "Elfriede"), am 23.2. (WSW, "Tanja") und am 4.4. (ONO, "Fabiola"). Dieses Ergebnis der Messungen unterstreicht den starken Einfluss von Blockierungslagen auf den Witterungsverlauf 2012 an der Ostsee. Die früheren Spitzenwerte von 2000 (30 m/s) und 2005 (26,6 m/s) wurden 2012 deutlich verfehlt.

Der Füllungsgrad der Ostsee wird gut durch den Pegel an der schwedischen Station Landsort beschrieben (Abb. 6a, nach Daten des SMHI, 2013a). Im Gegensatz zu früheren Jahren handelt es sich jetzt um den neuen Pegel „Landsort Norra“ (58°46'N, 17°52'E). Der alte Pegel Landsort (58°45'N, 17°52'E) wurde im September 2006 außer Betrieb genommen, weil wegen der postglazialen Landhebung seine Lage im Haff bei Niedrigwasser die Verbindung zur offenen Ostsee nicht mehr sicherstellte (FEISTEL et al., 2008). Beide Pegel wurden für mehr als zwei Jahre parallel betrieben und zeigen nahezu identische Mittelwerte bei natürlichen Abweichungen auf kurzen Zeitskalen (Wellen, Seiches). Ein Vergleich der 8760 stündlichen Werte beider Pegel von 2005 ergibt einen Korrelationskoeffizienten zwischen Landsort (L) und Landsort Norra (L_N) von 98,88 % und eine lineare Regressionsbeziehung $L + 500 \text{ cm} = 0,99815 \times L_N + 0,898 \text{ cm}$ mit der mittleren quadratischen Abweichung (rms) von 3,0 cm und einer maximalen von 26 cm. Wir werden im Folgenden den Pegel weiter einfach „Landsort“ nennen, obwohl Landsort Norra damit gemeint ist.

Die markantesten Signale im Verlauf des Landsortpegels 2012 sind der hohe Pegel im Januar und der extreme Niedrigpegel im Februar und Dezember, sowie der kräftige Ausstrom im Januar und der Einstrom im Februar. Die Spitzenpegel 2012 betragen 641 cm am 6.2. und 742 cm am 13.1. und spannten einen Bereich von 1 m, oder von rund 400 km³ Unterschied im Wasservolumen der Ostsee.

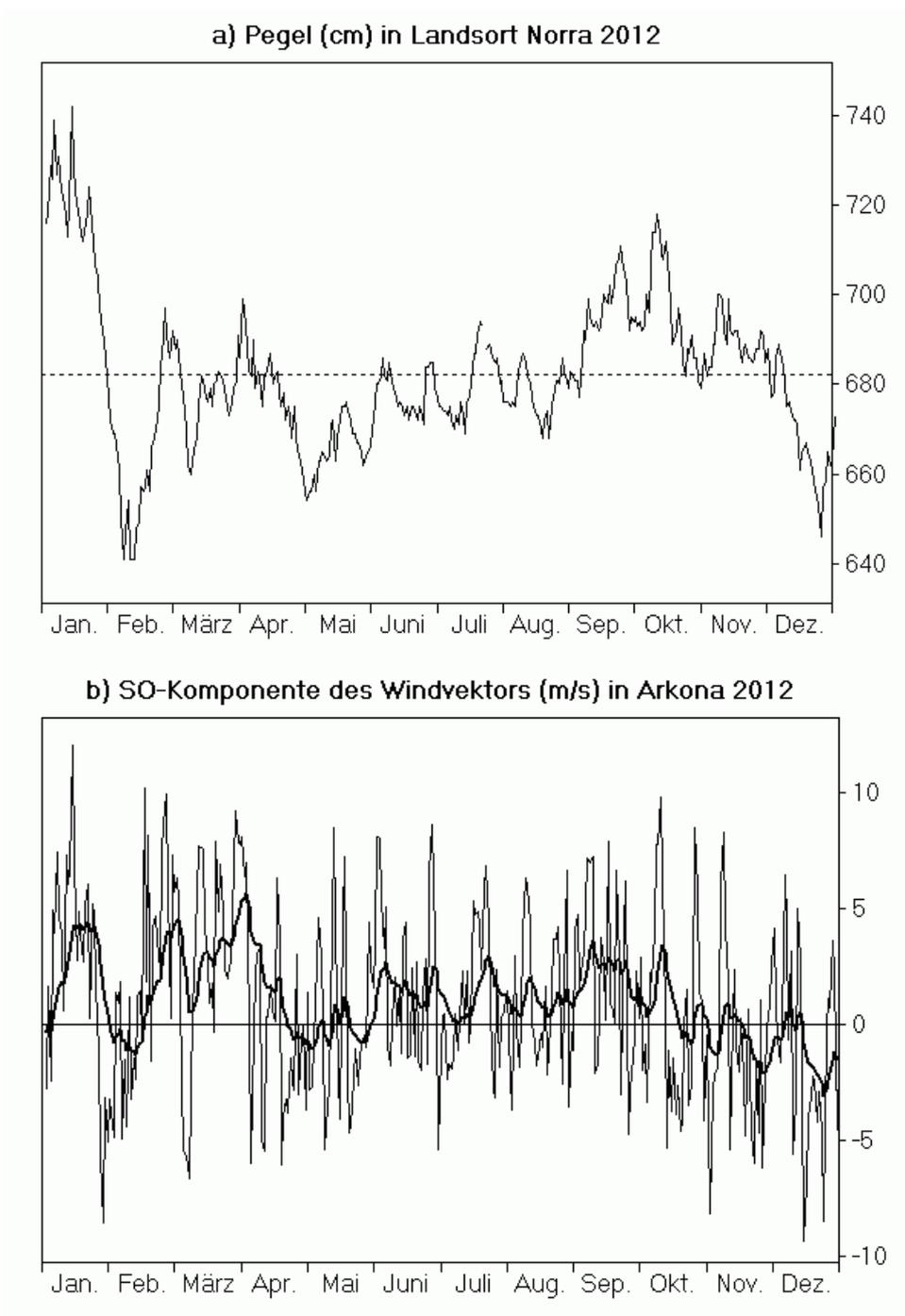


Abb. 6: a) Pegel bei Landsort als Maß für den Füllungsgrad der Ostsee (nach Daten des SMHI, 2013a). b) Stärke des Nordwestwinds (positiv) an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2013b). Die fett gezeichnete Kurve entstand durch Filterung mit einem exponentiellen 10-Tage-Gedächtnis

Fig. 6: a) Sea level at Landsort as a measure of the Baltic Sea fill factor (from data of SMHI, 2013a). b) Strength of the north-west wind (positive) at the weather station Arkona (from data of DWD, 2013b). The bold curve appeared by filtering with an exponential 10-days memory

Von besonderem Interesse sind hier stets schnelle Pegelanstiege, die in der Regel nur durch einen Zustrom von Nordseewasser durch Sund und Belte hervorgerufen werden können. Sie sind bedingt durch Stürme von West bis Nordwest, wie an der klaren Korrelation des Landsortpegels mit den gefilterten Kurven des Winds (Abb. 5b, 6b) zu erkennen ist. Die Filterung erfolgt nach der Formel

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

wobei die Abklingzeit von 10 Tagen die sowohl theoretisch als auch durch Beobachtungen gut belegte Tiefpasswirkung von Sund und Belten in Bezug auf Pegelschwankungen bei Landsort im Vergleich zu denen im Kattegat beschreibt (LASS und MATTHÄUS, 2008; FEISTEL et al., 2008).

Außer einem auffälligen Einstrom mit einem Anstieg des Landsortpegels um 55 cm in 11 Tagen vom 14. bis 25. Februar (Tiefs „Olivia“ bis „Ursel“) sind 2012 zwei kleinere barotrope Einstromereignisse zu erkennen an schnellen Anstiegen um mindestens 30 cm, so um 44 cm in 34 Tagen vom 18. August bis 21. September (Tiefs „Yva“ bis „Jenny“), und um 51 cm vom 25. Dezember bis 4. Januar 2013 in 10 Tagen (Tiefs „Rita“ bis „Alfredo“). Mit der empirischen Näherungsformel (NAUSCH et al., 2002; FEISTEL et al., 2008) $\Delta V / \text{km}^3 = 3,8 \times \Delta L / \text{cm} - 1,3 \times \Delta t / \text{d}$ erhalten wir aus den Werten des Pegelunterschieds ΔL in cm und der Einstromdauer Δt in Tagen als Schätzungen für das eingeströmte Volumen $\Delta V = 195 \text{ km}^3$ im Februar, 123 km^3 im August/September und 181 km^3 im Dezember/Januar 2013. Volumina unter 200 km^3 sind in der Regel von nur geringer Bedeutung, im Verlauf des Jahres 2012 überstieg kein Einstrom diese Grenze. Bei kurzen barotropen Einstromereignissen ist wegen des kurzen Wegs vom Kattegat zum Arkonabecken in der Regel der Transport durch den Öresund wichtiger als der entlang des langen Wegs durch den Großen Belt. Für die Einstromereignisse 2012 betragen die aus Strömungsmessungen berechneten Teilvolumina durch den Öresund (SMHI, 2013b) etwa 34 km^3 im Februar, 15 km^3 im August/September und 28 km^3 im Dezember/Januar 2013. Zum Vergleich, die entsprechenden Volumina der MBIs von 2011 und 2003 beliefen sich auf 50 km^3 und 30 km^3 (NAUSCH et al., 2012).

Das wichtigste Einstromereignis des Jahres 2012 war der barotrope Einstrom am Ende des Vorjahrs vom 25.11. bis 9.12.2011, dessen Auswirkungen auf das Tiefenwasser der Ostsee sich im Verlauf des Frühjahrs 2012 fortsetzten und gezielt untersucht wurden. Dazu war es für erforderlich, das BSH-Monitoring bis zum Eingang der Stolper Rinne auszudehnen, wie für besondere Einstromsituationen vorgesehen, um die Effekte auf die zentrale Ostsee genauer einschätzen zu können. Der Einstrom stellte sich als groß genug heraus, um als „Major Baltic Inflow“, MBI, nach Matthäus klassifiziert zu werden, d.h. als den ersten MBI seit 2003.

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

Da sich der Messmast der Station „Darßer Schwelle“ (DS) im Jahr 2012 aufgrund eines Werftaufenthalts ab Ende Januar nicht mehr im Einsatz befand, steht in diesem Jahr nur ein eingeschränkter Datensatz zur Verfügung. Eine Verankerungskette, die am 29. Januar ersatzweise ausgebracht wurde, war mit Temperatur-, Leitfähigkeits- und Sauerstoffsensoren bestückt, ging aber auf bisher ungeklärte Weise verloren und konnte auch nach intensiver Suche im Messgebiet nicht wieder aufgefunden werden. Erst am 15. August konnte eine weitere Ersatzverankerung ausgebracht werden, die dann bis Ende des Jahres lückenlose Zeitreihen von Temperatur und Salzgehalt auf den gewohnten Tiefenhorizonten (7 m und 19 m) lieferte. Der Verlust des zentralen Logger-Systems für die Sauerstoff und Trübungssensoren konnte allerdings nicht kompensiert werden, weshalb 2012 ganzjährig keine Sauerstoffmessungen vorliegen. Strömungsgeschwindigkeiten wurden mit einem verankerten ADCP bis zum 13. August gewonnen. Bei der anschließenden Umstellung auf einen neuen Gerätetyp traten technische Probleme auf, die bei diesem ersten Einsatz noch nicht behoben werden konnten.

3.1 Statistische Analyse

Da aufgrund der Wertzeit der Messstation und des oben beschriebenen Verlustes einer Ersatzverankerung Datenlücken von insgesamt mehr als 6 Monaten entstanden, konnte die gewohnte statistische Analyse des Jahresverlaufs im Jahr 2012 sinnvollerweise nicht durchgeführt werden. Dies betrifft sowohl die übliche Berechnung von Jahresmittelwerten und Standardabweichungen von Temperatur und Salzgehalt (Tab. 3, Abb. 7 und 8) als auch die Analyse des Jahresgangs der Temperatur, die üblicherweise in Tab. 4 zusammengefasst ist.

Tab. 3: Jahresmittelwerte der Wassertemperatur (T) und des Salzgehaltes (S) sowie deren Standardabweichungen auf der Darßer Schwelle – Maximalwerte hervorgehoben

Table 3: Annual mean values and standard deviations of temperature (T) and salinity (S) at the Darss Sill- Maxima in bold

Jahr	7 m Tiefe		17 m Tiefe		19 m Tiefe	
	T °C	S g/kg	T °C	S g/kg	T °C	S g/kg
1992	9,41 ± 5,46	9,58 ± 1,52	9,01 ± 5,04	11,01 ± 2,27	8,90 ± 4,91	11,77 ± 2,63
1993	8,05 ± 4,66	9,58 ± 2,32	7,70 ± 4,32	11,88 ± 3,14	7,71 ± 4,27	13,36 ± 3,08
1994	8,95 ± 5,76	9,55 ± 2,01	7,94 ± 4,79	13,05 ± 3,48	7,87 ± 4,64	14,16 ± 3,36
1995	9,01 ± 5,57	9,21 ± 1,15	8,50 ± 4,78	10,71 ± 2,27	-	-
1996	7,44 ± 5,44	8,93 ± 1,85	6,86 ± 5,06	13,00 ± 3,28	6,90 ± 5,01	14,50 ± 3,14
1997	9,39 ± 6,23	9,05 ± 1,78	-	12,90 ± 2,96	8,20 ± 4,73	13,87 ± 3,26
1998	8,61 ± 4,63	9,14 ± 1,93	7,99 ± 4,07	11,90 ± 3,01	8,10 ± 3,83	12,80 ± 3,22
1999	8,83 ± 5,28	8,50 ± 1,52	7,96 ± 4,39	12,08 ± 3,97	7,72 ± 4,22	13,64 ± 4,39
2000	9,21 ± 4,27	9,40 ± 1,33	8,49 ± 3,82	11,87 ± 2,56	8,44 ± 3,81	13,16 ± 2,58
2001	9,06 ± 5,16	8,62 ± 1,29	8,27 ± 4,06	12,14 ± 3,10	8,22 ± 3,86	13,46 ± 3,06
2002	9,72 ± 5,69	8,93 ± 1,44	9,06 ± 5,08	11,76 ± 3,12	8,89 ± 5,04	13,11 ± 3,05
2003	9,27 ± 5,84	9,21 ± 2,00	7,46 ± 4,96	14,71 ± 3,80	8,72 ± 5,20	15,74 ± 3,27
2004	8,95 ± 5,05	9,17 ± 1,50	8,36 ± 4,52	12,13 ± 2,92	8,37 ± 4,44	12,90 ± 2,97
2005	9,13 ± 5,01	9,20 ± 1,59	8,60 ± 4,49	12,06 ± 3,06	8,65 ± 4,50	13,21 ± 3,31
2006	9,47 ± 6,34	8,99 ± 1,54	8,40 ± 5,06	14,26 ± 3,92	9,42 ± 4,71	16,05 ± 3,75
2007	9,99 ± 4,39	9,30 ± 1,28	9,66 ± 4,10	10,94 ± 1,97	9,63 ± 4,08	11,39 ± 2,00
2008	9,85 ± 5,00	9,53 ± 1,74	9,30 ± 4,60	-	9,19 ± 4,48	-
2009	9,65 ± 5,43	9,39 ± 1,67	9,38 ± 5,09	11,82 ± 2,47	9,35 ± 5,04	12,77 ± 2,52
2010	8,16 ± 5,98	8,61 ± 1,58	7,14 ± 4,82	11,48 ± 3,21	6,92 ± 4,56	13,20 ± 3,31
2011	8,46 ± 5,62	-	7,76 ± 5,18	-	7,69 ± 5,17	-
2012	-	-	-	-	-	-

Tab. 4: Amplituden (in K) und Phasen (umgerechnet in Monate) des Jahrganges der Temperatur in verschiedenen Tiefen auf der Darßer Schwelle. Die Phase entspricht hier der Zeitverschiebung zwischen dem sommerlichen Temperaturmaximum und dem Jahresende – Maximalwerte hervorgehoben

Table 4: Amplitude (K) and phase (converted into months) of the yearly cycle of temperature measured at the Darss Sill in different depths. Phase corresponds to the time lag between temperature maximum in summer and the end of the year – Maxima in bold

Jahr	7 m Tiefe		17 m Tiefe		19 m Tiefe	
	Amplitude K	Phase Monat	Amplitude K	Phase Monat	Amplitude K	Phase Monat
1992	7,43	4,65	6,84	4,44	6,66	4,37
1993	6,48	4,79	5,88	4,54	5,84	4,41
1994	7,87	4,42	6,55	4,06	6,32	4,00
1995	7,46	4,36	6,36	4,12	–	–
1996	7,54	4,17	6,97	3,89	6,96	3,85
1997	8,60	4,83	–	–	6,42	3,95
1998	6,39	4,79	5,52	4,46	–	–
1999	7,19	4,52	5,93	4,00	5,70	3,83
2000	5,72	4,50	5,02	4,11	5,09	4,01
2001	6,96	4,46	5,35	4,01	5,11	3,94
2002	7,87	4,53	6,91	4,32	6,80	4,27
2003	8,09	4,56	7,06	4,30	7,24	4,19
2004	7,11	4,48	6,01	4,21	5,90	4,18
2005	6,94	4,40	6,23	4,03	6,21	3,93
2006	8,92	4,32	7,02	3,80	6,75	3,72
2007	6,01	4,69	5,53	4,40	5,51	4,36
2008	6,84	4,60	6,23	4,31	6,08	4,24
2009	7,55	4,57	7,09	4,37	7,03	4,32
2010	8,20	4,52	6,54	4,20	6,19	4,08
2011	7,70	4,64	6,98	4,21	7,04	4,14
2012	–	–	–	–	–	–

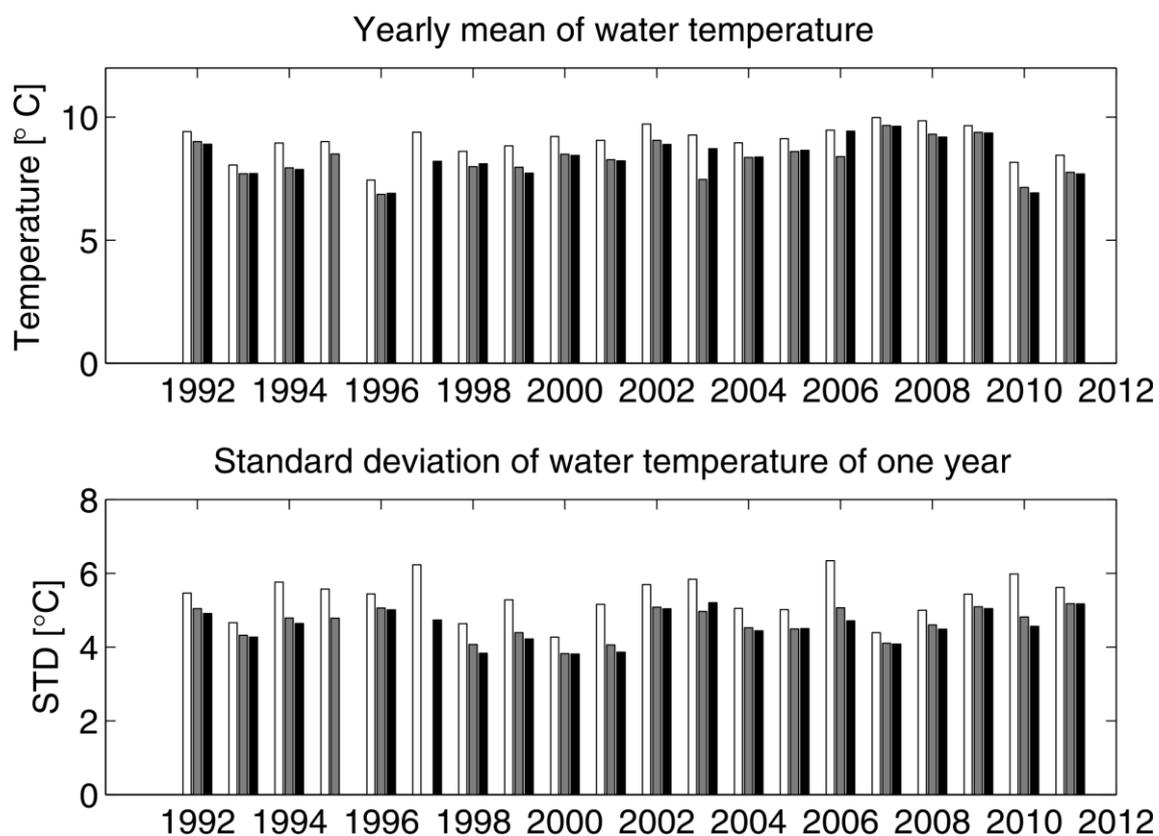


Abb. 7: Jahresmittel und Standardabweichung der Wassertemperatur in der Deckschicht (7 m, helle Säule), und der Bodenschicht (17 m, graue Säule und 19 m, schwarze Säule) auf der Darßer Schwelle

Fig. 7: Mean and standard deviation of the water temperature taken over one year in the surface layer (7 m, white bars) and the bottom layer (17 m, grey bars and 19 m, black bars) at the Darss Sill

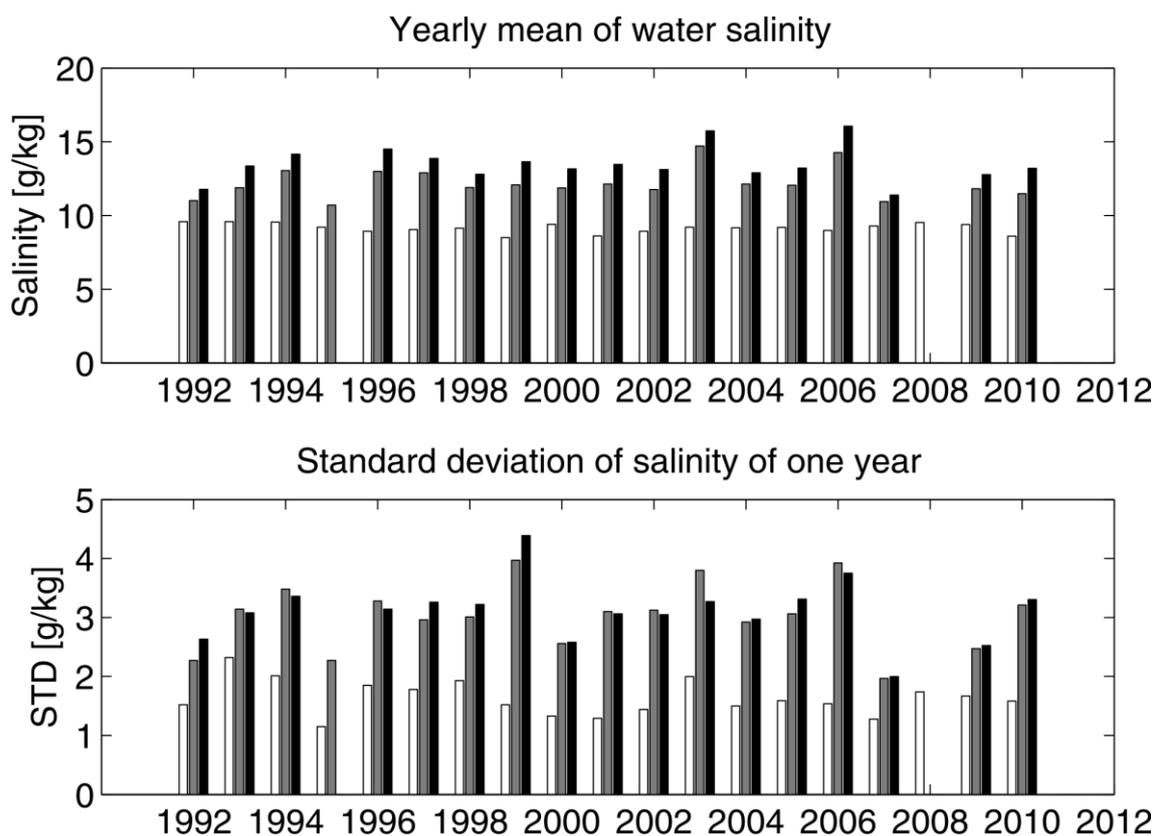


Abb. 8: Jahresmittel und Standardabweichung des Salzgehaltes in der Deckschicht (7 m, helle Säule), und der Bodenschicht (17 m, graue Säule und 19 m, schwarze Säule) auf der Darßer Schwelle

Fig. 8: Mean and standard deviation of the salinity taken over one year in the surface layer (7 m, white bars) and the bottom layer (17 m, grey bars and 19 m, black bars) at the Darss Sill

3.2 Die erste Jahreshälfte und der Einstrom im Februar

Der Verlauf der Wassertemperatur und des Salzgehalts für das Jahr 2012 ist für die Deckschicht (7 m Tiefe) und die bodennahe Schicht (19 m Tiefe) in Abb. 9 dargestellt. Wie in den letzten Jahren wurden die in Abb. 10 dargestellten Strömungen zur Charakterisierung des tiefenvariablen, baroklinen Anteils zeitlich integriert und als „fortschreitendes Vektordiagramm“ (Pseudotrajektorie) aufgetragen. Diese integrale Darstellungsweise filtert kurzzeitigen Fluktuationen aus den Strömungsmessungen und lässt langfristige Phänomene, wie zum Beispiel Einstromsituationen, besser erkennen. Gemäß dieser Definition entspricht die Strömungsgeschwindigkeit dann der Steigung der in Abb. 10 gezeigten Kurven, wobei positive Steigungen Einstromsituationen widerspiegeln.

Der Beginn des Jahres 2012 war durch hohe Pegelstände bei Landsort (Abb. 6a) und starke Winde aus variablen Richtungen gekennzeichnet (Abb. 5). Diese führten in den ersten

Wochen des Monats Januar zum Wechsel von kurzfristigen Ein- und Ausstromsituationen, die den hohen Pegelstand allerdings nur unwesentlich veränderten. Die höchsten Bodensalzgehalte in diesem Monat wurden in den ersten Tagen des Jahres gemessen, bis die Wassersäule an der Darßer Schwelle bereits am 5. Januar durch Vermischung komplett homogenisiert wurde (Abb. 9). Die Wetterstation des DWD auf der Insel Arkona (Abb. 5a) zeichnete zu diesem Zeitpunkt die höchsten Windstärken des Jahres auf, verursacht durch die Ankunft von Orkantief „Ulli“ im Ostseebereich. Die Lufttemperaturen blieben dabei in den ersten Januarwochen deutlich über null Grad, so dass die an der Darßer Schwelle beobachteten Wassertemperaturen nur langsam absanken und im gesamten Verlauf des Monats über dem Gefrierpunkt blieben.

Ab der dritten Januarwoche drehten die Winde auf östliche Richtungen (Abb. 5, 6) und der Pegel bei Landsort begann schnell einzubrechen. Der Strömungsdaten zeigen starken Ausstrom während dieser Phase (Abb. 10) und die Salzgehalte sanken bis Ende Januar auf Werte von unter 10 g/kg (Abb. 9). Ab diesem Zeitpunkt liegen aufgrund des oben beschriebenen Verlusts einer Ersatz-Verankerungskette keine weiteren Messdaten für Temperatur und Salzgehalt mehr vor. Sowohl die Pegelraten bei Landsort (Abb. 6) als auch die in Abb. 10 gezeigten Strömungsdaten zeigen jedoch, dass bei stetig schwächer werdenden Winden aus östlichen Richtungen bis in die erste Februarwoche Ausstrom stattfand. Zeitweilig stiegen hierbei die Strömungsgeschwindigkeiten auf Werte von über 0.4 m/s an, was die starken Druckunterschiede über die Dänischen Straßen verdeutlicht. Innerhalb weniger Wochen fiel der Pegel bei Landsort vom höchsten auf den tiefsten Stand des Jahres (Abb. 6a). Die extrem niedrigen Lufttemperaturen während dieser Periode legen auch in Abwesenheit direkter Temperaturmessungen in der Wassersäule nahe, dass sich die Wassertemperaturen in der ersten Februarwoche dem Gefrierpunkt näherten, ähnlich wie an der weiter unten diskutierten Messstation im Arkonabecken (siehe Abb. 11).

In der zweiten Februarwoche stellte sich im Verlauf einer Serie von Tiefdruckgebieten dann eine anhaltende Westwindlage ein und mit einem ersten Einstromschub begann in den Morgenstunden des 12. Februar der wichtigste Einstrom des Jahres 2012. Die Strömungsdaten an der Darßer Schwelle zeigen in den folgenden Wochen nahezu durchgehenden Einstrom bis in die ersten Tage des Monats März, wobei der steilere Anstieg der bodennahen Trajektorie den Effekt des baroklinen (durch Salinitätsgradienten verursachten) Druckgradienten illustriert (Abb. 10). Im Zeitraum von zwei Wochen erholte sich hierbei der Pegel bei Landsort auf in etwa ausgeglichene Werte. Wie in Kapitel 2 beschrieben, erreichte dieser Einstrom nahezu einen Volumentransport von 200 km³ und stellte damit das wichtigste Einstromereignis des Jahres dar. Der hohe Wert von 293 km³ des im Vorjahr beobachteten „Major Baltic Inflow“ wurde damit zwar bei weitem nicht erreicht, aber signifikante Einflüsse im Bereich der westlichen und südliche Ostsee sind durchaus zu erwarten.

Die anschließende Blockierungswetterlage mit anhaltenden östlichen Winden (Abb. 5, 6) führte dann in der ersten Märzwoche zu einer Periode starken Ausstroms, die sich sowohl in den Pegelraten (Abb. 6a) als auch in den Aufzeichnungen des Strömungsmessers (Abb. 10)

manifestierte. Der weitere Verlauf des Monats März war geprägt durch den Wechsel von Ein- und Ausstromlagen mit einer generellen Tendenz für steigenden Pegel bei Landsort, die allerdings größtenteils durch den Aufstau der Flusseinträge erklärt werden können (Abb. 6a). Ab dem 3. April kippten dann die an der Darßer Schwelle aufgezeichneten Geschwindigkeiten auf westliche Richtungen und markierten damit den Beginn einer einmonatigen Ausstromphase, die nur sporadisch beim Durchzug kleinerer Tiefdruckgebiete unterbrochen wurde (Abb. 10). Der Pegel bei Landsort sank in diesem Zeitraum bis Anfang Mai um mehr als 20 cm.

Die Pegeldata bei Landsort zeigen, dass die folgenden Frühlings- und Sommermonate bis etwa Mitte August durch den Wechsel von 5-6 kleineren Ein- und Ausstromereignissen bestimmt wurden, von denen aber keines zu nennenswerten Pegelveränderungen führte (Abb. 6a). Bis in die erste Juniwoche hinein lassen sich die Signale dieser Ereignisse auch in den Geschwindigkeitsdaten nachverfolgen. Danach bricht die Datenreihe aus technischen Gründen ab und bis zum Ausbringen der zweiten Ersatzverankerung im August liegen keine Messdaten mehr vor. Leicht ansteigende Pegel in den Monaten Mai bis Juli sind wie schon im März durch Flusseintrag zu erklären, wobei bedacht werden sollte, dass barokline Einströme sich in der Regel nicht im Pegel manifestieren. Ein Indiz für solche barokline Einstromeffekte findet sich in der Spreizung der in Abb. 10 dargestellten Geschwindigkeitskurven in diesem Zeitraum.

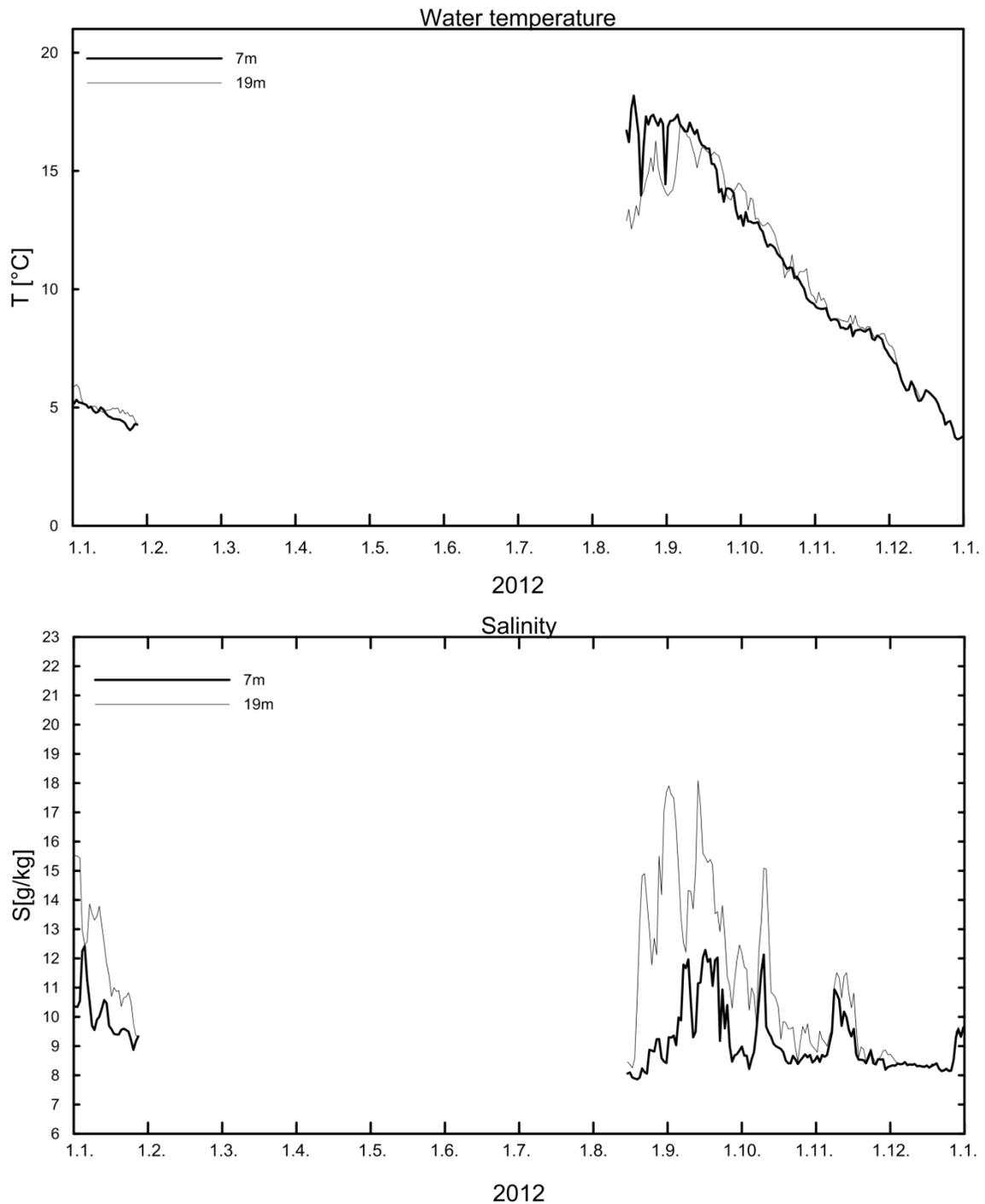


Abb. 9: Verlauf der Wassertemperatur (A) und des Salzgehaltes (B) in der Deck- und Bodenschicht auf der Darßer Schwelle im Jahre 2012

Fig. 9: Water temperature (above) and salinity (below) measured in the surface layer and the near bottom layer at the Darss Sill 2012

3.3 Die zweite Jahreshälfte und einige kleinere Einströme

Nach Inbetriebnahme der zweiten Ersatzverankerung zeigte sich in der zweiten Augushälfte eine typische spätsommerliche Schichtung mit Oberflächentemperaturen um die 17 °C (Abb. 9). Mit 18,5 °C wurde die höchste Temperatur am 18. August gemessen, als das Hoch „Achim“ mit dem Transport von warmen Luftmassen aus dem Mittelmeerraum für eine Reihe besonders heißer und trockener Tage im Ostseeraum gesorgt hatte. Da Messungen während der Hitzeperiode in der letzten Juli- und ersten Augustwoche fehlen, bleibt allerdings unklar, ob der Messwert vom 18. August die höchste Temperatur des Jahres repräsentiert. Ab Mitte September sanken die Oberflächen- und Bodentemperaturen dann unter die Grenze von 15 °C und die herbstliche Abkühlungsphase begann. Zum Ende des Jahres wurden Werte von unter 4 °C beobachtet, etwa 1,5 °C unter dem Niveau des Vorjahres. Der Temperaturabfall während der Abkühlungsphase war nahezu linear, bis auf eine kurze Stagnation der Temperaturen im November (Abb. 9), als etwas wärmeres Wasser aus dem Kattegat mit einem kleinen Einstrom an die Darßer Schwelle transportiert wurde.

Die ebenfalls in Abb. 9 dargestellten Salzgehaltsfluktuationen zeigen in der zweiten Jahreshälfte deutlich die Signale einiger kleiner bis mittelgroßer Einstromereignisse. Die höchsten Salzgehalte von jeweils etwa 18 g/kg wurden dabei am 1. und 13. September in der bodennahen Schicht gemessen. Der Pegel bei Landsort (Abb. 6a) zeigt, dass diese positiven Salzanomalien den Effekt zweier kleiner Einstromschübe darstellen, die in der letzten August- und der ersten Septemberwoche beobachtet wurden. Die vergleichsweise niedrigen Salinitäten der Deckschicht während der bodennahen Salzgehaltsmaxima weist auf einen starken baroklinen Anteil der Strömung hin, aber Strömungsdaten zur Verifizierung der vertikalen Einstromverteilung liegen zu diesem Zeitpunkt bereits nicht mehr vor. In der zweiten Oktoberwoche stieg der Landsort-Pegel abermals innerhalb weniger Tage um mehr als 20 cm an und an der Messstation DS wurden am 10. und 11. Oktober jeweils Salinitäten von über 15 g/kg nahe des Bodens beobachtet.

Nach diesem kleineren Einstrom, der durch die beiden ersten Herbststürme des Jahres verursacht wurde (siehe Kapitel 2), hatte der Pegel bei Landsort den Höchststand der zweiten Jahreshälfte erreicht (Abb. 6a). Eine etwa einmonatige Periode mit nur sporadisch unterbrochenem Ausstrom setzte ein und die Salzgehalte an der Darßer Schwelle sanken auf die für Ausstrom typischen Werte von unter 10 g/kg in der gesamten Wassersäule ab.

Erst in der ersten Novemberwoche drehten die Winde beim Durchgang mehrerer Tiefdruckgebiete dann wieder auf westliche Richtungen und verstärkten sich zunehmend. Am 7. und 8. November wurden an der Messstation „Arkonabecken“ Windgeschwindigkeiten von mehr als 13 m/s im Tagesmittel gemessen, ähnliche Daten nahm das Messsystem des DWD bei Arkona auf der Insel Rügen auf (Abb. 5). Der durch diese Westwindlage ausgelöste Einstrom manifestierte sich in einem schnellen Pegelanstieg bei Landsort (Abb. 6a) sowie in einer Erhöhung der in Abb. 9 dargestellten Bodensalzgehalte auf Werte von bis zu 11,5 g/kg in der zweiten Novemberwoche. Die Salzgehalte an der

Oberfläche blieben dabei nur knapp unter den in Bodennähe gemessenen Werten und zeigten damit deutlich den barotropen Charakter dieses Einstroms.

Ab Mitte des Monats begann der Pegel dann zunächst langsam, ab Anfang Dezember bei zunehmend östlichen Winden dann schneller abzusinken (Abb. 6a). Der niedrigste Stand der zweiten Jahreshälfte und der zweitniedrigste Pegel des gesamten Jahres wurden in der dritten Dezemberwoche bei mäßigem Ostwind erreicht. Die Salinitäten stagnierten während dieser Ausstromphase bei Werten zwischen 8 und 9 g/kg.

Ab dem 22. Dezember drehten die Winde dann innerhalb weniger Tage über Süd auf westliche Richtungen und erreichten am 23. Dezember Geschwindigkeiten von bis zu 15 m/s aus Südwest. Die Kombination von niedrigem Pegelstand und starken westlichen Winden lösten einen kräftigen barotropen Einstromschub aus, der sich in der letzten Dezemberwoche vor allem in einem schnellen Pegelanstieg bei Landsort spiegelte (Abb. 6a). Die Wassersäule war aufgrund der starken Winde an der Darßer Schwelle hierbei komplett durchmischt und zeigte mit einem leichten Anstieg der Salzgehalte in der letzten Dezemberwoche den beginnenden Transport von salzreichen Wassermassen aus dem Kattegat an (Abb. 9). Salzgehalte und Pegel stiegen bis in die erste Januarwoche hinein weiter an, bis der Einstrom mit dem Umschlagen der Winde auf östliche Richtungen langsam zum Erliegen kam. In Kapitel 2 wurde der Volumentransport dieses Einstroms auf 181 km³ abgeschätzt, was nur leicht unter dem Wert des oben erwähnten Februar-Einstroms liegt. Schiffsgebundene Messungen im Bereich der westlichen und südlichen Ostsee werden die Effekte dieses Einstroms im Jahr 2013 klarstellen.

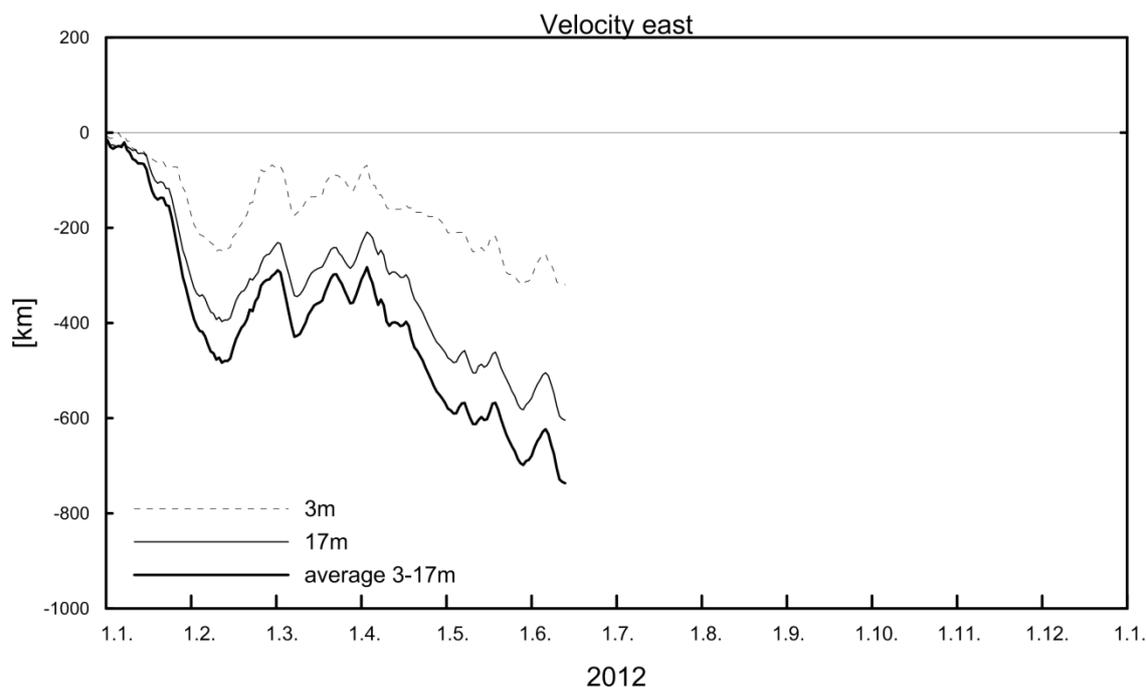


Abb. 10: Ostkomponente der progressiven Vektordiagramme der Strömung in 3 m Tiefe (ausgezogene Linie), der vertikal gemittelten Strömung (dicke Linie) und der Strömung in 17 m Tiefe (gestrichelte Linie) auf der Darßer Schwelle in 2012

Fig. 10: East component of the progressive vector diagrams of the current in 3 m depth (solid line), the vertical averaged current (thick line) and the current at 17 m depth (dashed line) at the Darss Sill 2012

4. Beobachtungen an der Bojenstation „Arkonabecken“

Zur Dynamik der salzreichen Bodenströmungen im Bereich des Arkonabeckens fanden in den letzten Jahren intensive Untersuchungen statt, die im Rahmen der von der DFG und dem BMU geförderten Projekte „QuantAS-Nat“ und „QuantAS-Off“ (Quantification of water mass transformation in the Arkona Sea) durchgeführt wurden. Die Ergebnisse beinhalten unter anderem die ersten detaillierten Turbulenz- und Geschwindigkeitsschnitte durch dichtegetriebene Bodenströmungen, die während einiger mittlerer Einstromereignisse in einem Kanal nördlich von Kriegers Flak beobachtet wurden (ARNEBORG et al., 2007; UMLAUF et al., 2007; SELLSCHOPP et al., 2006). In einer detaillierten Modellstudie haben BURCHARD et al. (2009) die Ausbreitungswege mittlerer Einstromereignisse in den Jahren 2003 und 2004 im Arkonabecken untersucht und die Kanäle nördlich von Kriegers Flak und im Bornholmsgat als Zonen stark erhöhter Vermischung identifiziert. Zur Validierung der Modelldaten wurden unter anderem die in dieser Reihe jährlich vorgestellten Daten aus dem MARNET-Messnetz verwendet. Weitergehende theoretische Untersuchungen, die auf den in QuantAS gewonnenen Daten basieren, haben einen überraschend starken Einfluss der Erdrotation auf die

turbulenten Einmischungsprozesse in dichten Bodenströmungen sichtbar gemacht und zu neuen theoretischen Modellen für solche Strömungen geführt (UMLAUF & ARNEBORG, 2009 a,b; UMLAUF et al., 2010).

Die Sollposition der Bojenstation "Arkonabecken" befindet sich annähernd 20 m nordöstlich von Arkona auf 46 m Wassertiefe. Nach einem Werftaufenthalt wurde die Station im Jahr 2012 erst wieder am 22. Juni in Betrieb genommen. Bis zu diesem Zeitpunkt lieferten Ersatzverankerungen durchgehende Messreihen von Temperatur und Salzgehalt auf den gewohnten Messhorizonten. Sauerstoffmessungen wurden mithilfe von Optoden der Firma Aanderaa (Norwegen) durchgeführt, stehen allerdings erst ab Ende Januar nach dem Auswechseln eines noch im Vorjahr gefluteten Sauerstoffsensors zur Verfügung. Darüber hinaus kam es am 22. April zum Ausfall des oberflächennahen Sauerstoffsensors in 7 m Tiefe, so dass in dieser Messtiefe die Sauerstoffmessungen erst wieder nach Inbetriebnahme der Bojenstation am 22. Juni vorliegen. Ab diesem Zeitpunkt sind dann bis Jahresende durchgehende Sauerstoffmessreihen vorhanden, bis auf den kurzen Zeitraum vom 29. August bis zum 11. September, der von einem Ausfall der zentralen Loggereinheit betroffen war.

Sowohl bei den Ersatzverankerungen als auch bei der im Juni wieder ausgebrachten Bojenstation fanden die Sauerstoffmessungen wie in den Vorjahren in 7 m und 40 m Tiefe statt, wobei vereinzelte Vergleichsmessungen des Sauerstoffgehalts durch Wasserproben aus der Messtiefe der Geräte mit Hilfe der Winklermethode (vgl. GRASSHOFF et al., 1983) während der Wartungszyklen durchgeführt wurden. Die Zeitreihenmessungen wiesen einen Trend in der Empfindlichkeit der Sauerstoffsensoren auf und wurden entsprechend korrigiert. Die in Kapitel 5 diskutierten Sauerstoffmesswerte der Messtation „Oder Bank“ (OB) wurden ebenfalls nach dieser Methode korrigiert.

Die Zeitreihen von Wassertemperatur und Salzgehalt in 7 m und 40 m Tiefe sind in Abb. 11 dargestellt, die entsprechenden Sauerstoffkonzentrationen, sofern vorhanden, in Abb. 12. Ähnlich wie an der Darßer Schwelle lagen die Deckschichttemperaturen zu Beginn des Jahres bei etwa 5 °C, während die bodennahen Temperaturen sogar Werte von über 7 °C erreichten. Die maximale Abkühlung der Deckschicht fand erst im Verlauf der Kälteperiode Ende Januar / Anfang Februar statt (siehe Kapitel 2), so dass in der zweiten Februarwoche mit Temperaturen um 1 °C die niedrigsten Werte des Jahres gemessen wurden. Eisbildung wie an der im Folgekapitel besprochenen Station „Oderbucht“ wurde aufgrund der im Arkonabecken größeren Wassertiefe nicht beobachtet.

Das interessanteste Signal in den ersten Monaten des Jahres war allerdings nicht in der Deckschicht zu finden, sondern nahe des Bodens, wo es in der zweiten und dritten Februarwoche zu einer rapiden Abkühlung des Tiefenwassers kam (Abb. 11). Am 17. Februar wurden dort mit nur noch 1,7 °C die tiefsten bodennahen Temperaturen des Jahres gemessen. Die dort beobachteten kalten Wassermassen können als Signal des stärksten Einstroms des Jahres interpretiert werden, der, wie im vorigen Kapitel beschrieben, ab dem 12. Februar das Geschehen an der Messtation „Darßer Schwelle“ bestimmte. Abb. 11 zeigt

deutlich, dass der Einbruch der Tiefenwassertemperaturen mit einem Anstieg der Bodensalzgehalte korreliert (am 3. März wurden bereits Werte von mehr als 16 g/kg beobachtet). Der diesem Anstieg vorangegangene Einbruch der Salinitäten auf Deckschichtniveau (Abb. 11) verdeutlicht den Transport von ausströmenden Wassermassen aus den östlich gelegenen Becken der Ostsee, die zu diesem Zeitpunkt offensichtlich bereits die komplette Wassersäule erfasst hatten. Die Sauerstoffgehalte (Abb. 12), die vor dem Einstrom auf unter 80 Prozent des Sättigungswertes abgesunken waren, stiegen bis Ende Februar durch die Erneuerung des Tiefenwassers wieder auf Deckschichtniveau an.

Nach dem Temperaturminimum im Februar und dem oben beschriebenen Einstrom stiegen die Deckschichttemperaturen mit der Erwärmung der Atmosphäre kontinuierlich an und erreichte am 4. August unter dem Einfluss feucht-warmer Mittelmeerluft (siehe Kapitel 2) den Jahreshöchststand von 19,6 °C (Abb. 11). Mit 19,4 °C wurde ein ähnlich hoher Wert erst wieder am Nachmittag des 21. August erreicht, als sich die Deckschicht durch den Transport von mediterraner Heißluft mit Hoch „Achim“ noch einmal deutlich erwärmt hatte. Die Salzgehalte der Deckschicht (Abb. 11) sanken während der Sommermonate leicht ab, was üblicherweise durch die geringere Einmischung salzreichen Tiefenwassers in die Deckschicht der weiter östlich gelegenen Becken erklärt wird. Die in Abb. 12 gezeigten Sauerstoffgehalte der Deckschicht lagen während der Sommermonate deutlich über den im Winter gefundenen Werten und stiegen, verursacht durch die photosynthetische Produktion neuer Biomasse, leicht über die Sättigungsgrenze. Mit dem Ende des warmen Spätsommerwetters in der dritten Septemberwoche brachen die Deckschichttemperaturen schließlich ein und unterschritten am 22. September die in Bodennähe gemessenen Werte (Abb. 11). Am Ende des Jahres lagen die Deckschichttemperaturen mit 4,5 °C nur knapp unter denen zu Jahresbeginn.

Die stabile Dichteschichtung im Arkonabecken koppelt die bodennahen Schichten von den direkten atmosphärischen Wärmeflüssen ab, so dass die dortigen Temperaturen der schnellen Erwärmung der Deckschicht in den Frühjahrs- und Sommermonaten im Allgemeinen nicht folgen können. Der Temperaturverlauf wird hier vor allem durch den lateralen Wärmetransport durch Einstromwasser über die Darßer Schwelle und den Sund bestimmt. Besonders deutliche Beispiele für diesen Effekt finden sich im Jahr 2012 in den rapiden Temperaturanstiegen Ende Juli und zu Beginn der zweiten Septemberwoche, als die Tiefenwassertemperaturen jeweils innerhalb weniger Stunden um mehrere Grad anstiegen (Abb. 11). Das erste dieser beiden Ereignisse war aufgrund einer Datenlücke von den Sensoren an der Darßer Schwelle nicht erfasst worden, lässt sich aber anhand der in Abb. 5 und 6 dargestellten Pegel- und Windmessungen leicht rekonstruieren. Dort ist in der ersten Juliwoche ein Auffrischen der Winde aus Südwest zu erkennen, was mit einem markanten Pegelanstieg bei Landsort – und damit mit einem barotropen Einstrom – korreliert. Etwa eine Woche nach Ende dieses Pegelanstiegs wurden die eingeströmten warmen Wassermassen dann wie oben beschrieben im Tiefenwasser des Arkonbeckens registriert. Das zweite Ereignis, das am 8. September zu einem rapiden Temperaturanstieg im Tiefenwasser geführt hatte, ist an der Station „Darßer Schwelle“ besser dokumentiert. Dort war es Mitte August parallel zum einem Pegelanstieg bei Landsort (Abb. 6a) zu einem

starken Anstieg der Bodensalzgehalte gekommen (Abb. 11), der auf einen baroklin geprägten Einstrom schließen lässt. Diese beiden sommerlichen Einströme zeigten im Arkonabecken neben ihrem Effekt auf die Temperaturverteilung auch eine deutliche Erhöhung des Bodensalzgehalts (Abb. 11). Eine eindeutige Signatur im Sauerstoffgehalt (Abb. 12) lässt sich nur beim ersten Ereignis nachweisen, da die Sauerstoffmessungen beim Einstrom im September eine kurze Datenlücke aufweisen.

Die niedrigsten Sauerstoffkonzentrationen des Jahres wurden am 20. Mai gemessen, als die Stundenmittelwerte bis auf 8 Prozent des Sättigungswertes einbrachen. Diese Periode mit besonders niedrigen Sauerstoffwerten dauerte insgesamt nur wenige Tage an (Abb. 12) und wies extreme Fluktuationen der Konzentrationen im Stundenbereich auf, die sich durch den lokalen mikrobiellen Sauerstoffverbrauch nicht erklären lassen. Interessanterweise zeigten sowohl die Pegeldata (Abb. 6) als auch die Geschwindigkeitsmessungen an der Darßer Schwelle (Abb. 10) einige kleinere Einströme in den ersten Maiwochen, die auf den ersten Blick inkonsistent sind mit einem Sauerstoffdefizit im Arkonabecken in der zweiten Maihälfte. In den Vorjahren waren an der Darßer Schwelle in der ersten Phase von sommerlichen Einströmen allerdings regelmäßig extrem niedrige Sauerstoffkonzentrationen beobachtet worden, die durch die lokale Sauerstoffzehrung in der Beltsee erklärt wurden. Aufgrund des Ausfalls von Messgeräten an der Darßer Schwelle ließen sich solche Ereignisse im Jahr 2012 nicht direkt nachweisen; es erscheint dennoch plausibel, dass die niedrigen und stark fluktuierenden Konzentrationen am 20. Mai die Advektion von sauerstoffarmen Filamenten aus der Beltsee widerspiegeln.

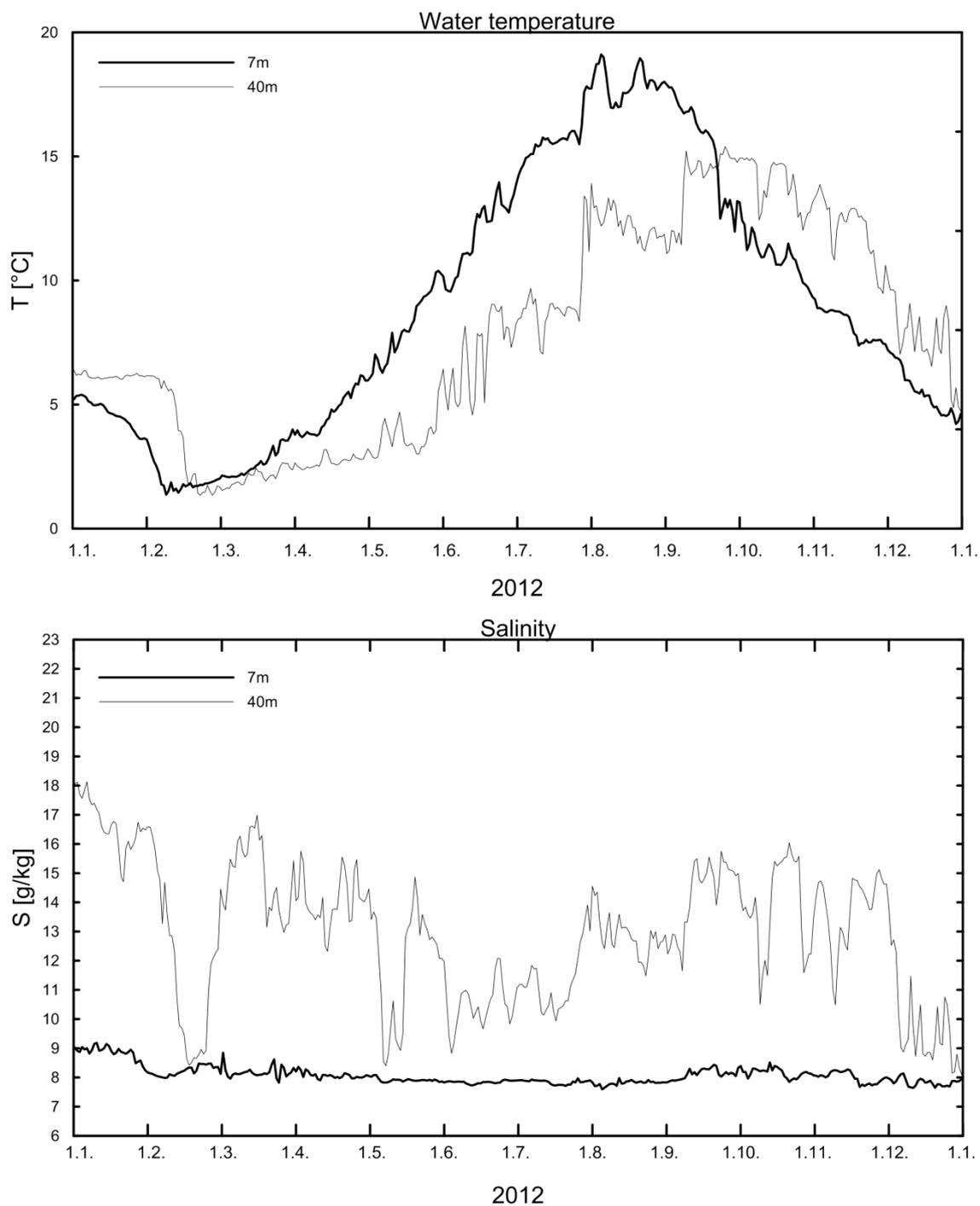


Abb. 11: Verlauf der Wassertemperatur (oben) und des Salzgehaltes (unten) in der Deck- und Bodenschicht im Arkonabecken (Station AB) im Jahr 2012

Fig. 11: Water temperature (above) and salinity (below) measured in the surface layer and the near bottom layer at the station AB in the Arkona Basin 2012

Abgesehen von diesem Ereignis blieben die Sauerstoffkonzentrationen durch die zahlreiche kleineren Einströme während der Sommermonate trotz fallender Tendenz generell über der Marke von 40 Prozent Sättigung, bis die Einstromschübe im August und September wieder zu einer nachhaltigen Erholung führten. Stärkere Einbrüche der Tiefenwasserkonzentrationen auf unter 30 Prozent Sättigung wurden in der zweiten Jahreshälfte dann nur noch während der Ausstromphasen Mitte Oktober und Mitte November beobachtet (Abb. 12). Im Dezember waren die Zehrungsraten aufgrund der bereits niedrigen Wassertemperaturen bereits so weit gesunken, dass trotz anhaltender Ausstromtendenz (Abb. 6a) kein erwähnenswertes Sauerstoffdefizit mehr entstehen konnte (Abb. 12). Durch den in Kapitel 3 beschriebenen Einstromschub in der letzten Dezemberwoche erreichten die Bodenkonzentrationen dann schließlich annähernd das Deckschichtniveau.

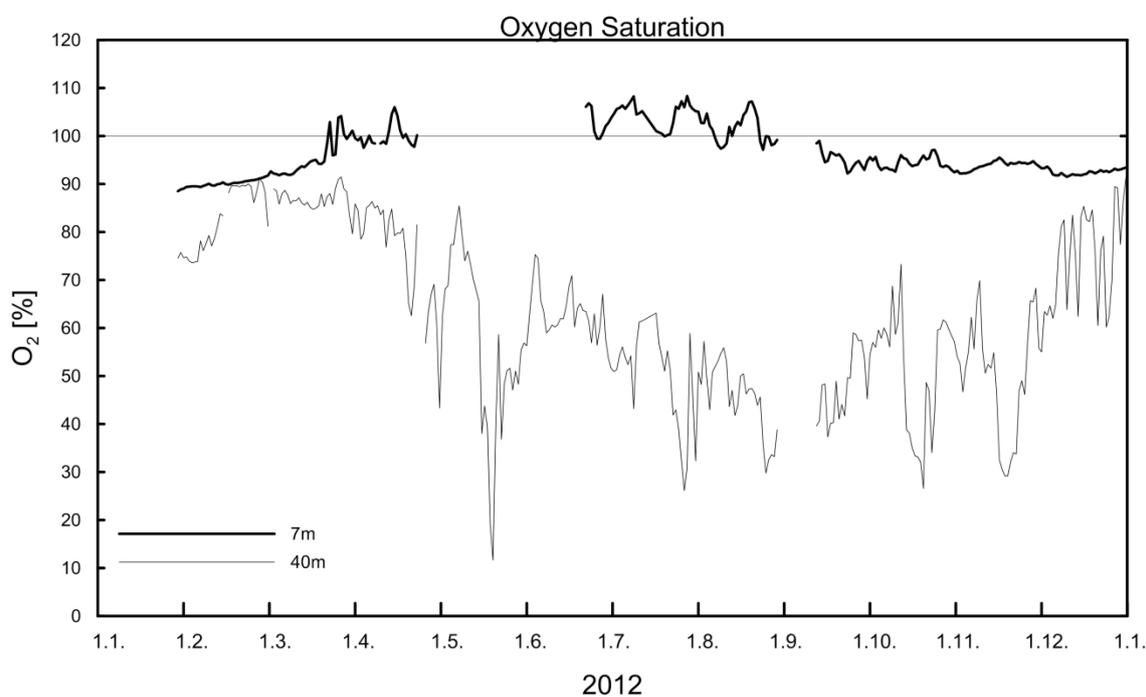


Abb. 12: Verlauf der Sauerstoffgehaltes in der Deck- und Bodenschicht im Arkonabecken (Station AB) im Jahr 2012

Fig. 12: Oxygen saturation measured in the surface and bottom layer at the station AB in the Arkona Basin 2012

5. Beobachtungen an der Bojenstation „Oderbank“

Die Verteilung von Wassermassen und die Zirkulation in der Pommerschen Bucht sind im Rahmen des TRUMP-Projektes (*TR*ansport und *UM*satzprozesse in der *P*ommerschen Bucht) untersucht (v. BODUNGEN et al., 1995; TRUMP, 1998) sowie durch SIEGEL et al. (1996), MOHRHOLZ (1998) und LASS, MOHRHOLZ & SEIFERT (2001) beschrieben worden. Bei Westwindlagen wird dort gut durchmischtes Wasser aus 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. Wie unten dargestellt, haben diese Prozesse einen wichtigen Einfluss auf die Primärproduktion und den Sauerstoffhaushalt in der Pommerschen Bucht.

Die Bojenstation „Oder Bank“ befindet sich annähernd 5 m nordöstlich von Koserow/Usedom auf 15 m Wassertiefe. Die Messdaten umfassen Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff in 3 und 12 m Tiefe. Nach der schrittweisen Umstellung der Sauerstoffsensoren an allen Messstationen werden auch an der Station „Oder Bank“ die Sauerstoffmessungen seit dem Jahr 2010 durchgehend mit den neuen Optoden der Firma Aanderaa (Norwegen) durchgeführt. Datenausfälle gab es im Jahr 2012 nur in den Monaten Februar bis April, als die Station wegen starken Eisgangs außer Betrieb genommen werden musste. So wurde die Messboje am 10. Februar 2012 mit MZS „Arkona“ aus dem Eis geborgen und ging erst am 15. April 2012 wieder vollständig in Betrieb. Ab diesem Zeitpunkt wiesen die Messreihen dann bis zum Jahresende keine wesentlichen Datenlücken mehr auf.

Die Zeitreihen von Wassertemperatur und Salzgehalt in 3 m und 12 m Tiefe sind in Abb. 13 dargestellt. Auch in der Oderbucht schlug sich der kühle Sommer 2012 in den Oberflächentemperaturen nieder. Obwohl die Messwerte hier deutlich über denen im Arkonabecken (Abb. 11) und an der Darßer Schwelle (Abb. 9) lagen, wurde die Marke von 20 °C bei den Tagesmittelwerten nur an zwei Tagen, am 28. Juli und am 20. August, leicht überschritten. Der mit Tief „Tinke“ verbundene schwül-warme Südwind war dabei für das Temperaturmaximum Ende Juli verantwortlich, während in der dritten Augustwoche der Transport von heißer Luft aus dem Mittelmeerraum durch Hoch "Achim" für die höchsten Deckschichttemperaturen des Jahres sorgte. Die Wetterlage in den Sommermonaten war ansonsten wechselhaft wie im Vorjahr (in dem die Marke von 20 °C ebenfalls nur an zwei Tagen überschritten wurde), und die mediterranen Werte des Jahres 2010 von bis zu 23 °C im Oberflächenwasser der Oderbucht wurden bei weitem nicht mehr erreicht.

Ein wichtiger dynamischer Grund für die starke Erwärmung der Deckschicht in der Oderbucht liegt in der Unterdrückung von vertikaler Vermischung durch die Aufsichtung weniger salzreichen (also weniger dichten) Mischwassers aus dem Oderhaff. Solche Schichtungsereignisse korrelieren während der Sommermonate im Allgemeinen hervorragend mit kürzeren Perioden ausgeprägter Temperaturschichtung und hohen Deckschichttemperaturen. In den Jahren 2007 und 2010 hatten besonders lang anhaltende Ereignisse dieser Art außerdem zu einer starken Reduktion der bodennahen

Sauerstoffgehalte geführt. Die relativ schwache Erwärmung der Mischungsschicht im Jahr 2012 lässt sich daher neben den kühlen Sommertemperaturen auch auf die nur kurze Dauer der oben beschriebenen Schichtungsereignisse zurückführen. Drei dieser Ereignisse hatten zu den oben erwähnten Temperaturmaxima Ende Juli, in der dritten Augustwoche und in der ersten Juliwoche geführt. Ein viertes Schichtungsereignis wurde in den ersten beiden Juniwochen beobachtet (Abb. 13), verursachte aber wegen des kühlen und wechselhaften Wetters in diesem Zeitraum keinen markanten Temperaturanstieg in der Deckschicht. Die Dauer der Aufschichtungsereignisse, die jeweils durch stärkere Winde aufgelöst wurden, lag im Jahr 2012 im Bereich von 1-2 Wochen (Abb. 13). Länger andauernde Schichtungsperioden wie in den Jahren vor 2011 wurden nicht beobachtet.

Die weitaus wichtigere Konsequenz aus der Unterdrückung turbulenter Vermischung während der Ereignisse ist allerdings die Abnahme der bodennahen Sauerstoffgehalte durch Abkopplung der Bodenschicht von direkter atmosphärischer Belüftung. Dieser Effekt auf den Sauerstoffhaushalt der Pommerschen Bucht wird in Abb. 14 sichtbar, in welcher die Sauerstoffkonzentrationen in 3 und 12 m Tiefe aufgetragen sind. Während aller Schichtungsereignisse zeigte sich eine klare negative Korrelation zwischen ansteigender Sauerstoffsättigung in der Deckschicht und einer Abnahme in der bodennahen Schicht. Bei den drei Hauptereignissen dieser Art im Jahr 2012 fielen die Sauerstoffsättigungen unter 50 Prozent (Abb. 14), wobei die Minimalwerte am 18. Juni, 12. Juli und am 6. August beobachtet wurden, also jeweils kurz vor der Auflösung der Schichtungsperioden durch Windereignisse. Ein weiteres, deutlich schwächer ausgeprägtes Schichtungsereignis führte am 20. August immerhin noch zu einer Reduktion des bodennahen Sauerstoffgehalts um 30 Prozent unter die Sättigungsgrenze.

Es liegt nahe, dass die erhöhte Primärproduktion von Biomasse im Oderhaff zu den während aller Ereignisse beobachteten übersättigten Sauerstoffkonzentrationen in der Deckschicht führte, und zwar durch lateralen Transport von Haffwasser zur Station OB. Zusätzlich oder alternativ wurden mit dem Haffwasser hohe Nährstoffkonzentrationen in der Deckschicht aus dem Haff exportiert, was an der Station OB lokal zu erhöhter Produktion und damit wiederum zu erhöhten Sauerstoffkonzentrationen an der Oberfläche geführt haben mag. Die Korrelation dieser Ereignisse mit einer Sauerstoffreduktion in der bodennahen Schicht weist auf eine erhöhte Sauerstoffzehrung durch den Abbau absinkender oder bereits abgesunkener Biomasse hin, wobei die entsprechenden mikrobiellen Prozesse bei den beobachteten hohen Wassertemperaturen beschleunigt ablaufen.

Ab dem Temperaturmaximum am 20. August setzte eine kontinuierliche, nur sporadisch durch kurze Erwärmungsphasen unterbrochene Abkühlung von spätsommerlichen Werten um 19 °C bis auf Werte knapp über 5 °C zum Ende der Messperiode hinein. Die Temperaturen in Deckschicht und bodennaher Schicht folgten einem nahezu identischen Verlauf, was aber nicht als Indiz für die dauerhafte Vermischung der Wassersäule interpretiert werden darf: Die Bodensalzgehalte lagen während der Abkühlungsphase signifikant über den Oberflächenwerten und wiesen damit auf durchgehend stabile Schichtung hin, die nur gelegentlich durch Vermischung aufgrund von Starkwindereignissen

unterbrochen wurde. Außergewöhnlich während dieser Abklingphase war ein lokales Temperaturmaximum in der dritten Oktoberwoche, das durch das in Kapitel 2 erwähnte „goldene Oktoberwetter“ verursacht wurde und die gesamte Wassersäule betraf (Abb. 13). Ansteigende Sauerstoffgehalte und leichte Übersättigung in der Deckschicht (Abb. 14) lassen vermuten, dass die Sonneneinstrahlung während dieser Phase trotz der fortgeschrittenen Jahreszeit ausreichend für die Produktion neuer Biomasse war. Der leichte Einbruch der bodennahen Sauerstoffkonzentrationen weist auf den Abbau dieser schwachen Blüte am Sediment hin. Nach dieser kurzen Erwärmungsphase lässt sich bis Jahresende keine signifikante Sauerstoffschichtung mehr nachweisen und die gemessenen Konzentrationen bleiben knapp unter der Sättigungsgrenze.

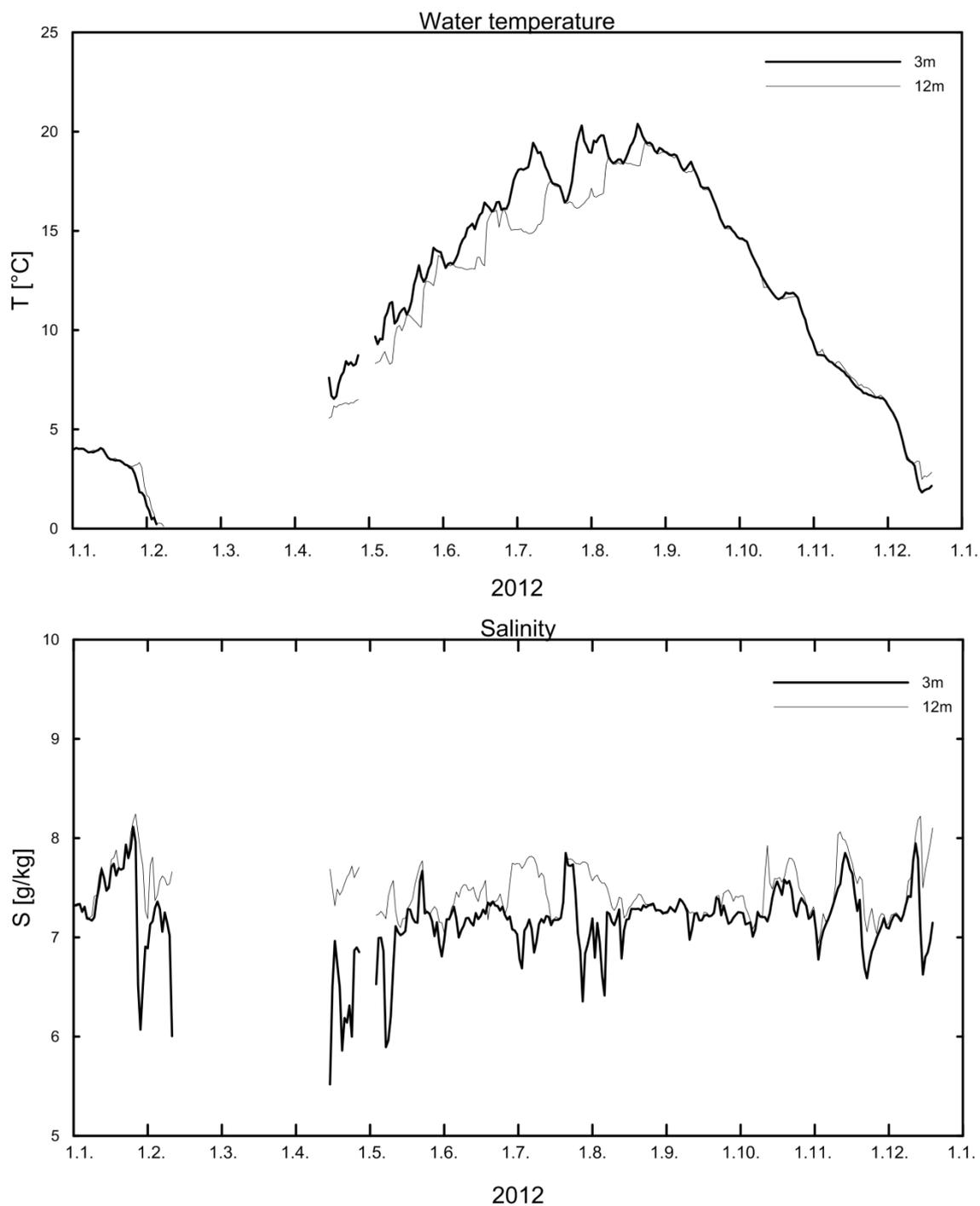


Abb. 13: Verlauf der Wassertemperatur (oben) und des Salzgehaltes (unten) in der Deck- und Bodenschicht in der Pommerschen Bucht (Stat. OB) im Jahr 2012

Fig. 13: Water temperature (above) and salinity (below) measured in the surface layer and the near bottom layer at the station OB in the Pomeranian Bight in 2012

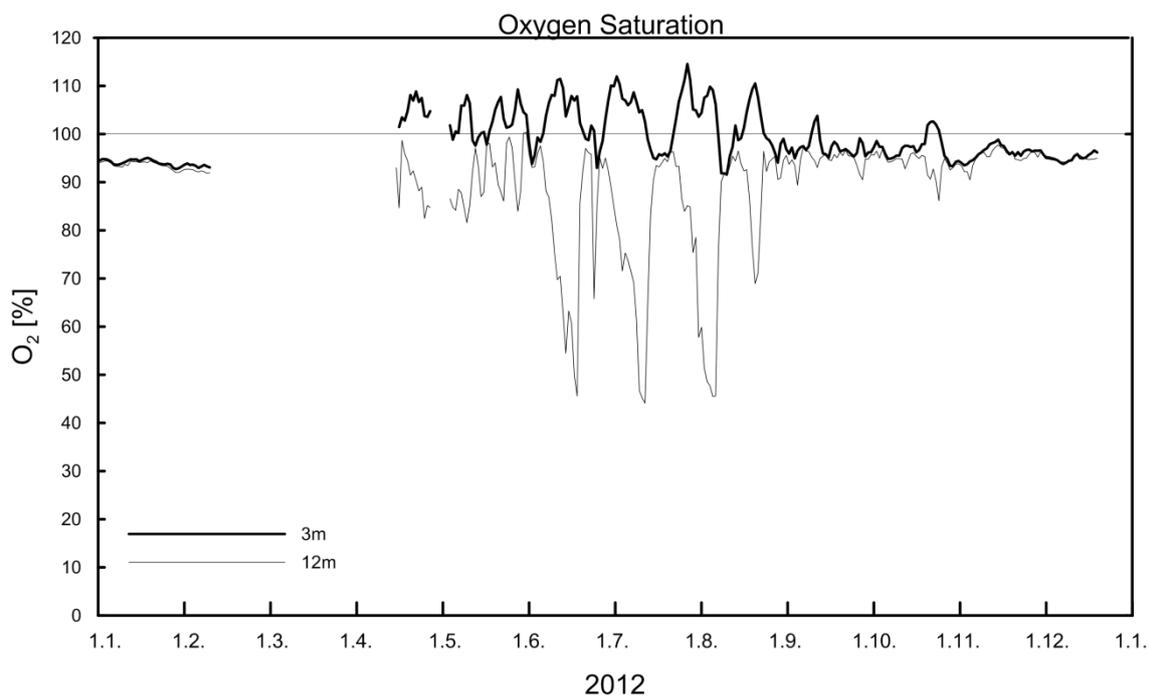


Abb. 14: Verlauf der Sauerstoffgehaltes in der Deck- und Bodenschicht in der Pommerschen Bucht (Stat. OB) im Jahr 2012

Fig. 14: Oxygen saturation in the surface and bottom layer at station OB in the Pomeranian Bight in 2012

6. Hydrographisch- hydrochemische Bedingungen

6.1 Wassertemperatur

6.1.1 Die Wasseroberflächentemperatur der Ostsee im Jahr 2012

Die Entwicklung der Wasseroberflächentemperatur der Ostsee wurde im Jahr 2012 auf der Grundlage von Satellitendaten des Advanced Very High Resolution Radiometers (AVHRR) der amerikanischen Wettersatelliten NOAA 17 und 19 und des europäischen Wettersatelliten MetOp-2 erarbeitet. Die Satellitendaten wurden täglich durch das BSH Hamburg bereitgestellt. Die Auswerteverfahren und methodische Untersuchungen sind ausführlich bei SIEGEL et al. (2008) diskutiert. Die jährliche Einschätzung der Entwicklung der Wasseroberflächen-temperatur der Ostsee ist bei NAUSCH et al. (2012) und in den HELCOM Indicator Fact Sheets (SIEGEL & GERTH, 2012) zusammengefasst. Betrachtungen zur Langzeitentwicklung der Wasseroberflächentemperatur in der Periode seit 1990 sind bei SIEGEL et al. (1999, 2006, 2008) und SIEGEL & GERTH (2010) dargestellt. Zur Interpretation der thermischen Entwicklung wurden die Wärme- und Kältesummen der Lufttemperatur von

Warnemünde (Tab. 2), die Beschreibung der Wetterentwicklung (Kapitel 2) sowie Daten der MARNET Stationen (BSH/IOW) und des Internen Messnetzes Küste MV des StALU MM Rostock herangezogen.

Das Jahr 2012 war durch einen vergleichsweise milden Winter und einen wechselhaften und kühlen Sommer gekennzeichnet. So lagen die Monatsmittel der Sea Surface Temperature (SST) in der westlichen und südlichen Ostsee weitgehend im Bereich oder leicht unter den langjährigen Mittelwerten, wogegen in der nördlichen Ostsee geringe positive Anomalien dominierten. Nach vergleichsweise warmem Januarbeginn in der gesamten Ostsee setzt Mitte des Monats eine stärkere Abkühlung ein und hielt bis Mitte Februar. Dadurch war der Februar der kälteste Monat des Jahres in der westlichen Ostsee und der März in der zentralen und nördlichen Ostsee. Die maximale Eisbedeckung war bereits am 11.02. erreicht und vergleichsweise gering (siehe auch Kapitel 2). Nach wechselhaftem Juli entwickelte sich der August wieder zum wärmsten Monat, allerdings nur mit Monatsmitteltemperaturen von ca. 16-18 °C. Es gab keinen Tag im Sommer 2012, der in allen Regionen gleichzeitig der wärmste des Jahres für die gesamte Ostsee gewesen wäre und es wurden kaum Temperaturen von 20 °C erreicht. Von Mitte September bis November und besonders im Oktober erzeugten westliche Winde starken Auftrieb entlang der dänischen und schwedischen Küste und eine zonale Zweiteilung der Ostsee. In der Jahresmitteltemperatur der gesamten Ostsee lag 2012 geringfügig über dem langjährigen Mittelwert (1990-2010).

Die Kältesummen der Lufttemperatur von Warnemünde (Tab. 2, Kapitel 2) zeigten, dass der Winter 2011/2012 mit 88,9 K d (Mittel 105,2 K d) zu den milderen gehörte. Zu dieser Kältesumme hatte insbesondere der Februar mit 67,8 K d (32,2 K d) beigetragen. Die Kältesumme war doppelt so hoch, wie im langjährige Mittel. Die Wärmesumme des Sommers 2012 lag mit 146,8 K d geringfügig unter dem langjährigen Mittelwert (148,8 K d). Dabei war der August der wärmste Monat und lag mit 63,5 K d über dem Mittel (52,3 K d).

Die generelle Entwicklung der SST wird anhand der Monatsmittel diskutiert. Die Anomalien der Monatsmittel der SST des Jahres 2012 sind für die gesamte Ostsee in Abb. 15 dargestellt. Der saisonale Verlauf der Monatsmitteltemperatur in den zentralen Bereichen der Arkona-, Gotland- und Bottensee ist im Vergleich zu den langjährigen Monatsmittelwerten in Abb. 16 zusammengefasst.

Nach dem vergleichsweise warmen Dezember 2011 und Januar 2012 kühlten die westliche und südliche Ostsee im Februar stärker ab als die nördlichen Bereiche. Die Abkühlung im Februar sorgte im Monatsmittel für negative Anomalien. Dadurch war der Februar der kälteste Monat in der Arkonasee und der März der kälteste in der Gotlandsee und in der Bottensee. In der Bottensee lagen die Temperaturen von Januar bis Juni über und in der Arkonasee und Gotlandsee von März bis Mai im Bereich der Mittelwerte.

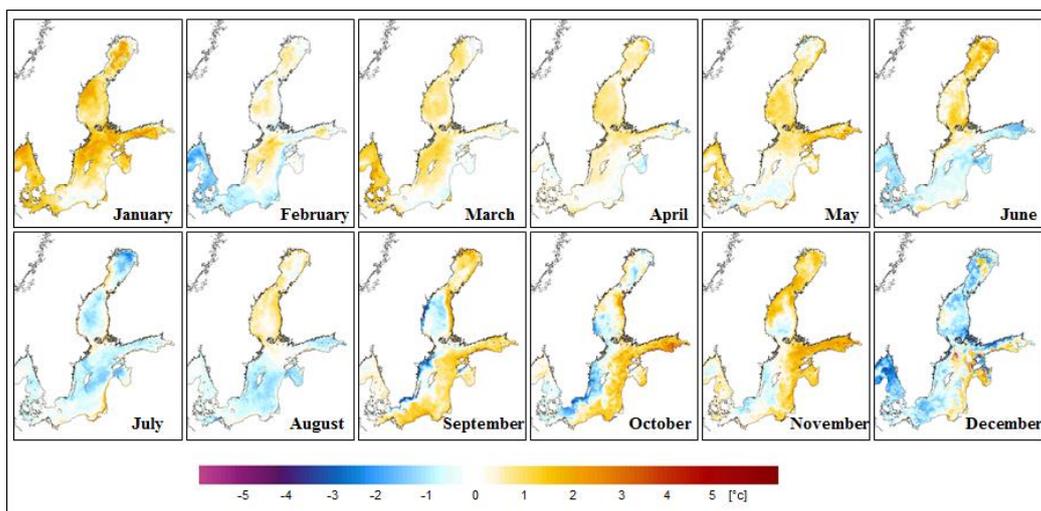


Abb. 15: SST- Anomalien der Monatsmitteltemperatur der Ostsee im Jahre 2012 bezogen auf die langjährigen Mittel 1990 – 2010

Fig. 15: SST- Anomalies of the monthly mean temperature of the Baltic Sea in 2012 referring to the long-term means 1990 - 2010

Im Juni blieb die typische starke Erwärmung aus. Die Temperaturen lagen von der Mecklenburger Bucht bis zum Finnischen Meerbusen im Bereich oder meistens geringfügig unter den langjährigen Mittelwerten, wobei in der nördlichen Ostsee positive Anomalien dominierten. Der Durchzug von Tiefdruckgebieten sorgte dafür, dass kaum Wetterberuhigungen eintraten, die eine Erwärmung gefördert hätten. Dadurch lagen die Monatsmitteltemperaturen 1-1,5 K unter den langjährigen Mittelwerten. Auch im Juli und August war das Wetter, wie in Abschnitt 2 dargestellt, durch häufigen Tiefdruckeinfluss bestimmt. Das führte im Juli und im August zu starken Schwankungen, wie die detaillierte Darstellung zeigen wird, und zu mittleren SST von 16 – 18 °C im Bereich bzw. unter den langjährigen Mittelwerten. Das hatte sich schon in den Wärmesummen der Lufttemperatur angedeutet, die auch unter dem langjährigen Mittelwerten lagen. Die weitere Entwicklung von September bis November war durch anhaltende Westwinde ab ca. 15.9. geprägt, was zu einer zonalen Zweiteilung in den SST- Anomalien führte. An den dänischen und schwedischen Küstenabschnitten von der westlichen Ostsee bis zur Bottensee sorgte Auftrieb für geringere Temperaturen und negative Anomalien. Positive Anomalien wurden in den östlichen Bereichen der gesamten Ostsee bestimmt. Im Dezember setzte dann von Norden und von Westen Abkühlung ein, wodurch nur noch geringe Restflächen in der östlichen Gotlandsee positive Anomalien zeigten.

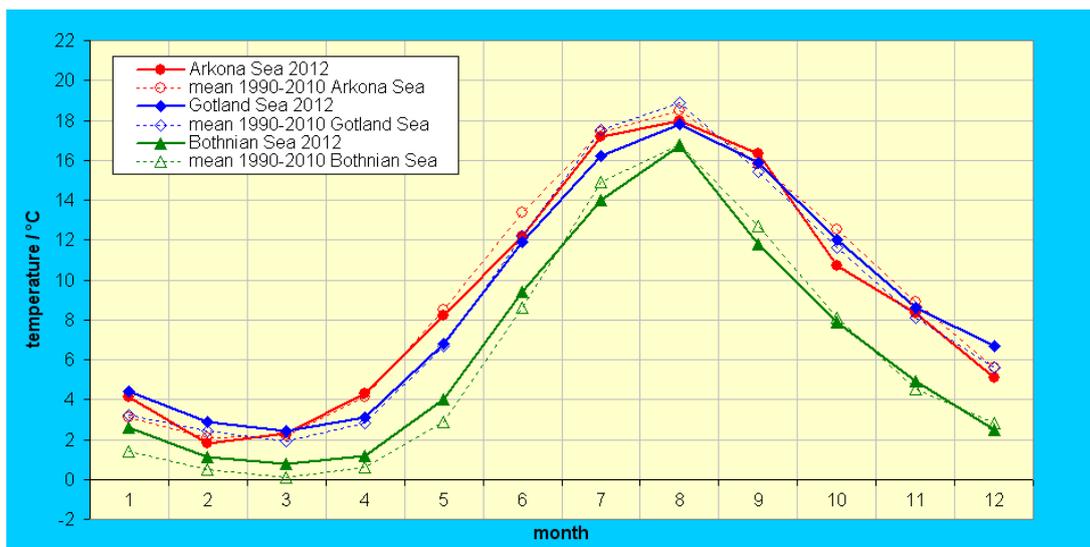


Abb. 16: Saisonaler Verlauf der Wasseroberflächentemperatur (NOAA-SST) in der zentralen Arkona-, Gotland- und Bottensee des Jahres 2012 im Vergleich zum jeweiligen 20-Jahresmittel (1990-2010)

Fig. 16: Seasonal course of sea surface temperature (NOAA-SST) in the central Arkona, Gotland and Bothnian Sea in 2012 in comparison to the mean values of the last 20 years (1990-2010)

Die folgende detaillierte Beschreibung der thermischen Entwicklung der Ostsee im Jahr 2012 charakterisiert die wichtigsten Phasen im Jahresverlauf. Nach dem warmen Dezember 2011, der mit Temperaturen um 5 °C von der westlichen Ostsee bis zur nördlichen Gotlandsee und 2-3 °C in der nördlichen Ostsee endete, begann erst nach dem 15.01.2012 eine etwas stärkere Abkühlung, besonders in der flachen Pommerschen Bucht und in der nördlichen Ostsee. In der offenen westlichen Ostsee lagen die Temperaturen noch bei ca. 2-3 °C als in der Pommerschen Bucht und in der nördlichen Ostsee bereits ca. 0 °C erreicht waren. In dieser Phase begann auch die Eisbildung in den inneren deutschen Küstengewässern. Die Ostsee kühlte weiter ab und erreichte die Minimaltemperaturen von ca. 0 °C in der Mecklenburger Bucht um den 10.02. und in der Arkonasee ca. 20.02.2012. Die maximale Eisbedeckung fiel in der westlichen wie auch in der gesamten Ostsee in den Zeitraum vom 08.02. bis 15.02.2012 (SCHMELZER et al., 2012). In Abb. 19 ist eine Karte vom 11.02. dargestellt. In dieser Phase war die zentrale Ostsee auf 1-3 °C abgekühlt. Vor allem in der Pommernbucht war die Eisbildung besonders ausgeprägt und zeigte die maximale Bedeckung am 14.02. Am 16.02. war aber bereits kein Eis mehr zu erkennen. Ab 20.2. stieg die Temperatur der westlichen Ostsee an und erreichte Ende Februar Werte von bis zu 2,5 °C und in der zentralen Ostsee von bis zu 3 °C. Das Monatsmittel Februar entlang des Schnittes durch die zentralen Becken der Ostsee von der Mecklenburger Bucht bis zur Bottenwiek ist im Vergleich zum Vorjahr, zum langjährigen Mittelwert 1990 – 2010 und dessen Schwankungsbreite in Abb. 17 dargestellt. Die SST lag in der westlichen und südlichen Ostsee unter dem langjährigen Mittelwert und in der nördlichen Gotlandsee und in den zentralen Bereichen der Bottensee und Bottenwiek über dem Mittelwert.

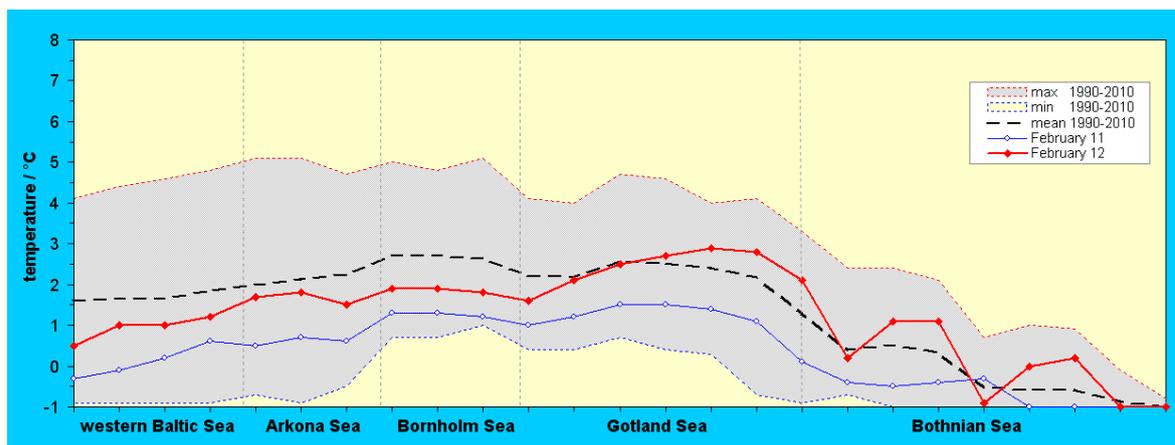


Abb. 17: Temperaturverteilung entlang des Schnittes durch die zentralen Becken der Ostsee für den Monat Februar 2012 im Vergleich zum langjährigen Mittel 1990 – 2010, dem Vorjahr und der Schwankungsbreite

Fig. 17: Temperature distribution along the transect through the central basins of the Baltic Sea in February 2012 in comparison to the previous year, to the long-term mean value of 1990 – 2010, and to the variation range

In der ersten Märzhälfte stagnierte die thermische Entwicklung, bevor ab ca. 15.03. eine Erwärmung von Westen her einsetzte. Am 21.03. hatte der Bereich Skagerrak/Kattegat bereits eine Wasseroberflächentemperatur von 3-5 °C, die dann bis Ende März auch in der Mecklenburger Bucht und in der Pommernbucht erreicht wurden. Die Arkonasee war mit 3-5°C noch etwas kälter und der Bothnische und der Finnische Meerbusen hatten 1-3 °C.

Im ersten Drittel des Aprils stagnierte die Temperaturentwicklung in der gesamten Ostsee weitgehend, bevor dann eine Erwärmung von Westen besonders nach dem 17.04. weiter voranschritt. Unterbrochen wurde die weitere Entwicklung durch den Durchzug von Tiefdruckgebieten vom 25.-27. April. Ende des Monats lagen die Temperaturen bei 7-9 °C in der Pommernbucht, bei 5-7 °C in den anderen Bereichen der westlichen Ostsee, bei 3-5 °C in der zentralen Ostsee und bei 0-3 °C in den nördlichen Meerbusen.

Wie in der Meteorologie beschrieben, war die erste Hälfte des Mai durch Tiefdruckgebiete geprägt. Nach dem 18.5. stellte sich dann warmes Frühsommerwetter ein, das erst in der westlichen Ostsee zur Erwärmung führte und dann ab 24.05. die gesamte Ostsee bis zu den Alandinseln massiv erfasste. Die maximalen Temperaturen des Monats lagen am 25.05. von der westlichen Ostsee bis zum Finnischen Meerbusen bei 10-13 °C. Ausgenommen war noch der Bothnische Meerbusen mit 2-6 °C. Ab ca. 22.05. war die westliche Ostsee durch Ostwind geprägt, was zu Auftrieb entlang der deutschen Küste führte. Das hatte natürlich Auswirkungen auf die thermische Entwicklung der westlichen Ostsee. Wurden Ende des Monats in der Pommernbucht und in der inneren Mecklenburger Bucht 13-15 °C beobachtet, war der zentrale Bereich durch den Auftrieb vor Hiddensee dominiert. Auch die zentrale Ostsee kühlte wieder ab.

In der ersten Juniwoche sorgten Tiefdruckgebiete mit teilweise Sturmtiefcharakter für eine thermische Stagnation bevor dann ca. am 14.06., 18.06. und 30.06. Erwärmungsphasen stattfanden, die durch Tiefdruckgebiete immer wieder unterbrochen wurden. Die Erwärmung am 30.06. führte bei leichten westlichen Winden zu maximalen Temperaturen von 15-18 °C in der Mecklenburger und Pommerschen Bucht, 12-15 °C in der zentralen Ostsee bis zum Finnischen Meerbusen. Nur die zentralen Bereiche des Bottnischen Meerbusens lagen noch bei 8-12 °C.

Ab Anfang Juli sorgten Hochdrucklagen für eine weitere Erwärmung. Dabei entwickelte sich insbesondere die nördliche Ostsee, wogegen durchziehende Tiefdruckgebiete und das Einströmen polarer Luftmassen am 20.07. das Oberflächenwasser von der westlichen Ostsee bis Gotland auf 15-16 °C abkühlten. Da sich der Bottnische Meerbusen auf 15 °C erwärmt hatte, war das Gebiet von Gotland bis zu den Alandinseln mit 16-17 °C am wärmsten. An den folgenden Tagen sorgte eine Wetterberuhigung für einen Temperaturanstieg, so dass am 27. Juli Temperaturen von 18-20 °C von der westlichen Ostsee bis Gotland erreicht wurden. Am 29. und 30. Juli durchmischte ein Unwetter das Oberflächenwasser wieder und senkte die SST auf 16-18 °C annähernd in der gesamten Ostsee.

Die Juli- Mittelwerte sind in Abb. 18 im Vergleich zum Mittelwert des Juli 2011, zum langjährigen Mittel 1990–2010 und zur Schwankungsbreite im Untersuchungszeitraum auf dem Längsschnitt durch die Ostsee dargestellt. In der gesamten westlichen und südlichen Ostsee bis zur zentralen Gotlandsee lagen die SST im Juli im Bereich der langjährigen Mittelwerte und nördlich davon geringfügig darunter.

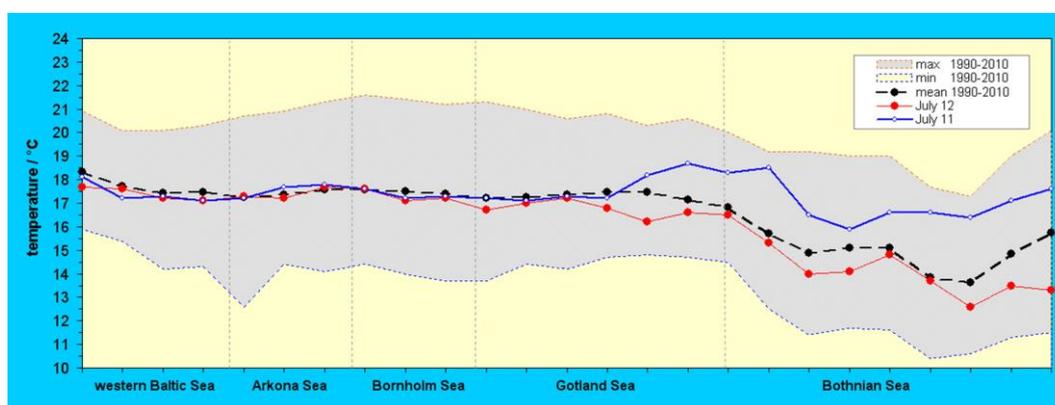


Abb. 18: Temperaturverteilung entlang des Schnittes durch die zentralen Becken der Ostsee für den Monat Juli 2012 im Vergleich zum Vorjahr, zum langjährigen Mittel 1990 – 2010 und zur Schwankungsbreite im Untersuchungszeitraum

Fig. 18: Temperature distribution along the transect through the central basins of the Baltic Sea in July 2012 in comparison to the previous year, to the long-term mean value of 1990 – 2010, and to the variation range of the investigation period

Anfang August beruhigte sich das Wetter und die SST stieg am 5. August wieder auf 17-20 °C bevor dann wieder Tiefdruckgebiete das Heft in die Hand nahmen, wie in Kapitel 2 beschrieben. Ab 17.8. wurde heiße trockene Luft aus dem südwestlichen Mittelmeer in unser Gebiet transportiert, was auch unmittelbare Auswirkungen auf die SST 17-19 °C in der gesamten Ostsee hatte (17-19 °C). Während der Ostwindphase entwickelten sich der 19.8. ähnlich wie der 27.7. mit Wassertemperaturen von 18-20 °C zu den wärmsten Tagen des Jahres in der südlichen Ostsee, wogegen sich die Bottenwieck auf 15-17 °C abkühlte. Da es in diesem Jahr schwierig war, einen überall wärmsten Tag zu finden, wurde der 5. August als einer der wärmsten Tage des Jahres für die gesamte Ostsee ausgewählt (Abb. 19). Ab 20. August setzte die Abkühlung in der gesamten Ostsee ein. Ende des Monats lagen die Temperaturen in der nördlichen Ostsee bei 13-15 °C und von der westlichen bis zum Finnischen Meerbusen bei 16-18 °C.

Die Situation blieb bis ca. 10.9. ähnlich, bevor sich durch westliche Winde die Durchmischung und auch der Auftrieb an der gesamten schwedischen Küste entwickelten. Ende des Monats waren weite Teile der westlichen Ostsee, die westliche Gotlandsee und der gesamte Bottnische Meerbusen erfasst. Das verminderte die SST in der westlichen über die südliche bis zur östlichen Ostsee auf 13-15 °C und im Auftrieb und in der nördlichen Ostsee auf unter 10 °C.

Das blieb etwa bis 3.10. erhalten, bevor sich der Einflussbereich des Auftriebs vergrößerte und am 10.10. bereits die gesamte Arkonasee und die Pommernbucht erfasste. Am 15.10. lagen die SST bei 10-12 °C und ab 27.10. sorgte Hochdruckeinfluss mit ersten Nachtfrosten für eine weitere Abkühlung auf unter 10 °C in weiten Teilen der gesamten Ostsee. Nur in den östlichen Regionen waren noch Temperaturen bis 12 °C erhalten.

In der ersten Novemberdekade kühlte die westliche Ostsee nur langsam ab, bevor nach dem 13.11. eine schnelle Verminderung der SST auf 6-7 °C stattfand. In der nördlichen Ostsee wurden die 5 °C bereits teilweise unterschritten. Die Abkühlung ging in den Folgetagen nur langsam weiter. Ab ca. 29.11. setzte eine Kältephase ein, die auch Schneefall mit sich brachte.

Die SST sanken in der ersten Dezemberdekade in den küstennahen und flachen Bereichen der Mecklenburger und der Pommerschen Bucht auf 3 °C, wogegen es in der offenen Arkonasee bei 5 °C blieb. Das setzte sich bis Ende des Monats weiter fort, so dass wir dann in der Mecklenburger und der Pommerschen Bucht 2-3 °, in der Arkonasee 3-4 °C, in der Gotlandsee 3-5 °C und im Bottnischen Meerbusen 0-3 °C zu verzeichnen hatten.

Insgesamt war das Jahr 2012 wegen des eher milden Winters und des wechselhaften Sommers in der Jahresmitteltemperatur 0.2 K über dem langjährigen Mittelwert (7.64 °C) der Periode 1990-2010.

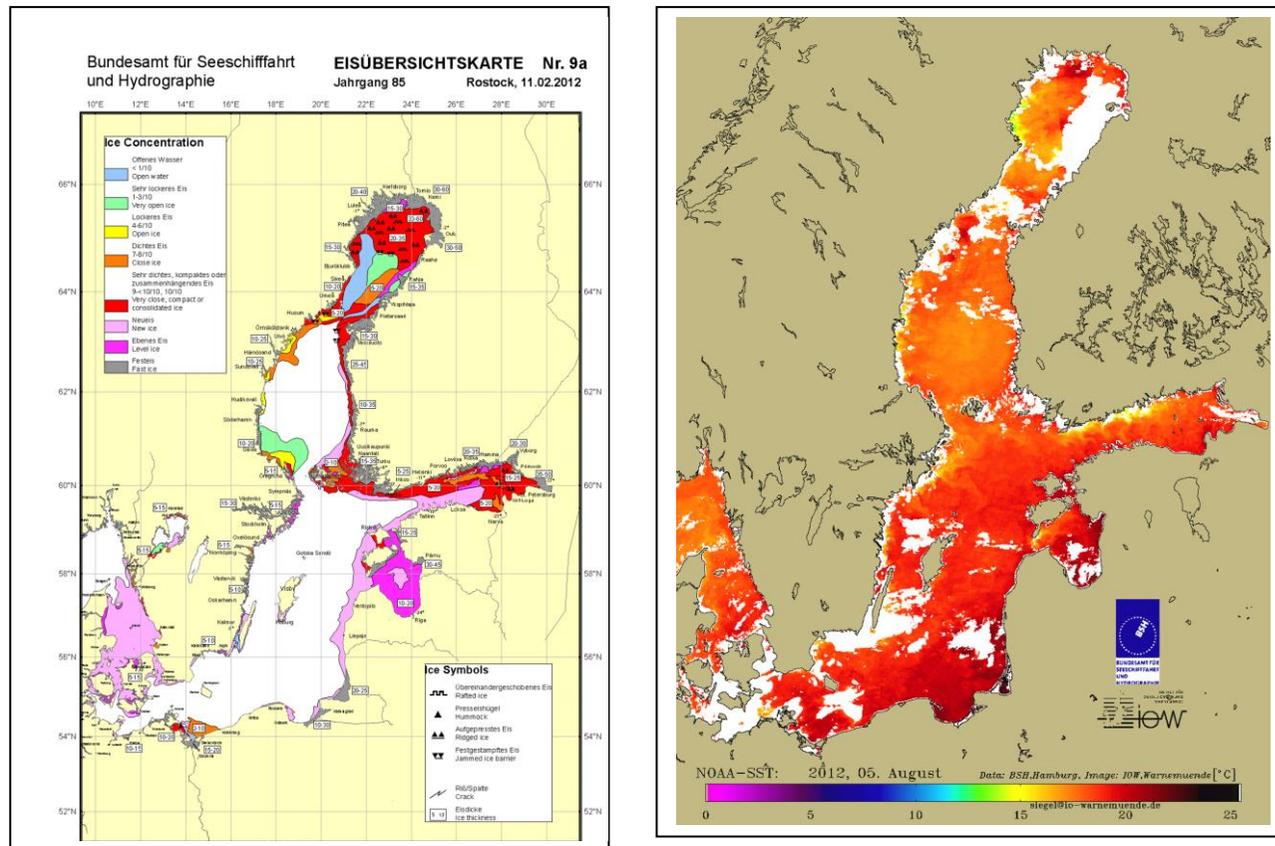


Abb. 19: Maximale Eisbedeckung der Ostsee im Jahr 2012 am 11.02.2012 (SCHMELZER et al., 2012) und Temperaturverteilung der Ostsee an einem der wärmsten Tage, dem 05. August 2012

Fig. 19: Maximum ice coverage of the year 2012 on 11 February (SCHMELZER et al., 2012) and temperature distribution of the Baltic on one of the warmest days of the year (05 August 2012)

6.1.2 Vertikalverteilung der Wassertemperatur

Die regelmäßigen Überwachungsfahrten des IOW liefern die grundlegende Datenbasis für die Beurteilung der hydrographischen Verhältnisse in der westlichen und zentralen Ostsee. Diese Überwachungsfahrten werden im Februar, März/April, Mai, Juli/August und November durchgeführt. Abb. 20 zeigt die Momentaufnahmen der vertikalen Temperaturverteilung die auf den jeweiligen Expeditionen gewonnen wurden. Zusätzlich fließen in die Beurteilung der hydrographischen Verhältnisse in der zentralen Ostsee auch Daten aus dem nationalen Schwedischen Monitoring Programm des SMHI ein, die monatlich an den zentralen Stationen der einzelnen Ostseebecken erhoben werden. Auf einer Meteor-Expedition im Juli 2012 (M87/4) wurden durch das IOW weitere hydrographische Daten im östlichen Gotlandbecken gewonnen. Die Ergebnisse dieser Messungen sind u.a. in Abb. 21 dargestellt.

Die Oberflächentemperatur der Ostsee wird durch die lokalen Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre und die Tiefe der Windmischungsschicht bestimmt. Im Gegensatz dazu ist das Temperatursignal unterhalb der Halokline von der Deckschicht entkoppelt und spiegelt die lateralen Wärmeflüsse in Folge von Salzwasser-Einstromereignissen aus der Nordsee und diapkyknischer Vermischung wider.

In Jahresverlauf 2012 wurde in der zentralen Ostsee nur das größte barotrope Einstromereignis vom Februar beobachtet (vgl. Abb. 22 sowie Kapitel 2 und 3). In der südlichen Gotlandsee spielten außerdem noch die Wasserkörper des Einstroms vom November 2011 eine Rolle. Das übrige Einstromgeschehen war wie in den vorangegangenen Jahren geprägt von einer Serie kleinerer barokliner und barotroper Einströme, wie etwa einem warmen in der Arkonasee im August. Die Wirkung dieser Einströme blieb im Jahresverlauf 2012 hauptsächlich auf die südliche Ostsee begrenzt. Gleiches gilt auch für den stärkeren Einstrom vom November/Dezember 2011, von dem Auswirkungen auf die zentrale Ostsee erwartet wurden. Dieser Einstrom wurde als moderater Major Baltic Inflow mit einem Intensitätsindex $Q_{96} = 10$ klassifiziert. Jedoch war dessen Einstromvolumen nicht groß genug um ökologisch signifikante Veränderungen in der zentralen Ostsee hervorzurufen.

Die Entwicklung der vertikalen Temperaturverteilung in der zentralen Ostsee wurde im Jahr 2012 hauptsächlich durch den Jahresgang der Atmosphärentemperatur geprägt (vgl. Kapitel 2). Der Winter 2011/2012 war nach zwei kalten Wintern in Folge, relativ mild. Die Sommertemperaturen lagen 2012 leicht (0,5-1,0 K) über dem langjährigen Mittel. Einstromereignisse hatten im Jahr 2012 auf die vertikale Temperaturverteilung in der zentralen Ostsee nur einen geringen Einfluss. Ihre Auswirkungen blieben im Wesentlichen auf die westliche Ostsee und das Bornholmbecken begrenzt. Jedoch wurden die seit November 2010 ungewöhnlich konstanten Temperaturverhältnisse im Tiefenwasser des östlichen Gotlandbeckens zu Jahresbeginn 2012 gestört, dem Anschein nach durch Sekundäreffekte des Einstroms vom November 2011 (vgl. Abb. 21).

Die Temperaturverteilung Anfang Februar 2012 zeigt die saisonale Abkühlung der Deckschicht. Trotz der mit der Abkühlung verbundenen tiefen Konvektion war die Deckschicht noch nicht

vollständig homogenisiert. Durch den milden Winter waren die Oberflächentemperaturen relativ hoch. In der zentralen Arkonasee wurden noch 2,8 °C gemessen. Lediglich in den flachen küstennahen Bereichen waren die Temperaturen unter die 2 °C gefallen. Im östlichen Gotlandbecken lagen die Oberflächentemperaturen bei 2,6 °C. Damit lag mit Ausnahme der Küstenbereiche die Oberflächentemperatur im Februar noch über dem Dichtemaximum und die weitere Abkühlung der Deckschicht verursachte tiefe Vertikalkonvektion, verbunden mit einer stetigen Vertiefung und Abkühlung der gesamten Deckschicht.

Im Arkonabecken wurde Anfang Februar eine bis zu 10 m dicke warme Bodenschicht, mit Maximaltemperaturen von 6,4 °C beobachtet. Dieser Wasserkörper war der Rest des Einstroms von November/Dezember 2011. Die Hauptmasse dieses Einstromes breitete sich in der Halokline des Bornholmbeckens und der Stolper Rinne aus und hatte Anfang Februar den östlichen Ausgang der Stolper Rinne (Station 256) erreicht. In Abb. 20 ist die Spitze des Einstromes an der Änderung der Tiefenlage der 5 °C Isothermen von 57 m auf 75 m zwischen den Stationen 256 und 259 erkennbar. Die Dichte des einströmenden Wassers war jedoch nicht hoch genug um die tieferen Schichten der zentralen Ostsee zu erreichen. Im Temperatursignal der tieferen Schichten gibt es keine Hinweise auf ältere Einstromwasserkörper.

Bis Ende März hatte sich die Oberflächentemperatur in der Ostsee gegenüber den Anfang Februar gemessenen Werten bereits wieder leicht erhöht. Im östlichen Gotlandbecken wurden mit 3,0 °C bereits 2,5 K mehr als im März des Vorjahres gemessen. In weiten Teilen der zentralen Ostsee fiel die Oberflächentemperatur im Winter 2011/2012 nicht unter das Dichtemaximum. Als Konsequenz war eine relativ zeitige, durch Dinoflagellaten dominierte Frühjahrsblüte zu erwarten. Trotz des Kälteeinbruchs im Februar 2012 lagen die Oberflächentemperaturen im März in Teilen der Ostsee deutlich über dem langjährigen Mittel (vgl. Kapitel 6.1.1.). Durch die relativ frühe Erwärmung des Oberflächenwassers ist der Tiefenbereich unter 40 m Ende März bereits von der Oberfläche abgeschlossen. Hier begann sich der Winterwasserkörper mit seinem charakteristischen Temperaturminimum herauszubilden. Das neu gebildete Winterwasser war mit Minimaltemperaturen von 2,7 °C relativ warm. In der zentralen Ostsee hatte sich die mittlere Tiefe der 5 °C Isotherme von ca. 70 m im Februar auf 85 m Ende März vertieft. Das weist auf eine starke Erosion der Pyknokline hin.

Die vertikale Temperaturverteilung in der westlichen Ostsee war nach dem Einstrom von 2011 durch das neue Einstromereignis im Februar 2012 geprägt (vgl. Kapitel 2). Der durch den Einstrom im November/Dezember 2011 erzeugte warme Bodenwasserkörper im Arkonabecken war vollständig verschwunden und durch das kalte Einstromwasser des Februareinstromes ersetzt, dessen Temperatur im Bereich von 1,9 bis 2,4 °C lag. Unterhalb von 30 bis 35 m Tiefe füllte der Einstromwasserkörper das gesamte Becken aus. Die Spitze des Einstromwassers hatte Ende März 2012 bereits das Bornholmsgat passiert und die Mitte des Bornholmbeckens erreicht. In der westlichen Bornholmsee verdrängte das Einstromwasser den alten Tiefenwasserkörper. In der Folge des Einstroms wurde eine Abkühlung des Bodenwassers im Bornholmbecken von 7,1 °C Anfang Februar bis auf 5,8 °C im Mai 2012 beobachtet.

Bis Mai hatte sich das Oberflächenwasser der Ostsee deutlich erwärmt. Die

Oberflächentemperaturen lagen zwischen 5 und 8 °C. Die sich immer stärker ausprägende sommerliche Temperaturschichtung der zentralen Ostsee führte zum endgültigen Abkoppeln der Winterwasserschicht (30-60 m Tiefe) von der direkten Wechselwirkung mit der Atmosphäre. Diese Zwischenschicht war 2012, verglichen mit dem Vorjahr relativ warm. In der östlichen Gotlandsee beträgt die Minimaltemperatur des winterlichen Zwischenwassers im Mai 2012 3,0 – 3,4 °C und lag damit bis zu 1,9 K über dem Wert des Vorjahres. Ähnliche Verhältnisse wurden in der gesamten Ostsee beobachtet. Im Bornholmbecken sind die Auswirkungen des Einstroms vom Februar 2012 spürbar. Das kalte Einstromwasser hatte den vorherigen Bodenwasserkörper ersetzt. Auch die Temperatur in der Halokline liegt etwa 2 K niedriger als im Februar. Die Spitze des Februareinstroms hatte Anfang Mai bereits den östlichen Ausgang der Stolper Rinne erreicht und bis zur Station 255 das vorher wärmere Bodenwasser verdrängt.

Bis Ende Juli 2012 hatte sich in der gesamten Ostsee die typische sommerliche Temperaturschichtung aufgebaut. Die saisonale Thermokline in etwa 30 bis 35 m Tiefe trennt das stark erwärmte Oberflächenwasser vom kalten winterlichen Zwischenwasser. Die Minimaltemperaturen im Zwischenwasser lagen relativ hoch in der Bornholmsee bei 3,6 °C und sanken auch in den zentralen Ostseebecken nur schwach bis unter 3,3 °C ab (Gotlandtiefl).

In der westlichen Arkonasee wurde im August der Einstrom eines warmen Bodenwasserkörpers mit Maximaltemperaturen von 14,3 °C beobachtet. Dieser Warmwasserkörper wurde durch barokline Einstromprozesse über die Darßer Schwelle gespeist. Er hatte im westlichen Arkonabecken eine vertikale Ausdehnung von bis zu 10 m.

In der Bodenschicht am Eingang des östlichen Gotlandbeckens (80 bis 110 m Tiefe) zeigte die vertikale Temperaturverteilung im August einen Kaltwasserkörper. Die Quelle dieses Kaltwasserkörpers war der Einstrom im Februar 2012. Die Dichte dieses Wassers war jedoch zu gering um die Bodenschicht des Gotlandbeckens zu erneuern. Mit Hilfe eines TS-Diagrammes (Abb. 21), basierend auf Daten der Meteor-Expedition M87/4 im Juli 2012, wurden die Verhältnisse im östlichen Gotlandbecken genauer dargestellt. Es konnten fünf verschiedene Wassermassen identifiziert werden. A - erwärmtes Wasser der Deckschicht, B - Winterliches Zwischenwasser, C - Wasser der permanenten Halokline, D - Bodenwasser des Gotlandbeckens und E - neu eingeströmtes Wasser in der Halokline. Das neu eingeströmte Wasser aus den Einströmen von November/Dezember 2011 und Februar 2012 zeichnet sich klar als separater Ast im TS- Diagramm ab. Beide Einströme können anhand ihres Sauerstoffgehaltes unterschieden werden. Das etwas wärmere Einstromwasser aus dem Novembereinstrom 2011 hatte nur einen relativ geringen Sauerstoffgehalt von bis zu 1 ml/l, während das im Februar eingeströmte Wasser noch einen Sauerstoffgehalt von bis zu 3 ml/l aufwies. Wegen der zu niedrigen Dichte konnte jedoch keiner der Einströme das ältere Bodenwasser im östlichen Gotlandbecken verdrängen.

Die Temperaturverteilung Anfang November 2012 zeigt die herbstliche Erosion der Thermokline. Die Temperatur in der schon auf 35 bis 45 m vertieften dicken Deckschicht betrug noch 8,5 bis 9,5 °C. Eine stärkere Abkühlung bis auf 7,5 °C war lediglich in den küstennahen Bereichen und der westlichen Gotlandsee erfolgt. Das winterliche Zwischenwasser war noch als dünne

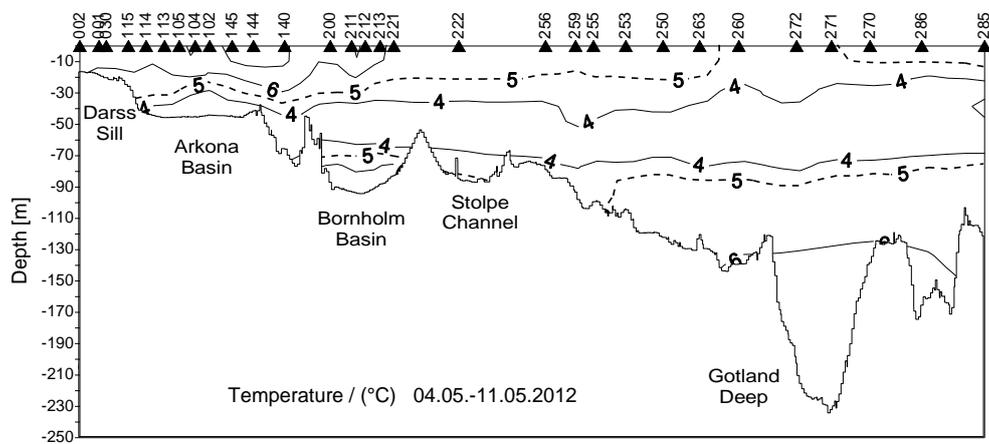
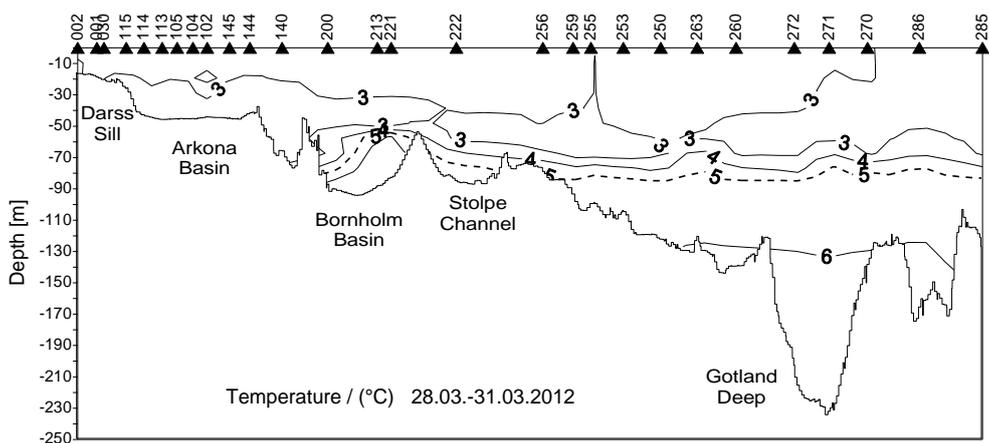
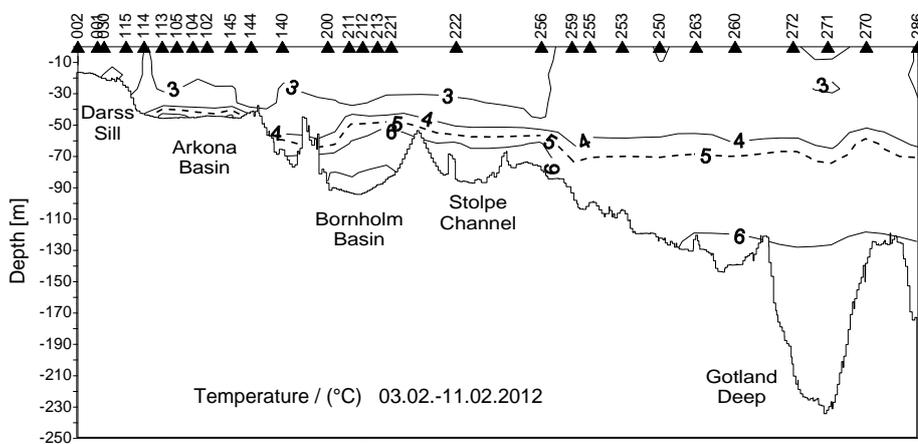
Schicht von 10 bis 20 m Dicke in der zentralen Ostsee zu beobachten. Kleinere Reste der Zwischenwasserschicht waren auch noch im Bornholmbecken vorhanden.

Die Temperaturschichtung in der westlichen Ostsee wurde im Herbst durch warme barokline Einströme während des Sommers bestimmt. Das warme salzreiche Wasser bildete im westlichen Arkonabecken eine Bodenschicht von 10 bis 20 m Mächtigkeit. In der Beckenmitte (Station 113) betrug die Temperatur im November am Boden 14,4 °C. Der noch im August vorhandene kalte Wasserkörper in der Halokline des Bornholmbeckens wurde durch Wasser der Sommer- und Herbsteinströme vollständig verdrängt. Für eine Erneuerung des Tiefenwassers im Bornholmbecken war die Dichte des einströmenden Wassers zu gering. Es lag im November als warme Schicht in 55 bis 75 m Tiefe. Ein großer Teil des über den Sommer eingeströmten warmen Wassers war bereits über die Stolper Schwelle abgeflossen und hatte die Bodenschicht der Stolper Rinne vollständig aufgefüllt. Die Spitze dieses Wasserkörpers hat den östlichen Ausgang der Stolper Rinne passiert und den südlichen Rand des Gotlandbeckens erreicht. Aufgrund seiner geringen Dichte hatte es sich hier bereits vom Boden abgelöst und schichtete sich in 75 bis 90 m Tiefe ein.

In den zentralen Bereichen des östlichen Gotlandbeckens sank die 6 °C Isotherme zwischen Anfang August und Anfang November von 136 m auf 144 m ab. Die Ursache dafür war die Einschichtung kalten Wassers aus den Einströmen von November/Dezember 2011 und Februar 2012. Letzterer hatte auch moderate Auswirkungen auf die Temperaturschichtung unterhalb der Halokline.

Die Temperaturentwicklung im Tiefenwasser des Gotlandbeckens kann mit Hilfe der „Hagen-Kurve“ in hoher zeitlicher Auflösung beschrieben werden. Diese Zeitreihe stellt deshalb eine wertvolle Ergänzung zum schiffsgestützten Überwachungsprogramm dar. Abbildung 22 zeigt die „Hagen-Kurve“ für den Zeitraum von Januar 2011 bis Dezember 2012. Eine Besonderheit in der vertikalen Temperaturschichtung der zentralen Ostsee stellte die im Jahresverlauf 2011 nahezu konstante Temperatur im Tiefenwasser des östlichen Gotlandbeckens dar. Seit Beginn des Jahres 2011 wies das Tiefenwasser des östlichen Gotlandbeckens zwischen 170 und 220 m Tiefe eine fast konstante Temperatur um 6,43 °C auf. Ein vertikaler Temperaturgradient war praktisch nicht vorhanden. Eine langandauernde Periode mit derart konstanten Temperaturen und geringen Temperaturfluktuationen ist in der ‚Hagen-Kurve‘ bisher ohne Beispiel. Anfang Dezember 2011 wurde diese Periode mit dem Eintreffen eines kälteren Wasserkörpers im östlichen Gotlandbecken beendet. Dieses Wasser stammte wahrscheinlich aus dem Einstromereignis das im März 2011 an der Darßer Schwelle beobachtet wurde. In 170 m Tiefe verringerte sich die Temperatur ab diesem Zeitpunkt um ca. 0,06 K. Der tiefer liegende Wasserkörper bleibt von diesem Einstrom noch unberührt. Erst das Wasser des Februareinstromes 2012 erreicht ab September 2012 auch diese Schichten, nachdem es im Juli 2012 bereits in 170 m Tiefe einen starken negativen Peak in der Temperaturzeitreihe verursacht hatte. Bis Ende Dezember 2012 fiel die Temperatur infolge der Einmischung des kälteren Einstromwasser in 170 m Tiefe um 0,3 K und um 0,05 bis 0,10 K in den darunterliegenden Schichten. Für eine Belüftung des Tiefenwassers im östlichen Gotlandbecken reichte der geringe Sauerstoffgehalt des eingeströmten Wassers jedoch nicht aus. In den tiefsten

Bereichen des Beckens (Station 271) blieb eine etwa 20 m starke Bodenschicht von den Einströmen unberührt.



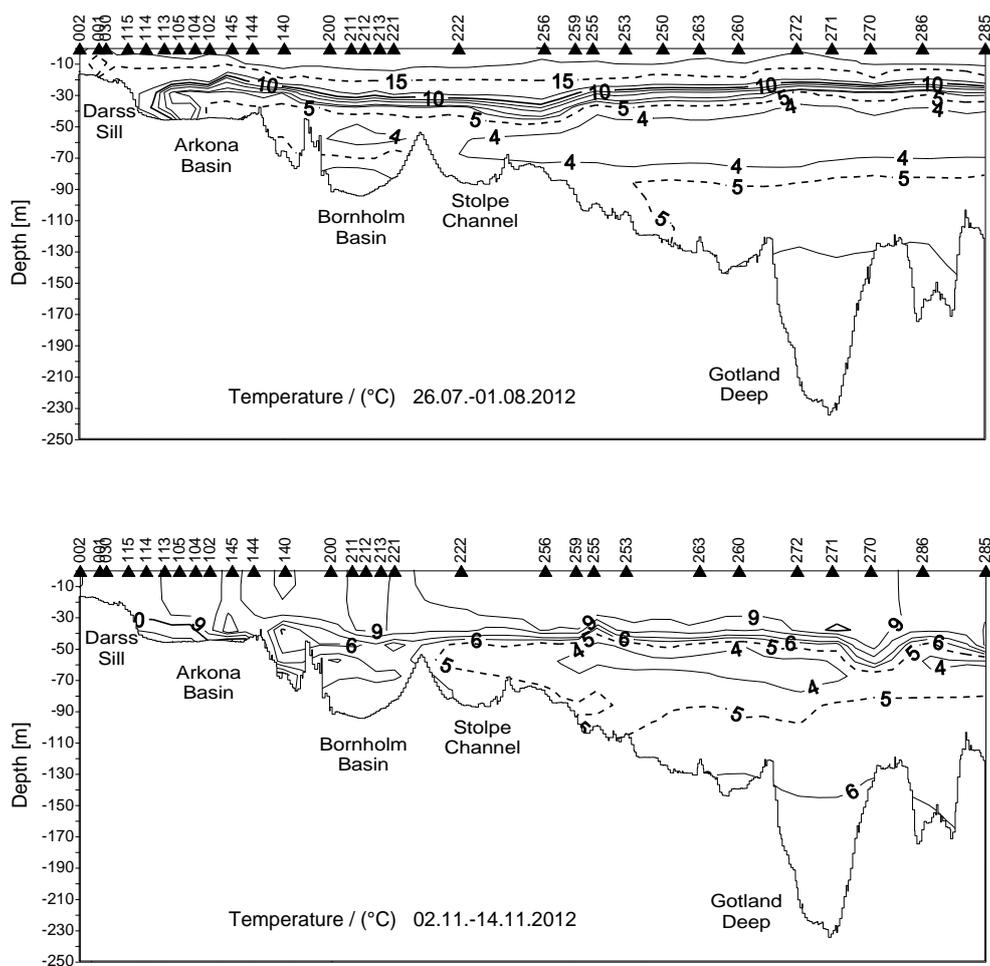


Abb. 20: Vertikale Verteilung der Wassertemperatur zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 20: Vertical water temperature distribution between Darss Sill and northern Gotland Basin

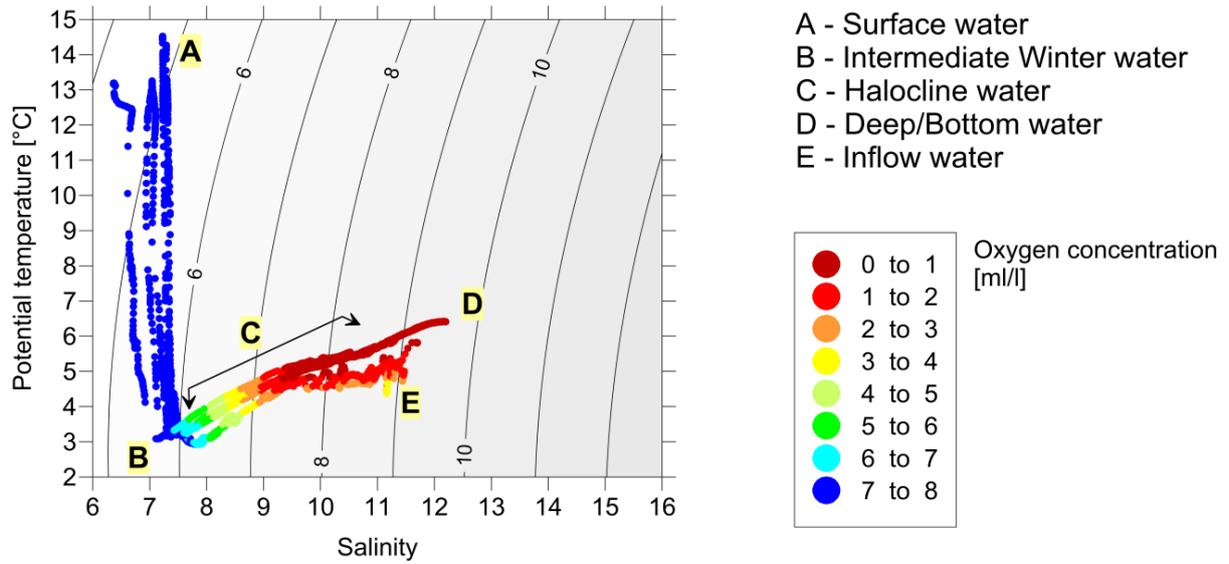


Abb. 21: TS-Diagramm für das östliche Gotlandbecken im Sommer 2012 (CTD Messungen der Meteorexpedition M87/4, Juli 2012)

Fig. 21: TS-diagram for the eastern Gotland Basin in summer 2012 (based on CTD-data of Meteor-cruise M87/4, July 2012)

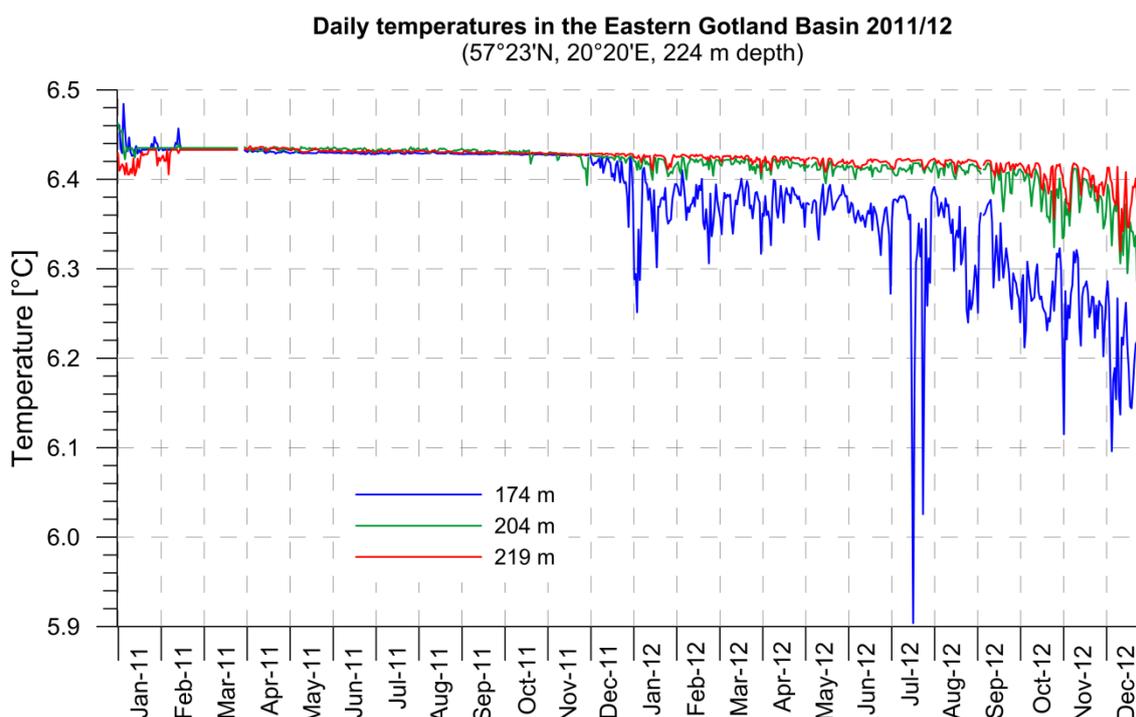


Abb. 22: Der Ausschnitt der „Hagen–Kurve“ zeigt den Temperaturverlauf des Tiefenwassers im östlichen Gotlandbecken (EGB) von Januar 2011 bis Dezember 2012 an 3 Tiefenniveaus einer Verankerung bei 224 m Wassertiefe (HAGEN & FEISTEL, 2001, 2004). Nachdem bisher einmalig beobachteten nahezu konstanten Temperaturen im Jahr 2011 begann im Dezember 2011 eine leichte Abkühlung im Tiefenwasser, die sich ab Juli 2012 weiter verstärkte. Der negative Peak im Juli 2012 markiert den Zeitpunkt des Eintreffens des Einstromwassers von Februar 2012 im östlichen Gotlandbecken

Fig. 22: The depicted section of the „Hagen curve“ shows the temperature signal of the deep water in the eastern Gotland Basin (EGB) between January 2011 and December 2012 at three depth levels of a mooring at 224 m bathymetric depth (HAGEN & FEISTEL, 2001, 2004). The constant temperature during the year 2011 is unique in the entire time series. Beginning in December 2011 a weak cooling of the deep water was observed, even more pronounced from July 2012 onwards. The negative peak in July 2012 marks the arrival time of waters from inflow in February 2012 at the eastern Gotland Basin

Die Jahresmittelwerte und Standardabweichungen der Temperatur im Tiefenwasser der zentralen Ostsee sind in Tabelle 5 für die zurückliegenden fünf Jahre auf Basis der CTD Messungen zusammengestellt. Im Jahr 2012 waren die Tiefenwassertemperaturen aufgrund der Wirkung der kalten Einstrome vom Frühjahr 2011 und Februar 2012 etwas geringer als 2011. Die Standardabweichungen der Temperaturfluktuationen waren 2012 vergleichbar mit den geringen Vorjahreswerten. Das impliziert, dass das Bodenwasser im Fårötief, Landsorttief und Karlsötief nur im geringen Maße von den Einstromen beeinflusst wurde, und die Einstrome die Bodenschicht des östlichen Gotlandbeckens nicht erreichten.

Tab. 5: Jahresmittelwerte und Standardabweichungen ausgewählter hydrographischer Parameter im Tiefenwasser der zentralen Ostsee: IOW sowie SMHI- Daten (n = 8-17)

Table 5: Annual means and standard deviations of selected hydrographic parameters in the deep water of the central Baltic Sea: IOW- and SMHI data (n= 8-17)

Wassertemperatur (° C; Maximalwerte hervorgehoben)

Station	Tiefe/m	2008	2009	2010	2011	2012
213 (Bornholmtief)	80	7,92 ± 0,80	9,04 ± 0,54	8.29 ± 1.06	6.48 ± 0.69	6.40 ± 0.40
271 (Gotlandtief)	200	6,29 ± 0,01	6,29 ± 0,01	6.46 ± 0.07	6.43 ± 0.00	6.42 ± 0.01
286 (Fårötief)	150	6,11 ± 0.02	6,43 ± 0,17	6.74 ± 0.12	6.42 ± 0.07	6.14 ± 0.08
284 (Landsortief)	400	5,70 ± 0,08	5,79 ± 0,06	6.09 ± 0.15	5.95 ± 0.09	5.70 ± 0.06
245 (Karlsötief)	100	5,24 ± 0.08	5,31 ± 0,09	5.43 ± 0.10	5.44 ± 0.07	5.15 ± 0.12

Salzgehalt (Maximalwerte hervorgehoben)

Station	Tiefe/m	2008	2009	2010	2011	2012
213 (Bornholmtief)	80	15,49 ± 0,24	15,59 ± 0,17	15.85 ± 0.33	14.68 ± 0.45	15.16 ± 0.49
271 (Gotlandtief)	200	12,54 ± 0,02	12,43 ± 0,03	12.33 ± 0.03	12.20 ± 0.03	12.13 ± 0.04
286 (Fårötief)	150	11,93 ± 0,08	11,84 ± 0,04	11.77 ± 0.04	11.69 ± 0.16	11.52 ± 0.06
284 (Landsortief)	400	11,00 ± 0,05	10,86 ± 0,06	10.76 ± 0.03	10.65 ± 0.02	10.50 ± 0.03
245 (Karlsötief)	100	10,08 ± 0,18	9,98 ± 0,09	10.01 ± 0.17	9.98 ± 0.11	9.61 ± 0.12

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

Station	Tiefe/m	2008	2009	2010	2011	2012
213 (Bornholmtief)	80	1.15 ± 0.89	1,13 ± 0,74	1.28 ± 0.88	0.78 ± 0.83	1.68 ± 1.45
271 (Gotlandtief)	200	-2.22 ± 0.49	-3,09 ± 0,47	-4.29 ± 0.69	-3.98 ± 0.51	-4.81 ± 0.50
286 (Fårötief)	150	-1.06 ± 0.33	-1,25 ± 0,78	-1.97 ± 0.34	-1.57 ± 0.30	-2.20 ± 0.38
284 (Landsortief)	400	-1.02 ± 0.29	-1,17 ± 0,17	-1.15 ± 0.26	-1.06 ± 0.31	-1.24 ± 0.30
245 (Karlsötief)	100	-0,63 ± 0,57	-0,61 ± 0,42	-1.49 ± 0.83	-1.36 ± 0.58	-0.17 ± 0.44

6.2 Salzgehalt

Die vertikale Verteilung des Salzgehaltes in der westlichen und zentralen Ostsee ist in Abb. 23 für die fünf Überwachungsfahrten des IOW zusammengestellt. Die Salzgehaltverteilung zeigt eine deutlich geringere Variabilität als die der Temperatur. Typisch ist der West-Ost Gradient im Bodenwasser. Größere Schwankungen des Salzgehaltes sind besonders in der westlichen Ostsee zu beobachten, wo der Salzgehalt durch die Einstromereignisse von salzhaltigem Nordseewasser am stärksten beeinflusst wird. Die Dauer und der Einfluss kleiner Einstromereignisse sind meist zu gering, um sich in der generellen Salzgehaltsverteilung niederzuschlagen. Lediglich in der Summe können sie zu langsamen langfristigen Änderungen des Salzgehaltes führen. Die in Abb. 23 dargestellten Salzgehaltsverteilungen stellen lediglich „Schnappschüsse“ dar, die nicht geeignet sind ein vollständiges Bild der Einstromaktivität nachzuzeichnen. 2012 waren nur der Einstrom von Februar und die barokline Einstromserie im Sommer kräftig genug um mit diesem Messregime erfasst zu werden.

Anfang Februar 2012 wurde in der Arkonasee eine etwa 10 m mächtige salzreiche Schicht am Boden beobachtet, die sich durch den November/Dezember-Einstrom 2011 aufgebaut hatte. Die Spitze des Einstromwasserkörpers hatte zu diesem Zeitpunkt bereits den östlichen Ausgang der Stolper Rinne erreicht, wo sie durch einen kräftigen Sprung in der Haloklinentiefe erkennbar war. Der starke Einstrom im Februar 2012 füllte das Arkonabecken mit einer bis zu 20 m starken Schicht salzreichen kalten Wassers auf. Die Halokline stieg auf 30 m Tiefe an. Das neu eingeströmte Wasser war etwas salzärmer als das Wasser des November/Dezember-Einstromes. Dadurch verringerte sich der Bodensalzgehalt an der Station 113 von Anfang Februar bis Ende März 2012 von 17,4 auf 16,6 g/kg. Im östlichen Gotlandbecken erhöhte sich

im gleichen Zeitraum die Tiefe der Halokline infolge der winterlichen Vertikalkonvektion von 70 auf 80 m. In dieser Tiefe verblieb sie bis November 2012.

Ende Juli 2012 begann eine Serie kleiner barokliner Einströme, die das Arkonabecken bis Anfang November mit einer etwa 10 bis 15 m dicken warmen salzreichen Bodenwasserschicht auffüllte.

Den generellen Trend des Salzgehaltes im Tiefenwasser der Ostsee für die zurückliegenden fünf Jahre zeigt Tabelle 5. Dabei zeigt sich ein relativ einheitliches Bild für die gesamte Ostsee. Generell hat sich die Abnahme der Salzgehalte im Tiefenwasser, die seit Ende des Jahres 2004 zu beobachten war, weiter fortgesetzt. Dieser Prozess ist auf das Andauern der seit 2004 anhaltenden Stagnationsperiode zurückzuführen. Die seitdem beobachteten kleinen Einstromereignisse haben das Tiefenwasser des Gotlandbeckens nur in geringem Umfang erreicht, da sich die meisten dieser Einströme in der Halokline einschichtet. Die Tiefenlage der Halokline hatte sich seit dem großen Salzwassereinstrom von 2003 kaum verändert, weil der vertikale Salztransport in die Deckschicht durch die kleinen Einstromereignisse weitgehend kompensiert wird. Ausgenommen von dieser generellen Entwicklung ist lediglich das Bornholmbecken, das regelmäßig von kleineren Einstromereignissen erreicht wurde, hier ist der mittlere Salzgehalt im Tiefenwasser gegenüber 2011 um ca. 0,5 g/kg angestiegen.

Für den Oberflächensalzgehalt der Ostsee ergibt sich über die letzten fünf Jahre kein eindeutiger Trend. Tabelle 6 fasst die Änderungen des Oberflächensalzgehaltes zusammen. Gegenüber den Minimalwerten des Jahres 2010 haben sich die Oberflächensalzgehalte in der westlichen Ostsee 2012 weiter leicht erhöht. Im westlichen und östlichen Gotlandbecken wurden 2012 jedoch die geringsten Oberflächensalzgehalte der letzten fünf Jahre beobachtet. Die Standardabweichungen des Oberflächensalzgehaltes liegen etwa auf dem Niveau des Vorjahres und bewegen sich damit im üblichen Bereich.

Tab. 6: Jahresmittelwerte von 2008 bis 2012 und Standardabweichungen der Salinität im Oberflächenwasser der zentralen Ostsee (Minimalwerte hervorgehoben, n= 13-22). Die Langzeitmittelwerte der Jahre 1952-2005 sind dem BALTIC-Klima-Atlas entnommen (FEISTEL et al., 2008)

Table 6: Annual means of 2008 to 2012 and standard deviations of surface water salinity in the central Baltic Sea (minimum values in bold, n= 13-22). The long-term averages of the years 1952-2005 are taken from the BALTIC climate atlas (FEISTEL et al., 2008)

Station	1952- 2005	2008	2009	2010	2011	2012
213 (Bornholmtief)	7,60 ±0,29	7,58 ±0,10	7,54 ±0,15	7,17 ±0.17	7,23 ±0,11	7,64 ±0,11
271 (Gotlandtief)	7,26 ±0,32	7,19 ±0,25	7,15 ±0,16	7,20 ±0.20	7,15 ±0,19	7,10 ±0,13
286 (Fårötief)	6,92 ±0,34	6,85 ±0,39	6,80 ±0,28	6,74 ±0.41	6,96 ±0,24	6,91 ±0,16
284 (Landsortief)	6,75 ±0,35	6,49 ±0,37	6,63 ±0,14	6,37 ±0.40	6,68 ±0,40	6,27 ±0,38
245 (Karlsötief)	6,99 ±0,32	7,11 ±0,16	6,84 ±0,25	6,60 ±0.22	6,81 ±0,24	6,97 ±0,21

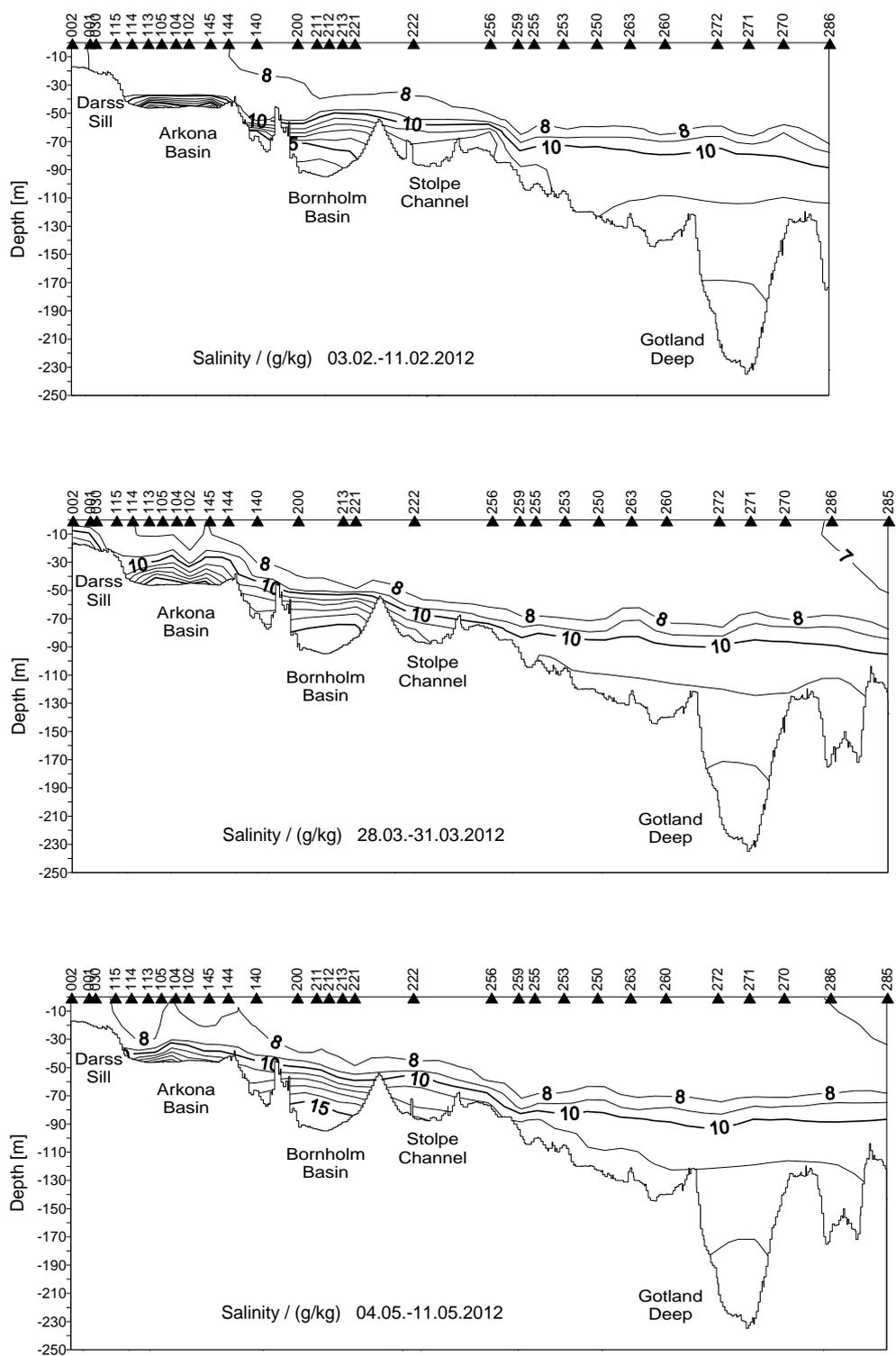


Abb. 23: Vertikale Verteilung des Salzgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 23: Vertical salinity distribution between Darss Sill and northern Gotland Basin

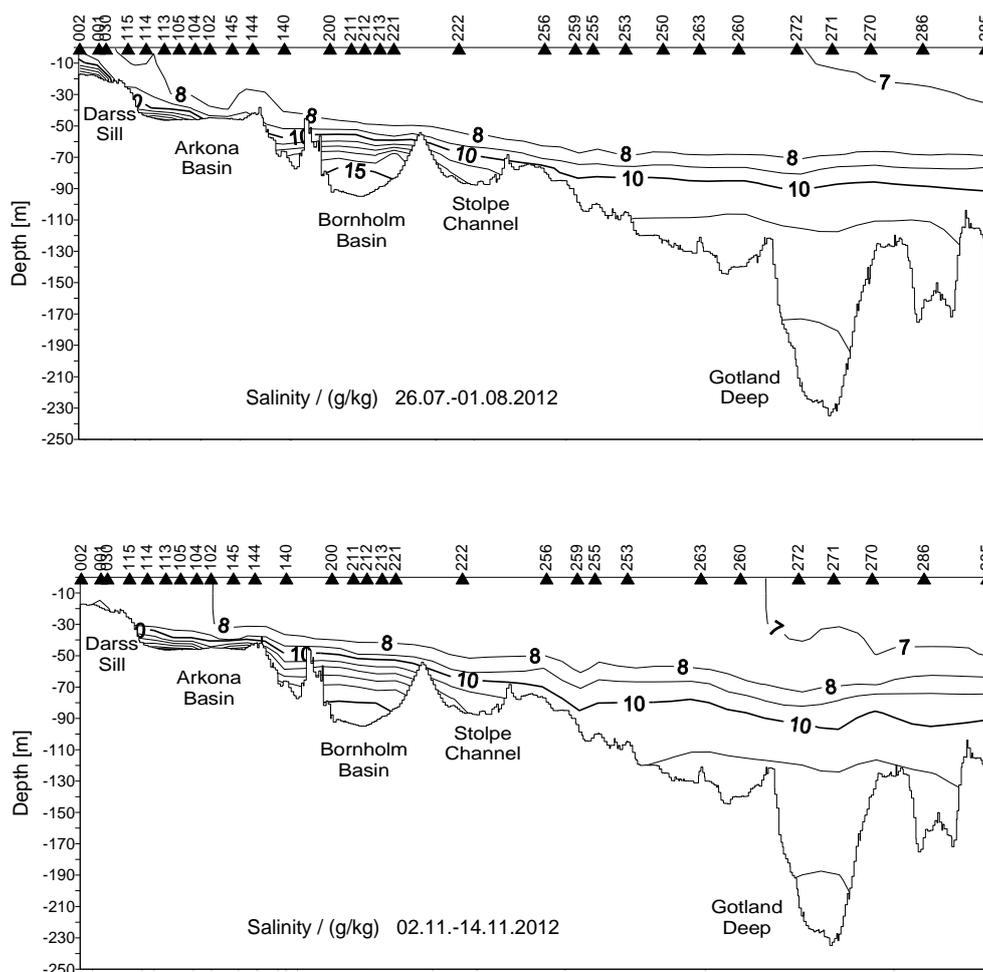


Abb. 23: Vertikale Verteilung des Salzgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 23: Vertical salinity distribution between Darss Sill and northern Gotland Basin

6.3 Sauerstoffverteilung

Die positiven Komponenten der Sauerstoffbilanz eines Gewässers sind durch die Zufuhr aus der Atmosphäre und durch die Primärproduktion des Phytoplanktons und der Makrophyten gekennzeichnet. Dem stehen die Verlustgrößen Atmung, Abbau und Mineralisation organischer Substanz sowie Abgabe an die Atmosphäre gegenüber. Überwiegen die Verlustgrößen die positiven Komponenten ist die Sauerstoffbilanz des Gewässers in der Regel schlecht (SCHWOERBEL, 1984). Auch starke diurnale und saisonale Schwankungen deuten auf einen schlechten, durch Eutrophierung beeinflussten Gewässerzustand hin. Weiterhin wird der Sauerstoffgehalt durch temperatur- und salzgehaltsbedingte Schichtungen, vertikale Zirkulation, Advektion und Konvektion beeinflusst.

Da die positiven Komponenten auf die euphotische Schicht begrenzt sind, kann die Sauerstoffversorgung des Oberflächenwassers in der Regel als gut eingeschätzt werden. Die Veränderungen des Sauerstoffgehaltes werden im Wesentlichen durch die Jahresgänge von Temperatur und Salzgehalt bestimmt (NAUSCH et al. 2008a, 2009). Auch die jahreszeitlich bedingte unterschiedliche Intensität von Produktions- und Zehrungsprozessen muss beachtet werden. Unterhalb permanenter oder temporärer Sprungschichten kann es dagegen zu einer erheblichen Sauerstoffzehrung kommen, da diese Wasserschichten nicht durchlichtet sind, folglich nur Zehrungsprozesse stattfinden.

In der durchmischten Oberflächenschicht kann ein typischer Jahresgang des Sauerstoffgehaltes beobachtet werden (MATTHÄUS 1978, NAUSCH et al. 2008a). Die größere Gaslöslichkeit bei niedrigen Temperaturen führt zu hohen Sauerstoffkonzentrationen im Winter. Die Frühjahrsblüte des Phytoplanktons im März erhöht den Sauerstoffgehalt des Oberflächenwassers bei nach wie vor niedrigen Temperaturen weiter (Tab. 8). Jedoch muss angemerkt werden, dass mit einer einmaligen Beprobung das Maximum des Sauerstoffgehaltes nicht immer ermittelt werden kann, was auch aus einem Vergleich der Jahre 2011 und 2012 deutlich wird (Tab. 7). Im Februar und März/April wurden 2012 in allen untersuchten Seegebieten geringere Sauerstoffkonzentrationen als im Vorjahr gemessen. In Abhängigkeit von der Geschwindigkeit und Intensität der Erwärmung des Oberflächenwassers nehmen die Sauerstoffkonzentrationen zum Mai hin ab. Die Unterschiede zum Vorjahr sind dabei in der westlichen Ostsee und im Arkonabecken gering, im Bornholmbecken und im östlichen Gotlandbecken wurden deutlich niedrigere Werte als im Jahr 2011 gemessen, was auf eine geringere Intensität der Frühjahrsblüte hindeutet. Im Sommer erreichen die Werte ihr Minimum, die herbstliche Abkühlung führt zu einer erneuten Zunahme des Sauerstoffgehaltes. In beiden Jahreszeiten können keine signifikanten Unterschiede zum Vorjahr festgestellt werden. Auffällig ist im Jahr 2012 auch, dass – mit Ausnahme der westlichen Ostsee – durchweg sehr geringe Standardabweichungen gefunden wurden, was für eine homogene Entwicklung in den Seegebieten spricht.

Um den Einfluss von Temperatur und Salzgehalt zu eliminieren, wird häufig der Sauerstoffsättigung gegenüber der Sauerstoffkonzentration der Vorrang gegeben. Dadurch wird die Vergleichbarkeit der Messwerte deutlich erhöht. Abb. 24 fasst die Sauerstoffsättigungswerte des Oberflächenwassers für die westliche Ostsee, das Arkonabecken, das Bornholmbecken und das östliche Gotlandbecken zusammen.

Tab. 7: Jahresgang des Sauerstoffgehaltes in der durchmischten Oberflächenschicht (0 – 10 m) in den Jahren 2011/2012

Table 7: Annual oxygen cycle in the mixed surface layer (0 – 10 m) in the years 2011 and 2012

	Februar	März/April	Mai	Juli	November
westl. Ostsee					
O ₂ (ml/l)	9,18/8,49	9,52/9,25	7,97/8,13	6,55/6,52	6,62/6,95
Stabw. (ml/l)	0,22/0,17	0,11/0,31	0,49/9,24	0,11/0,11	0,22/0,19
n	5/5	5/5	5/5	5/5	5/5
Arkonabecken					
O ₂ (ml/l)	9,21/8,63	9,96/9,41	8,83/8,68	6,73/6,90	7,32/7,33
Stabw. (ml/l)	0,15/0,06	1,48/0,15	0,25/0,18	0,10/0,09	0,14/0,06
n	13/13	13/13	12/13	12/13	12/13
Bornholmbecken					
O ₂ (ml/l)	8,81/8,61	9,54/9,18	10,60/8,95	6,63/6,85	7,40/7,42
Stabw. (ml/l)	0,07/0,03	0,07/0,02	0,64/0,05	0,06/0,09	0,02/0,07
n	4/6	5/3	4/3	4/3	3/4
östl. Gotlandbecken					
O ₂ (ml/l)	8,99/8,49	9,30/8,92	10,62/9,25	6,55/7,00	7,57/7,31
Stabw. (ml/l)	0,07/0,05	0,30/0,07	0,21/0,21	0,15/0,06	0,13/0,08
n	5/8	9/9	9/9	9/9	7/7

Der typische Jahresgang wird deutlich. Die Dominanz sauerstoffzehrender Prozesse und eine geringe Produktion führen im Winter zu einer geringen Untersättigung, die im Jahr 2012 bei 95 – 96% lagen. Die Frühjahrsblüte des Phytoplanktons führt zu einer Übersättigung, wobei in der westlichen Ostsee der Höhepunkt der Blüte erreicht schien, während sie im weiter östlich gelegenen Arkonabecken, im Bornholmbecken und im östlichen Gotlandbecken erst am Beginn stand bzw. weniger intensiv als im Vorjahr ausfiel. Im Mai setzte sich die Blüte in diesen Seegebieten bei weiterhin geringer Intensität fort, während der Rückgang der Sättigung in der westlichen Ostsee auf einen Zusammenbruch der Blüte und verstärkte Zehrungsprozesse hin deutete. Im Sommer war die Übersättigung in allen Seegebieten gering, ungünstige Witterungsbedingungen (kühle Temperaturen, Wind) verhinderten die massive Ausbildung von Cyanobakterien. So wurden Sättigungswerte von 130%, wie sie 2011 im Bornholmbecken und östlichen Gotlandbecken erreicht wurden (NAUSCH et al., 2012), nicht gefunden. Im Herbst führen verstärkte Abbauprozesse zu einer Untersättigung (Abb. 24). Wie auch in den zurückliegenden Jahren (NAUSCH et al. 2009, 2010, 2011a, 2012) war die Schwankungsbreite im Jahresverlauf relativ gering (95% bis maximal 115%), was für eine gesunde Sauerstoffbilanz des Oberflächenwassers spricht.

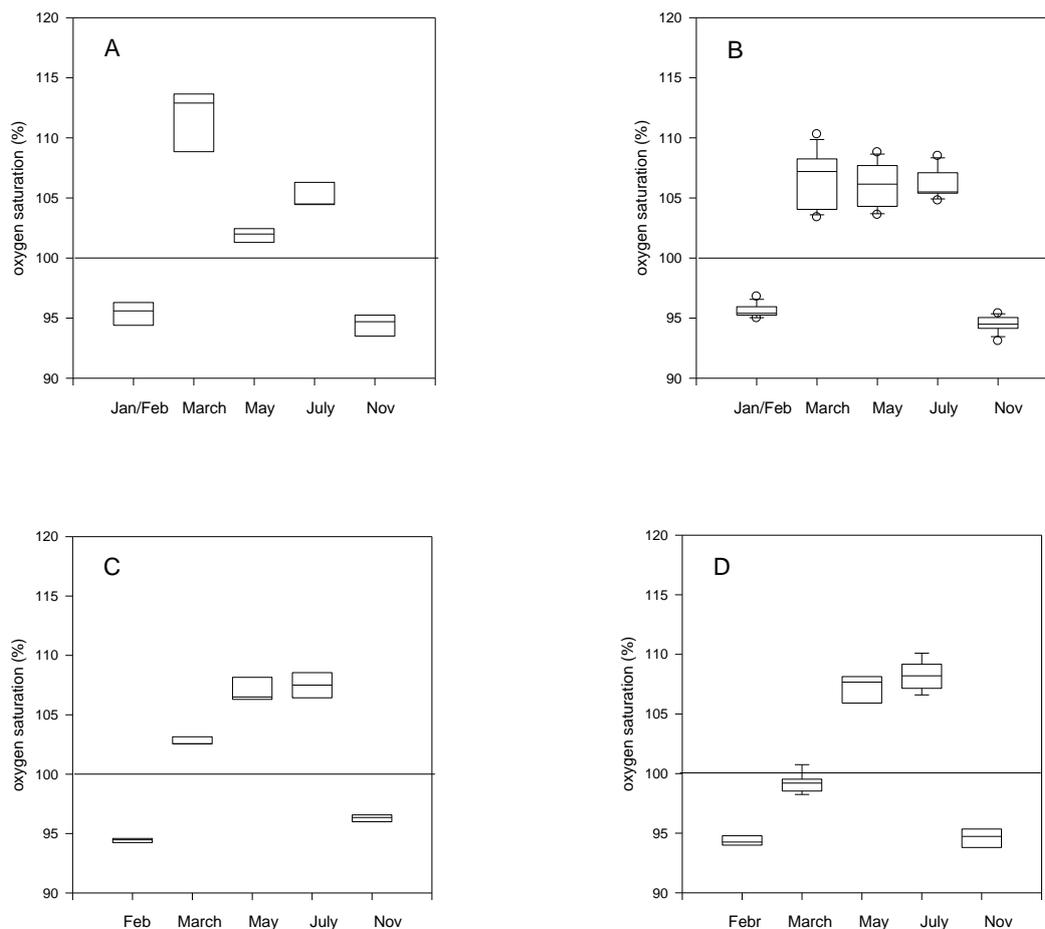


Abb. 24: Box- Whisker- Plots der Sauerstoffsättigung (%) im Jahr 2012 in der Oberflächenschicht (0 – 10 m) in der westlichen Ostsee (A), im Arkonabecken (B), im Bornholmbecken (C) und im östlichen Gotlandbecken (D)

Fig. 24: Box-Whisker-Plots of oxygen saturation (%) in 2012 in the mixed surface layer (0 – 10 m) of the western Baltic (A), the Arkona Basin (B), the Bornholm Basin (C) and the eastern Gotland Basin (D)

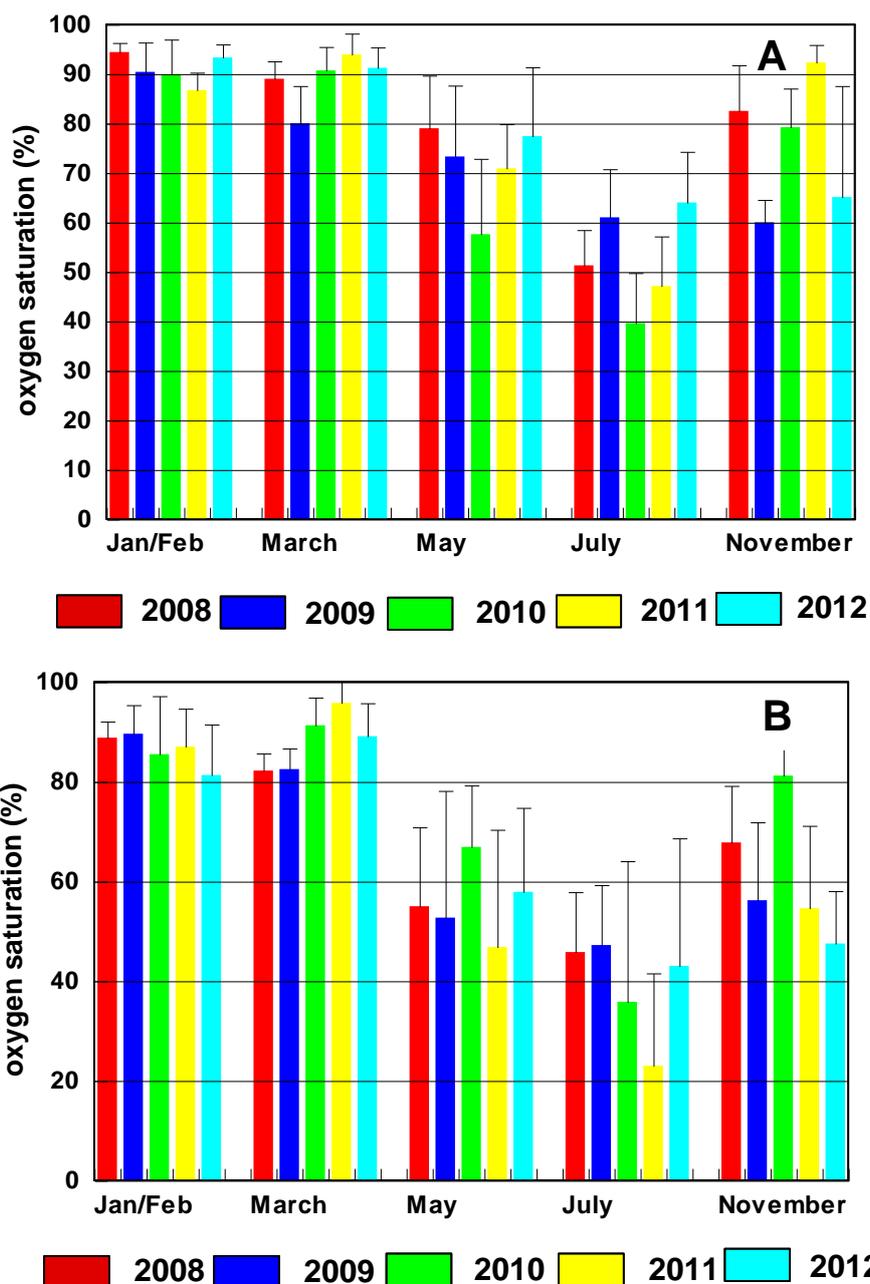


Abb. 25: Sauerstoffsättigung in Bodennähe in der westlichen Ostsee (A) und im Arkonabecken (B) in den Jahren 2008 – 2012

Fig. 25: Oxygen saturation in the near bottom layer of the western Baltic (A) and the Arkona Basin (B) between 2008 and 2012

Auch in Bodennähe ist in der westlichen Ostsee und im Arkonabecken ein typischer Jahresgang zu beobachten (Abb. 25). Die Ergebnisse sind vergleichend für die Jahresreihe 2008 – 2012 dargestellt. In der kalten Jahreszeit (Januar – März) findet in den recht flachen Seegebieten der westlichen Ostsee und des Arkonabeckens in der Regel eine vertikale Durchmischung bis zum Boden statt. Folglich liegen die Sättigungswerte in der bodennahen Wasserschicht nur unwesentlich unter der des Oberflächenwassers. Im weiteren Jahresverlauf bildet sich eine

thermohaline Schichtung aus, die den vertikalen Austausch weitgehend unterbindet und den bodennahen Wasserkörper vom Austausch mit der Atmosphäre ausschließt. Die Sedimentation der Blütenereignisse des Oberflächenwassers führt zu einer fortschreitenden Sauerstoffzehrung am Boden. Im Ergebnis nimmt die Sauerstoffsättigung bis zum Sommer/Frühherbst ab. Nachdem im Juli 2011 im Arkonabecken eine äußerst geringe Sättigung von etwa 20% gefunden wurde, liegt der Juli 2012 wieder im Bereich der vorhergehenden Jahre. Mit etwas mehr als 60% wies das Bodenwasser im Juli 2012 noch eine relativ hohe Sättigung auf (Abb. 25). Im November 2012 lagen die Sättigungswerte in beiden untersuchten Seegebieten noch in einem niedrigen Bereich. Eine Veränderung zum Sommer ist kaum zu beobachten. Das deutet darauf hin, dass die herbstliche Abkühlung noch nicht hinreichend fortgeschritten war und die Intensität der Herbststürme noch nicht ausgereicht hatte, die gesamte Wassersäule bis zum Boden zu durchmischen.

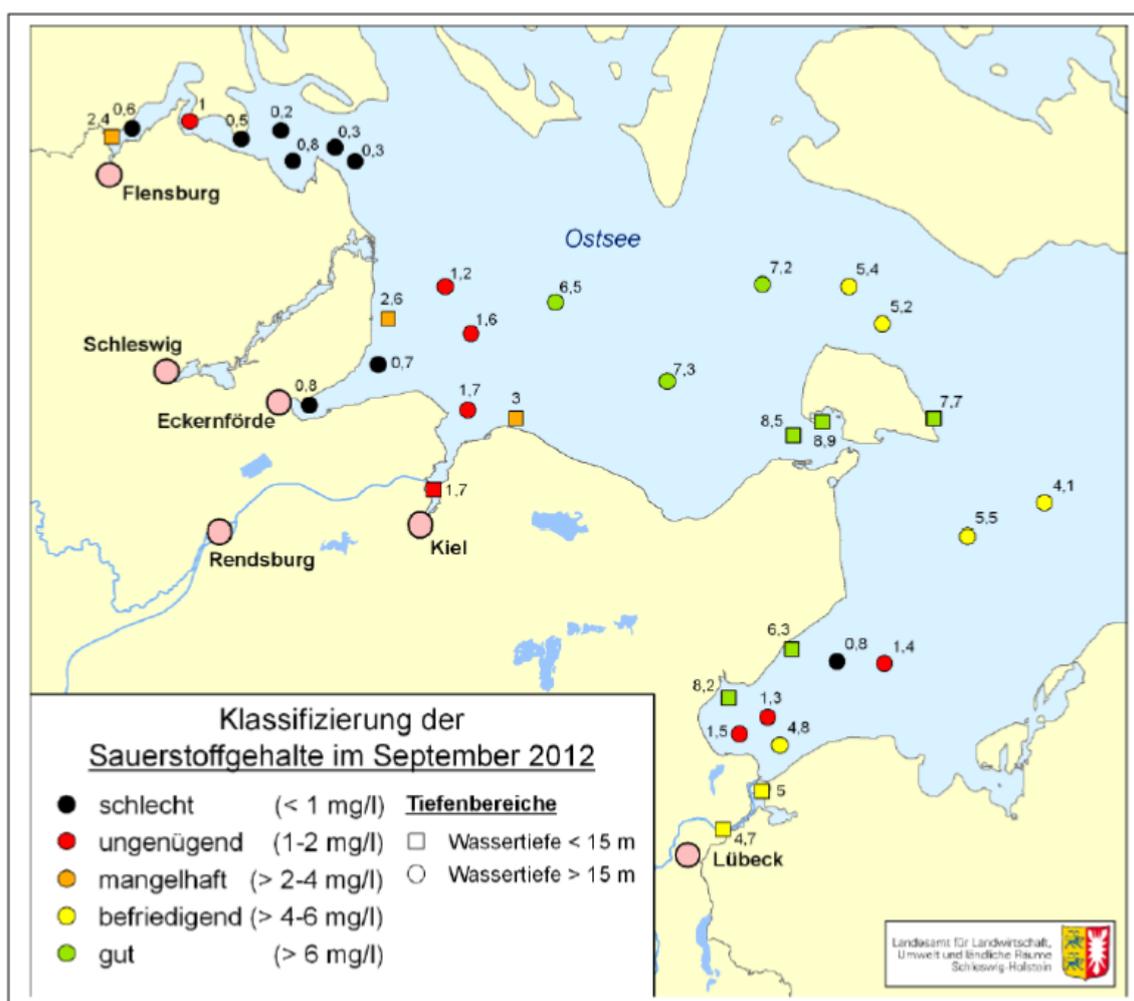


Abb. 26: Sauerstoffmangel in der westlichen Ostsee im September 2012 (LLUR, 2012) – mg/l x 0,7005 = ml/l

Fig. 26: Oxygen deficiency in the western Baltic Sea in 2012 (LLUR, 2012) - mg/l x 0,7005 = ml/l

Die Periode der größten Sauerstoffverarmung wird in der Regel im Spätsommer/Frühherbst beobachtet. Die Messfrequenz der Überwachungsfahrten des IOW reicht nicht aus, diesen Zeitraum zu erfassen. Jedoch führt das Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein (LLUR) mit dem Mess- und Laborschiff „Haitabu“ in diesem Zeitraum seit mehreren Jahren intensive Untersuchungen zum Sauerstoffgehalt in Bodennähe durch. 2012 fand diese Untersuchung vom 17. – 27. September statt. Dabei wurde der Sauerstoffgehalt in Bodennähe an 35 Stationen, davon 24 mit einer Wassertiefe > 5 m, gemessen (Abb. 26).

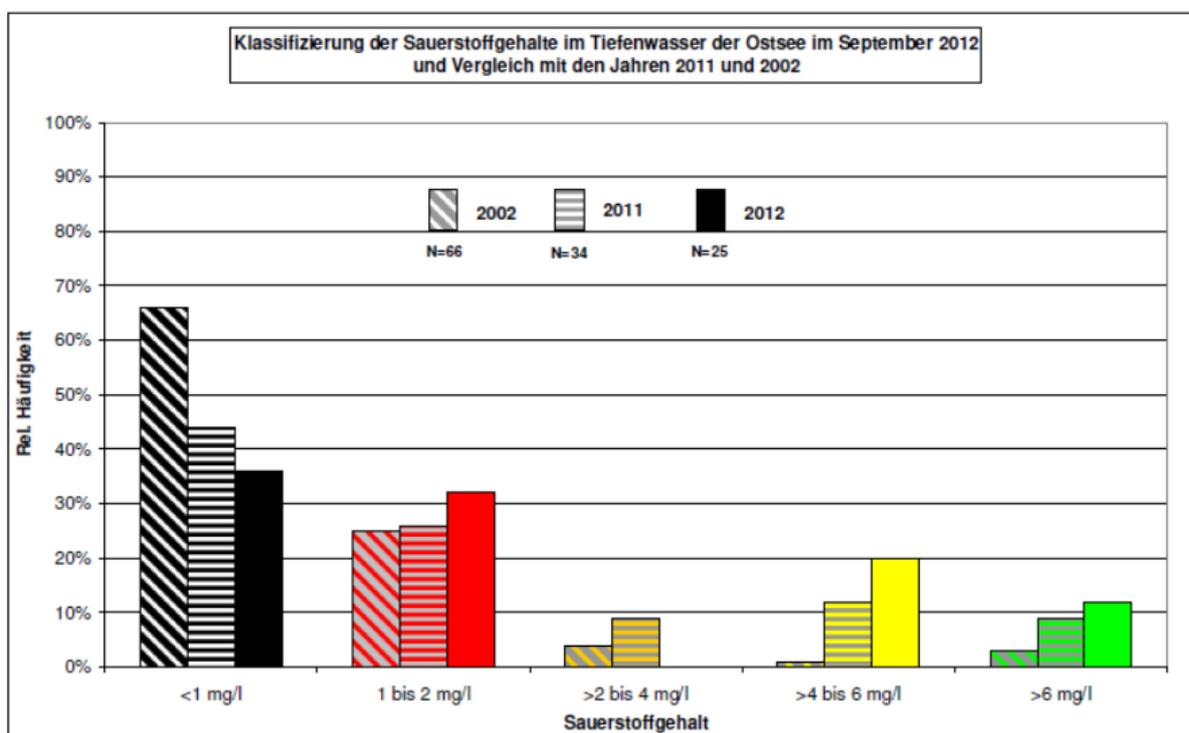


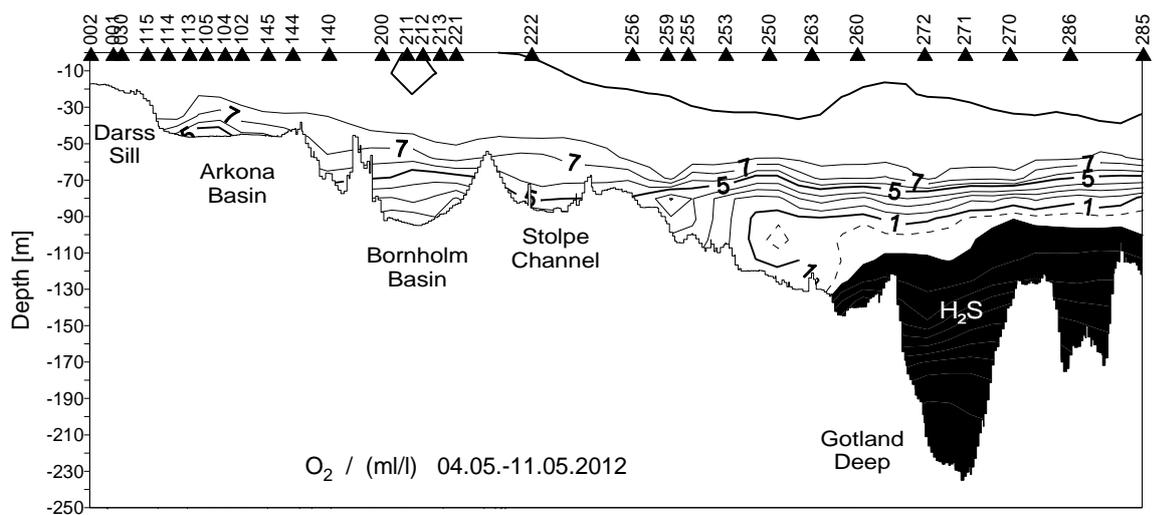
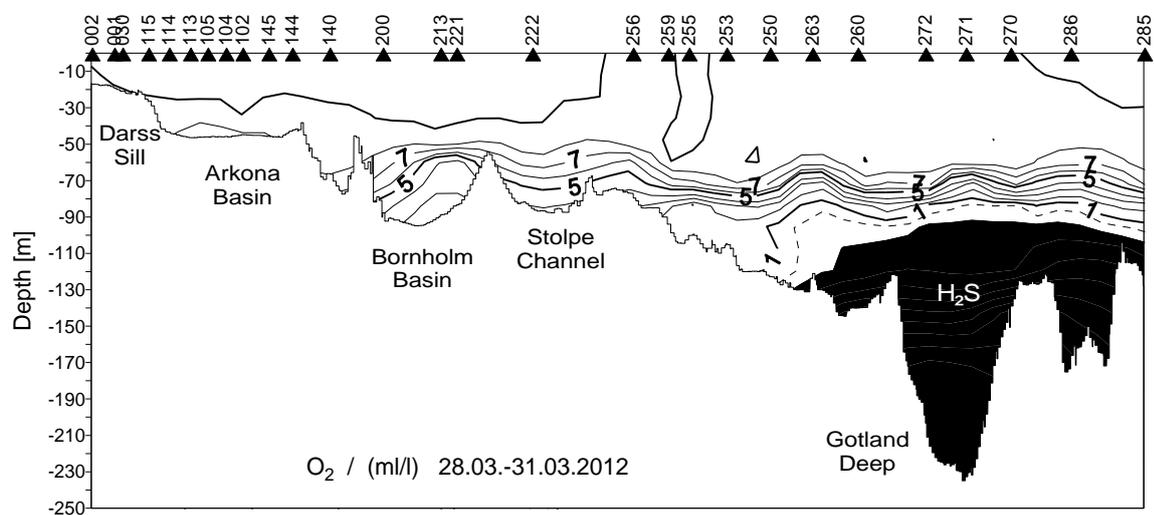
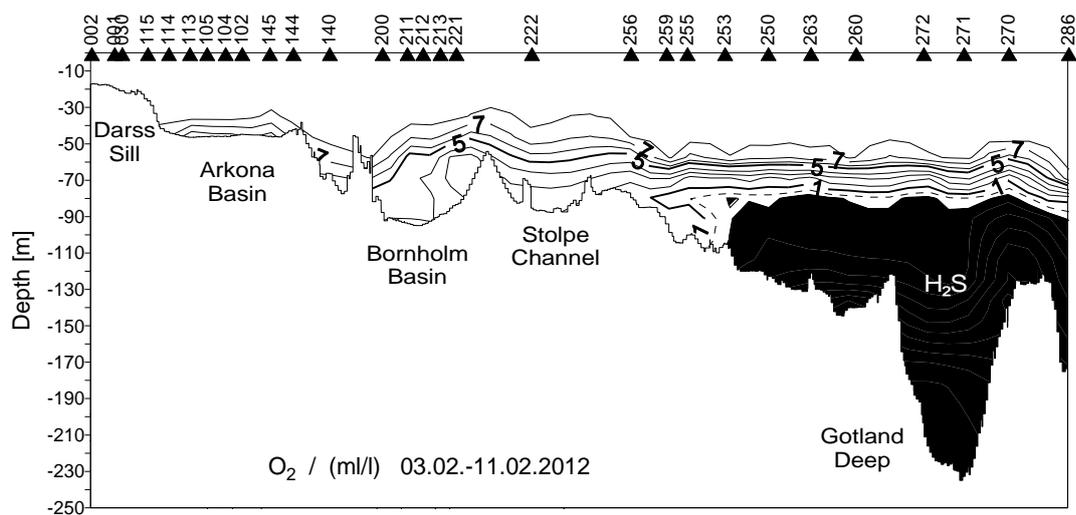
Abb. 27: Klassifizierung der gemessenen Sauerstoffgehalte im Tiefenwasser der westlichen Ostsee für die Jahre 2002, 2011 und 2012 (LLUR, 2012)

Fig. 27: Classification of the oxygen content in the deep water (water depth > 15 m) in the western Baltic Sea (LLUR, 2012)

Eine Auswertung der Messungen 2012 zeigt (Abb. 27), dass 68% aller Messwerte an den Stationen mit einer Wassertiefe > 15 m auf die Klassen *schlecht* und *ungenügend* entfielen (kleiner 2 mg/l Sauerstoff). Dieser Wert ist nahezu identisch mit dem Vorjahr, als 70% auf diese Klassen entfielen. Im Jahr 2002, dem Jahr mit der bisher schlechtesten Sauerstoffsituation, betrug der Anteil in diesem Klassen dagegen 91%. Areale mit einer *mangelhaften* Sauerstoffsituation (> 2 mg/l und < 4 mg/l) konnten 2012 nicht festgestellt werden. Im Vergleich dazu waren in dieser Klasse 2011 9% vertreten (2002: 4%). Der Anteil mit *befriedigenden* und *guten* Sauerstoffverhältnissen (> 4 mg/l) lag im September 2012 bei 32% (2011: 21%; 2002: 4%).

Nach den Untersuchungen des LLUR ist der spätsommerliche bzw. frühherbstliche Sauerstoffmangel in der westlichen Ostsee ein Phänomen, das bis in die 1970er Jahre nur gelegentlich zu beobachten war, seitdem aber fast alljährlich in den tieferen Meeresbereichen und den tiefen, austauscharmen Förden beobachtet werden kann.

Genauere Aussagen zur jahreszeitlichen Entwicklung der Sauerstoffsättigung können den Registrierungen auf der Darßer Schwelle (Kapitel 3) und im Arkonabecken (Kapitel 4) entnommen werden.



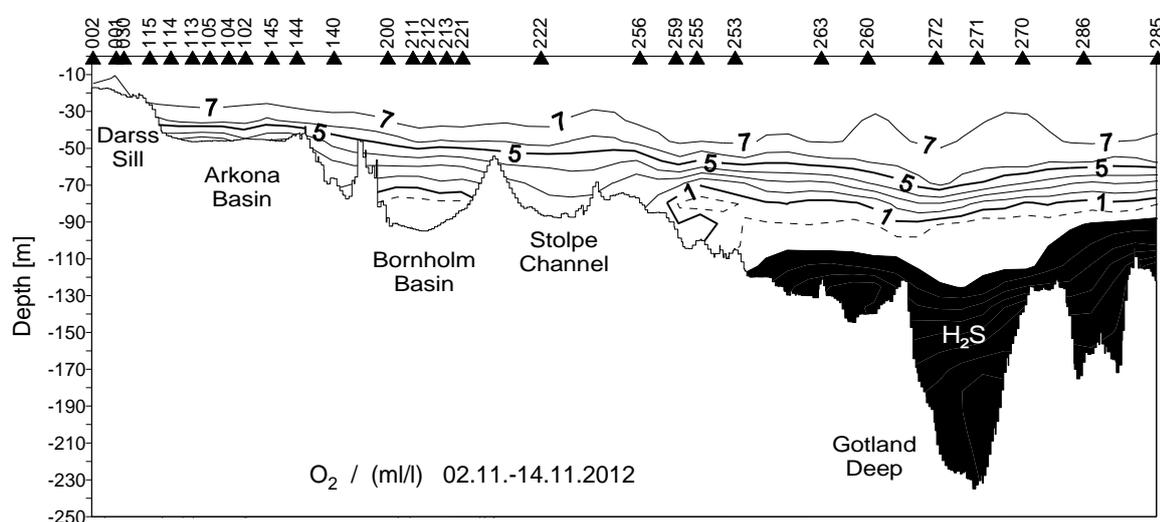
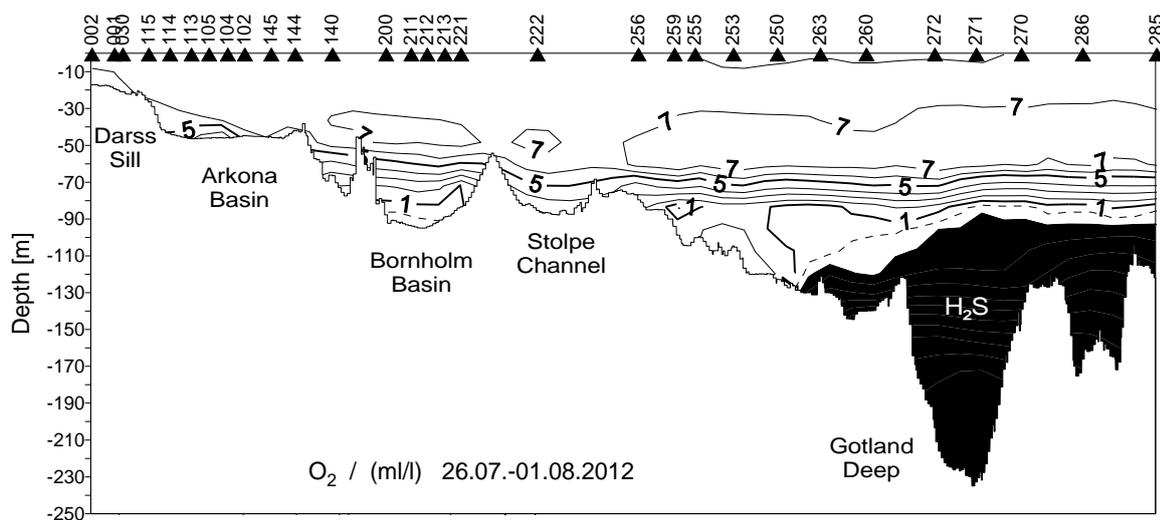


Abb. 28: Vertikale Verteilung des Sauerstoff/Schwefelwasserstoffgehaltes 2012 zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 28: Vertical distribution of oxygen resp. hydrogen sulphide between Darss Sill and northern Gotland Basin

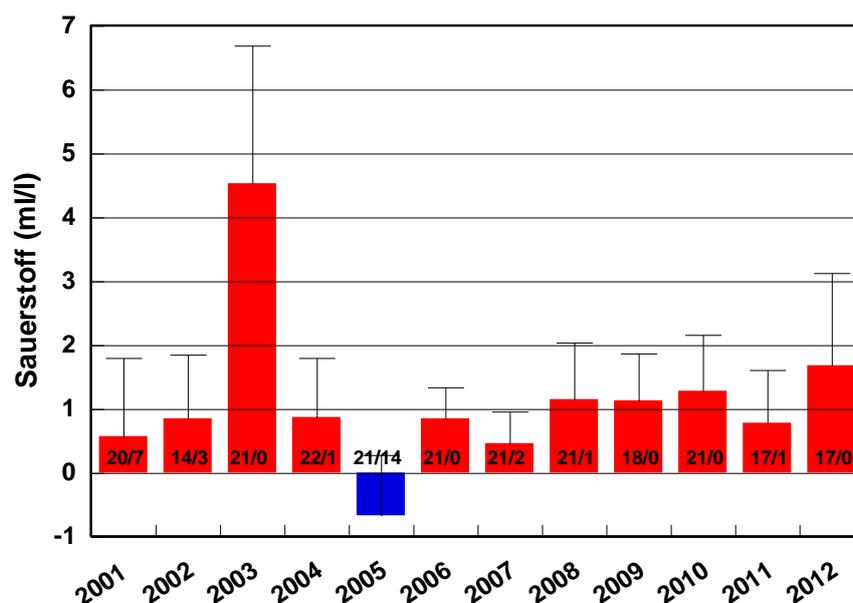


Abb. 29: Mittlere Sauerstoffgehalte in 80 m Wassertiefe im Bornholmbecken (Station 213) seit 2001 – zusätzlich ist die Anzahl der Messungen je Jahr sowie das Auftreten von Schwefelwasserstoff angegeben

Fig. 29: Mean oxygen concentrations in 80 m water depth in the Bornholm Basin (station 213) since 2001 – additionally the number of measurements per year and the occurrence of hydrogen sulphide is given

In den weiter östlich gelegenen, tieferen Becken der Ostsee wird die Situation im Tiefenwasser dagegen vorwiegend durch das Auftreten oder Ausbleiben von starken barotropen und/oder baroklinen Einstromereignissen geprägt. Abb. 28 zeigt die Sauerstoffverhältnisse entlang des Längsschnittes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken für die 5 im Jahr 2012 durchgeführten Messfahrten.

Abb. 29 stellt die Langzeitentwicklung für das Tiefenwasser des Bornholmbeckens dar. Der Salzwassereinbruch vom Januar 2003 führte schon im Februar zu einer intensiven Belüftung des gesamten Beckens. Es wurde eine Sauerstoffkonzentration von 7,66 ml/l gemessen. Bis zum Jahresende 2003 war die Konzentration bereits wieder unter 2 ml/l gesunken (NAUSCH et al., 2004). Diese Abnahme setzte sich auch in den Jahren 2004 und 2005 fort, da keine nennenswerten Einstromvorgänge zu verzeichnen waren. Seit Mai 2005 wurde ab 80 m Wassertiefe durchweg Schwefelwasserstoff gefunden, was zu einem negativen Jahresmittelwert von -0,67 ml/l führte (Abb. 29). Bisher konnte nur einmal ein negativer Jahresmittelwert errechnet werden: -0,20 ml/l im Jahr 1998. Seit 2006 jedoch führten vorwiegend barokline Einströme dazu, dass das Tiefenwasser des Bornholmbeckens fast durchweg oxisch war (Abb. 29, Tab. 5, NAUSCH et al., 2012). Nur äußerst selten wurden geringe Mengen von Schwefelwasserstoff gemessen. Das relativ starke Einstromsignal von November/Dezember 2011 wurde im Februar 2012 in Bornholmbecken (Station 213) quantifiziert (vgl. Kapitel 2).

Sauerstoffhaltiges Wasser, zum Teil mit Konzentrationen über 5 ml/l schob sich auf Grund seiner hohen Dichte am Boden ein und hob die sauerstoffärmeren Wasserschichten an (Abb. 30). Mit der abgeschätzten importierten Salzmenge von 1 Gt kann das Ereignis als kleiner MBI (Major Baltic Inflow) klassifiziert werden (MATTHÄUS et al. 2008; MOHRHOLZ et al., 2013). Der Einstrom 2011 war somit der erste MBI seit 2003. Die eingeströmte Sauerstoffmenge kann mit den vorhandenen Daten auf über 450 000 t geschätzt werden. Das Ausbleiben weiterer starker Einstromereignisse führte im Jahresverlauf zu einem kontinuierlichen Rückgang der Sauerstoffkonzentrationen im Wasser unterhalb der Halokline, jedoch konnten keine anoxischen Bedingungen registriert werden.

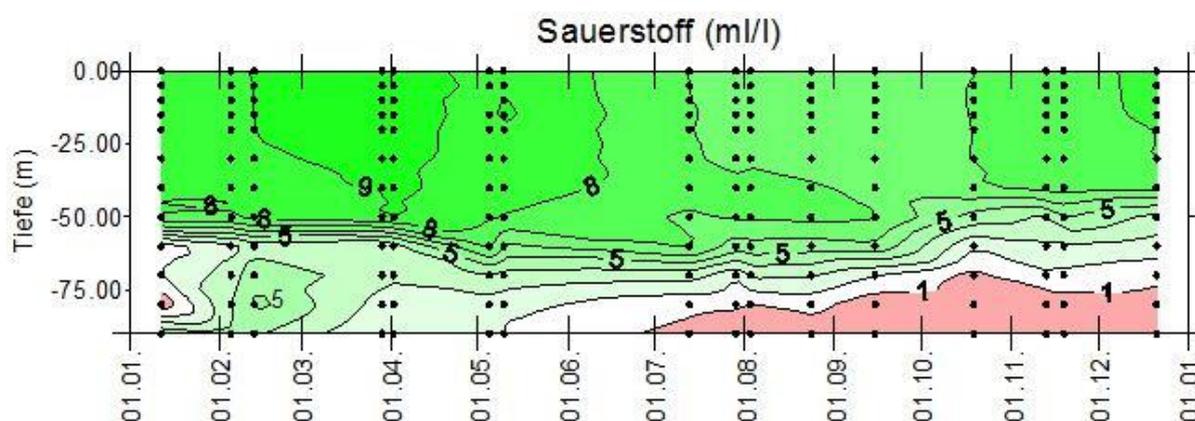


Abb. 30: Sauerstoffverhältnisse im Bornholmtief (Station 213) im Jahr 2012 - IOW- und SMHI-Daten

Fig. 30: Oxygen situation in the Bornholm Deep (station 213) in 2012 - IOW and SMHI data

Die für das Bornholmbecken aufgezeigte Entwicklung im Sauerstoffgehalt führte dazu, dass sich der Dorschbestand östlich von Bornholm vollständig erholt hat. Die Größe der Population mit fast 400 000 Tonnen entspräche der von vor 20 Jahren (ICES, 2011). Neben den beschriebenen hydrographischen Bedingungen trugen auch politische Regulierungsmaßnahmen zu dieser positiven Entwicklung bei. Allerdings führt die hohe Bestandsdichte dazu, dass der Ernährungszustand der Dorsche nicht befriedigend war.

Der Einstrom war stark genug, um im Frühjahr 2012 die südliche Ostsee einschließlich der Danziger Bucht zu belüften, erreichte aber die zentrale Gotlandsee nicht direkt (FEISTEL, 2012; NAUSCH, 2012). Folgerichtig hielt 2012 die Stagnationsperiode im östlichen Gotlandbecken unvermindert an. Salzgehalt und Temperatur gingen im Gotlandtief und im Farötief im Vergleich zu den Vorjahren weiter zurück (Tab. 5, vgl. auch Kapitel 6.1.1 und 6.1.2). Die sehr geringen Standardabweichungen beider Parameter verdeutlichen die große Stabilität des Systems im Jahresverlauf. Dies spiegelte sich auch in weiter zunehmenden Schwefelwasserstoff-

konzentrationen (Tab. 5), ausgedrückt als negative Sauerstoffäquivalente, wider. Sie erreichten mit -4,81 ml/l (Gotlandtief) und -2,20 ml/l (Farötief) die höchsten Werte seit Beginn der Stagnationsperiode.

Die für das östliche Gotlandbecken getroffenen Aussagen sind auch für den Bereich des Landsorttiefs westlich von Gotland gültig. Salzgehalt und Temperatur nahmen bei sehr geringer Variabilität weiter ab. Die gesamte Wassersäule zwischen 100 m und dem Boden war anoxisch. Wesentlich dynamischer stellt sich die Situation im Karlsötief dar. Wir konnten wiederholte Wechsel von Belüftungsereignissen (maximal 0,60 ml/l) und anoxischen Phasen (maximal -0,72 ml/l) beobachten. Dafür steht auch die hohe Standardabweichung des Mittelwertes (Tab. 5). Ursache ist eine geringere vertikale Stabilität der Wassersäule. Wie auch in den Jahren 2007 – 2009 registriert (NAUSCH et al., 2011a) kann bis zum Boden reichende Konvektion auftreten.

6.4 Anorganische Nährstoffe

Die Eutrophierung wird nach wie vor als schwerwiegendste anthropogene Belastung der Ostsee angesehen (HELCOM, 2007). Eutrophierungseffekte konnten im Bereich großer Städte entlang der Ostseeküste bereits in der 1. Hälfte des 20. Jahrhunderts nachgewiesen werden (ELMGREN und LARSSON, 2001). In der offenen Ostsee fanden sich in den 1960er Jahren erste Anzeichen der Eutrophierung (FONSELIUS, 1969). Dies wird auch durch die Langzeitdatenreihen des IOW gestützt (NAUSCH et al., 2008b). Bis Mitte der 1980er Jahre nahm die Eutrophierung ernsthafte Ausmaße an. In den letzten Jahrzehnten wurden umfangreiche Maßnahmen zur Reduzierung der Eutrophierung vorgenommen. Trotzdem sind nach wie vor weite Teile der Ostsee von Eutrophierung betroffen. Lediglich die Bottenwiek und der schwedische Teil des nordöstlichen Kattegat wurden als „nicht von Eutrophierung betroffen“ klassifiziert (HELCOM, 2009).

Exzessive Einträge von Stickstoff- und Phosphorverbindungen aus dem Einzugsgebiet der Ostsee stellen die Hauptursache der Eutrophierung dar. Die jüngste „Pollution Load Compilation (PLC 5)“ der HELCOM gibt für das Jahr 2008 einen Eintrag von 29 000 t Phosphor und 652 100 t Stickstoff aus dem Einzugsgebiet an (HELCOM, 2012). Beim Stickstoff kommen noch 207 100 t über den atmosphärischen Eintrag hinzu. Hierbei ist zu beachten, dass ungefähr 40% der Deposition über der Ostsee aus Emissionen außerhalb der Ostseeanrainerstaaten stammen. Für den atmosphärischen Phosphoreintrag liegen keine belastbaren Zahlen vor. Betrachtet man die Langzeitentwicklung, ergibt sich für den atmosphärischen Stickstoffeintrag eine Reduktion von ca. 15% zwischen 1995 und 2009. Unter Verwendung abflussnormierter Daten ergibt sich für den Phosphoreintrag aus dem Einzugsgebiet eine Reduktion von 13% für den Zeitraum 1994 bis 2008. Keine signifikanten Trends konnten dagegen für den Stickstoffeintrag in die Ostsee ermittelt werden (HELCOM, 2012).

Betrachtet man das deutsche Einzugsgebiet der Ostsee, so ist der flussbürtige Eintrag von Gesamtposphor zwischen 1986/90 und 2004/08 um 61% zurück gegangen, vor allem bedingt durch geringe Frachten aus den Punktquellen. Der vorwiegend aus diffusen Quellen

stammende Stickstoffeintrag hat sich im gleichen Zeitraum nur um 13% verringert, wovon die Hälfte der Abnahme dem geringeren Abflussgeschehen geschuldet ist (NAUSCH et al., 2011b). Trotzdem müssen alle deutschen Küstengewässer und die angrenzenden Seegebiete nach wie vor als eutrophiert bewertet werden (HELCOM, 2009).

Die Nährstoffkomponenten gehören deshalb seit Etablierung eines einheitlichen Überwachungsprogramms der HELCOM Ende der 1970er Jahre zu den primären Indikatoren des Messprogramms und finden auch in seiner gegenwärtig stattfindenden Überarbeitung und Anpassung an die Meeres-Strategie-Rahmen-Richtlinie (MSRL) sowohl national als auch international entsprechende Beachtung. In die Untersuchungen sind vor allem die anorganischen Nährstoffe Ammonium, Nitrit, Nitrat, Phosphat und Silikat einbezogen, aber auch die Summenparameter Gesamtstickstoff und Gesamtphosphor werden regelmäßig gemessen.

In der Oberflächenschicht der gemäßigten Breiten weisen Nitrat und Phosphat einen typischen Jahresgang auf (NEHRING und MATTHÄUS, 1991, NAUSCH und NEHRING, 1996). In Abb. 31 sind die Jahresgänge 2011 und 2012 für die Arkonasee vergleichend dargestellt.

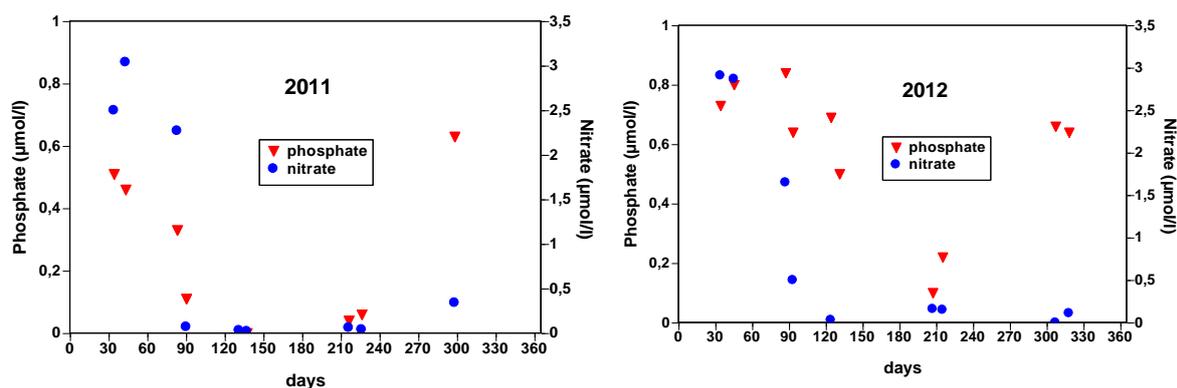


Abb. 31: Phosphat- und Nitratjahresgang 2011 und 2012 im Oberflächenwasser (0 – 5 m) der zentralen Arkonasee (Station 113)

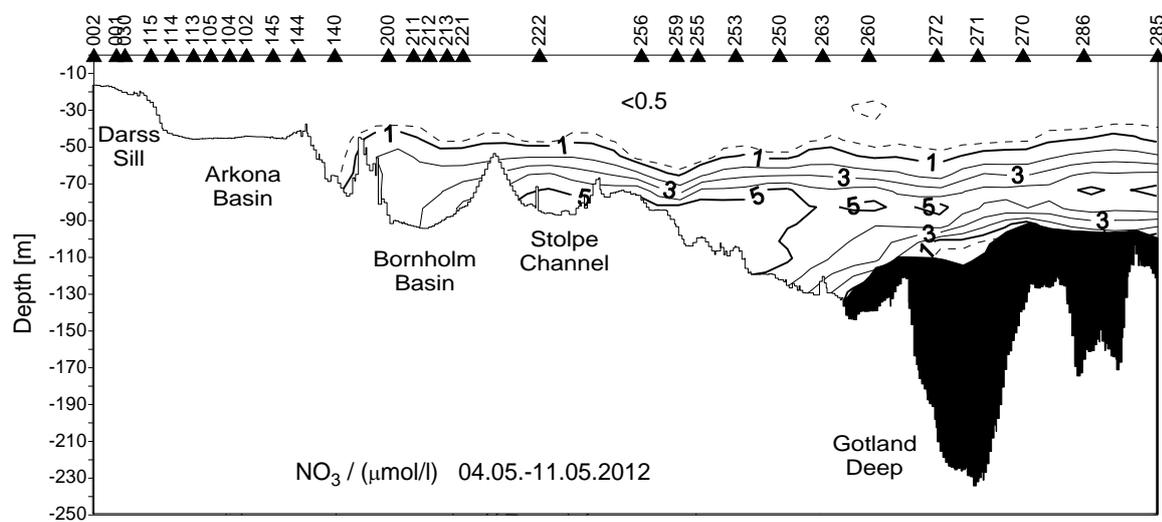
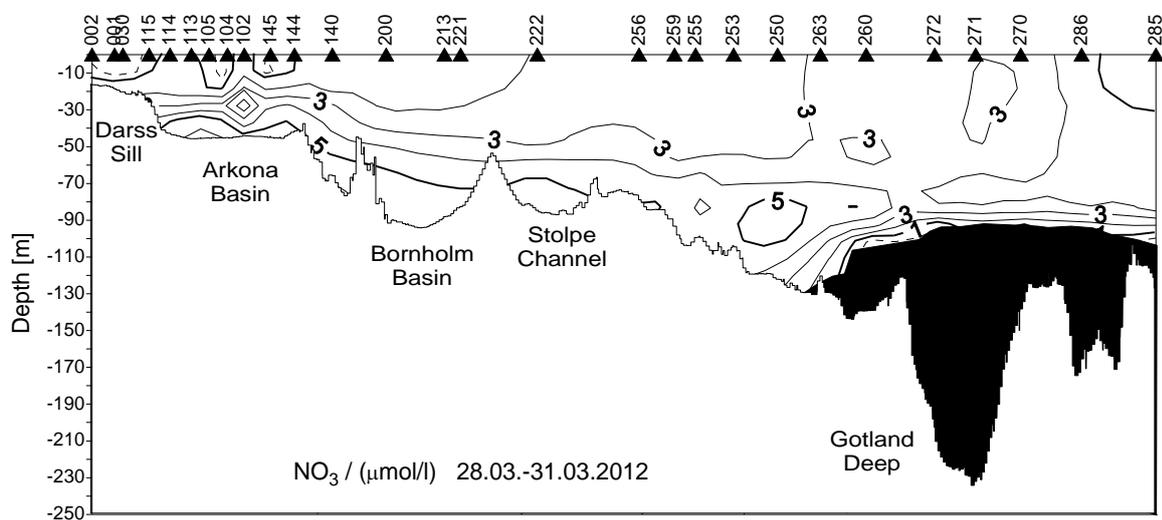
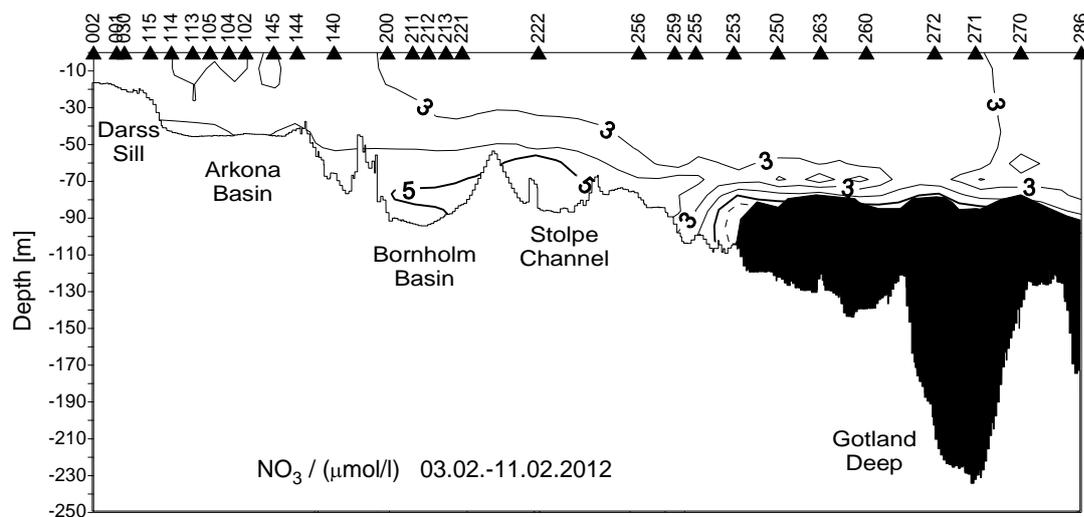
Fig. 31: Annual phosphate and nitrate cycle in the surface layer (0 – 5 m) of the central Arkona Sea (station 113) for 2011 and 2012

Obwohl aus meteorologischer Sicht der Winter 2011/12 als mäßiger Eiswinter eingeschätzt werden kann und damit der dritte kalte Winter der Ostsee in Folge war (Kapitel 2), werden im Jahresgang erhebliche Unterschiede deutlich. Auf Grund der Dominanz von Abbauprozessen und nur geringer biologischer Aktivität finden wir im Winter die höchsten Nährstoffkonzentrationen. Diese winterliche Plateauphase, die in der zentralen Ostsee über 2 – 3 Monate ausgeprägt ist, findet sich in der westlichen Ostsee häufig nur andeutungsweise, da die Frühjahrsblüte des Plankton zeitiger einsetzt. Die Nitratwinterkonzentrationen waren in beiden Jahren in einer vergleichbaren Größenordnung. Die Frühjahrsblüte führte zu einem

raschen Verbrauch des Nitrats. Das Nitratreservoir war im Jahr 2011 bereits Ende März erschöpft, im Jahr 2012 vermutlich etwas später. Stickstofflimitation führte zum Zusammenbruch der Frühjahrsblüte. Während des weiteren Jahresverlaufs lagen die Nitratkonzentrationen in beiden Jahren im Bereich der Nachweisgrenze. Erst im Spätherbst begannen sie langsam auf Grund der fortschreitenden Mineralisation wieder anzusteigen um im Februar des Folgejahres erneut das Maximum zu erreichen. Dagegen sind die Jahressgänge des Phosphats sehr verschieden. Während im Winter 2011 vergleichsweise niedrige Phosphatkonzentrationen gemessen wurden, lagen diese 2012 deutlich höher (vgl. auch Tab. 8). Im weiteren Jahresverlauf zeigte sich 2011 das erwartete Bild. Die Phosphatkonzentrationen gingen während der Frühjahrsblüte zurück, es verblieben aber Ende April noch etwa $0,20 \mu\text{mol/l}$ Phosphat. Zum Sommer hin nahmen die Phosphatkonzentrationen weiter ab und können die Nachweisgrenze erreichen, wenn sich starke Blaualgenblüten entwickeln. Im Jahr 2012 dagegen blieben die winterlichen Werte bis Ende April erhalten und auch in der 1. Maidekade wurden noch Konzentrationen von $0,5 \mu\text{mol/l}$ gemessen. Die sommerlichen Werte lagen deutlich höher als im Vorjahr. Im November beider Jahre fanden sich dann wieder einheitlich Konzentrationen von etwa $0,6 \mu\text{mol/l}$. Eine Erklärung für die außergewöhnlich hohen Konzentrationen im Mai ist nicht einfach. Jedoch wurden ähnlich hohe Werte auch in der westlichen Ostsee gefunden (NAUSCH, 2012). Messfehler können ausgeschlossen werden, da u.a. in der Kieler Bucht, der Lübecker Bucht und der Pommerschen Bucht, aber auch in der östlichen Gotlandsee, Werte gefunden wurden, die für die Saison typisch sind und die den Vorjahren entsprechen. Da auch die Silikatwerte im Mai 2012 sehr hoch waren, die Sauerstoffkonzentrationen jedoch niedriger als in den Vorjahren waren, könnte ein zeitiger Zusammenbruch der Frühjahrsblüte als Ursache angesehen werden.

Im Bornholmbecken wurden Mitte Juli noch $0,32 \mu\text{mol/l}$ gemessen, das „Minimum“ lag deutlich über der Nachweisgrenze und wurde Anfang August mit $0,15 \mu\text{mol/l}$ erreicht (siehe auch Abb. 33 und 35). Dagegen wurde im östlichen Gotlandbecken ein „typischer“ Phosphatjahresgang gefunden: im Mai lagen die Werte um $0,25 \mu\text{mol/l}$, eine Forschungsfahrt im Juli ermittelte trotz unbeständigen und kalten Wetters Werte um $0,04 \mu\text{mol/l}$, in der 1. Augustdekade wurden Konzentrationen um $0,05 \mu\text{mol/l}$ gemessen. Aufgrund der unbeständigen Witterung und der geringen Wassertemperaturen kam es 2012 zu keiner intensiven Massenentwicklung von Cyanobakterien. Ein ähnlicher Jahresverlauf wurde in beiden Seegebieten bereits in den Jahren 2004 und 2005 beschrieben (NAUSCH et al., 2007). In den Folgejahren „normalisierte“ sich der Jahresgang wieder.

Der oben beschriebene Jahresgang für Nitrat und Phosphat kann auch aus den in Abb. 32 und 33 dargestellten Schnitten für die 5 durchgeführten Messfahrten entnommen werden. Die winterlichen Phosphat- und Nitratwerte sind in Tab. 8 zusammengefasst. Beim Phosphat finden sich 2012 vergleichsweise hohe Winterkonzentrationen, wenngleich kein eindeutiger Trend festzustellen ist. Die Nitratwerte sind vor allem im Bereich des Bornholmbeckens und des östlichen Gotlandbeckens niedrig, ebenfalls ohne eindeutigen Trend. Aus beiden Konzentrationsniveaus lässt sich ein N/P-Verhältnis ableiten, das deutlich unter dem Redfield-Verhältnis von 16: 1 liegt (REDFIELD et al., 1963) und auch die Ursache für den oben beschriebenen Jahresgang ist.



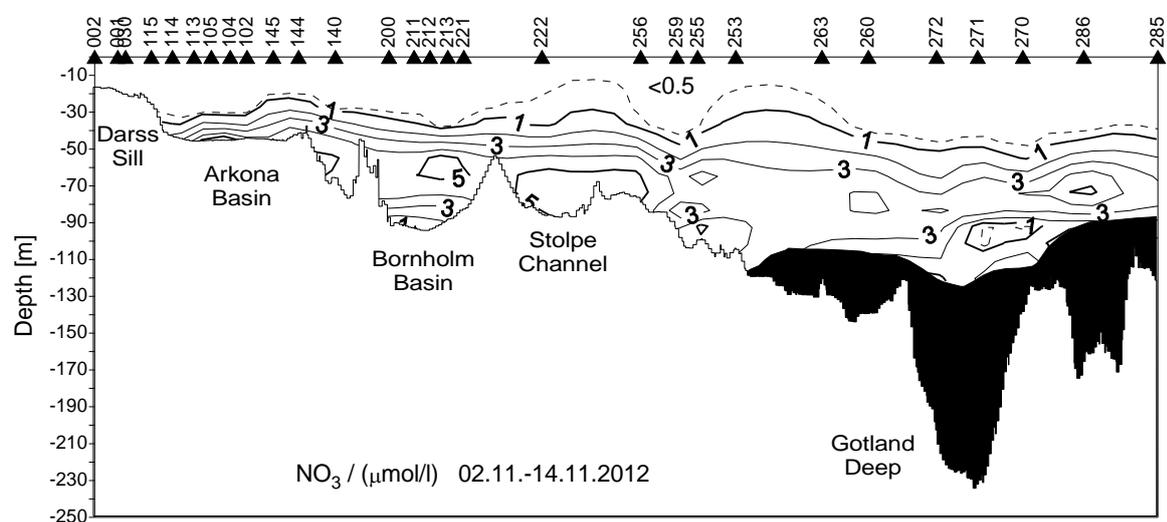
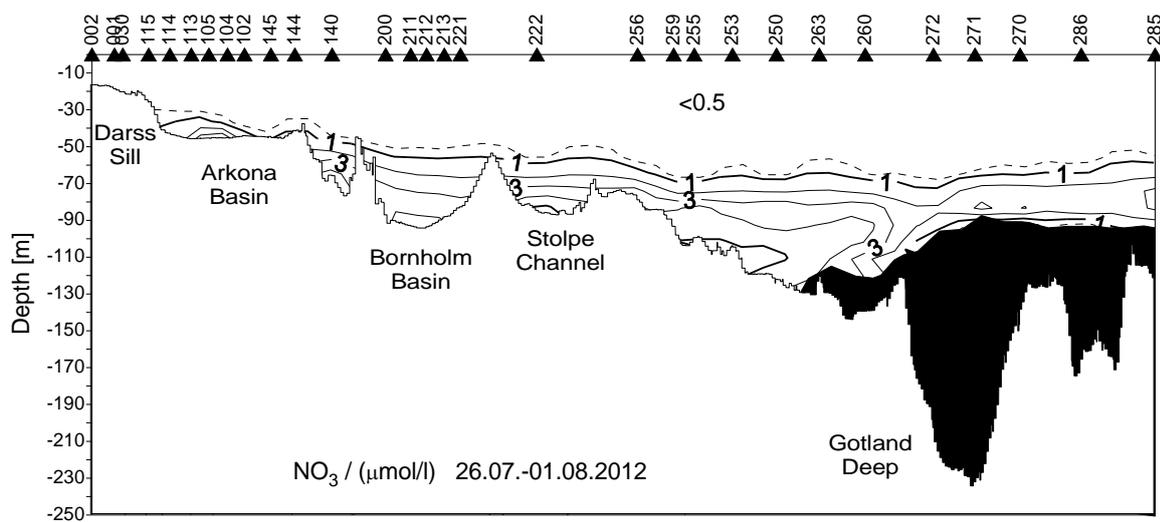
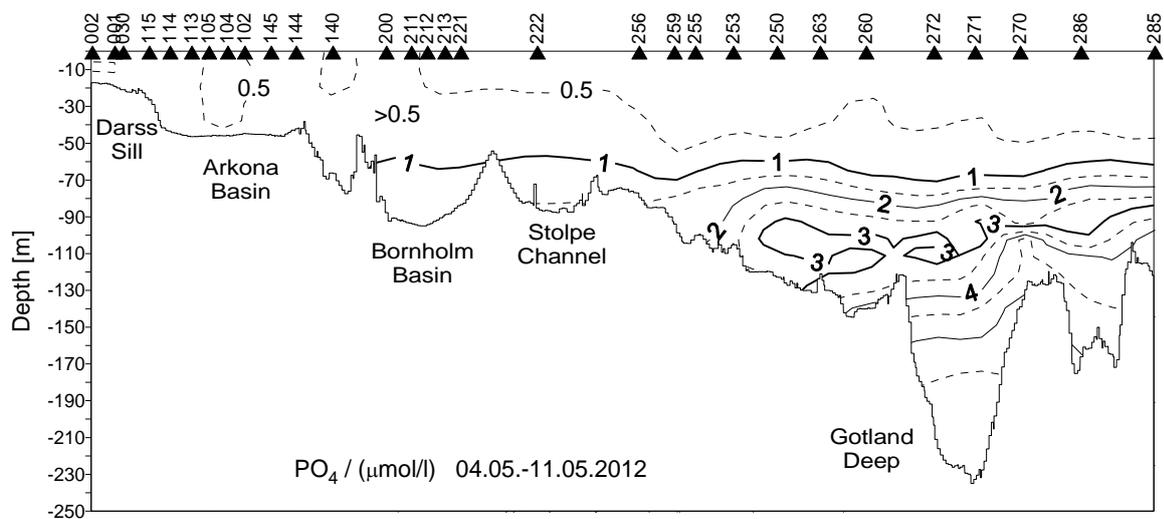
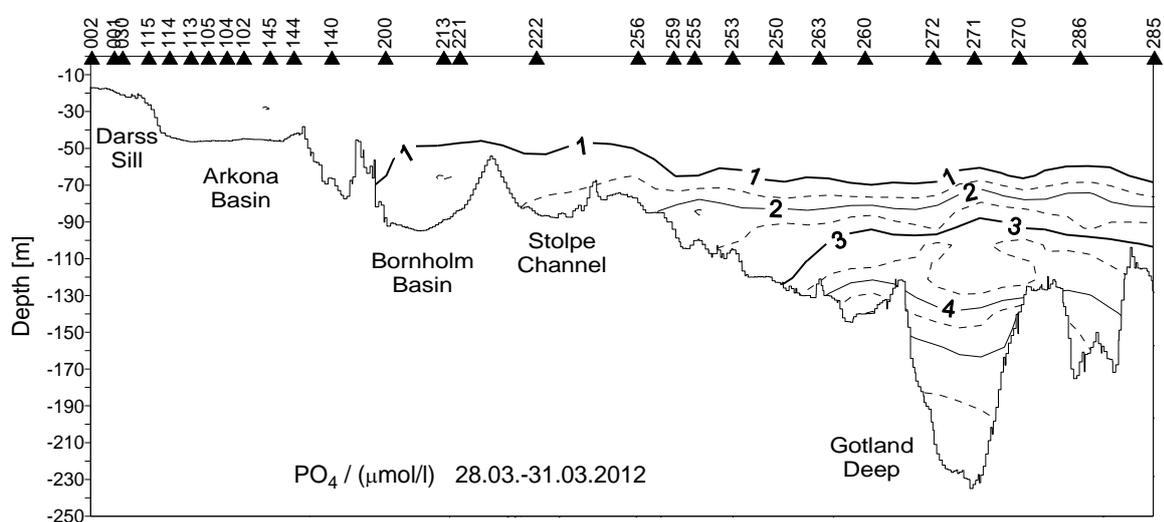
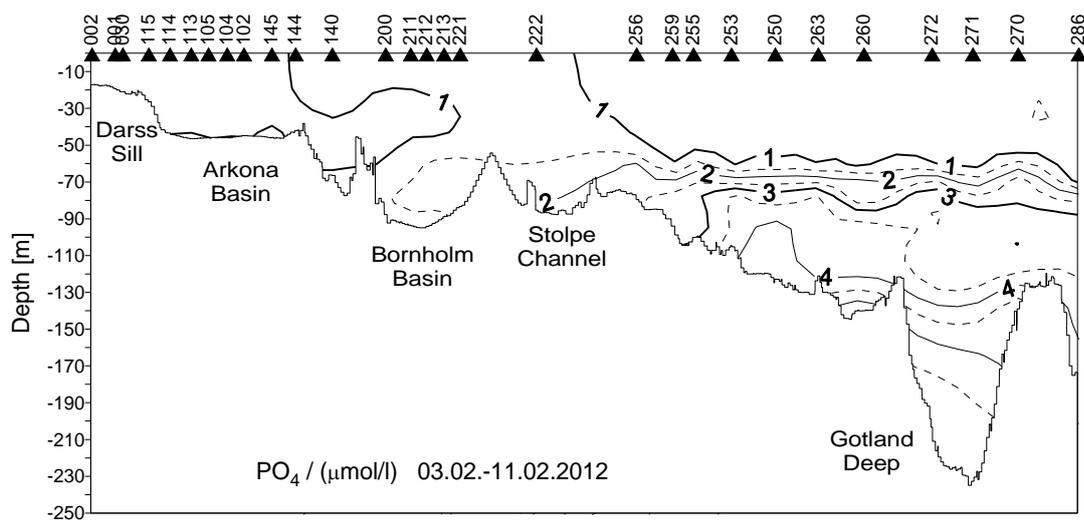


Abb. 32: Vertikale Verteilung des Nitratgehaltes 2012 zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 32: Vertical distribution of nitrate in 2012 between Darss Sill and northern Gotland Basin



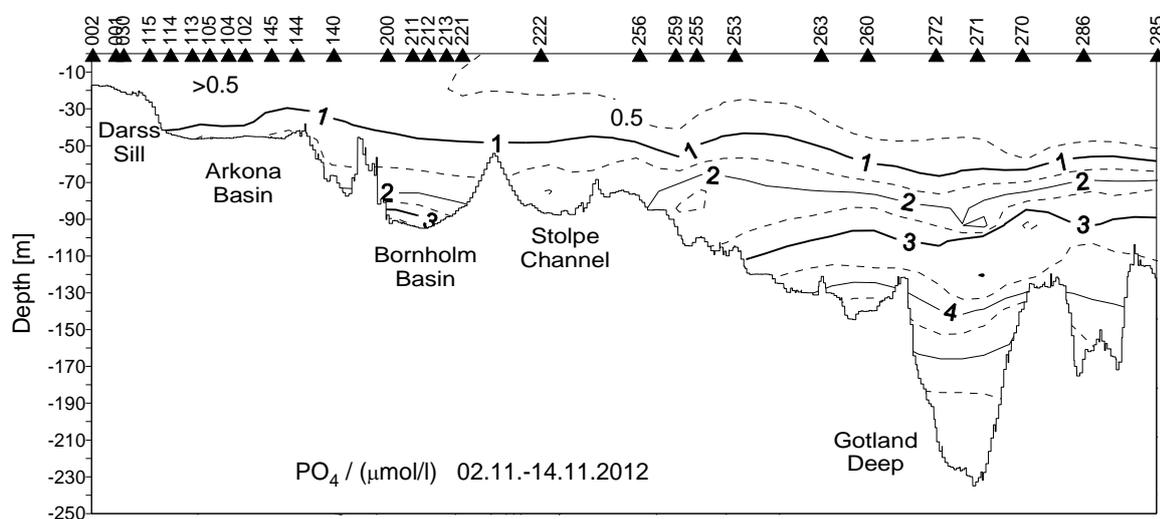
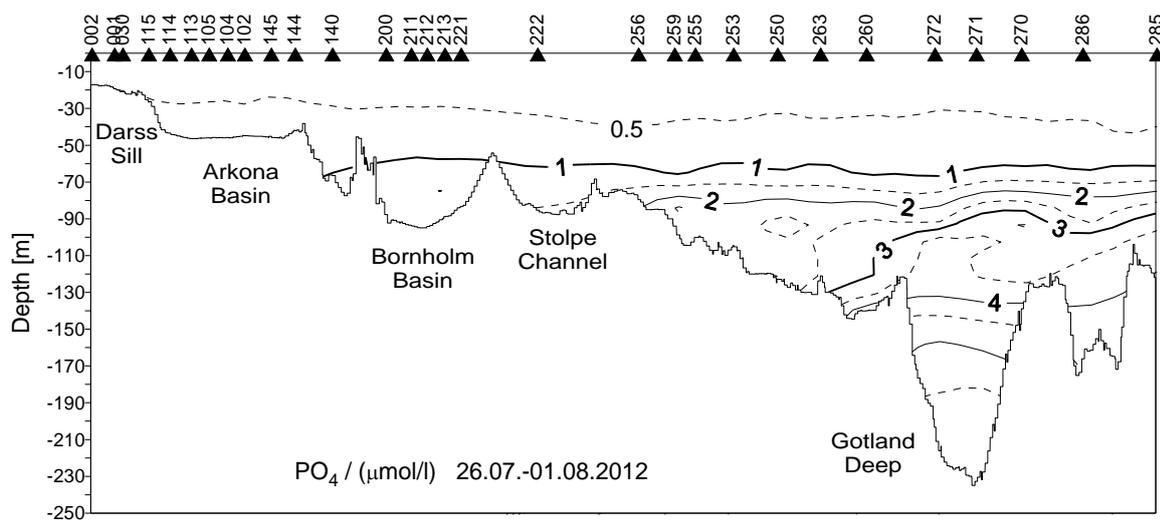


Abb. 33: Vertikale Verteilung des Phosphatgehaltes 2012 zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 33: Vertical distribution of phosphate in 2012 between Darss Sill and northern Gotland Basin

Tab. 8: Gemittelte Nährstoffkonzentrationen in der winterlichen Oberflächenschicht (0 – 10 m) der westlichen und zentralen Ostsee (Minimalwerte hervorgehoben)

Table 8: Mean nutrient concentrations in the surface layer (0 – 10 m) in winter in the western and central Baltic Sea (Minima in bold)

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

Station	Monat	2008	2009	2010	2011	2012
360 (Fehmarnbelt)	Feb.	0,78 \pm 0,00	0,63 \pm 0,04	0.47 \pm 0.01	0,58 \pm 0,01	0.71 \pm 0.01
022 (Lübecker Bucht)	Feb.	0,74 \pm 0,01	0,70 \pm 0,00	0.61 \pm 0.01		0.71 \pm 0.01
012 (Meckl. Bucht) Bucht)	Feb.	0,81 \pm 0,00	0,67 \pm 0,02	0.62 \pm 0.02	0,55 \pm 0,00	0,73 \pm 0.02
113 (Arkonasee)	Feb.	0,62 \pm 0,00	0,58 \pm 0,00	0.56 \pm 0.02	0,51 \pm 0,01	0.73 \pm 0.00
213 (Bornholmtief)	Feb.	0,74 \pm 0,00	0,70 \pm 0,00	0.56 \pm 0.01	0,54 \pm 0,01	0.66 \pm 0.01
271 (Gotlandtief)	Feb.	0,64 \pm 0,00	0,59 \pm 0,01	0.62 \pm 0.0*	0,54 \pm 0,01	0.64 \pm 0.01
286 (Fårötief)	Feb.	*	0,64 \pm 0,02	0.62 \pm 0.0*		0.56 \pm 0.00
284 (Landsortief)	Feb.	*	0,55 \pm 0,01	0.63 \pm 0.0*		0.63 \pm 0.01
245 (Karlsötief)	Feb.	*	0,67 \pm 0,01	0.65 \pm 0.0*		0.80 \pm 0.02

* SMHI data

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

Station	Monat	2008	2009	2010	2011	2012
360 (Fehmarnbelt)	Feb.	6,5 \pm 0,0	3,6 \pm 0,3	4.9 \pm 0.0	5,9 \pm 0,2	5.7 \pm 0.1
022 (Lübecker Bucht)	Feb.	6,6 \pm 0,0	3,8 \pm 0,0	6.4 \pm 0.2		6.2 \pm 0.2
012 (Meckl. Bucht) Bucht)	Feb.	7,8 \pm 0,0	3,7 \pm 0,3	4.5 \pm 0.0	4,8 \pm 0,0	3.8 \pm 0.2
113 (Arkonasee)	Feb.	2,7 \pm 0,0	2,8 \pm 0,0	4.1 \pm 0.1	2,6 \pm 0,0	2.9 \pm 0.0
213 (Bornholmtief)	Feb.	3,5 \pm 0,0	3,1 \pm 0,0	3.6 \pm 0.0	3,7 \pm 0,0	2.6 \pm 0.0
271 (Gotlandtief)	Feb.	3,3 \pm 0,0	3,6 \pm 0,0	3.5 \pm 0.0	3,2 \pm 0,0	2.6 \pm 0.2
286 (Fårötief)	Feb.	*	3,8 \pm 0,0	3.9 \pm 0.0		3.3 \pm 0.0
284 (Landsortief)	Feb.	*	3,6 \pm 0,0			4.6 \pm 0.1
245 (Karlsötief)	Feb.	*	3,5 \pm 0,0	3.5 \pm 0.0		4.0 \pm 0.1

Die vertikale Verteilung der wichtigsten Nährstoffe Phosphat und Nitrat entlang des Hauptschnittes durch die Ostsee kann für die fünf durchgeführten Messfahrten ebenfalls aus den Abb. 32 und 33 entnommen werden. Es muss beachtet werden, dass unter anoxischen Bedingungen Ammonium das Endprodukt der Mineralisation der organischen Substanz darstellt.

Verallgemeinernde Aussagen zur Vertikalverteilung der Nährstoffe lassen sich für die flachen Seegebiete der westlichen Ostsee nur eingeschränkt treffen. Nährstoffgradienten werden im Wesentlichen durch die variierenden Schichtungen von Salzgehalt und Temperatur bestimmt. Deshalb beschränken wir uns hier auf das zentrale Arkonabecken (Station 113) mit einer Wassertiefe von 47 m (Abb. 34). Im Winter ist die Wassersäule bis zu einer Tiefe von 30 m weitgehend durchmischt, so dass sich recht einheitliche Konzentrationen für Phosphat und Nitrat bis zu dieser Tiefe finden. Für das Nitrat ist, wie oben beschrieben, zwischen Februar und März bereits ein deutlicher Rückgang der Konzentrationen zu verzeichnen während die Phosphatwerte sogar noch leicht ansteigen. Ehe sich im Frühjahr eine stabile thermische Schichtung aufbauen kann, sind die Nitratvorräte fast in der gesamten Wassersäule verbraucht. Die untypischen Phosphatkonzentrationen im Mai wurden bereits beschrieben.

Aber auch im Juli finden sich sowohl unter- als auch oberhalb der Thermokline nennenswerte Phosphatmengen. Unterhalb der Salzgehaltssprungschicht in etwa 40 m Tiefe finden sich generell höhere Konzentrationen, da hier die Abbauprozesse überwiegen. Das im kalten Winterwasser unterhalb der Thermokline vorhandene phosphatreiche, aber nitrat-verarmte Wasser kann durch episodische Auftriebsereignisse bei entsprechenden Windverhältnissen an die Oberfläche transportiert werden, dort den Phosphatpool weiter vergrößern und damit potentiell die Bildung von Algenblüten, insbesondere von Cyanobakterien fördern wenn die entsprechenden Verhältnisse vorliegen.

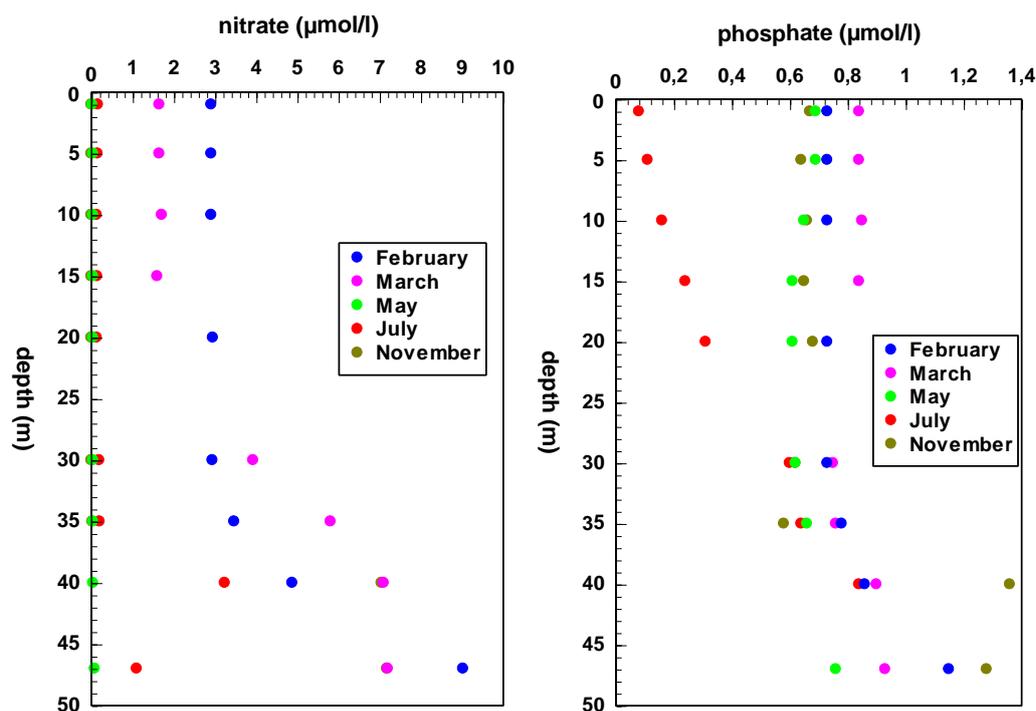


Abb. 34: Vertikalverteilung für Nitrat und Phosphat im Arkonabecken (Station 113) im Jahresverlauf 2012

Fig. 34: Vertical distribution for nitrate and phosphate in the Arkona Basin (station 113) during 2012

Eindeutiger sind die Aussagen für die tieferen Becken der Ostsee. Dort wird die Situation vorwiegend durch das Auftreten oder Ausbleiben von starken barotropen oder baroklinen Einstromprozessen geprägt. Besonders interessant ist im Jahr 2012 das Bornholmbecken. Wie bereits in Kapitel 6.3 beschrieben, konnte das relativ starke Einstromsignal von November/Dezember 2011 im Februar 2012 in Bornholmbecken (Station 213) quantifiziert werden. Die Reaktionen der Nährstoffverhältnisse im Tiefenwasser sind eindeutig in den Abb. 35 und 36 zu verfolgen. Zu Anfang des Jahres, bevor das Einstromsignal eintraf, waren die geringen Sauerstoffkonzentrationen mit niedrigen Nitratgehalten und hohen Phosphatwerten verbunden. Die starke Belüftung im Februar führte zur Oxidation von Ammonium zum Nitrat, während Phosphat in partikulärer Form ausgefällt wurde. Im weiteren Jahresverlauf kam es zur

Umkehrung dieser Prozesse. Abnehmende Sauerstoffkonzentrationen führten zu einer Rücklösung von Phosphat, die Konzentrationen stiegen an (Abb. 35). Dagegen wurde Nitrat in Sedimentnähe denitrifiziert und als gasförmiges N_2 aus dem System entfernt, die Nitratkonzentrationen nahmen ab (Abb. 36). Diese Entwicklung spiegelte sich auch in den Jahresmittelwerten wider (Tab. 9). Der Phosphatmittelwert für 2012 ($1,81 \mu\text{mol/l}$) ist der niedrigste seit dem Jahr 2003, dem Jahr des letzten großen Salzwassereinbruchs als im Jahresmittel $1,14 \mu\text{mol/l}$ ermittelt wurden. Der Nitratmittelwert ($7,9 \mu\text{mol/l}$) liegt nur wenig unter dem des Jahres 2003 ($9,6 \mu\text{mol/l}$). Auf Grund der relativ guten Belüftung des Bornholmbeckens seit 2003 (siehe Kapitel 6.3) sind die Ammoniumkonzentrationen in der Regel gering. Lediglich das Jahr 2005, als ab Mai anoxische Verhältnisse herrschten, war durch einen höheren Jahresmittelwert für Ammonium ($5,1 \mu\text{mol/l}$) charakterisiert.

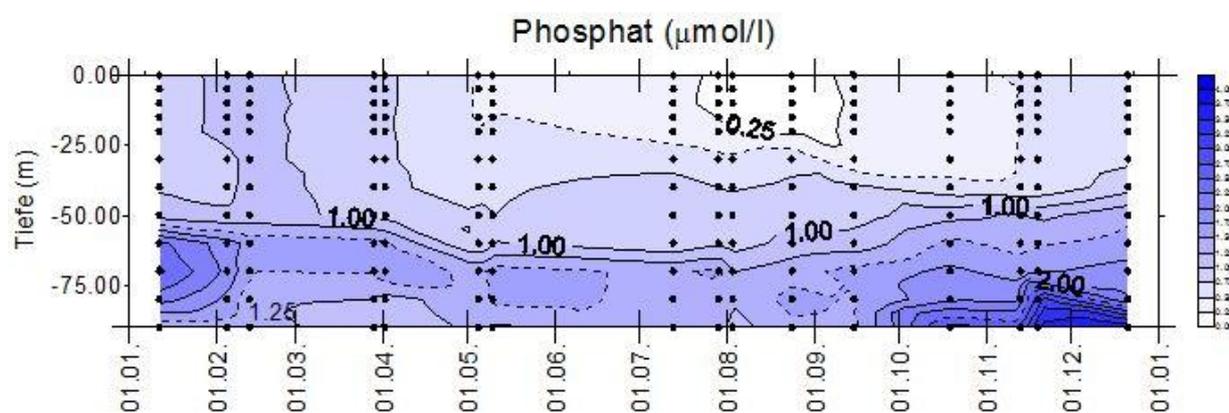


Abb. 35: Phosphatverhältnisse im Bornholmtief (Station 213) im Jahr 2012 - IOW- und SMHI-Daten

Fig. 35: Phosphate situation in the Bornholm Deep (station 213) in 2012 - IOW and SMHI data

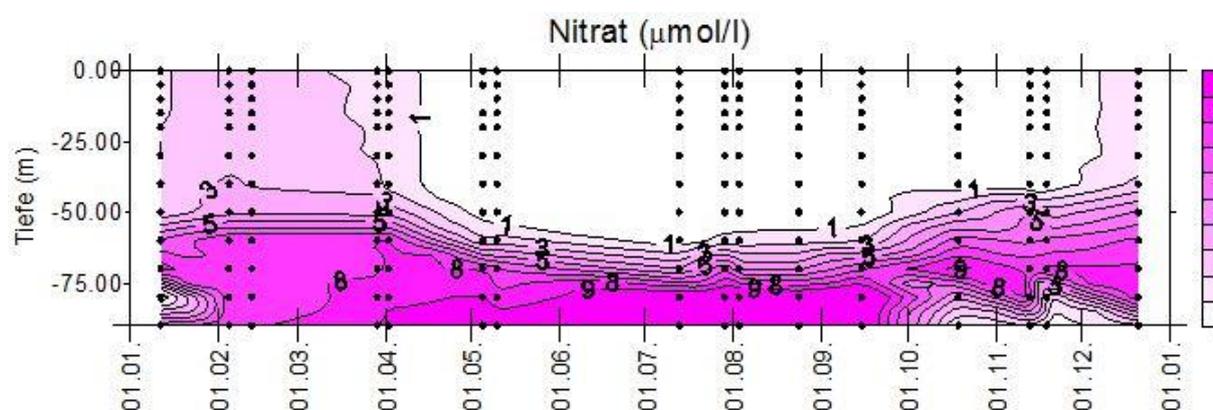


Abb. 36: Nitratverhältnisse im Bornholmtief (Station 213) im Jahr 2012 - IOW- und SMHI-Daten

Fig. 36: Nitrate situation in the Bornholm Deep (station 213) in 2012 - IOW and SMHI data

Tab. 9: Jahresmittelwerte und Standardabweichungen für Phosphat, Nitrat und Ammonium im Tiefenwasser der zentralen Ostsee: IOW sowie SMHI Daten (n = 7 – 17)

Table 9: Annual means and standard deviations for phosphate, nitrate and ammonium in the deep water of the central Baltic Sea: IOW and SMHI data (n = 7 – 17)

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

Station	Tiefe/m	2008	2009	2010	2011	2012
213 (Bornholmtief)	80	2,81 ± 1,08	2,13 ± 0,79	2.22 ± 0.62	2,66 ± 1.39	1,81 ± 0,85
271 (Gotlandtief)	200	4,62 ± 0,23	5,22 ± 0,15	5.39 ± 0.29	5,66 ± 0,28	5,87 ± 0,16
286 (Fårötief)	150	4,33 ± 0,26	4,40 ± 0,23	4.27 ± 0.33	4,34 ± 0,61	4,45 ± 0,23
284 (Landsortief)	400	3,97 ± 0,18	4,07 ± 0,19	3.82 ± 0.17	3,67 ± 0,45	3,92 ± 0,25
245 (Karlsötief)	100	4,00 ± 0,57	4,05 ± 0,26	4.37 ± 0.44	4,22 ± 0,33	3,47 ± 0,47

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

Station	Tiefe/m	2008	2009	2010	2011	2012
213 (Bornholmtief)	80	6,1 ± 2,4	6,4 ± 2,1	7.5 ± 0.1	4,66 ± 2,8	7,9 ± 3,1
271 (Gotlandtief)	200	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0
286 (Fårötief)	150	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0
284 (Landsortief)	400	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0
245 (Karlsötief)	100	0,1 ± 0,3	0,01 ± 0,05	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	1,5 ± 2,1

Ammonium ($\mu\text{mol/l}$; Maximalwerte hervorgehoben)

Station	Tiefe/m	2008	2009	2010	2011	2012
213 (Bornholmtief)	80	0,9 \pm 1,9	0,4 \pm 0,8	0,1 \pm 0,1	2,1 + 3,4	0,9 \pm 1,9
271 (Gotlandtief)	200	15,5 \pm 1,7	19,6 \pm 1,4	21,3 \pm 2,6	20,2 \pm 2,8	26,2 \pm 2,8
286 (Fårötief)	150	8,3 \pm 1,7	9,1 \pm 1,5	9,8 \pm 1,3	9,0 \pm 1,4	12,2 \pm 1,5
284 (Landsorttief)	400	7,4 \pm 1,2	8,2 \pm 1,2	6,8 \pm 1,0	6,3 \pm 1,7	8,5 \pm 1,6
245 (Karlsötief)	100	7,8 \pm 1,4	6,8 \pm 2,0 \pm	8,4 \pm 2,3	9,7 \pm 3,5	4,4 \pm 2,9

Der Einstrom vom November 2011 war stark genug, um im Frühjahr 2012 die südliche Ostsee einschließlich der Danziger Bucht zu erreichen, nicht aber die zentrale Gotlandsee (FEISTEL, 2012; NAUSCH, 2012). Folgerichtig hielt 2012 die Stagnationsperiode im Gotlandbecken unvermindert an. Im Gotland- und im Farötief wurden neue Höchstwerte für Phosphat erreicht (Tab. 9). Sie entsprechen nahezu den Werten des Jahres 2002, dem Ende der letzten langen Stagnationsperiode, als im Jahresmittel 5,87 $\mu\text{mol/l}$ (Gotlandtief) bzw. 4,86 $\mu\text{mol/l}$ (Farötief) gemessen wurden. Gleiches gilt für die Ammoniumkonzentrationen: Gotlandtief 26,2 $\mu\text{mol/l}$ (2002: 19,7 $\mu\text{mol/l}$) sowie Farötief: 12,2 $\mu\text{mol/l}$ (2002: 11,0 $\mu\text{mol/l}$). Nitrat ist auf Grund der permanent anoxischen Verhältnisse in beiden Tiefs seit 2006 nicht mehr nachweisbar.

Auch im Landsorttief dauert die Stagnationsperiode unvermindert an. Wesentlich dynamischer stellt sich die Situation im Karlsötief dar. Wir können wiederholte Wechsel von Belüftungsereignissen (maximal 0,60 ml/l) und anoxischen Phasen (maximal – 0,72 ml/l) beobachten (vgl. Kapitel 6.3). Demzufolge sind die Phosphat- und Ammoniumwerte niedriger und es kommt in den oxischen Phasen zur Bildung von Nitrat. Für die größere Dynamik stehen auch die höheren Standardabweichungen des Mittelwertes (Tab. 9). Ursache ist eine geringere vertikale Stabilität der Wassersäule.

Zusammenfassung

Nach den mäßigen bis starken Wintern 2009/10 und 2010/11 war der Eiswinter 2011/12 in der Ostsee ebenfalls mäßig. Mit einer Kältesumme 88,9 K d von Warnemünde liegt er auf Platz 27 der kältesten Winter seit Beginn der Vergleichsdaten im Jahr 1948, jedoch unterhalb des langjährigen Mittelwerts von 105,2 K d. Zu dieser Kältesumme hatte insbesondere der Februar mit 67,8 K d beigetragen, in dem die Kältesumme doppelt so hoch war wie im langjährigen Mittel. Der kälteste Winter seit 1948 war der von 1962/63 mit 395,2 K d.

Das Jahr 2012 war insgesamt durchschnittlich warm; die Jahreswärmesumme von 147 K d war geringer als in den Vorjahren und weicht nur geringfügig vom Mittelwert 149 K d der Beobachtungsreihe seit 1948 ab, sie liegt deutlich innerhalb der statistischen Streuung und ist weniger als halb so groß wie Rekordwert 355 K d des Jahrs 2006. In der Liste der letzten 65 Jahreswärmesummen belegt 2012 den Platz 30.

Das Jahr 2012 war durch einen relativ milden Winter und einen wechselhaften und kühlen Sommer gekennzeichnet. Nach dem vergleichsweise warmen Dezember 2011 und Januar 2012 kühlten die westliche und südliche Ostsee im Februar stärker ab als die nördlichen Bereiche und sorgten im Monatsmittel für negative Anomalien. Dadurch war der Februar der kälteste Monat in der Arkonasee und der März in der Gotlandsee und in der Bottensee. In der Bottensee lagen die Temperaturen von Januar bis Juni über und in der Arkonasee und Gotlandsee von März bis Mai im Bereich der Mittelwerte. Im Juni blieb die sonst typische starke Erwärmung aus. Nach wechselhaftem Juli entwickelte sich der August wieder zum wärmsten Monat des Jahres, allerdings nur mit Monatsmitteltemperaturen von ca. 16-18 °C. Von Mitte September bis November und besonders im Oktober erzeugten westliche Winde starken Auftrieb entlang der dänischen und schwedischen Küste und eine zonale Zweiteilung der Ostsee. In der Jahresmitteltemperatur der gesamten Ostsee lag 2012 geringfügig über dem langjährigen Mittelwert (1990-2010).

Barotrope Einstromereignisse mit geschätzten Volumina zwischen 100 und 300 km³ fanden in der Ostsee 2012 drei Mal statt, im Februar/März, im August/September und im Dezember/Januar. Das relativ starke Einstromsignal von November/Dezember 2011 wurde erst am 5. Februar 2012 in Bornholmbecken quantifiziert. Es konnte eine importierte Salzmenge von 1 Gt abgeschätzt werden, womit der Einstrom als kleiner MBI (Major Baltic Inflow) zu klassifizieren ist. Der Einstrom 2011 war somit der erste MBI seit 2003. Er war stark genug, um im Frühjahr 2012 die südliche Ostsee einschließlich der Danziger Bucht zu belüften, erreichte aber die zentrale Gotlandsee nicht.

Der Jahresgang der Sauerstoffsättigung des Oberflächenwassers zeigte 2012 das typische Muster. Die Dominanz sauerstoffzehrender Prozesse und eine geringe Produktion führten im Winter zu einer geringen Untersättigung, die bei 95 – 96% lag. Die Frühjahrsblüte des Phytoplanktons bewirkte eine zeitweilige Übersättigung, wobei Anfang April in der westlichen Ostsee der Höhepunkt der Blüte erreicht schien, während sie im weiter östlich gelegenen Arkona-, im Bornholm- und im östlichen Gotlandbecken erst am Beginn stand bzw. weniger

intensiv als im Vorjahr ausfiel. Im Mai setzte sich die Blüte in diesen Seegebieten bei weiterhin geringer Intensität fort, während der Rückgang der Sättigung in der westlichen Ostsee auf einen Zusammenbruch der Blüte und verstärkte Zehrungsprozesse hin deutet. Im Sommer war die Übersättigung in allen Seegebieten gering, ungünstige Witterungsbedingungen (kühle Temperaturen, Wind) verhinderten die massive Ausbildung von Cyanobakterien. Im Herbst führten verstärkte Abbauprozesse zu einer Untersättigung. Wie auch in den zurückliegenden Jahren war die Schwankungsbreite im Jahresverlauf relativ gering (95% bis maximal 115%), was für eine gesunde Sauerstoffbilanz des Oberflächenwassers spricht.

Die Sauerstoffsituation des Tiefenwassers der tieferen Becken wird vorwiegend durch das Auftreten oder Ausbleiben barotroper und/oder barokliner Einstromprozesse geprägt. Im Bornholmbecken konnte das relativ starke Einstromsignal von November/Dezember 2011 im Februar als kleiner MBI quantifiziert werden. Sauerstoffhaltiges Wasser, zum Teil mit Konzentrationen über 5 ml/l hatte sich auf Grund seiner hohen Dichte am Boden eingeschoben und die vorhandenen sauerstoffärmeren Wasserschichten angehoben. Die eingeströmte Sauerstoffmenge kann mit den vorhandenen Daten auf über 450 000 t geschätzt werden. Im östlichen Gotlandbecken hielt dagegen die Stagnationsperiode unvermindert an. Salzgehalt und Temperatur gingen im Gotlandtief und im Farötief im Vergleich zu den Vorjahren weiter zurück. Die sehr geringen Standardabweichungen beider Parameter verdeutlichen die große Stabilität des Systems im Jahresverlauf. Dies spiegelt sich auch in weiter zunehmenden Schwefelwasserstoff-Konzentrationen wider. Sie erreichten die höchsten Werte seit Beginn der Stagnationsperiode nach 2003. Ähnliche Aussagen treffen für das Landsorttief zu. Salzgehalt und Temperatur nahmen bei sehr geringer Variabilität weiter ab. Die gesamte Wassersäule zwischen 100 m und dem Boden war anoxisch. Wesentlich dynamischer stellt sich die Situation im Karlsötief dar. Wir können wiederholte Wechsel von Belüftungsereignissen (maximal 0,60 ml/l) und anoxischen Phasen (maximal – 0,72 ml/l) beobachten. Ursache ist eine geringere vertikale Stabilität der Wassersäule. Wie auch in den Jahren 2007 – 2009 registriert, kann dort bis zum Boden reichende teilweise Vermischung ("entrainment") auftreten.

Die Sauerstoffsituation des Tiefenwassers spiegelt sich auch in den Nährstoffkonzentrationen wider. Im belüfteten Bornholmbecken fanden sich niedrige Phosphat- und Ammoniumwerte, während das Jahresmittel für Nitrat bei 7,9 $\mu\text{mol/l}$ lag. Dagegen ist das Tiefenwasser des Gotlandbeckens mit Ausnahme des Karlsötiefs seit 2005 frei von Nitrat. Für Phosphat (5,87 $\mu\text{mol/l}$ im Gotlandtief, 4,45 $\mu\text{mol/l}$ im Farötief) und Ammonium (26,2 $\mu\text{mol/l}$ im Gotlandtief und 12,2 $\mu\text{mol/l}$ im Farötief) wurden neue Höchstwerte für die aktuelle Stagnationsperiode erreicht.

In der Oberflächenschicht weisen Phosphat und Nitrat den für die gemäßigten Breiten typischen Jahresgang auf. Im Vergleich der Jahre 2011 und 2012 wurden erhebliche Unterschiede im Arkona- und Bornholmbecken deutlich. Auf Grund der Dominanz von Abbauprozessen und nur geringer biologischer Aktivität findet man im Winter die höchsten Nährstoffkonzentrationen. Diese winterliche Plateauphase, die in der zentralen Ostsee über 2 – 3 Monate ausgeprägt ist, findet sich in der westlichen Ostsee häufig nur andeutungsweise, da die Frühjahrsblüte des Plankton zeitiger einsetzt. Die Nitratwinterkonzentrationen waren in beiden Jahren in einer vergleichbaren Größenordnung. Die Frühjahrsblüte führte zu einem

raschen Verbrauch des Nitrats. Das Nitratreservoir war im Jahr 2011 bereits Ende März erschöpft, im Jahr 2012 vermutlich etwas später. Stickstofflimitation führte zum Zusammenbruch der Frühjahrsblüte. Während des weiteren Jahresverlaufs lagen die Nitratkonzentrationen in beiden Jahren im Bereich der Nachweisgrenze. Erst im Spätherbst begannen sie langsam auf Grund der fortschreitenden Mineralisation wieder anzusteigen, um im Februar des Folgejahres erneut das Maximum zu erreichen. Dagegen waren die Jahresgänge des Phosphats sehr verschieden. Während im Winter 2011 vergleichsweise niedrige Phosphatkonzentrationen gemessen wurden, lagen diese 2012 deutlich höher. Im weiteren Jahresverlauf zeigte sich 2011 das erwartete Bild. Die Phosphatkonzentrationen gingen während der Frühjahrsblüte zurück, es verblieben aber Ende April noch etwa $0,20 \mu\text{mol/l}$ Phosphat. Zum Sommer hin nehmen die Phosphatkonzentrationen weiter ab und können die Nachweisgrenze erreichen, wenn sich starke Blaualgenblüten entwickeln. Im Jahr 2012 dagegen blieben die winterlichen Werte im Arkonabecken bis Ende April erhalten und auch in der 1. Maidekade wurden noch Konzentrationen von $0,5 \mu\text{mol/l}$ gemessen. Die sommerlichen Werte lagen deutlich höher als im Vorjahr. Im Bornholmbecken wurden Mitte Juli noch $0,32 \mu\text{mol/l}$ registriert, das „Minimum“ lag deutlich über der Nachweisgrenze und wurde Anfang August mit $0,15 \mu\text{mol/l}$ erreicht. Dagegen wurde im östlichen Gotlandbecken ein „typischer“ Phosphatjahresgang gefunden: im Mai lagen die Werte um $0,25 \mu\text{mol/l}$, in der 1. Augustdekade wurden Konzentrationen um $0,05 \mu\text{mol/l}$ gemessen. Aufgrund der unbeständigen Witterung und der geringen Wassertemperaturen kam es 2012 zu keiner intensiven Massenentwicklung von Cyanobakterien. Ein ähnlicher Jahresverlauf wurde in beiden zuletzt genannten Seegebieten bereits in den Jahren 2004 und 2005 beschrieben. In den Folgejahren „normalisierte“ sich der Jahresgang dann jeweils wieder.

Summary

After the moderate to severe winters 2009/10 and 2010/11, the ice winter in the Baltic Sea was only moderate. With the “cold sum” of the air temperature in Warnemünde of 88.9 K d, 2011/12 it ranks on place 27 of the coldest winters since the beginning of the record in 1948, but remained below the long-term mean of 105.2 K d. To the “cold sum”, mainly February contributed with 67.8 K d what is twice as high as the average. The coldest winter since 1948 was in 1962/63 with 395.2 K d.

The summer “heat sum” of 147 K d differs only marginally from the average of 149 K d for the observation period since 1948. The value is clearly within the statistical spread and less than half of the record value of 355 K d in 2006. In the list of the last 64 “heat sums”, the year 2012 ranks on place 30.

The year 2012 was characterized by a relatively mild winter and an unsettled and coolish summer. After the comparatively warm months of December 2011 and January 2012, in February the western and southern Baltic Sea was cooling stronger than the northern regions which resulted in negative anomalies on the monthly average. Thus, February was the coldest month in the Arkona Sea whereas March was the coldest one in the Gotland and Bothnian Sea. In the Bothnian Sea, sea surface temperature was above the average from January to June; Arkona and Gotland Sea were on average from March to May. In June, the typical intensive warming of the surface water failed to appear. After an unsettled July, August developed to the warmest

month of the year, however, with only monthly mean temperatures of only 16-18°C. From mid-September to November, but especially in October, westerly winds caused upwelling along the Danish and Swedish coasts, leading to a zonal bisection of the Baltic Sea. For the entire Baltic Sea, in 2012 the annual mean temperature was slightly off the long-term average of 1990-2010. In 2012, barotropic inflow events with estimated volumes between 100 and 300 km³ took place three times: in February/March, in August/ September and in December/January. The relatively strong inflow signal of November/December 2011 was registered in the Bornholm Basin only in February 5th, 2012. With an estimated input of one billion tons (1 Gt) of salts, the inflow can be characterized as small Major Baltic Inflow (MBI). The inflow of 2011 was therefore the first MBI since 2003. The inflow was strong enough to reach the southern Baltic Sea and the Gdansk Bight in spring 2012 but did not reach the central Gotland Sea.

In 2012, the annual cycle of the oxygen saturation in the surface layer showed the typical behavior. As a result of the dominance of oxygen-consuming processes and low productivity, the winter surface layer was slightly sub-saturated with 96-96%. The spring bloom of the phytoplankton resulted in a temporary oversaturation whereby the bloom was on its height at the beginning of April in the western Baltic; in the Arkona, Bornholm and eastern Gotland Basin the bloom was only at the beginning and not as intensive as in the year before. In the latter sea areas, the bloom continued in May with still low intensity whereas the decrease in saturation in the western Baltic indicated the breakdown of the bloom and mineralization processes. In summer, the oversaturation in all sea areas was low. Unfavorable weather conditions (low temperatures, wind) prevented the massive development of cyanobacteria. In autumn, intensified decomposition processes resulted in sub-saturation again. As in the years before, the fluctuation range during the course of the year was relatively small (95% to 115% on maximum) indicating a healthy oxygen balance of the surface water.

The oxygen situation in the deep waters of the Baltic Sea is mainly coined by the occurrence or absence of barotropic and/or baroclinic inflow processes. In the Bornholm Basin, the relatively strong inflow signal from November/December 2011 could be characterized as a small MBI. Oxygen containing water, partly with more than 5 ml/l, penetrated near to the bottom due to its high density and lifted up the older oxygen-poor water layers. The transported oxygen amounted to more than 450 000 t. In the deep water of the eastern Gotland Basin, however, the stagnation period has continuing undiminishedly. Salinity and temperature in the Gotland and Farö Deep were lower compared to the year before. Extremely low standard deviations of both parameters indicate extreme stability of the system throughout the year. This is mirrored also in further increasing hydrogen sulphide concentrations. They reached their highest values since the beginning of the present stagnation period. A similar statement can be given for the Landsort Deep. Salinity and temperature decreased further with low variability. The whole water column between 100 m and the bottom was anoxic. The situation in the Karlsö Deep is more dynamic. Repeated changes between ventilation events (up to 0.60 ml/l) and anoxic phases (up to -0.72 ml/l) were observed. As a reason, low vertical stability of the water column is assumed. Similar to the years 2007 – 2009, partly entrainment down to the bottom can occur.

The oxygen situation in the deep water is also reflected in the nutrient concentrations. In the ventilated Bornholm Basin, low phosphate and ammonium concentrations were found whereas the annual mean for nitrate was 7.9 µmol/l. In contrast, the deep water of the Gotland Basin with the exception of the Karlsö Deep was free of nitrate since 2005. For phosphate (5.87

$\mu\text{mol/l}$ in the Gotland Deep, $4.45 \mu\text{mol/l}$ in the Farö Deep) and ammonium ($26.2 \mu\text{mol/l}$ in the Gotland Deep, 12.2 ml/l in the Farö Deep) highest concentrations for the present stagnation period were reached.

In the surface layer, phosphate and nitrate show the typical behavior found in temperate latitudes. Comparing the years 2011 and 2012, considerable differences were obvious in the Arkona and Bornholm Basin. As a result of mineralization processes and only low activity, highest nutrient concentrations were measured during winter. This winter plateau phase in the central Baltic Sea usually lasts over 2 – 3 months, but can be observed in the western Baltic often only in rudimentary form because the spring bloom of the phytoplankton starts earlier there. Nitrate winter concentrations were on a comparable level in both years. The spring bloom resulted in a rapid uptake of nitrate. The nitrate reservoir was exhausted in 2011 already at the end of March, in 2012 most probably somewhat later. Nitrogen limitation caused the breakdown of the spring bloom. During the further course of the two years, nitrate concentrations were near the detection limit in both cases. Only in late autumn they start to increase slowly due to the proceeding mineralization and reach their maximum again in February of the following year. In contrast, the annual cycles of phosphate were quite different. Whereas in winter 2011 relatively low phosphate concentrations were measured, they were considerably higher in winter 2012. In the year 2011, the expected scenario was in fact observed. Phosphate concentration decreased during the spring bloom. By the end of April around $0.20 \mu\text{mol/l}$ phosphate remained. Until summer, phosphate concentrations decrease further and can reach the detection limit if strong cyanobacteria blooms occur. In 2012, however, winter values were conserved in the Arkona Basin until the end of April, and in the first May decade still $0.5 \mu\text{mol/l}$ were measured. Also in summer, phosphate values were clearly higher than normal. In the Bornholm Basin still $0.32 \mu\text{mol/l}$ were registered in the mid of July, the “minimum” was reached at the beginning of August with $0.15 \mu\text{mol/l}$ phosphate, a value clearly above the detection limit. In the eastern Gotland Basin, in contrast, a “typical” annual cycle was found: In May there remained around $0.25 \mu\text{mol/l}$, in the first decade of August $0.05 \mu\text{mol/l}$ were measured. Due to the unsettled weather and low water temperatures no intensive development of cyanobacteria took place in 2012. A similar annual cycle in both last mentioned sea areas was described already in 2004 and 2005. In the following years, the annual cycle returned back to “normal”.

Danksagung

Die Autoren danken den am Ostseeüberwachungsprogramm beteiligten Mitarbeitern des Leibniz- Instituts für Ostseeforschung Warnemünde für die Durchführung der Messungen sowie Kapitänen und Besatzungen der Forschungsschiffe „Alkor“, und „Elisabeth Mann Borgese“ für die Unterstützung und den Einsatz bei den Messfahrten des Jahres 2012. Für die Unterstützung bei der Beschreibung des Eiswinters, insbesondere durch Übermittlung einer Bedeckungskarte, sind wir Frau Natalija Schmelzer vom Eisdienst des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), Hamburg und Rostock, dankbar. Wir danken Frau Kristin Junge vom Deutschen Wetterdienst (DWD), Offenbach, für die Bereitstellung der Winddaten von Arkona und Frau Gisela Tschersich vom BSH für die Bereitstellung der NOAA-Wettersatellitendaten. Die Autoren bedanken sich bei Herrn BARRY BROMAN, Schwedisches Meteorologisches und Hydrologisches Institut (SMHI), Norrköpping, für die Überlassung der Pegeldata. Herr JAN SZARON, Ozeanographisches Labor des SMHI in Göteborg, stellte uns hydrographisch-chemische Beobachtungen ausgewählter Ostseestationen aus dem Schwedischen Ozean Archiv (SHARK) zur Verfügung, die im Rahmen des nationalen schwedischen Umweltüberwachungsprogrammes gewonnen wurden. Frau ELZBIETA LYSIAK-PASTUSZAK von der Maritimen Abteilung des Instituts für Meteorologie und Wasserwirtschaft in Gdynia (IMGW) stellte uns freundlicherweise Beobachtungsdaten für das „Danziger Tief“ zur Verfügung. Wir danken Barbara Bogdanska, IMGW Warschau, für die freundliche Überlassung von Daten der Sonneneinstrahlung in Gdynia. Das Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein (LLUR) hat uns freundlicherweise den Bericht zum „Sauerstoffmangel im bodennahen Wasser der westlichen Ostsee“ zur Verfügung gestellt.

Literatur

- ARNEBORG, L., FIEKAS, V., UMLAUF, L. and BURCHARD, H. (2007): Gravity current dynamics and entrainment. A process study based on observations in the Arkona Basin, *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 2094-2113.
- BENNARTZ, R., SHUPE, M.D., TURNER, D.D., WALDEN, V.P., STEFFEN, K., COX, C.J., KULIE, M.S., MILLER, N.B. and PETTERSEN, C. (2013): July 2012 Greenland melt extent enhanced by low-level liquid clouds. – *Nature* **496**, 83-86.
- BEZOLD, W.V. (1883): Die Kälterückfälle im Mai. – *Abhandlungen der königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften*. Bd. **14**, Nr. 6, 71-108.
- 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. and WODARG, D. (1995): Stoff-Flüsse am Grenzfluss – Transport- und Umsatzprozesse im Übergangsbereich zwischen Oderästuar und Pommerscher Bucht (TRUMP). – *Geowiss.* **13**, 479-485.
- BSH (2009): Flächenbezogene Eisvolumensumme.
<http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Eis/Kuesten.jsp>
- BSH (2011): Reduzierte Eisumme.
<http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Eis/RedEisummeNord.jsp>
- BURCHARD, H., JANSSEN, F., BOLDING, K., UMLAUF, L. and RENNAU, H. (2009): Model simulations of dense bottom currents in the Western Baltic Sea, *Cont. Shelf Res.*, **29**, 205-220.
- DWD (2012): Witterungsreport: express. **14**, Nr. 1 - 13. Deutscher Wetterdienst.
- DWD (2013a): Klimadaten Deutschland, Daten im Standardformat, www.dwd.de
- DWD (2013b): unveröffentlichte Daten
- ELMGREN, R. and LARSSON, U. (2001): Nitrogen in the Baltic Sea: Managing nitrogen in relation to phosphorus. – *The Scientific World* **1** (S2), 371-377.
- FASULLO, J.T. and TRENBERTH, K.E. (2012): A Less Cloudy Future: The Role of Subtropical Subsidence in Climate Sensitivity. *Science* **338**, 792-794.
- FEISTEL, R. (2012): IOW Cruise Report o6EZ / 12 / 03, http://www.io-warnemuende.de/tl_files/forschung/pdf/cruise-reports/cro6ez1203.pdf
- FEISTEL, R. and EBELING, W. (2011): *Physics of Self-Organization and Evolution*. Wiley-VCH, Weinheim.
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., MATTHÄUS, W. and HAGEN E. (2003a): Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003. – *Oceanologia* **45** (4), 623-642.
<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/454feis2.pdf>
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., MOHRHOLZ, V., LYSIAK-PASTUSZAK, E., SEIFERT, T., MATTHÄUS, W., KRÜGER, S. and HANSEN, I.S. (2003b): Warm waters of summer 2002 in the deep Baltic Proper. – *Oceanologia* **45** (4), 571-592.
<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/454feis1.pdf>
- FEISTEL R., NAUSCH, G., HEENE, T., PIECHURA, J. and HAGEN, E. (2004a): Evidence for a warm water inflow into the Baltic Proper in summer 2003. – *Oceanologia* **46**, 581-598.
http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/46_4.html
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., MATTHÄUS, W., ŁYSIAK-PASTUSZAK, E., SEIFERT, T., SEHESTED HANSEN, I., MOHRHOLZ, V., KRÜGER, S., and BUCH, E. (2004b): Background data to the exceptionally

- warm inflow into the Baltic Sea in late summer of 2002. – *Meereswiss. Ber.* **58**, 1-58.
http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe58_2004_paper.pdf
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., and HAGEN E. (2006a): Unusual Inflow Activity 2002/3 and Varying Baltic Deep-Water Properties. – *Oceanologia*, 48(S), 2006, 21-35
http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/48_S.html#A2
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., and HAGEN E. (2006b): Water Exchange between the Baltic Sea and the North Sea, and conditions in the Deep Basins. HELCOM Indicator Fact Sheets 2006, Online 31 Aug 2006,
http://www.helcom.fi/environment2/ifs/en_GB/cover/
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., and HAGEN E. (2006c): Response of Baltic Water Properties to the Unusual Inflow Sequence since 2002. ICES CM 2006/C:09, ICES Annual Science Conference 2006. Maastricht, the Netherlands, 19–23 September 2006
- FEISTEL, R., SEIFERT, T., FEISTEL, S., NAUSCH, G., BOGDANSKA, B., BROMAN, B., HANSEN, L., HOLFORT, J., MOHRHOLZ, V., SCHMAGER, G., HAGEN, E., PERLET, I. and WASMUND, N. (2008): Digital supplement. In: Feistel, R., Nausch, G. and Wasmund, N. (Eds.), *State and Evolution of the Baltic Sea 1952-2005*. – John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, p. 625-667.
- FONSELIUS, S. (1969); Hydrography of the Baltic deep basins. – *III. Fish. Board Swed. Ser. Hydrogr.* **23**, 1-97.
- FU-BERLIN (2012): Werden auch Sie Wetterpate! <http://www.met.fu-berlin.de/wetterpate/>
- GRASSHOFF, K., ERHARDT, M. and KREMLING, K. (1983): *Methods of seawater analysis*. – 2nd Ed., Verlag Chemie, Weinheim.
- GREEN, C. H. (2013): Die Rückkehr der harten Winter? *Spektrum der Wissenschaft*, März 2013, S. 76-81, <http://www.spektrum.de/alias/meteorologie/die-rueckkehr-der-harten-winter/1181915>
- HAGEN, E. und FEISTEL, R. (2001): Spreading of Baltic deep water: a case study for the winter 1997/1998. *Meereswiss. Ber.* **45**, 91-133.
<http://www.io-warnemuende.de/research/mebe.html>
- HAGEN, E. und FEISTEL, R. (2004): Observations of low frequency current fluctuations in deep water off the eastern Gotland Basin/Baltic Sea. – *Journal of Geophysical Research* **109**, C03044, doi: 10.1029/2003JC002017.
- HAGEN, E. und FEISTEL, R. (2005): Climatic Turning Points and Regime Shifts in the Baltic Sea Region: The Baltic Winter Index (1659-2002). – *Boreal Environment Research*, **10**, 211-224. <http://www.borenav.net/BER/pdfs/ber10/ber10-211.pdf>
- HAGEN, E. and FEISTEL, R. (2008): Baltic climate change, in: Feistel, R., Nausch, G., and Wasmund, N. (Eds.), *State and Evolution of the Baltic Sea 1952 – 2005*. – John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, p. 93-120.
- HELCOM (2000): *Manual of marine monitoring in the COMBINE programme of HELCOM*. – Baltic Marine Environment Protection Commission, Helsinki, updated 2002:
www.helcom.fi/Monas/CombineManual2/CombineHome.htm
- HELCOM (2007): *Baltic Sea Action Plan*. – http://www.helcomfi/BSAP/en_GB/intro/
- HELCOM (2009): *Eutrophication in the Baltic Sea – An integrated assessment of the effects of nutrient enrichment in the Baltic Sea region*. - *Balt. Sea Environ. Proc.* **115B**, 1-148.
- HELCOM (2012): *Fifth Pollution Load Compilation (PLC 5)*. – An executive summary. - *Balt. Sea Environ. Proc.* **128A**, 1-34.
- ICES (2011): *Report of the Advisory Committee of Fishery Management*, Book 8, pp. 15ff.
- IMGW (2013): *Global Solar Radiation at GDYNIA station in 2012*. – Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, unveröffentlichte Daten.

- IOW (2012): Pegel Alter Strom Warnemünde am 4. und 6. Januar 2012. http://www.io-warnemuende.de/tl_files/xFotogalerie/20120106_ulliandrea05.jpg
- KAMENIK, J. (2010): Derecho in Estonia – 8th August in 2010. <http://www.ilm.ee/index.php?47736>
- KOSLOWSKI, G. (1989): Die flächenbezogene Eisvolumensumme, eine neue Maßzahl für die Bewertung des Eiswinters an der Ostseeküste Schleswig-Holsteins und ihr Zusammenhang mit dem Charakter des meteorologischen Winters. – Dt. hydrogr. Z. **42**, 61-80.
<http://www.baltic.vtt.fi/pdfs/dhz422koslowski.pdf>
- KRÜGER, S., ROEDER, W., WLOST, K.-P., KOCH, M., KÄMMERER, H. and KNUTZ, T., (1998): Autonomous instrumentation carrier (APIC) with acoustic transmission for shallow water profiling. – Oceanology International 98: The Global Ocean Conf. Proc. **2**, 149-158.
- KRÜGER, S. (2000a): Basic shipboard instrumentation and fixed autonomic stations for monitoring in the Baltic Sea. – In: EL-HAWARY, F. (Ed.): The Ocean Engineering Handbook, CRC Press, Boca Raton, USA, 52-61.
- KRÜGER, S. (2000b): Activities of the Institut für Ostseeforschung (IOW), Germany. – Proc. Int. Workshop on the “Coordinated Adriatic Observing System” CAOS, 21-22 October 1998, Trieste, Italy, 53-60.
- LASS, H.U., MOHRHOLZ, V. and SEIFERT, T. (2001): On the dynamics of the Pomeranian Bight. – Cont. Shelf. Res. **21**, 1237-1261.
- LASS, H.U. and MATTHÄUS, W. (2008): General Oceanography of the Baltic Sea, in: Feistel, R., Nausch, G., and Wasmund, N. (Eds.), State and Evolution of the Baltic Sea 1952 – 2005. – John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, p. 5-43.
- LLUR (2012): Sauerstoffmangel im bodennahen Wasser der westlichen Ostsee im September 2012.
- MATTHÄUS, W. (1978): Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit im Sauerstoffgehalt der offenen Ostsee. – Beitr. Meereskd., Berlin **41**, 61-94.
- MATTHÄUS, W., NEHRING, D., FEISTEL, R., NAUSCH, G., MOHRHOLZ, V. and LASS, H. U. (2008): The inflow of highly saline water into the Baltic Sea, in: Feistel, R., Nausch, G., and Wasmund, N. (Eds.), State and Evolution of the Baltic Sea 1952 – 2005. – John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, p. 265-309.
- MetOffice (2013): Global annual temperature, decadal forecast. <http://www.metoffice.gov.uk/research/climate/seasonal-to-decadal/long-range/decadal-fc>
- MOHRHOLZ, V. (1998): Transport- und Vermischungsprozesse in der Pommerschen Bucht. – Meereswiss. Ber. **33**, 1-106.
- MOHRHOLZ, V., FEISTEL, R., SEIFERT, T., NAUSCH, G., NAGEL, K. and BROMAN, B. (2013): Baltic winter inflow 2011/2012. In preparation.
- NAGEL, K. (2012): IOW Cruise Report o6AK / 12 / 02 - AL385B, http://www.io-warnemuende.de/tl_files/forschung/pdf/cruise-reports/cro6ak1202.pdf
- NASA (2013): GISS Surface Temperature Analysis. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Institute for Space Studies, http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v3/
- NAUSCH, G. (2012): IOW Cruise Report o6EZ / 12 / 06, http://www.io-warnemuende.de/tl_files/forschung/pdf/cruise-reports/cro6ez1206.pdf

- NAUSCH, G. and NEHRING, D. (1996): Baltic Proper, Hydrochemistry. In: Third Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic Sea. – Balt. Sea Environ. Proc. **64B**, 80-85.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2002): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2001. – Meereswiss. Ber. **49**, 3-77.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2004): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2003. – Meereswiss. Ber. **59**, 1-80.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2007): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2006. – Meereswiss. Ber. **70**, 1-91.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., UMLAUF, L., MOHRHOLZ, V., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2008a): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2007. Meereswissenschaftliche Berichte Warnemünde **72**, 1-100.
- NAUSCH, G., NEHRING, D. and K. NAGEL (2008b): Nutrient concentrations, trends and their relation to eutrophication. In: FEISTEL, R., NAUSCH, G., WASMUND, N. (Eds.) (2008b): State and evolution of the Baltic Sea, 1952-2005. – John Wiley & Sons, Inc. Hoboken, New Jersey, 337-366.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., UMLAUF, L., MOHRHOLZ, V., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2009): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2008. Meereswissenschaftliche Berichte Warnemünde **77**, 1-99.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., UMLAUF, L., MOHRHOLZ, V., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2010): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2009. Meereswissenschaftliche Berichte Warnemünde **80**, 1-107.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., UMLAUF, L., MOHRHOLZ, V. and SIEGEL, H. (2011a): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2010. Meereswissenschaftliche Berichte Warnemünde **84**, 1-99.
- NAUSCH, G., BACHOR, A., PETENATI, T., VOSS, J. und V. WEBER, M. (2011b): Nährstoffe in den deutschen Küstengewässern der Ostsee und angrenzenden Seegebieten. – Meeresumwelt Aktuell Nord- und Ostsee 2011/1.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., UMLAUF, L., MOHRHOLZ, V., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2012): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2011. Meereswissenschaftliche Berichte Warnemünde **86**, 1-121.
- NEHRING, D. and MATTHÄUS, W. (1991): Current trends in hydrographic and chemical parameters and eutrophication in the Baltic Sea. – Int. Revues ges. Hydrobiol. **76**, 297-316.
- NCDC (2013): The Annual Global (land and ocean combined) Anomalies. ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/anomalies/annual.land_ocean.9oS.9oN.df_1901-2000mean.dat
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W. and LASS, H.U. (1993): Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1992. – Dt. Hydrogr. Z. **45**, 281-331.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.U., NAUSCH, G. and NAGEL, K. (1995): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1994. – Meereswiss. Ber. **9**, 1-71.
- NOAA (2012): 2012 global temperatures 10th highest on record. National Climatic Data Center, http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/?utm_source=dlvr.it&utm_medium=twitter

- NSIDC (2012): Media Advisory: Arctic sea ice breaks lowest extent on record, 27 August 2012. The National Snow and Ice Data Center, http://nsidc.org/news/press/20120827_2012extentbreaks2007record.html
- PIERREHUMBERT, R.T. (2010): Principles of Planetary Climate. Cambridge University Press, Cambridge.
- REDFIELD, A.C., KETCHUM, B.H. and RICHARDS, F.A. (1963): The influence of organisms on the composition of sea water. – In: Hill, M.N. (Ed.): The Sea, Vol. II, Wiley, New York, 26-77.
- SCHMELZER, N. and HOLFORT, J. (2011): Der Eiswinter 2010/11 an den deutschen Nord- und Ostseeküsten sowie eine Beschreibung der Eisverhältnisse im gesamten Ostseebereich. Eisdienst, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Rostock. http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Eis/Eiswinter2010_11.pdf
- SCHMELZER, N., SEINÄ, A., LUNDQUIST, J.-E. and SZTOBRYN, M. (2008): Ice, in: Feistel, R., Nausch, G., and Wasmund, N. (Eds.), State and Evolution of the Baltic Sea 1952 – 2005. – John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, p. 199-240.
- SCHMELZER, N., HOLFORT, J. and TEGTMEIER, J. (2012): Der Eiswinter 2011/12 an den deutschen Nord- und Ostseeküsten sowie eine kurze Beschreibung der Eisverhältnisse im gesamten Ostseebereich. Eisdienst, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Rostock. http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Eis/Eiswinter_2011_12.pdf
- SCHWOERBEL, J. (1984): Einführung in die Limnologie. – VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 1-233.
- SELLSCHOPP, J., ARNEBORG, L., KNOLL, M., FIEKAS, V., GERDES, F., BURCHARD, H., LASS, H.-U., MOHRHOLZ, V., and UMLAUF, L. (2006): Direct observations of a medium-intensity inflow into the Baltic Sea, Cont. Shelf Res, **26**, 2393-2414.
- SIEGEL, H., and GERTH, M. (2010): Satellite Based Process Studies in the Baltic Sea. Proceedings Conference “Ocean from Space” Venice 26-30. April 2010
- SIEGEL, H., and GERTH, M. (2012): Development of Sea Surface Temperature in the Baltic Sea in 2011. HELCOM Indicator Report, http://www.helcom.fi/environment2/ifs/ifs2008/en_GB/sst/
- SIEGEL, H., GERTH, M. and SCHMIDT, T. (1996): Water exchange in the Pomeranian Bight – investigated by satellite data and shipborne measurements. – Cont. Shelf Res **16**, 1793-1817.
- SIEGEL, H., GERTH, M., TIESEL, R. and TSCHERSICH, G. (1999): Seasonal and interannual variations in satellite derived sea surface temperature of the Baltic Sea in the 1990s. – Dt. Hydrogr. Z **51**, 407-422.
- SIEGEL, H., GERTH, M. and TSCHERSICH, G. (2006): Sea Surface Temperature development of the Baltic Sea in the period 1990-2004 – Oceanologia **48** (S), 119-131.
- SIEGEL, H., GERTH, M. and TSCHERSICH, G. (2008): Satellite-derived Sea Surface Temperature for the period 1990-2005. In: FEISTEL, R., NAUSCH, G., WASMUND, N. (Eds.): State and evolution of the Baltic Sea, 1952-2005. – John Wiley & Sons, Inc. Hoboken, New Jersey, 241-265.
- SMHI (1982): Climatological Ice Atlas. – Sjöfartsverkets tryckeri, Norrköping. 220 pp.
- SMHI (2013a): unveröffentlichte Daten.
- SMHI (2013b): Accumulated inflow through the Öresund. http://www.smhi.se/hfa_coord/BOOS/Oresund.html

- TIESEL, R. (2008): Weather of the Baltic Sea, in: Feistel, R., Nausch, G., and Wasmund, N. (Eds.), State and Evolution of the Baltic Sea 1952 – 2005. – John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, p. 68-92.
- TOLLEFSON, J. (2012): Hurricane sweeps US into climate-adaptation debate. *Nature* 491, 167-168.
- TRUMP (1998): Transport- und Umsatzprozesse in der Pommerschen Bucht (TRUMP) 1994-1996. – Abschlussbericht, IOW Warnemünde, 1-32 (unveröffentlicht).
- UMLAUF, L., ARNEBORG, L., BURCHARD, H., FIEKAS, V., LASS, H.-U., MOHRHOLZ, V., and PRANDKE, H. (2007): The transverse structure of turbulence in a rotating gravity current. - *Geophys. Res. Lett.* **34**, L08601, doi:10.1029/2007GL029521.
- UMLAUF, L. and ARNEBORG, L. (2009a). Dynamics of rotating shallow gravity currents passing through a channel. Part I: Observation of transverse structure. - *J. Phys. Oceanogr.* **39**, 2385-2401.
- UMLAUF, L. and ARNEBORG, L. (2009b). Dynamics of rotating shallow gravity currents passing through a channel. Part II: Analysis. - *J. Phys. Oceanogr.* **39**, 2402-2416
- UMLAUF, L., ARNEBORG, L., HOFMEISTER, R., AND BURCHARD, H. (2010). Entrainment in shallow rotating gravity currents: A modeling study, *J. Phys. Oceanogr.* **40**, 1819-1834, 2010.
- VAINIO, J. (2012): The ice season 2011-2012. HELCOM Baltic Sea Environment Fact Sheet(s) 2012. Online. http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/ifs/ifs2012/en_GB/iceseaon/

NAUSCH, G, FEISTEL, R., UMLAUF, L.,
MOHRHOLZ, V., SIEGEL, H.:
Hydrographic-hydrochemical
assessment of the Baltic Sea 2012

CONTENT

1. Introduction
 2. Meteorological conditions
 3. Observations at the measuring platform “Darss Sill”
 4. Observations at the buoy “Arkona basin”
 5. Observations at the buoy “Oder Bank”
 6. Hydrographic-hydrochemical conditions
- Summary
Acknowledgments
References

