

Meereswissenschaftliche Berichte
MARINE SCIENCE REPORTS

No. 54

Festschrift zum 65. Geburtstag von Wolfgang Matthäus

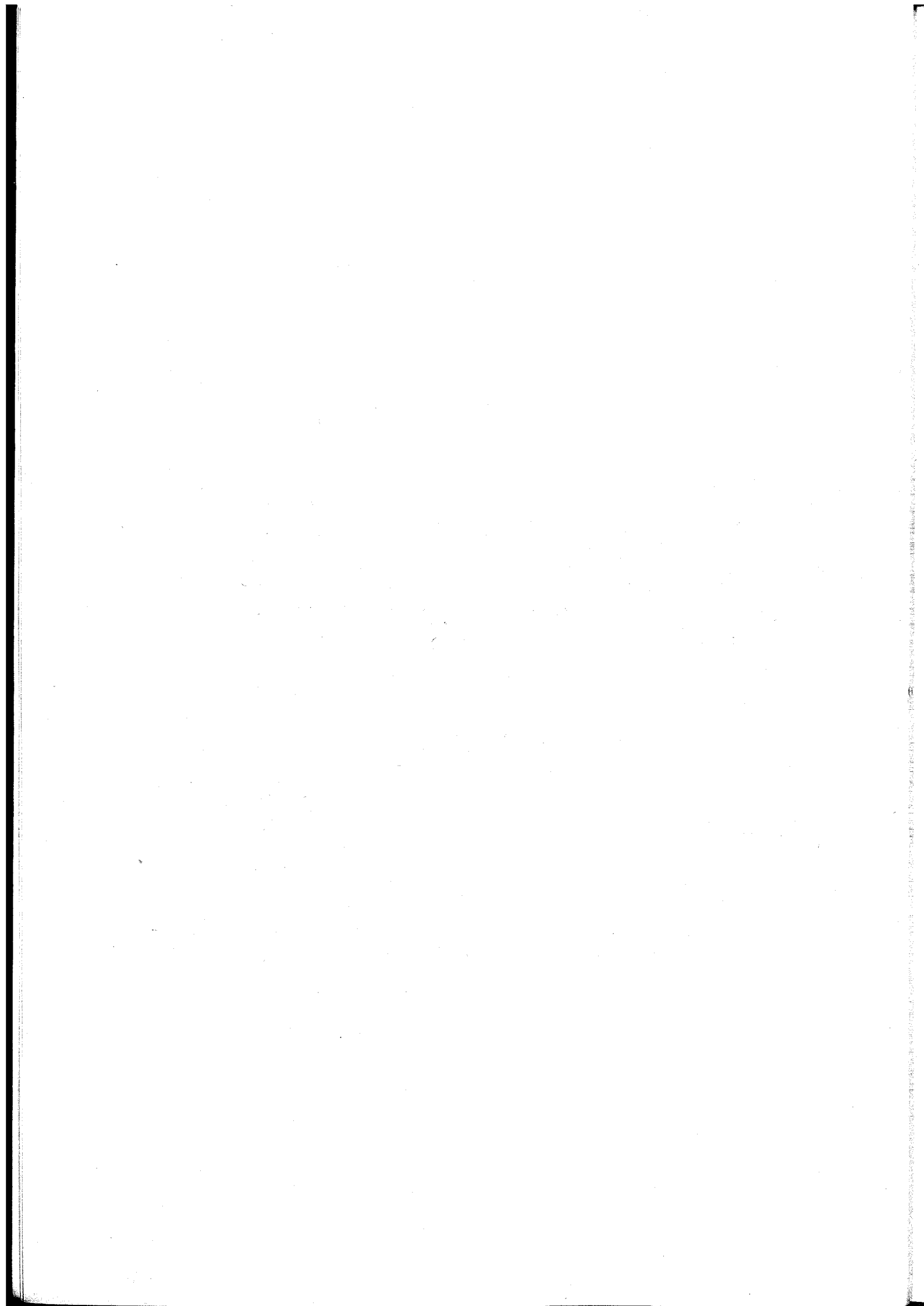
von

Wolfgang Fennel und Barbara Hentzsch
(Herausgeber)

Institut für Ostseeforschung
Warnemünde
2003

Inhalt**Seite**

Einleitende Bemerkungen	5
Wolfgang Fennel	
Meine Forschungsfahrten mit Wolfgang Matthäus – den Salzwassereinbrüchen auf der Spur	7
Holger Schinke	
Bemerkungen eines Fischereibiologen zur wissenschaftlichen Arbeit von Wolfgang Matthäus, insbesondere mit Bezug auf Nordseewassereinströme in die Ostsee	12
Otto Reclin	
Salzwassereinbrüche in die Ostsee - eine Rückschau	16
Dietwart Nehring	
Der mittlere Wasserstand der Ostsee im 20. Jahrhundert	26
Peter Hupfer	
Zu den selbständigen Gezeiten der Ostsee	33
Sylvin H. Müller-Navarra	
On the pathways and mixing of saltwater plumes in the Arkona Sea	38
Hans Ulrich Lass, Volker Mohrholz and Torsten Seifert	
The Baltic inflow of autumn 2001	55
Rainer Feistel, Günther Nausch, Eberhard Hagen	
Regulation of vertical stratification, length of stagnation periods and oxygen conditions in the deeper deepwater of the Baltic proper	69
Anders Stigebrandt	



Einleitende Bemerkungen

Im Jahre 2002 konnte das Institut für Ostseeforschung den zehnten Jahrestag seiner Gründung feiern. Dieses Jubiläum fiel mit dem 65. Geburtstag unseres langjährigen Kollegen Dr. habil. W. Matthäus zusammen. Die Neugründung des IOW im Jahre 1992 sollte einen wissenschaftlichen Neuanfang unter den Bedingungen des wiedervereinten Deutschlands ermöglichen, wobei auch ein starkes Element wissenschaftlicher Kontinuität im Spiel war. Neugründungen an den Standorten der Institute der ehemaligen Akademie der Wissenschaften der DDR setzten entsprechende Empfehlungen des Wissenschaftsrates voraus, die nur bei positiver Evaluation durch die Kommissionen des Wissenschaftsrates gegeben wurden. Daher bildete die in vorangegangenen Jahrzehnten im ehemaligen Institut für Meereskunde in Warnemünde geleistete Forschungsarbeit eine entscheidende Grundlage für den Erhalt des Forschungsstandorts in Warnemünde.

Diese wissenschaftliche Arbeit wurden von vielen aktiven Warnemündern Forschern - Physiker, Chemiker, Biologen und Geologen, unterstützt von engagierten Ingenieuren und Technikern - erbracht. Ein Markenzeichen der Meeresforschung in Warnemünde ist der seit langem gepflegte interdisziplinären Dialogs. Einer dieser aktiven Forscher war Wolfgang Matthäus. Daher ist es uns eine Freude im Jubiläumsjahr des IOW unserem langjährigen Kollegen eine Sonderausgabe der Meereswissenschaftlichen Berichte des IOW, deren Editor er fast zehn Jahre war, zu widmen.

Wolfgang Matthäus ist ein Warnemünder Meeresforscher. Er verbrachte sein Arbeitsleben im Wesentlichen in unserem Institut. Die Personalabteilung hat mit ihrem ausgefeiltem System nachgerechnet und herausgefunden, dass er am 6.8.2001 sein 40jähriges Dienstjubiläum im Institut feiern konnte.

W. Matthäus wurde am 20.02.1937 in Warnemünde geboren und ist sogar nach den strengen Maßstäben orthodoxer Alteingesessener ein ‚echter Warnemünder‘. Davon gibt es im Institut nur wenige und, interessanter Weise, vorwiegend Physiker. Er ging hier zur Schule. Das Abitur und später das Physikstudium wurden in Rostock absolviert. Nach einigem Hin und Her bei der Bereitstellung einer Personalstelle konnte er dann als Diplom Physiker in der Vorläufereinrichtung des Instituts für Meereskunde eingestellt werden.

Er ist ein Zeitzeuge, der manche Zick-Zack-Wege der Wissenschaftspolitik miterlebte und er weiß von den Kämpfen der damaligen Institutsleitung zur Abmilderung der Folgen der sogenannten Hochschulreformen in der DDR. Er kennt aber auch die Wechselbäder von Hoffnungen und Enttäuschungen nach der Wiedervereinigung Deutschlands, verbunden mit der Schließung und Neugründung des Instituts. Aber es gab auch die relativ ruhigen Zeiten, in denen man zur See fahren, messen und forschen konnte, um dann wissenschaftliche Arbeiten zu schreiben. Die vergangenen 10 Jahre im neu gegründeten IOW, mit wesentlich verbesserter Geräteausstattung und Reisemöglichkeiten zählen zu den guten und produktiven Jahren seines Arbeitslebens.

Markenzeichen von W. Matthäus ist Stetigkeit im besten Sinne des Wortes. Er hat früh das große wissenschaftliche Potential der Monitoring-Programme erkannt. Das Aufarbeiten von Daten zur Charakterisierung der langfristigen Entwicklungen und der zwischenjährlichen Schwankungen von Schlüsselparmetern (Salz, Sauerstoff etc.) hat zu einer beachtlichen Liste von Publikationen geführt und, da viele an diesen Daten und deren Interpretation interessiert waren und weiterhin sind, ist W. Matthäus mit Abstand der meist zitierte Wissenschaftler des IOW.

Die Durchführung des Monitoringprogramms ist eine aufwendige Teamarbeit, die leicht in reine Routinearbeit, Datensammeln für Datenbanken ableiten kann. Wer aber, von wissenschaftlicher Neugier getrieben, etwas daraus machen will, öffnet mit dem Monitoring eine Schatztruhe voller hochwertiger Daten. Dieser Schatz wächst mit jedem Jahr, in dem neue Daten hinzukommen. Neben Untersuchungen der Trends von Schlüsselgrößen beschäftigte sich Wolfgang Matthäus intensiv mit dem Phänomen der Salzwassereinbrüche in die Ostsee. Insbesondere hat er in den 90er Jahren, komplementär zu den zeitlich fixierten Monitoring-Ausfahrten, Januar-Expeditionen

im Seegebiet der Darßer Schwelle und des Arkona Beckens durchgeführt, in der Hoffnung einen Salzwassereinbruch direkt messend erfassen zu können. Seine Ausdauer wurde er im Januar 1993 belohnt. Als nach 16 Jahren wieder ein von den Ostseeoceanographen langersehnter Salzwassereinbruch eintrat, war er mit dem Forschungsschiff A. V. HUMBOLDT life-dabei und konnte den Verlauf des Einbruchs salzreichen Nordseewassers über die Darßer Schwelle in seine verschiedenen Phasen dokumentieren und quantifizieren.

Mit dieser Sonderausgabe der Meereswissenschaftlichen Berichte des IOW wollen wir die Arbeiten von Wolfgang Matthäus würdigen. Dazu haben wir Fachkollegen und Mitarbeiter um Beiträge gebeten. Die Aufsätze bestehen aus einer Mischung von wissenschaftlichen Arbeiten, die langfristige Veränderungen in der Ostsee und Aspekte der Dynamik des Wasseraustausches zwischen Ostsee und Nordsee behandeln, und Erfahrungsberichte von älteren und jüngeren Mitstreitern. Herzlich danken möchten wir den Autoren.

Wolfgang Fennel

Meine Forschungsfahrten mit W. Matthäus – den Salzwassereinbrüchen auf der Spur

Holger Schinke

Einführung

Im Laufe der Jahre 1993 bis 1998 hatte ich auf insgesamt sechs Forschungsfahrten mehrere Wochen lang Gelegenheit, mit *Dr. habil. Wolfgang Matthäus* als Fahrtenleiter auf den Forschungsschiffen des IOW „Professor Albrecht Penck“ und „Alexander von Humboldt“ die Ostsee zu erkunden. Vier Fahrten davon fanden im Januar (1994, 1995, 1996 und 1998) statt – zumeist im Rahmen des vom BMBF geförderten Projektes „Erforschung der Ursachen von Salzwassereinbrüchen in die Ostsee“ (Förderkennzeichen 03F0091A). Die anderen Fahrten waren Routinemessfahrten im Rahmen des Ostsee-Monitoring (Mai 1993, August 1996). An alle diese Fahrten erinnere ich mich sehr gern – und jede hatte so ihre Höhepunkte. Nachfolgend möchte ich den Hintergrund unserer Forschungsarbeiten erläutern sowie über dieses und jenes Erlebnis bei unseren gemeinsamen Forschungsfahrten berichten.

Charakteristik der Fahrten

Die vier Januarfahrten unterschieden sich gravierend von den beiden anderen Messfahrten im Frühjahr bzw. Sommer. Zum einen war nur sehr wenig wissenschaftliches Personal an Bord (5 bis 7 Mann), zum anderen war es kalt und manchmal auch stürmisch, was zu – mir manchmal nicht ganz unwillkommenen – Zwangspausen bei den Sondierungen geführt hat. Nicht unwillkommen deshalb, weil der 6-Stunden-Rhythmus von Dienst und Freizeit nun mal nicht jedermanns Sache ist. Bei den Januarfahrten bediente ich zumeist die CTD-Sonde im Schichtdienst. Zudem arbeiteten W. Matthäus, *Dr. Hartmut Fischer* – der so wie ich im Rahmen des oben erwähnten Projektes im IOW angestellt war und der an den Januarfahrten von 1993 bis 1996 teilgenommen hat – und ich bei allen Fahrten gemeinsam an unseren Forschungen. Besonders in Erinnerung sind mir in diesem Zusammenhang die sehr zutreffenden Sätze von W. Matthäus, die er immer gebrauchte, wenn er jemanden von uns gesucht hat: „Weg kann er nicht“ bzw. „Weit kann er nicht sein“.

Ein weiterer Unterschied: Die Januarfahrten führten lediglich in die westliche Ostsee, die Arkona- und die Bornholmsee. Sie waren in erster Linie durch die Aufnahme von Tiefenprofilen der Parameter Salzgehalt, Temperatur und Sauerstoff- bzw. Schwefelwasserstoffgehalt gekennzeichnet. Bei den Monitoringfahrten hingegen, die bis in die zentralen Teile der Ostsee führten, wurden neben diesen Sondenmessungen noch ausgiebige biologische und chemische Untersuchungen durchgeführt (u. a. Analyse des Phytoplanktons sowie der Phosphat- und Nitratgehalte). Aus diesem Grund gehörte die Entnahme von Wasserproben aus verschiedenen Meerestiefen an den meisten Stationen zum Messprogramm dazu.

Wie läuft nun eine Messung mit der CTD-Sonde – CTD steht übrigens für Conductivity, Temperature, Density – nun ab? An bestimmten Stationen, die über ihre geographischen Koordinaten und oft auch über internationale Programme definiert sind, wird ein System mit verschiedenen Sensoren von der Wasseroberfläche bis zum Meeresgrund abgelassen. Über diese Sensoren werden nun verschiedene Parameter gemessen – z. B. die Leitfähigkeit (zur Bestimmung des Salzgehaltes), die Dichte (zur Bestimmung der Wassertiefe), die Temperatur, der Sauerstoffgehalt oder die Fluoreszenz. Diese Sensoren sind von einem Kranz von Wasserschöpfern umgeben, mit denen aus unterschiedlichen Tiefen Wasserproben entnommen werden können. Alle Messwerte werden während des Ablassens der Sonde kontinuierlich an einen an Bord befindlichen Computer übertragen und lassen sich daher auf einem Bildschirm direkt verfolgen. Die Daten werden dabei gespeichert und später an Land weiterverarbeitet.

Salzwassereinbrüche

Was sind Salzwassereinbrüche? Die hydrographische Situation der Ostsee – die ein humides Nebenmeer des Nordatlantiks ist und bei der Niederschlag und Flusswasserzufuhr zusammengenommen die Verdunstung übersteigen – führt zu einem im Mittel vorhandenen Ausstrom, der jedoch nicht die gesamte Wassersäule erfasst. Diese Situation hat weiterhin eine salzarme und damit spezifisch leichtere Oberflächenschicht zur Folge, deren Salzgehalt vom Ostsee-Eingangsbereich bis zu den nördlichen Teilen des Bottnischen Meerbusens abnimmt. Über die dänischen Meerengen dringt in der Tiefe ein Kompensationsstrom mit salzreichem und damit schwererem Wasser in die Ostsee ein. Diese einströmenden Wassermassen breiten sich allmählich am Boden der Becken aus. Dies führt damit zu einer stabilen Schichtung mit salzarmem und damit leichterem Wasser in den oberen Schichten der Ostsee und salzreicherem und damit schwererem Wasser in den Tiefenschichten. Diese Bedingungen sowie die Beckenstruktur der Ostsee können zu Stagnationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee führen, die durch den Abbau des Sauerstoffs und die daran anschließende Entstehung des für die Pflanzen- und Tierwelt giftigen Schwefelwasserstoffs gekennzeichnet sind. Nur ein Eindringen größerer Mengen von (spezifisch schwererem) salz- und sauerstoffreichem Wasser aus dem Kattegat ist in der Lage, das Tiefenwasser umzuschichten und damit grundlegend zu erneuern. Eine besondere Rolle spielt dabei die Darßer Schwelle – erst wenn die eindringenden Wassermassen diese überschritten haben, können sie in die Becken der Ostsee vordringen. Solche markanten Ereignisse, bei denen der Einstrom die komplette Wassersäule erfasst, werden als Salzwassereinbrüche bezeichnet. Kurze Einstromsituationen, die durch starke Westwinde hervorgerufen werden, reichen hierzu nicht aus. Nur länger andauernde derartige Wetterlagen sind in der Lage, große Einströme salzreicheren Wassers zu bewirken – und dies auch nur, nachdem vorher durch eine Hochdruckwetterlage über Skandinavien und der Ostsee günstige Vorbedingungen (niedriger Wasserstand der Ostsee, niedrige Flusswasserzufuhr) geschaffen worden sind. Besonders oft treten Salzwassereinbrüche im Winterhalbjahr von Oktober bis Februar auf, von Mai bis August hingegen nicht. Gegen Ende des letzten Jahrhunderts war das Auftreten von Salzwassereinbrüchen sehr selten – mit entsprechenden negativen Folgen für das Tiefenwasser der Ostsee (siehe hierzu auch MATTHÄUS et al. 2001).

In FRANCK et al. (1987) wurde der Begriff Salzwassereinbruch geeignet quantitativ definiert, so dass auf Grund dieser Daten im Rahmen des Projektes eine detaillierte statistische Analyse der die Salzwassereinbrüche begünstigenden Wettersituationen stattfinden konnte, aus der u. a. meine Dissertation (SCHINKE 1996) hervorging, die – außer von W. Matthäus – auch noch von *Prof. Dr. Peter Hupfer* (Humboldt-Universität zu Berlin) betreut wurde. Ein erstes interessantes – wenn auch nicht unbedingt überraschendes – Ergebnis brachte die Analyse des mittleren Druckfeldes, das bei Salzwassereinbrüchen vorherrscht (MATTHÄUS und SCHINKE 1994). Das verblüffendste Ergebnis war jedoch die vermutlich ausschlaggebende Bedeutung der Flusswasserzufuhr für das Auftreten von Salzwassereinbrüchen und der Einfluss des Menschen auf deren Jahresgang (SCHINKE und MATTHÄUS 1998, MATTHÄUS und SCHINKE 1999). Möglicherweise ist der Mensch durch die Manipulation des Jahresganges der Flusswasserzufuhr indirekt am Ausbleiben der Salzwassereinbrüche beteiligt, da dadurch in den Monaten, in denen die meisten Salzwassereinbrüche auftreten, der die Salzwassereinbrüche behindernde Ausstrom vergrößert wird.

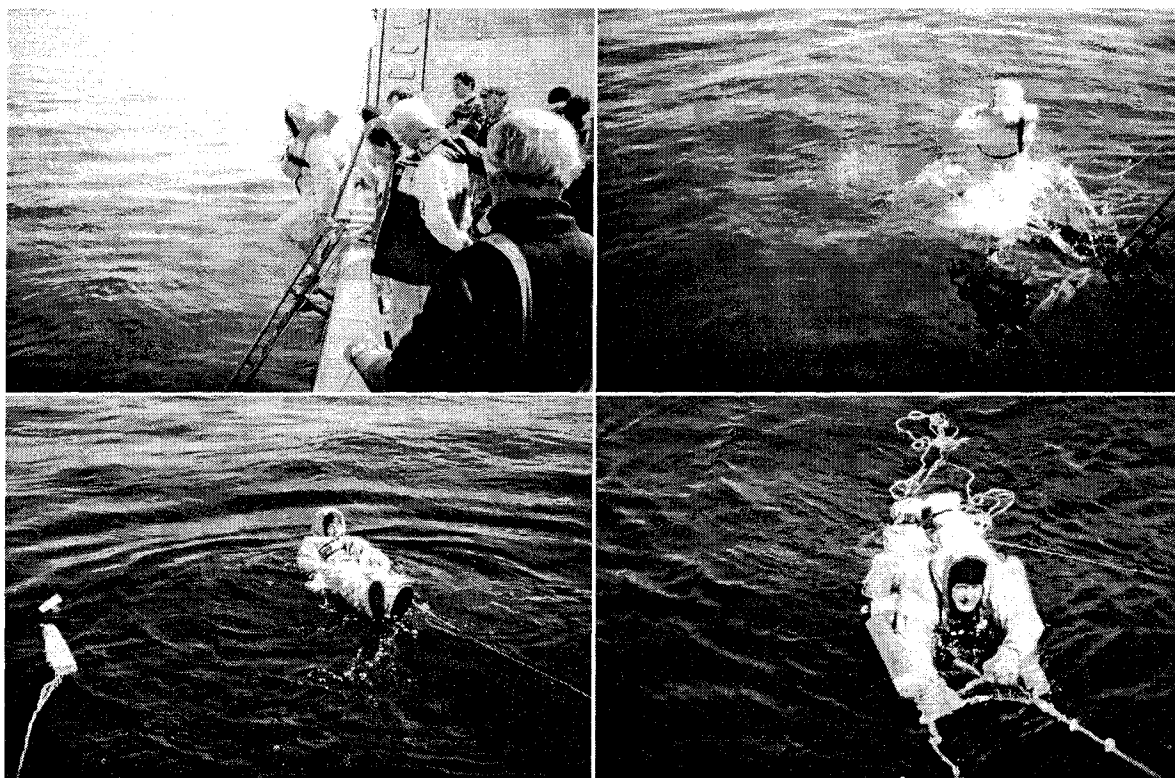
Meine erste Fahrt

Meine erste Reise fand im Mai 1993 statt. Zugleich war sie mit einer Dauer von drei Wochen die längste und die einzige auf dem Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“, dem kleineren der beiden Forschungsschiffe des IOW. Kurz zuvor hatte ich mir einen neuen Fotoapparat gekauft, von dem ich dann auch ausgiebig Gebrauch machte – einige hundert Bilder waren die Bilanz (auf den späteren Fahrten gab ich mich damit nicht mehr zufrieden und nahm zusätzlich noch einen Camcorder mit). Diese Fahrt war – wie bereits erwähnt – eine Routine-Monitoringfahrt und hatte mit dem Projekt selbst nichts zu tun. Da sie aber unter der Leitung von W. Matthäus stand und sich noch ein Plätzchen für mich an Bord fand, hatte ich die Möglichkeit, daran teilzunehmen.

Nach ein paar Tagen auf See hatte ich in Saßnitz gleich die erste Gelegenheit, mich als absolute Landratte zu erkennen zu geben. Jeder Fahrtteilnehmer wird sich auch heute noch an das Anlegemanöver erinnern. Die Fender wurden dafür kurz zuvor an die Bordwand gehängt – an sich nichts Besonderes. Nur mein Kommentar. Ich gab den schlaun Hinweis, dass die – meiner Meinung nach schon arg ramponierten – „Beutel“ mal geflickt werden müssten. Die Reaktion ließ nicht lange auf sich warten – nach einer ersten Sekunde des Entsetzens über solch eine Bemerkung verbreitete sich schallendes Gelächter an Deck. Und wer meine Bemerkung nicht gehört hatte, dem wurde sie von Otto (*Wolfgang Hub*) – und natürlich auch vom Fahrtenleiter – in Windeseile mitgeteilt. Überhaupt fiel es mir immer wieder schwer, die Fachbezeichnungen der Seemannssprache zu verwenden. Aus der Kombüse wurde so schnell mal die Küche, aus der Kammer das Zimmer und aus der Kojen das Bett.

Auch mit einer anderen Eigenart fiel ich auf dieser Fahrt auf. Das von W. Matthäus für mich vorgegebene Ziel der Fahrt war, Einblick in das Ostsee-Monitoring zu gewinnen. Dieser Aufgabe bin ich dann auch mit viel Engagement nachgegangen. So löcherte ich von früh bis spät das wissenschaftliche Personal, bis ich alles wusste, was mich interessierte. Dabei ließ ich es aber nicht bewenden. Da dies auch meine erste Seefahrt war, wurde die Mannschaft von mir genauso mit Fragen überzogen. Bis in den letzten Winkel des Schiffes musste ich alles gesehen und fotografiert haben. Schließlich sollten die Aufgaben des Fahrtenleiters korrekt erfüllt werden...

Nun ist der Mai natürlich nicht die beste Jahreszeit, um Salzwassereinbrüche zu untersuchen. Im ganzen 20. Jahrhundert hat es im Mai keine Salzwassereinbrüche gegeben. Dafür herrscht oft „ruhiges Forscherwetter“, so auch während der meisten Tage in diesem Mai. Zeit also für eine Rettungsübung, bei der Fahrtenleiter W. Matthäus auch als Rettungsexperte Erfahrungen sammeln konnte. Da sich niemand vom wissenschaftlichen Personal freiwillig bereit erklärte, mit dem Ret-



tungsschutzanzug ins Wasser zu gehen, opferte er sich. Nachdem er nun im orangefarbenen Kosmonautenoutfit vor der versammelten Mannschaft stand – vom wissenschaftlichen Personal mussten übrigens alle den Anzug anprobieren – folgte der Höhepunkt: Der Sprung mit dem Anzug ins Wasser. Bei einigen Schwimmübungen bestand dann die einzigartige Gelegenheit, Erfahrungen mit dem Anzug zu sammeln. Mit Hilfe einer Rettungsleine wurde er dann wieder eingeholt, musste die Stufen an Deck aber dann noch selbst erklimmen.

Während dieser Reise wurde ich noch oft mit Seemannsgarn konfrontiert. An einer der ersten Bojen wurde mir z. B. von *Gerd Schenkel* (†) erzählt, dass es sich hierbei um eine Postboje handeln würde – jedes vorbeikommende Schiff könne hier seine Post deponieren, in regelmäßigen Abständen werde sie von einem Postschiff mitgenommen. Es fiel mir zwar schwer, das zu glauben – aber warum sollte es so etwas schließlich nicht geben?

Besonderheiten der weiteren Fahrten

Die Januarfahrten dienten dazu, mit etwas Glück einen Salzwassereinbruch bzw. dessen unmittelbare Auswirkungen beobachten zu können. Immerhin war dies im Januar 1993 bei der ersten Fahrt im Rahmen des Projektes möglich – eine denkwürdige Fahrt, an der ich (niemand weiß eigentlich warum) leider nicht teilgenommen hatte. Gekennzeichnet war sie durch das Auftreten mehrerer Orkane und den einzigen Salzwassereinbruch in den 90er Jahren des 20. Jahrhunderts. Selbst alte Seebären konnten sich nicht erinnern, so hohe Wellen schon einmal gesehen zu haben. Für mich waren aber auch all die kleineren Stürme, die ich miterlebte, Höhepunkte der Fahrten, auch wenn sie für einen Seemann zum Alltag gehören. Obwohl ich diese immer wieder faszinierend fand – zum allgemeinen Wohlbefinden haben sie nicht beigetragen.

Auf den diversen Fahrten gab es viele interessante Ereignisse und Begebenheiten. Besonders eingepreßt haben sich mir u. a. zwei „Ausflüge“ mit dem Schlauchboot. Es ist schon ein eigenartiges Gefühl, mitten auf See in so einer schwankenden Nusschale zu sitzen und nirgendwo mehr Land zu sehen. Immerhin war es etwas beruhigend, in einiger Entfernung noch das Schiff zu erkennen. Auch die Fahrt zwischen den Pylonen der damals (1994) in Bau befindlichen Beltbrücke hindurch war für mich ein einzigartiges Erlebnis – viele Brücken dieser Größe gibt es letztendlich nicht. Dieses Ereignis führte unmittelbar zu Fachgesprächen über Brückenbau. Und W. Matthäus konnte hierzu von Gutachten berichten, an denen er mitgewirkt hatte, ob und welche Auswirkungen die Pylonen für die Strömungsverhältnisse haben.

Auch das Einholen einiger Strömungsmesser des BSH im Januar 1994, deren Standort mit Bojen markiert war (einer wurde leider nicht wieder gefunden und verrichtet wohl noch heute seinen Dienst auf dem Grund der Ostsee), war außergewöhnlich. So lernte ich – neben weiteren Aktivitäten auf dem Gebiet der Ostseeforschung – auch Kiel von der Seeseite kennen, denn die Bojen mussten schließlich wieder ausgeladen werden – im Bojenhafen. Ein für die Besatzung eher negativer Höhepunkt war der Maschinenschaden im Januar 1998, der uns Gelegenheit zu einer Stadtbesichtigung im noch vorweihnachtlich geschmückten Trelleborg gab. Überhaupt war das Ein- und Auslaufen in Häfen immer ein besonderes Ereignis. Jeder, der schon einmal eine Schiffsreise gemacht hat, wird das verstehen. Neben den bereits erwähnten Städten Saßnitz, Kiel und Trelleborg hatte ich gleich zweimal Gelegenheit, der mittlerweile zum UNESCO-Weltkulturerbe zählenden Stadt Visby auf der Insel Gotland einen Besuch abzustatten.

Von den vielen Stationen, die wir im Laufe der Jahre – in der Regel wiederholt – anliefen, sind mir zwei in guter Erinnerung geblieben. Die erste ist das Landsorttief – mit 459 m die tiefste Stelle der Ostsee. Nun sieht das Meer hier nicht anders aus als an anderen Stationen. Aber es ist die einzige Stelle in der Ostsee, an der die Sonde über 400 m tief abgelassen werden kann. Und wenn beim Hieven das Seil nicht ordentlich aufgerollt wird, kann man dies an keiner anderen Stelle der Ostsee mehr korrigieren. Hinzu kommt der Zeitdruck, mit dem gemessen werden muss. Da an der Oberfläche immer eine gewisse Strömung vorhanden ist und das Landsorttief nur sehr schmal ist, muss die Messung schnell erfolgen, damit die Sonde nicht am Rand des Tiefs beschädigt, verschmutzt oder gar abgerissen wird. Nicht zuletzt werden hier von alten Seebären die abenteuerlichsten Geschichten früherer Messungen erzählt.

Eine andere einzigartige Station ist die mit der Nummer 001. Dies ist die Station Darßer Schwelle. Hier ist seit November 1993 ein gelber Messmast im Einsatz – eine Entwicklung der Ingenieure des IOW –, der kontinuierlich ozeanographische und meteorologische Messwerte an das IOW

überträgt (KRÜGER et al. 1995). Hierbei handelt es sich um einen 25 m langen zigarrenförmigen Mast, der aus mehreren luftgefüllten Aluminiumröhren besteht. Am Boden der Ostsee ist er mit einem schweren Gewicht verankert, jedoch mit einem flexiblen Gelenk an diesem Anker befestigt. Durch den Auftrieb, der durch die Aluminiumröhren entsteht, steht er nahezu aufrecht im Wasser, eine an der Spitze befindliche Plattform mit Messgeräten befindet sich ca. 4 Meter über der Wasseroberfläche. Praktisch ist er auf Grund seiner Konstruktion eine Art „inverses Pendel“, da er sich immer leicht in Strömungsrichtung neigt. Die Messungen an dieser ozeanographisch bedeutsamen Station mit „Blick auf den Mast“ gaben immer das Gefühl, nicht ganz allein auf der Ostsee zu sein und etwas Vertrautes in der Nähe zu haben.

Alles hat ein Ende...

Es ließe sich sicher noch vieles von den Fahrten berichten – so z. B. über viele gemütliche gemeinsame Abende auf See –, aber das würde den Rahmen dieses Artikels sprengen. Am Abschluss meiner Arbeiten stand jedenfalls die öffentliche Verteidigung meiner Dissertation. Nach der „Urteilsverkündung“ wurde sodann im Nebenraum angemessen gefeiert. Irgendein Missgeschick wollte es jedoch, dass ausgerechnet W. Matthäus auf dieser Feier mit Sekt überschüttet wurde – sozusagen ein Sektausbruch zum offiziellen Abschluss unserer gemeinsamen Arbeiten.

Hiermit möchte ich noch einmal W. Matthäus sehr herzlich dafür danken, dass ich bei so vielen Forschungsfahrten – insgesamt war ich weit über zwei Monate mit ihm auf See – mit dabei sein durfte. Ebenso danke ich allen – ob Besatzung oder wissenschaftliches Personal – die dazu beigetragen haben, dass ich diese Zeit in bester Erinnerung behalten werde.

Literatur

- FRANCK, H.; MATTHÄUS, W.; SAMMLER, R.: Major inflows of saline water into the Baltic Sea during the present century. *Gerlands Beitr. Geophysik*, 96 (1987), 517-531
- KRÜGER, S.; ROEDER, W.; WLOST, K.-P.: German Baltic Station "Darss Sill" – Short documentation. *Dokumentation des IOW, Warnemünde 1995*, 7 S.
- MATTHÄUS, W.; NAUSCH, GÜNTHER; LASS, HANS ULRICH; NAGEL, KLAUS; SIEGEL, HERBERT: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2000. *Meereswiss. Ber.*, No. 45, Warnemünde 2001, 27-85
- MATTHÄUS, W.; SCHINKE, H.: Mean atmospheric circulation patterns associated with major Baltic inflows. *Dt. Hydrogr. Z.*, 46 (1994), 321-339
- MATTHÄUS, W.; SCHINKE, H.: The influence of river runoff on deep water conditions of the Baltic Sea. *Hydrobiologia*, 393 (1999), 1-10
- SCHINKE, H.: Zu den Ursachen von Salzwassereintrüben in die Ostsee. *Meereswiss. Ber.*, No. 12, Warnemünde 1996, 137 S.
- SCHINKE, H.; MATTHÄUS, W.: On the causes of major Baltic inflows - an analysis of long time series. *Cont. Shelf Res.*, 18 (1998), 67-97

Anschrift des Autors: Dr. Holger Schinke, Hochschulrektorenkonferenz, Ahrstraße 39, 53175 Bonn

Bemerkungen eines Fischereibiologen zur wissenschaftlichen Arbeit von Wolfgang Matthäus, insbesondere mit Bezug auf Nordseewassereinströme in die Ostsee.

Otto Rechlin

Während unserer letzten Berufsjahre waren Wolfgang Matthäus und ich gemeinsam die deutschen Mitglieder des Baltic Committee im International Council for the Exploration of the Sea (ICES), der 2002 sein 100jähriges Bestehen feiert. Das wissenschaftliche Ostsee-Komitee des ICES wurde 1997 als einziges noch weiterhin bestehendes Regionalkomitee aus dem vormaligen Baltic Fish Committee, trotz vehementer Forderungen nach dessen ersatzloser Auflösung innerhalb des ICES, gebildet. Die Ländervertreter und Mitglieder des neu gebildeten Komitees sollten nach der Zielstellung, aus unterschiedlichen Bereichen der Meeresforschung kommend, eine Ausrichtung auf eine interdisziplinäre Forschungsplanung und -koordination zum Ökosystem Ostsee gewährleisten. Wolfgang Matthäus unterlag bei der Wahl des ersten Vorsitzenden für das neue Ostsee-Komitee nur mit geringem Abstand hinter T. Osborn, USA.

Bei den alljährlichen Geschäftssitzungen des Komitees während der Wissenschaftlichen Jahrestagungen des ICES war es ab 1998 vor allem Wolfgang Matthäus, der mit seinem regelmäßigen Überblicksvortrag zur aktuellen Entwicklung der Hydrographie der Ostsee, einen wichtigen Beitrag zu einem interdisziplinären Charakter der sonst weiterhin stark fischereibiologisch dominierten wissenschaftlichen Diskussionen erbrachte. Vor allem aus diesen Beiträgen entwickelten sich immer wieder Debatten mit daraus entwickelten konkreten Vorschlägen für fachübergreifende weitere Aktivitäten. Wolfgang Matthäus hatte schon 1993, während der 83. Jahrestagung des ICES, einen wesentlichen Anteil an der Gestaltung der kurzfristig angesetzten Themensitzung „On Impact of the 1993 Major Inflow to the Baltic Sea“ und war damit gerade bei dieser Veranstaltung an einem sehr erfolgreichen Brückenschlag zwischen den beiden ICES-Komitees für „Baltic Fish“ und „Hydrography“ aktiv beteiligt, der Ozeanographen und Fischereibiologen in die direkte Diskussion miteinander brachte.

Fachliche Brückenschläge auf der Grundlage solider eigener wissenschaftlicher Ergebnisse waren nach meiner persönlichen Erfahrung wesentlicher Bestandteil der langjährigen wissenschaftlichen Arbeit von Wolfgang Matthäus.

Dass die Ostsee als Nebenmeer des Atlantik in der Form eines fjordähnlich gestalteten Brackwasser-sees ein besonderes Seegebiet mit gleichsam einmaligen Bedingungen ist, wird allen schnell bewusst, die sich näher mit ihr befassen. Rudolph Kändler, einer der großen deutschen Meeres- und Fischereibiologen des 20. Jahrhunderts, hat in einem Jubiläumsvortrag 1960 vor der Deutschen Wissenschaftlichen Kommission für Meeresforschung, dem „deutschen ICES“, die Ostsee als ein Versuchslabor für das Studium der Vorgänge im Meer bezeichnet. Er wies damit auch auf die lange Tradition meereswissenschaftlicher Forschungen zur Ostsee hin, die nach nunmehr weiteren 40 Jahren zunehmender Aktivitäten noch immer viele Fragen offen lässt, obwohl in den Anrainerländern durchaus Kapazitäten der internationalen Meeresforschung konzentriert sind.

Insbesondere die Abhängigkeit der Artenzusammensetzung und/oder Populationsgrößen von Flora und Fauna der Ostsee von dem innerhalb der Ostsee von Südwest nach Nordost so deutlich abnehmenden Salzgehalt war lange bekannt, bevor die Auswirkungen großer Einbrüche salz- und auch sauerstoffreichen Wassers und ihrer Folgen über zeitweilig mehr oder minder veränderte Umweltbedingungen auf einzelne Arten näher untersucht wurden. Mit dem zunehmenden Interesse am Gesamt-System Ostsee nahm unter gleichzeitig zunehmend interdisziplinären Gesichtspunkten die Untersuchung von Auswirkungen solcher Erscheinungen auf das Ökosystem Ostsee in den 70er Jahren des vergangenen Jahrhunderts zu. Auch in der Fischereiforschung fand die Bedeutung der nur unregelmäßig erfolgenden großen Salzwassereinträge aus der Nordsee für Fischfauna und Populationsentwicklung erst relativ spät ein größeres Interesse.

BERNER und SCHEMAINDA (1957) untersuchten als Fischereibiologin und als Ozeanograph gemeinsam die Verteilung von Schwärmen laichender Dorsche im Bornholmbecken in Abhängigkeit von physikalischen Umweltfaktoren. Sie verglichen für das Bornholmbecken die Entwicklung von Temperatur, Salz- und Sauerstoffgehalt nach dem für das Jahr 1952 nachgewiesenen großen Salzwassereinbruch in die Ostsee bis 1955 und die sich ändernden Verteilungen laichreifer Dorsche. Dabei zeigte sich, dass der typische Grundfisch Dorsch, um seine Eier in einem für deren Überleben geeigneten Milieu abgeben zu können, bei Mangel an Sauerstoff im Bodenwasser des Beckens, in der geeigneten Wasserschicht pelagische Laichschwärme bildet. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen, die nicht zuletzt auf zeitweilig große Laichdorschschwärme im Pelagial der Ostseebecken hinwiesen, wurden wenige Jahre später zur Entwicklung einer Fischerei auf solche Schwärme im Freiwasser von der Fischerei direkt genutzt und trugen damit ungewollt zur späteren Bestandsüberfischung bei. Doch schon bevor eine solche negative Entwicklung eintrat gaben diese Ergebnisse für die Fischereiforschung, auch unter dem Eindruck der durch Naturbedingungen stark schwankenden Dorschpopulation, den Anstoß für weitergehende internationale Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen intensiven Nordseewassereinströmen in die Ostsee und solchen Veränderungen eines Fischbestandes. Dazu zählte auch die Untersuchung von Auswirkungen auf andere Fischarten in anderen Zusammenhängen, wie zum Beispiel auf den inzwischen fast ausgestorbenen Herbsthering in der Ostsee.

In den 80er Jahren und zum Beginn der 90er Jahre des 20. Jahrhunderts verstärkten sich zunehmend Forschungsaktivitäten zum Ökosystem Ostsee mit meeres- und fischereibiologischer Ausrichtung. Nun wurden auch die vor dem Fall des „Eisernen Vorhangs“ international kaum veröffentlichten Ergebnisse und Aktivitäten der Forscher im baltischen Herrschaftsbereich der damaligen Sowjetunion einer breiteren Öffentlichkeit zugänglich. PLIKSHS et al. legten 1993 erste Ergebnisse zum so genannten „Reproduktionsvolumen“ für den Dorsch vor. Darunter ist ein vom Nordseewassereinstrom in die Ostsee abhängiger Wasserkörper in den Tiefenbecken der Ostsee zu verstehen, der den Mindestanforderungen für erfolgreiche Eientwicklung bezüglich Temperatur-, Sauerstoff- und Salzgehaltsbedingungen genügt. Wie diese Untersuchungsergebnisse zeigen, sind Reproduktion und Größe des Dorschbestandes der zentralen Ostsee vom Vorhandensein und von der Ausdehnung eines solchen, geeigneten Wasserkörpers in hohem Maße abhängig.

Die internationale Forschungsk Kooperation zur Ostsee entwickelte sich in dem neuen politischen Klima seit Beginn der 90er Jahre deutlich schneller und positiv. Unter anderem dadurch war der Boden für ein großes, interdisziplinär angelegtes und von der EU-Kommission finanziertes, internationales Forschungsprojekt zur Reproduktion des Ostseedorsch mit dem Namen „Core“ (Cod recruitment) vorbereitet, das von D. Schnack und F. Köster am Institut für Meereskunde der Universität Kiel geleitet wurde und 1994 begann. Dieses Projekt war auch mit Aktivitäten mehrerer wissenschaftlicher Komitees des ICES verbunden und die im Ergebnis dieser Untersuchungen veröffentlichten neuen Erkenntnisse bezogen sich weitgehend auf Umwelteinflüsse, vor allem in ihrer Beziehung zu Nordseewassereintrüben in die Ostsee und dabei besonders auf das Nachwuchsaufkommen beim Dorsch. Wichtige Erkenntnisse erbrachte in diesem Zusammenhang u.a. das Ergebnis von NISSLING und WESTIN (1997), nach dem eine erfolgreiche Befruchtung von Dorscheiern durch die Abhängigkeit der Bewegungsfähigkeit von Spermien des Dorsch von einem Mindestsalzgehalt von 12 psu begrenzt wird. Diese und weitere Nachfolgeergebnisse führen zu neuen Einblicken in solche Abhängigkeiten und sie haben Einfluss auf weitere Untersuchungen zu diesen Phänomenen.

Die gegenwärtige hydrographische Situation der Ostsee ist, wie auch die Untersuchungen von MATTHÄUS (1993) zeigen, geprägt durch eine seit 1983 andauernde Periode mit nur einem wirklich intensiven Nordseewassereinbruch in die Ostsee im Februar 1993. Für das gesamte 20. Jahrhundert weist W. Matthäus nach, dass es eine Periode mit so geringer Zahl an großen Einstromereignissen vorher nicht gab. Für das Ökosystem Ostsee hat diese Situation inzwischen dramatische Auswirkungen, die sich am deutlichsten vor allem an den Möglichkeiten des Dorsch zur Reproduktion in der östlichen Ostsee zeigen. Das „Reproduktionsvolumen“ innerhalb der zentralen Teile der Ostsee beschränkt sich gegenwärtig auf einen kleinen Teil des Bornholmbeckens. Die Danziger Bucht und

das südliche Gotlandbecken, wo noch zu Beginn der 1980er Jahre der Dorsch erfolgreich laichte, sind seit Jahren als Laichplätze ausgefallen. Dementsprechend ist das Nachwuchsaufkommen beim Dorsch enorm zurückgegangen. Welche Auswirkungen diese Entwicklung bei gleichzeitig steigendem Bedarf an Dorsch auf den Märkten auf den Bestand hat, ist leicht vorstellbar. Aber auch ohne einen angewachsenen Fischereidruck und die inzwischen andauernde Überfischung des Dorsch wäre der Bestand mittlerweile unter den eingetretenen natürlichen Bedingungen auf ein niedriges Niveau zurückgegangen.

Wolfgang Matthäus untersuchte im früheren Institut für Meereskunde Warnemünde seit Ende der 1960er Jahre die Langzeitentwicklungen von Salzgehalt und Sauerstoff der Ostsee und befasste sich somit auch besonders mit den Salzwasserzuströmen aus der Nordsee. Er wurde bald zu einem der international führenden Experten auf diesem Spezialgebiet. Die Liste seiner Publikationen zu diesen Themen ist lang.

Unser erster direkter fachlicher Kontakt erfolgte während des RGW/COMECON-Symposiums „Ökosysteme der Ostsee“, das vom 20. bis 26. Januar 1975 von den damaligen Ostblockstaaten Sowjetunion, Polen und DDR im polnischen Institut für Seefischerei in Gdynia durchgeführt wurde. Sein Vortragsthema hatte den Titel „Über den Jahresgang mittlerer Temperaturen und des Sauerstoffgehaltes im Arkonabecken“, während ich über „Ökologische Beobachtungen an der Sprotte im Gotlandbecken“ referierte. Nach Jahren der mehr oder weniger intensiven Kooperation zwischen unseren damaligen Arbeitstätten, dem „Institut für Meereskunde“ in Warnemünde und dem „Institut für Hochseefischerei und Fischverarbeitung“ in Rostock-Marienehe, waren wir dann beide bis 1996 Mitglieder des „International Expert Panel“ für den Bau der Verkehrsverbindung über den Großen Belt zwischen Seeland und Fünen. Unser gegenseitiger fachlicher Kontakt war nie unterbrochen und stets vom gegenseitigen Interesse an einer guten Zusammenarbeit unterschiedlicher Forschungsrichtungen getragen. Besonders schätzen lernte ich bei diesen Gelegenheiten an Wolfgang Matthäus seine Geradlinigkeit, die ausgeprägte Exaktheit in der eigenen wissenschaftlichen Arbeit und sein Eingehen auf die Probleme anderer Fachrichtungen.

Der ICES, der als interdisziplinär ausgerichtete internationale Meeresforschungsorganisation 1902 gegründet wurde, hatte, nicht zuletzt nach dem Willen seiner Gründerväter, über lange Zeit vor allem Probleme der Fischereiforschung im Fokus seiner Aktivitäten. Seit 1991 wird mit bisher leider relativ geringem Erfolg versucht, Umwelt- und Fischereiforschung innerhalb des ICES stärker miteinander zu verzahnen. Auf der Grundlage Ökosystemorientierter Ergebnisse sollen die Anforderungen der Nutzer der wissenschaftlichen Ratschläge des ICES aus Politik, Administration und Wirtschaft der Mitgliedsländer und vor allem heute der EU-Kommission, als dem größten Finanzgeber, in höherer Qualität erfüllt werden. Kritisch betrachtet ist dieser Versuch bisher nicht wesentlich über das Anfangsstadium hinaus gekommen. Ein ganz entscheidender Faktor für deutlicheren Fortschritt in diese Richtung ist nach meiner Auffassung ein großes Potenzial an Wissenschaftlern mit dem Willen und der Fähigkeit zu interdisziplinärer Kooperation, die unabhängig von der Organisationsstruktur des ICES eine möglichst weitgehende Zusammenarbeit der vertretenen Fachrichtungen in große gemeinsame Projekte umsetzen. Nur so kann mittelfristig der angestrebte Erkenntniszuwachs erreicht werden. Das jetzige Ostsee-Komitee des ICES bietet mit seiner fachlichen Zusammensetzung und gerade bei seiner Ausrichtung auf ein regionales Ökosystem gute Möglichkeiten dabei beispielgebend zu wirken. Wolfgang Matthäus hat in diesem Komitee in diese Richtung gewirkt und ganz besonders in den letzten 10 Jahren seiner wissenschaftlichen Tätigkeit mit den eigenen Ergebnissen und Publikationen auch auf die in interdisziplinärer Kooperation bestehenden Chancen verwiesen.

Literatur

- ANONYM: Ekosystemy Baltiki. Sbornik dokladov meshdunarodnogo simposiuma stran chlenov SEV. Izdatelstwo Instytuta Morskogo Rybolowtswa, Gdynia 1980 (russ.)
- BERNER, M. & R. SCHEMAINDA, Über den Einfluß der hydrographischen Situation - insbesondere den Durchlüftungszustand - auf die vertikale Verteilung und den Fang der Laichdorschswärme im Bornholmbecken Zeitschr. für Fischerei und deren Hilfswissenschaften, Bd. VI. N.F., 1957, S. 331-342
- MATTHÄUS, W. Salzwassereinbrüche und ihre Bedeutung für die Meeresumwelt der Ostsee. Wasser + Boden, 12, 1993, S. 922-928
- NISSLING, A. & L. WESTIN. Salinity requirements for successful spawning of Baltic and Belt Sea Cod and the potential for cod stock interactions in the Baltic Sea. Mar. Ecol. Progr. Ser. 1997 vol. 152 no. 1-3, pp. 261-271
- PLIKSHS, M., KALEIJS, M. & G. GRAUMAN. The influence of environmental conditions and stock size on the year-class strength of the eastern Baltic Cod. ICES-CM-1993/J:22

Anschrift des Autors: Dr. Otto Rechlin, c/o Institut für Ostseefischerei Rostock-Marienehe, Am Jägerbäk 2, 18069

Salzwassereinbrüche in die Ostsee - eine Rückschau

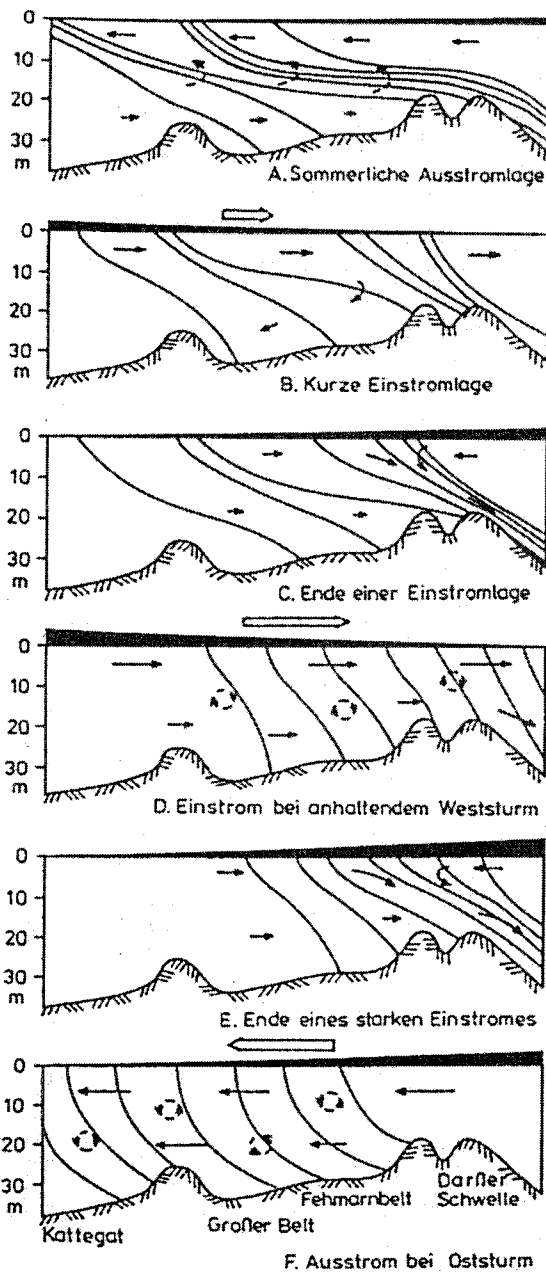
Dietwart Nehring

Zusammenfassung

Untersuchungen über die Ursachen und die Identifikation von Salzwassereinbrüchen sowie ihrer Vorhersage und ökologischen Folgen gehören zu den wichtigsten Aufgaben der Ostseeoceanographen. Zu diesen Untersuchungen haben die Warnemünder Meereswissenschaftler zahlreiche Beiträge geleistet.

1. Einleitung

Der aperiodische Einstrom großer Mengen salzreichen Nordseewassers in die Ostsee wird als Salzwassereinbruch bezeichnet. Er gehört zu den bedeutendsten ozeanographischen Ereignissen



dieses halin geschichteten Brackwassermeeres. Untersuchungen über die Ursachen und die Identifikation von Salzwassereinbrüchen sowie ihrer Vorhersage und ökologischen Folgen gehören seit Mitte des 20. Jahrhundert zu den wichtigsten Aufgaben der Ostsee-oceanographen. Zu diesen Untersuchungen haben die Warnemünder Meereswissenschaftler zahlreiche Beiträge geleistet. Ziel der nachfolgenden Ausführungen ist es, die Entwicklung auf diesem Gebiet zusammenzufassen.

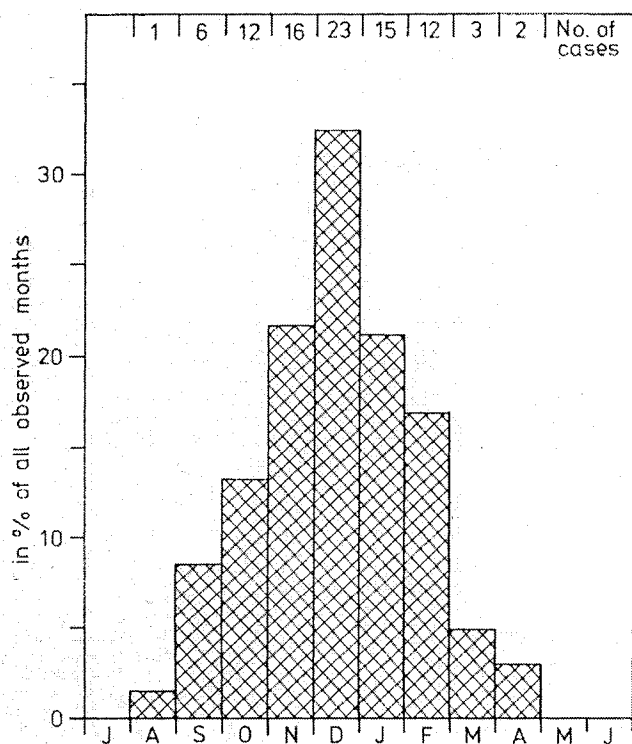
2. Ursachen für Salzwassereinbrüche

Anhaltende starke bis stürmische Winde aus westlichen Richtungen sind die wichtigste meteorologische Voraussetzung für die Entstehung extremer Einstromlagen (vgl. auch MATTHÄUS, SCHINKE, 1994). Sie führen zu Wasseranstau im Skagerrak und Kattegat sowie zu niedrigen Wasserständen in der Beltsee und im Arkonabecken. Mit zunehmendem Niveauunterschied zwischen diesen Gebieten nimmt die Intensität des Einstroms zu. Bei extremen Einstromlagen ist die vertikale Schichtung im Übergangsbereich zwischen Ost- und Nordsee infolge turbulenter Vermischung nahezu aufgelöst (Abb. 1). Sie werden als Salzwassereinbrüche bezeichnet, wenn das Ausmaß der ozeanologischen Veränderungen dies rechtfertigt (WOLF, 1972). Das wichtigste Kriterium hierfür ist der Einstrom großer Mengen Wassers mit hohem Salzgehalt (major Baltic inflows). Erst wenn dieses Wasser die Darßer Schwelle und die Drogden Schwelle passiert hat, kann es zu einem schrittweisen Austausch der grundnahen Wasserschicht in den zentralen Becken der Ostsee kommen.

Abb.1: Wasseraustausch im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee (nach WYRTKI, 1953, 1954); D: Auflösung der vertikalen Schichtung bei extremen Einstromlagen

Intensive Westwetterlagen treten vor allem im Herbst und Winter auf. In dieser Zeit ist auch die Süßwasserzufuhr in die Ostsee und damit der Ausstrom von Ostseewasser vermindert. Salzwassereintritte entstehen deshalb vorrangig in den Monaten Oktober bis März (WOLF, 1972). In einer 80-jährigen Zeitreihe (1897-1976) wurden im Dezember 32% sowie im November und Januar jeweils etwa 21% aller Salzwassereintritte, in den Monaten Mai bis Juli dagegen kein derartiges Ereignis identifiziert (FRANCK et al. 1987). Grundlagen dieser Untersuchungen waren die täglichen Salzgehaltsmessungen auf dem Feuerschiff "Gedser Rev".

Von Bedeutung sind ferner die Wasserstandsdifferenz zwischen dem Kattegat und der Ostsee sowie die Lage der Beltseefront, nicht nur während sondern auch vor einem Salzwassereintritt. Modelluntersuchungen des barotropen Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee (Lass, 1988) in Abhängigkeit von den Wasserstandsschwankungen ergaben charakteristische Reaktionszeiten von etwa 10 Tagen bei einer Wasserstandsdifferenz von 40cm (20 Tage bei 20cm). So lange dauert es, bis sich diese Differenz ausgeglichen hat. Da die Beltseefront, die das salzärmere Wasser aus der Ostsee begrenzt, infolge Ausstroms in Richtung Kattegat verschoben ist, muss sie vor einem Salzwassereintritt bis zur Darsser Schwelle zurückgesetzt werden. Während dieser Zeit (Totzeit) strömt lediglich salzarmes Oberflächenwasser ins Arkonabecken ein. Erst danach gelangt salzreiches Wasser unter Auflösung der vertikalen Schichtung in die Ostsee und kann zu einem Salzwassereintritt führen. Diese Bedingungen sind nur selten erfüllt.



MATTHÄUS und FRANCK (1992) untersuchten die Wasserstände der Ostsee im Zeitraum 15 Tage vor und 10 Tage nach Beginn der extremen Einstromlage für die Salzwassereintritte zwischen 1897 und 1976. Die Voreinstromperiode begann stets mit einem niedrigen Füllungsgrad der Ostsee, der bei den 10 größten Einstromereignissen unter dem mittleren Wasserstandsdefizit von 26 cm lag. Das Minimum und die Dauer des geringen Füllungsgrades, die vorrangig durch Ostwetterlagen und Ausstrom verursacht werden (vgl. auch Abb. 1, A und F), sind von entscheidendem Einfluss auf die Intensität des Salzwassereintritts. Im Verlauf der extremen Einstromlagen stieg der Wasserstand in der Ostsee an, wobei Werte < 20 cm dominierten, während als Höchstwert 68 cm erreicht wurden.

Abb. 2: Jahreszeitliche Verteilung von Einstromereignissen (major inflows) in die Ostsee (nach FRANCK et al. 1987)

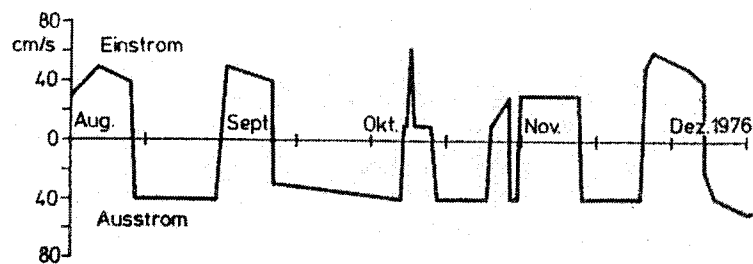
Die entscheidende Voraussetzung für einen Salzwassereintritt ist jedoch die Dauer der extremen Einstromlage im Gebiet der Darsser Schwelle. Als Minimum gelten 5 Tage, in denen salzreiches Wasser die Darsser Schwelle passiert. Erst danach kann von einem Salzwassereintritt gesprochen werden (WOLF, 1972). Als häufigste Einstromdauer werden 7-8 Tage genannt; nur wenige Einstromereignisse überschritten 18 Tage (FRANCK et al., 1987). Der mittlere vertikale Salzgehalt des einströmenden Wassers schwankte zwischen 17,5 und 18 PSU (‰), Konzentrationen über 20,5 PSU sind selten (vgl. auch Tabelle 1).

3. Identifikation von Salzwassereinbrüchen

Erste Hinweise auf einen Salzwassereinbruch in die Ostsee liegen von KALLE (1943) vor, der den Verlauf einer Wasserumschichtung im Gotlandtief beschrieb. Diesem Vorgang, der 1933/34 erfolgt war, wurde damals noch Seltenheitswert beigemessen. Der bisher größte Salzwassereinbruch wurde 1951 festgestellt. An der Beobachtung dieses Ereignisses in der Beltsee und im Arkonabecken war auch das Forschungsschiff "Joh. L. Krüger", die spätere "Prof. Albrecht Penck" des Warnemünder Instituts beteiligt (BROSIN, 1996). Nähere Untersuchungen zu diesem extremen Einstromereignis liegen von WYRTKI (1954b) vor, der feststellte, dass im Verlauf von 26 Tagen (24. 11. - 19. 12. 1951) rund 200 km³ Wasser mit einem Salzgehalt von 22 PSU in die Ostsee eingeflossen waren. Anhand hydrographisch-chemischer Veränderungen - insbesondere der Zunahme des Salz- und Sauerstoffgehalts im Tiefenwasser der zentralen Ostseebecken (vgl. auch Abb. 6) - wurden in den 1950er und 1960er Jahren weitere Salzwassereinbrüche von FONSELIUS (1969) identifiziert.

Nachdem bereits im Spätherbst 1968 begrenzte Mengen salzreichen Wassers eingeströmt waren (FONSELIUS, 1970), erfolgte Anfang 1969 ein weiterer Einstrom in die Ostsee, der die Kriterien eines Salzwassereinbruchs erfüllte (NEHRING, FRANCKE, 1971): Mitte Februar waren während einer etwa 5-tägigen Einstromperiode mindestens 30 km³ Wasser mit einem Salzgehalt von 20-25 PSU ins Arkonabecken eingeflossen. Eine weitere extreme Einstromlage entwickelte sich im Frühjahr 1972. Gemäß Beobachtungen auf dem Feuerschiff "Gedser Rev" dauerte sie vom 21. März bis 1. April (NEHRING, FRANCKE, 1974). Der Salzgehalt und die Menge des salzreichen Wassers konnten nicht exakt ermittelt werden, weil dieses zum Zeitpunkt unserer Messungen bereits teilweise aus dem Arkonabecken ins Bornholmbecken abgeflossen war. Daher kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden, ob es sich um einen Salzwassereinbruch gehandelt hat.

Wegen seiner positiven Auswirkungen auf das Ökosystem der Ostsee muss der Salzwassereinbruch im Winter 1975/76 besonders hervorgehoben werden (vgl. Kap. 5). Er war durch mehrere extreme Einstromlagen gekennzeichnet, in deren Verlauf salzreiches Kattegatwasser in die Ostsee einströmte (FRANCKE et al. 1976a). Seine Folgen für die hydrographisch-chemischen Bedingungen im Tiefenwasser der zentralen Ostseebecken (vgl. auch Abb. 6) wurden nachhaltig durch 4 längere Einstromperioden verstärkt, die von August bis Dezember 1976 am Osthang der Darsser Schwelle beobachtet wurden (Abb. 3; NEHRING, FRANCKE, 1978). Die Voraussetzungen für einen Salzwassereinbruch waren jedoch erst ab November dieses Jahres erfüllt, als der Salzgehalt in der Beltsee von 20 auf 28 PSU anstieg (ICES, 1978). Nach dem 5. Dezember 1976, bis Anfang 1977, wurden keine extremen Einstromlagen mehr festgestellt, die sich über einen längeren Zeitraum erstreckten. Jede der 4 extremen Einstromlagen für sich erfüllten offenbar nicht die Kriterien eines Salzwassereinbruchs (vgl. FRANCKE et al., 1987), sei es, dass der Salzgehalt zu niedrig war, sei es, dass ein Teil des eingeströmten salzreichen Wassers in den sich anschließenden, intensiven Ausstromlagen die Ostsee wieder verließ (vgl. auch MATTHÄUS, LASS, 1995; NEHRING et al.



1994). In ihrer Gesamtheit entsprachen die Auswirkungen auf das Bodenwasser des Gotlandtiefs (1977) jedoch einem starken Salzwassereinbruch. In Abb. 4 ist der Einstrom salzreichen Wassers ins östliche Gotlandbecken für den Zeitraum 1969-1978 grob quantitativ dargestellt.

Abb. 3: Strömungsgeschwindigkeit und -richtung in 7m Tiefe am Osthang der Darsser Schwelle von August bis Dezember 1976 (nach NEHRING, FRANCKE, 1981)

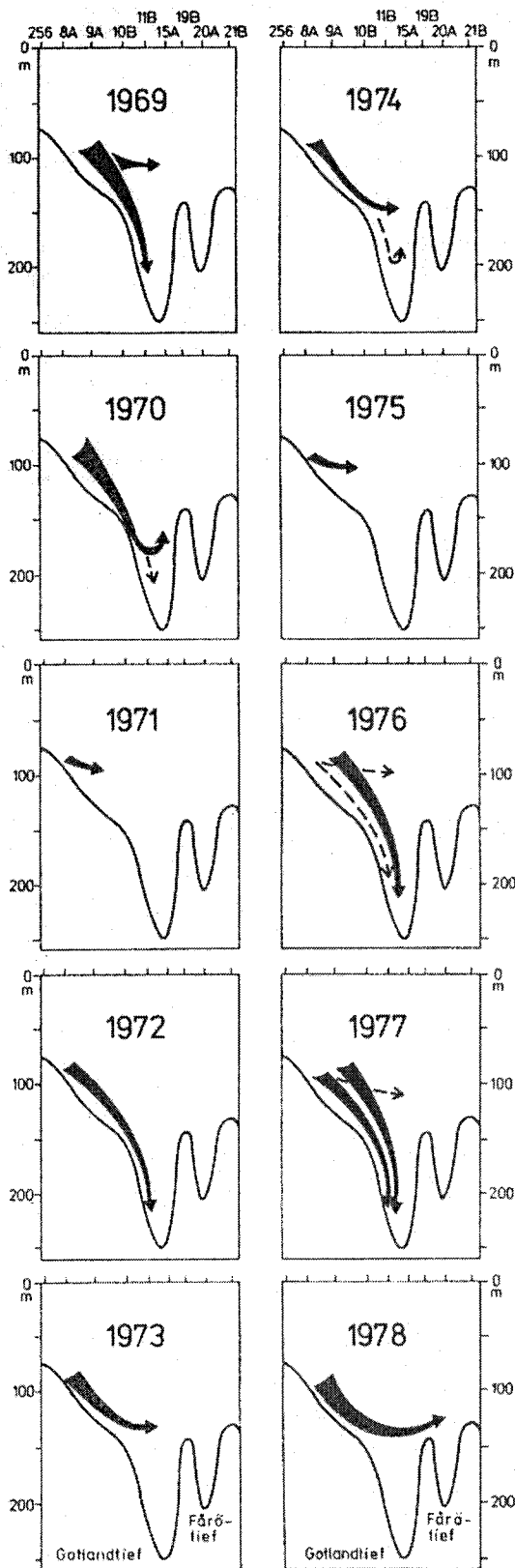


Abb. 4: Grobquantitative Charakterisierung des Einstroms salzreichen Wassers in die Boden- und Zwischenschicht des östlichen Gotlandbeckens (nach NEHRING, FRANCKE, 1981)

WOLF (1972) definierte die Bedingungen für intensive Einstromlagen im Gebiet der Darsser Schwelle (Feuerschiff "Gedser Rev"):

1. Der Schichtungskoeffizient $G = 1 - S_o/S_b$ muss an mindestens 5 aufeinander folgenden Tagen $< 0,2$ sein (S_o =Oberflächensalzgehalt).
2. Der Bodensalzgehalt (S_b) muss > 17 PSU sein.

Unter Berücksichtigung der WOLF'schen Kriterien sowie der Einstromdauer entwickelten FRANCK et al. (1997) einen Intensitätsindex Q , den sie zur Charakterisierung von Einstromereignissen benutzten. Für den Zeitraum 1897-1976 ermittelten sie anhand der täglichen Salzgehaltmessungen am Feuerschiff "Gedser Rev" 90 intensive Einstromereignisse, die - ergänzt durch MATTHÄUS (1995) - in Abb. 5 dargestellt sind. Bezüglich ihrer hydrographisch-chemischen Auswirkungen auf das Bodenwasser des östlichen Gotlandbeckens hatte nur ein Teil von ihnen den Charakter von Salzwassereintrüben. In Tabelle 1 werden die 24 wichtigsten Einstromereignisse charakterisiert.

Die von FRANCK et al. (1987) ermittelten, größeren Einstromereignisse (vgl. Tabelle 1) stimmen nicht immer mit den Feldbeobachtungen überein. So taucht der Salzwassereintrüb im Winter 1968/69, der zu Beginn des Internationalen Ostseejahres (IBY) 1969/70 eintrat, nicht unter den 24 intensivsten Einstromereignissen auf. An 4. Stelle erscheint dafür im Herbst 1969 (29. Okt. bis 25. Nov.) ein Salzwassereintrüb, für den es trotz intensiver Meßtätigkeit während des IBY keine Anhaltspunkte gibt. Auch für das an 7. Stelle rangierende Einstromereignis im Spätherbst 1973 (13. bis 29. November) wurden im Bodenwasser des Gotlandtiefs nicht die entsprechenden hydrographisch-chemischen Veränderungen beobachtet; wie Abb. 6 zeigt, wurde weder 1974 noch 1975 ein entsprechender Anstieg des Salz- und Sauerstoffgehalts registriert.

Die Volumina des bei Salzwassereintrüben eingeflossenen salzreichen Wassers lagen bei 36 von 90 ermittelten Einstromereignissen (~40%) zwischen 40 und 100 km³ und bei 23 (~25%) bei > 100 km³ (MATTHÄUS, FRANCK, 1992), die von NEHRING und FRANKE (1971, 1978) vorgenommenen Abschätzungen sind offensichtlich zu niedrig. Dies gilt insbesondere für den großen Salzwassereintrüb im Winter 1975/76, der - wenn man die 1-tägige Unterbrechung am 21. Dezember ignoriert - vom 06. 12. 1975 bis 14. 01. 1976, d. h. 38 Tage, dauerte. Er ist somit das

längste bisher in der Ostsee beobachtete Einstromereignis, allein im 2. Abschnitt passierten 232 km³ salzreiches Wasser die Darsser Schwelle. Dies erklärt auch die nachhaltigen hydrographisch-chemischen Veränderungen, die im Tiefenwasser der zentralen Ostsee eintraten (vgl. auch Abb. 6). Sie wurden zusätzlich verstärkt durch die intensiven Einstromlagen in der 2. Hälfte des Jahres 1976 (s. oben).

Tab. 1: Die intensivsten Einstromereignisse in die Ostsee zwischen 1897 und 1976 (nach FRANCK et al., 1987) ergänzt durch die Einstromvolumina (nach MATTHÄUS, FRANCK, 1992)

Nr.	Zeitraum	Q	k Tage	S _p PSU	V km ³
1	25. 11. 1951 - 19. 12. 1951	79,1	25	22,5	317
2	18. 11. 1913 - 16. 12. 1913	76,6	29	21,0	351
3	22. 12. 1975 - 14. 01. 1976	60,0	24	20,1	232
4	29. 10. 1969 - 25. 11. 1969	54,8	28	18,2	229
5	16. 12. 1921 - 06. 01. 1922	49,4	22	19,2	312
6	17. 01. 1921 - 31. 01. 1921	46,6	15	20,7	327
7	13. 11. 1973 - 29. 11. 1973	41,4	17	19,4	207
8	26. 11. 1906 - 13. 12. 1906	38,0	18	18,7	245
9	10. 11. 1930 - 20. 11. 1930	37,3	11	20,5	251
10	28. 09. 1950 - 15. 10. 1950	35,9	18	18,4	184
11	03. 01. 1925 - 13. 01. 1925	35,7	11	20,3	
12	20. 01. 1898 - 07. 02. 1898	34,4	19	17,9	
13	07. 01. 1902 - 22. 01. 1902	31,1	16	18,3	
14	18. 09. 1948 - 26. 09. 1948	30,9	9	20,2	
15	20. 11. 1897 - 04. 12. 1897	30,8	15	18,5	
16	02. 12. 1914 - 15. 12. 1914	30,0	14	18,7	
17	17. 12. 1898 - 22. 12. 1898	29,1	16	18,0	
18	06. 12. 1975 - 20. 12. 1975	28,2	15	18,1	
19	10. 01. 1952 - 20. 01. 1952	27,8	11	19,2	
20	24. 01. 1938 - 06. 02. 1938	27,3	14	18,3	
21	20. 09. 1954 - 03. 10. 1954	26,5	14	18,2	
22	12. 10. 1934 - 21. 10. 1934	25,9	10	19,2	
23	12. 10. 1938 - 22. 10. 1938	25,9	11	19,0	
24	13. 12. 1971 - 29. 12. 1971	25,1	17	17,2	

Q = Intensitätsindex; k = Einstromdauer; S_p = mittlerer Salzgehalt in der Wassersäule; V = Einstromvolumen

Die Anzahl der näher beschriebenen Salzwassereinbrüche hat in den 1960er und 1970er Jahren sprunghaft zugenommen. Anhand hydrographisch-chemischer Veränderungen in der grundnahen Wasserschicht des Gotlandtiefs wies FONSELIUS (1977) von 1953 bis 1977 insgesamt 19 Einstromperioden unterschiedlicher Intensität nach. Die Häufung der beobachteten Salzwassereinbrüche hängt in erster Linie mit der verstärkten Messtätigkeit in der Ostsee zusammen (NEHRING, FRANKE, 1981). Denn die Auswertung der täglichen Salzgehaltsmessungen auf dem Feuerschiff "Gedser Rev" durch FRANCK et al. (1987) lassen für den Zeitraum 1897-1976 keine nennenswerten Unterschiede in der Häufigkeitsverteilung der größeren Einstromereignisse erkennen (vgl. Abb.5). Anfänglich wurde davon ausgegangen, dass im Mittel alle 3 Jahre größere Mengen salzreichen Wassers in die Ostsee einfließen. Dies Ereignis kann sowohl an zwei aufeinander folgenden Jahren als auch im drei- bis fünfjährigen Abstand eintreten (NEHRING, FRANCKE, 1981). Inzwischen wurde festgestellt (MATTHÄUS, FRANCK, 1992), dass intensive Einstromlagen nicht nur als isolierte Ereignisse (4 von 90) sondern vorrangig in Gruppen - insgesamt 16 Mal im Zeitraum 1897 bis 1976 - auftraten. Sie sind getrennt durch unterschiedlich lange Perioden ohne nennenswerte Einstromereignisse (vgl. Abb. 5).

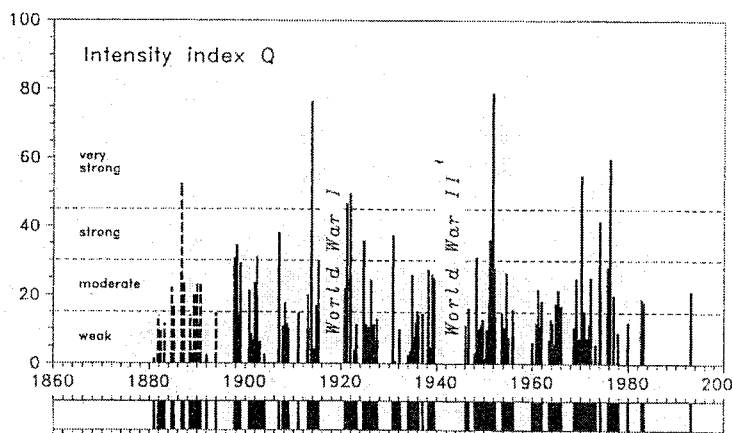


Abb. 5: Intensitätsindex Q (oben) und Gruppencharakter (unten) von Einstromereignissen (major inflows) in die Ostsee zwischen 1880 und 1994 (nach MATTHÄUS, 1995)

Seit Ende der 1970er Jahre hat sich die Häufigkeit von Salzwassereintrüben drastisch verringert, zwischen 1983 und 1992 wurden überhaupt keine größeren Einstromereignisse

registriert (vgl. auch MATTHÄUS, 1992). Als Ursache für das Ausbleiben von Salzwassereintrüben zwischen 1977 und 1993 gilt das Fehlen einer lang anhaltenden herbstlichen Hochdruckwetterlage über Skandinavien (LASS, H. U., pers. Mitteil.). Die Häufigkeit und Dauer der starken Westwindlagen wies in dieser Zeit keinen signifikanten Unterschied zu den Zeiträumen häufiger Salzwassereintrübe auf. Erst im Januar 1993, nach 16 Jahren, erfolgte wieder ein Salzwassereintruch in die Ostsee (MATTHÄUS, LASS, 1995; NEHRING et al. 1994). Diesem Ereignis vorausgegangen war eine Periode starker westlicher Winde und orkanartiger Stürme, in deren Verlauf der Einstrom zwischen dem 18. und 28. Januar 1993 zu einem Salzwassereintruch kulminierte. Insgesamt gelangten dabei 310 km^3 Wasser in die Ostsee, davon etwa 135 km^3 mit Salzgehalten über 17 PSU. Der aus Salzgehalts- und Strömungsmessungen berechnete Transport zeigte jedoch, dass etwa die Hälfte des Salzes in der anschließenden Ausstromperiode die Ostsee wieder verlassen hat und somit für den Erneuerungsprozess des Tiefenwassers in den zentralen Ostseebecken verloren ging. Bei einem Intensitätsindex Q von rund 21 gehörte der Salzwassereintruch 1993 daher nur zu den Ereignissen mittlerer Stärke (vgl. Tabelle 1). Er war außerdem eines der seltenen Einzelereignisse.

4. Vorhersage von Salzwassereintrüben

In den nordeuropäischen Schelfmeeren werden in drei- bis vierjährigem Abstand Perioden erhöhten Salzgehalts beobachtet, die der Wiederkehr eines anomalen atmosphärischen Zirkulationssystems über dem Nordatlantik zugeschrieben wurden (DICKSON, 1971). Damit verbunden ist auch der verstärkte Transport salzreicheren Wassers ins Skagerrak und Kattegat, auf den bereits früher (KÄNDLER, 1951; WYRTKI, 1954b) hingewiesen wurde. Beziehungen scheinen auch zwischen der alle drei bis vier Jahre periodisch zunehmenden Ostkomponente des Windes über der mittleren Nordsee und dem erhöhten Salzgehalt in 15 m Tiefe an den Ostseezugängen zu bestehen (HUPFER, 1975). Die Energiedichtewerte der Salzgehaltsspektren im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee weisen in dieser Tiefe ebenfalls ein Maximum mit einer 3jährigen Periode auf (BÖRNGEN, 1977). Diese Beobachtungen bieten Ansatzpunkte für die Prognose von Salzwassereintrüben in die Ostsee, mit der sich DICKSON (1973) auseinandersetzte. Sie führten in den Jahren 1974 bis 1990 dazu, dass die Termin- und Monitoring-Fahrten des Warnemünder Instituts für Meereskunde im November teilweise in den Südtel des Kattegats ausgedehnt wurden. Im November 1976 wurden dort in der gesamten Wassersäule Salzgehaltswerte gemessen, die um 3-4 PSU über dem langjährigen Monatsmittel am Feuerschiff "Kattegat SW" lagen (NEHRING, FRANCKE, 1978). Diese positive Salzgehaltsanomalie stand im Einklang mit dem gleichzeitig beobachteten Einstrom salzreichen Wassers in die Ostsee. Allerdings zeigen MATTHÄUS und FRANCK (1989), dass positive Salzgehaltsanomalien im Tiefenwasser des Kattegats keine notwendige Voraussetzung für Salzwassereintrübe sind. Im Mittel wurde ein annähernd ausgeglichenes Verhältnis von etwa 60:40% zwischen positiven und negativen Anomalien festgestellt. Sogar vor starken Salzwassereintrüben können gelegentlich negative Anomalien vorhanden sein. Dieses Ergebnis zeigt, dass nicht die Bereitstellung von salzreichem Wasser sondern die meteorologischen Bedingungen für die Entstehung von Salzwassereintrüben von entscheidender Bedeutung sind.

Ihre Vorhersage ist daher nur durch zuverlässige meteorologische Langzeitprognosen im Bereich von Wochen bis Monaten möglich.

5. Folgen von Salzwassereintrüben

Wenn das salzreiche Wasser die Schwellen an den Ostseezugängen passiert hat, strömt es am Grund entlang ins Innere der Ostsee. Der Einstrom über die Darsser Schwelle, die eine Satteltiefe von 18m besitzt, ist von größerer Bedeutung als der über die maximal 7 m tiefe Drogden Schwelle im Öresund. In der eigentlichen Ostsee (Baltic proper) folgt das salzreiche Wasser dem Talweg von einem Becken zum anderen. Dabei fließt es am Grund entlang und vermischt sich unter Verringerung seines Salzgehalts. Diese Wassererneuerung beendet die Stagnationsperiode, in deren Verlauf es zu Sauerstoffmangel und - in Abhängigkeit von deren Dauer - zur Schwefelwasserstoffbildung kommen kann. Da das salzreiche Wasser Sauerstoff mitführt, sind Salzwassereintrübe auch mit einer Sauerstoffversorgung des Tiefenwassers der Ostsee verbunden (vgl. auch Abb. 6). Im Verlauf der Umschichtung entstehen vorübergehend schwefelwasserstoffhaltige oder sauerstoffarme Zwischenschichten. Eine nennenswerte Remobilisierung von Phosphat (FONSELIUS, 1969) und anderen Nährstoffen in die winterliche Oberflächenschicht durch Salzwassereintrübe konnte nicht bestätigt werden. Neben chemischen und biologischen Prozessen, die Nährstoffe binden bzw. umwandeln (NEHRING, 1987), ist die Menge des zugeführten Tiefenwassers zu gering. Bei einem Einstromereignis mittlerer Stärke (150 m^3) beträgt das Volumen des Tiefenwassers, das in die vertikalen und horizontalen Vermischungsprozesse einbezogen wird, nur etwa 1,2% des Wasservolumens der eigentlichen Ostsee.

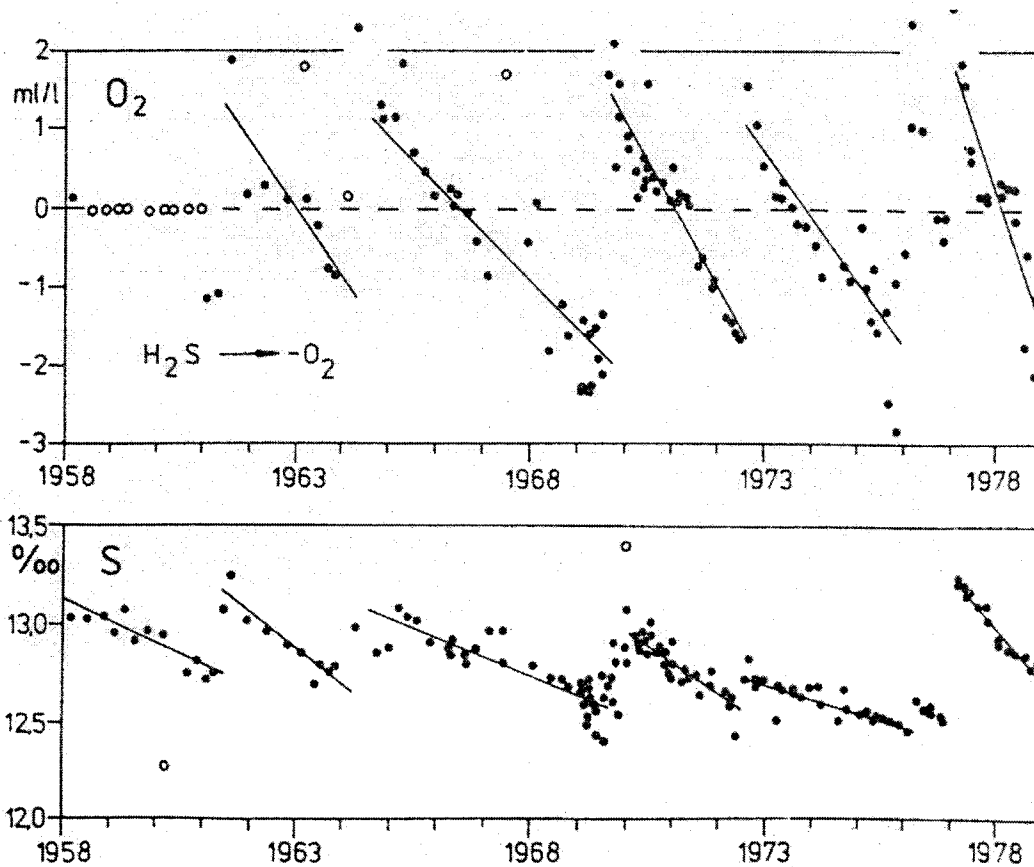


Abb. 6: Veränderungen des Sauerstoff- und Salzgehaltes im Bodenwasser (230 - 240 m) des Gotlantiefs als Folge von Salzwassereintrüben und Stagnationsperioden (nach NEHRING, 1987); Schwefelwasserstoff wurde in negative Sauerstoffäquivalente umgerechnet.

Die Geschwindigkeit, mit der sich Salzwassereinbrüche in der eigentlichen Ostsee ausbreiten, hängt ab vom Weg, der zurückgelegt werden muss, und von der Dauer, bis die Schwellenhöhe zum nächsten Becken erreicht ist. Sie wird ferner vom Salzgehalt (Dichte) im einströmenden Wasser, bzw. dessen Differenz zum stagnierenden Tiefenwasser beeinflusst. Während die Entfernung Darsser Schwelle - Bornholmtief (~240 km) in rund 25 Tagen zurückgelegt wird, dauert es bis zum Gotlandtief (~640 km) mindestens 4-5 Monate, im Allgemeinen jedoch 8-9 Monate. Aus diesen Angaben ergibt sich bis zum Bornholmtief eine mittlere Geschwindigkeit von 10 cm/s und bis zum Gotlandtief von 2,5-6 cm/s (NEHRING, FRANCKE, 1981). Auswirkungen des Salzwassereinbruchs im Winter 1968/69 wurden erst im August 1970 im Karlsøtief (westliches Gotlandbecken) nachgewiesen. Während die Erneuerung der Tiefenwassers in den nördlichen und westlichen Becken der zentralen Ostsee noch nicht abgeschlossen ist, hat in ihren westlichen Becken bereits wieder eine neue Stagnationsperiode begonnen.

Die hydrographischen Bedingungen im Tiefenwasser der zentralen Ostseebecken sind ferner davon abhängig, in welcher Jahreszeit der Salzwassereinbruch stattfindet. Erfolgt der Einstrom im Herbst, sind die Wassertemperaturen im Kattegat, verglichen mit den Wintertemperaturen, noch relativ hoch. Ein Salzwassereinbruch in dieser Jahreszeit führt daher zu einem Temperaturanstieg im Bodenwasser der zentralen Ostseebecken, während ein Einstrom im Winter mit einer Temperaturabnahme verbunden ist (NEHRING, FRANCKE, 1981; vgl. auch MATTHÄUS et al. 1999).

Gegenwärtig sind etwa 20% des Meeresgrundes der zentralen Ostsee von anoxischen Bedingungen im Bodenwasser betroffen (HELCOM, 1990). Dieser Anteil ist seit den 1970er Jahren annähernd konstant. Salzwassereinbrüche führen zwar zu einer vorübergehenden Verbesserung der Sauerstoffverhältnisse und ermöglichen dem Makrozoobenthos die Ansiedlung, allerdings nur von niederen Arten, beispielsweise unterhalb 80 m im Bornholmbecken. Wegen erneut auftretender, anoxischer Bedingungen können in diesen Gebieten auf Dauer keine aeroben Organismen existieren. Für eine längerfristige Neubesiedlung und zur Entwicklung höherer Arten reicht die Zeit allenfalls an den Rändern oberhalb der anoxischen Tiefenbecken aus (vgl. OLENIN, 1997).

Für die Ostseefischerei sind die Salzwassereinbrüche von großer Bedeutung. Der damit verbundene Anstieg des Salzgehalts (Dichte) verhindert das Absinken des Dorschlaichs auf den Meeresgrund, während der Sauerstoffgehalt das Überleben der Fischlarven begünstigt. Starke Einstromereignisse schaffen daher die hydrographisch-chemischen Voraussetzungen für die Entstehung starker Dorschjahrgänge. Dies gilt insbesondere für das Bornholm- und Danziger Becken, im geringeren Maße auch für den Südtteil des östlichen Gotlandbeckens, die die wichtigsten Dorschlaichplätze in der eigentlichen Ostsee sind. Eine weitere Voraussetzung ist das Vorhandensein eines entsprechenden Laicherbestandes (vgl. auch BERNER et al., 1988). Ebenso wie Sardellen und Schildmakrelen (FRANCKE et al. 1978b) können mit dem einströmenden Kattegatwasser auch Laich, Larven und Jungdorsch in die Ostsee gelangen. Ob starke Herings- und Sprottenbestände die Entwicklung der Dorschbestände beeinträchtigen, in dem sie u. a. deren Laich und Larven fressen, ist nicht eindeutig geklärt (vgl. KÖSTER, 1995). Die Gesamtheit günstiger Voraussetzungen führte nach den Salzwassereinbrüchen im Winter 1975/76 und im Herbst 1976 (vgl. Kap. 3) zu starken Dorschjahrgängen, die sich Anfang der 1980er Jahre in ungewöhnlich hohen Dorschfängen widerspiegelten (vgl. NEHRING, 1985). Ein weiteres Maximum, allerdings auf niedrigerem Niveau, trat auch einige Jahre nach dem Salzwassereinbruch im Januar 1993 auf. Nach jedem dieser Maxima gingen die Dorschfänge in der Ostsee drastisch zurück.

Literatur

- BERNER, M., MÜLLER, H., NEHRING, D., SCHULZ, S., 1978: Zum Einfluß von Umwelt- und Bestandsparametern auf die Rekrutierung des Dorschbestandes östlich Bornholm (SD 25-32).- Fischerei-Forsch., Rostock, **26** (2), 37-43.
- BÖRNGEN, M., 1977: Salzgehaltsspektren für das Übergangsgebiet zwischen Ost- und Nordsee.- Beitr. Meereskunde, Berlin, **40**, 167-171.
- BROSIN, H.-J., 1996: Zur Geschichte der Meeresforschung in der DDR.- Meeresw. Ber., Warnemünde, **17**, 1-212.
- DICKSON, R. R., 1971: A recurrent and persistent pressure-anomaly as the principle cause of intermediate-scale hydrographic variations in the European shelf seas.- Dt. Hydrogr. Z. **24**, 97-119.
- DICKSON, R. R., 1973: The prediction of major Baltic inflows.- Dt. Hydrogr. Z. **26**, 97-104.
- FONSELIUS, S. H., 1969: Hydrography of the Baltic deep basins III.- Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. **23**, 1-97.
- FONSELIUS, S. H., 1970: On the stagnation and recent turnover of the water in the Baltic.- Tellus **22**, 533-544.
- FONSELIUS, S. H., 1977: An inflow of unusually warm water into the Baltic deep basins.- Medd. Havsfiskelab. Lysekil **229**, 1-3.
- FRANCK, H., MATTHÄUS, W., SAMMLER, R., 1987: Major inflows of saline water into the Baltic Sea during the present century.- Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig, **96** (6), 517-531.
- FRANCKE, E., NEHRING, D., BÖHL, D., 1978a: First results on a new influx of high saline water into the Baltic in winter 1975/76.- Proc. 10. Conf. Baltic Oceanographers, Göteborg 1976, paper no. 5, 1-5.
- FRANCKE, E., NEHRING, D., RECHLIN, O., 1978b: Oceanographic and fishery-biological effects of the inflow patterns in the western Baltic in autumn 1976.- Ann. Biol. **33** (1976), 40-41.
- HELCOM, 1990: Second periodic assessment of the state of the marine environment of the Baltic Sea, 1984-1988.- Background Document, Baltic Sea Environm. Proc., Helsinki Commiss., Helsinki, **35B**, 1-428.
- HUPFER, P., 1975: Marine climatic fluctuations in the Belt Sea area since 1900.- Z. Meteorol. **25**, 85-93.
- ICES, 1978: Monthly synoptic charts of temperature and salinity, North Sea, Skagerrak-Kattegat, 1975 and 1976.- Oceanographic data lists and inventories, Charlottenlund, **34**.
- KALLE, K., 1943: Die große Wasserumschichtung im Gotland-Tief vom Jahre 1933/34.- Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. **28**, 586-590.
- KÄNDLER, R., 1951: Der Einfluß der Wetterlage auf die Salzgehaltsschichtung im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee.- Dt. Hydrogr. Z. **4**, 150-160.
- KÖSTER, F.-W., 1994: Der Einfluß von Hering (*Clupea harengus*) und Sprott (*Sprattus sprattus*) auf die Sterblichkeit früher Jugendstadien des Dorsches (*Gadus morhua*) in der zentralen Ostsee.- Dissertation, Christian-Albrecht-Universität, Kiel, 1-3, 322.
- LASS, H. U., 1988: A theoretical study of the barotropic water exchange between North Sea and Baltic and the sea level variations of the Baltic.- Beitr. Meereskunde, Berlin, **58**, 19-33.
- MATTHÄUS, W., 1992: Der Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee.- GR 44 (9), 625-631.
- MATTHÄUS, W., FRANCK, H., 1989: Is the positive salinity anomaly in the Kattegat deep water a necessary precondition for major Baltic inflows? - Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig, **98** (4), 332-343.
- MATTHÄUS, W., FRANCK, H., 1992: Characteristics of major Baltic inflows - a statistical analysis.- Continental Shelf Res. **12** (12), 1375-1400.
- MATTHÄUS, W., LASS H. U., 1995: The recent salt inflow into the Baltic.- J. Physical Oceanogr. **25** (2), 280-286.
- MATTHÄUS, W., SCHINKE, H., 1994: Mean atmospheric circulation patterns associated with major Baltic inflows.- Dt. Hydrogr. Z. **46** (4), 321-339.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H. U., NAGEL, K., SIEGEL, H., 1999: The Baltic Sea in 1998 - characteristic features of the current stagnation period, nutrient conditions in the surface layer and exceptionally high deep water temperatures.- Dt. Hydrogr. Z. **51** (1), 67-84.

- NEHRING, D., 1985: Charakteristik der chemischen und biologischen Ozeanologie der Ostsee.- Geographische Ber. **114** (1), 17-28.
- NEHRING, D., 1987: Temporal variations of phosphate and inorganic nitrogen compounds in central Baltic deep waters.- *Limnol. & Oceanogr.* **32** (2), 494-499.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1971: Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee seit Beginn dieses Jahrhunderts und während des Internationalen Ostseejahres 1969/70.- *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **9** (1), 35-42.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1974: Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1972 unter besonderer Berücksichtigung des Salzwassereintruchs im März/April 1972.- *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **12** (1), 23-33.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1978: Die Erneuerung des Tiefenwassers und andere hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1976.- *Fischerei-Forsch.*, Rostock, **16** (2), 15-24.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., 1981: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee 1969-1978. I. Die hydrographisch-chemischen Bedingungen.- *Geod. Geoph. Veröff. R. IV*, H. **35**, 3-38.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H. U., NAUSCH, G., 1994: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1993.- *Dt. Hydrogr. Z.* **46**, 151-162.
- OLENIN, S., 1997: Benthic zonation of the eastern Gotland Basin, Baltic Sea.- *Netherlands Journal of Aquatic Ecol.* **30** (4), 265-282.
- WOLF, G., 1972: Salzwassereintrüche im Gebiet der westlichen Ostsee.- *Beitr. Meereskunde*, Berlin, **29**, 67-77.
- WYRTKI, K., 1953 und 1954: Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt I und II.- *Kieler Meeresforsch.* **9**, 155-170; **10**, 162-181.
- WYRTKI, K., 1954a: Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee.- *Dt. Hydrogr. Z.* **7**, 91-129.
- WYRTKI, K., 1954b: Der große Salzeintruch in die Ostsee im November und Dezember 1951.- *Kieler Meeresforsch.* **10**, 19-25.

Anschrift des Autors: Prof. Dr. Dietward Nehring, c/o Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Seestr. 15, D-18119 Rostock

Der mittlere Wasserstand der Ostsee im 20. Jahrhundert

Peter Hupfer

Zusammenfassung: Die den mittleren Wasserstand (Füllungsgrad) der Ostsee gut widerspiegelnde Reihe der hinsichtlich Isostasie und Eustasie korrigierten Jahres- und Monatsmittelwasser von Landsort wird für den Zeitraum 1899-2000 statistisch analysiert und das Schwankungsverhalten interpretiert. Es kann gezeigt werden, dass die winterliche Nordatlantische Oszillation (Zonalzirkulation der Atmosphäre) ganzjährig den Füllungsgrad signifikant beeinflusst. Die Effekte des mittleren Wasserstandes vor und nach Sturmflut- bzw. Sturmniedrigwassertagen an der deutschen Küste werden ebenso wie der Zusammenhang zwischen der maximalen jährlichen Eisfläche und dem Füllungsgrad mitgeteilt und diskutiert.

1. Einleitung

Die mittlere, von innen nach außen gerichtete Neigung der Oberfläche der Ostsee beträgt etwa $19 \pm (2...4)$ cm zwischen den äußersten Enden des Bottnischen und Finnischen Meerbusens und den Übergängen zur Beltsee (LAZARENKO, in: HELCOM, 1986). Interessiert der mittlere Wasserstand und seine Schwankungen als Ausdruck des jeweiligen Wasserhaushaltssaldos (Füllungsgrad), sollten Wasserstandsmessungen dort vorgenommen werden, wo sich der Massenschwerpunkt der Ostsee (zwischen Degerby und Gotska Sandön) befindet (S. MÜLLER-NAVARRA, in: KFKI, 2003, Abschnitt 2.4.2). Da der Wasserkörper der Ostsee Eigenschwingungen unterschiedlicher Periode unterliegt (WÜBBER und KRAUSS, 1979), muss der Füllungsgrad nach Möglichkeit in der Nähe der Schwingungsknoten bestimmt werden. Diese Bedingungen werden durch die Wasserstände des Pegels Landsort (südlich von Stockholm) näherungsweise erfüllt, so dass die dort gewonnenen Wasserstandsmessreihen zur Charakterisierung des Füllungsgrades und seiner Schwankungen herangezogen werden können (MATTHÄUS und FRANCK, 1992). Es wurden aber auch die Wasserstände der finnischen Pegel Helsinki (HELA, 1944), Utö (LAZARENKO, in: HELCOM, 1986) sowie Utö und Degerby (LISITZIN, 1957; JACOBSEN, 1980) zur Charakterisierung des mittleren Wasserstandes verwendet.

2. Statistische Eigenschaften der Wasserstände von Landsort für 1900-2000

Hier werden die monatlichen Mittelwasser des Pegels Landsort ($58^{\circ} 44' N 17^{\circ} 52' O$) von Januar 1899 bis Dezember 2000 (Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norköpping) verwendet. Diese Reihe (Verlauf der jährlichen Mittelwasser in Abb. 1, links), enthält zwei systematische Trends. In Bezug auf die eustatische Wasserstandszunahme gehen wir von einer mittleren Anstiegsrate von $0,11$ cm/Jahr für das gesamte Aquatorium der Ostsee aus (KÖSTER, 1995). Dieser Trend wurde von der Originalreihe abgezogen. Der lineare Trend der verbliebenen Reihe repräsentiert eine Wasserstandsabnahme von ca. 42 cm/100 Jahre, die mit den bekannten Daten der Landhebung von etwa 4 mm/Jahr in diesem Gebiet verträglich ist, so dass die Wasserstandsreihe von diesem isostatisch bedingten Trend ebenfalls befreit wurde. Alle weiteren Untersuchungen wurden auf der Grundlage der auf diese Weise korrigierten Wasserstände durchgeführt.

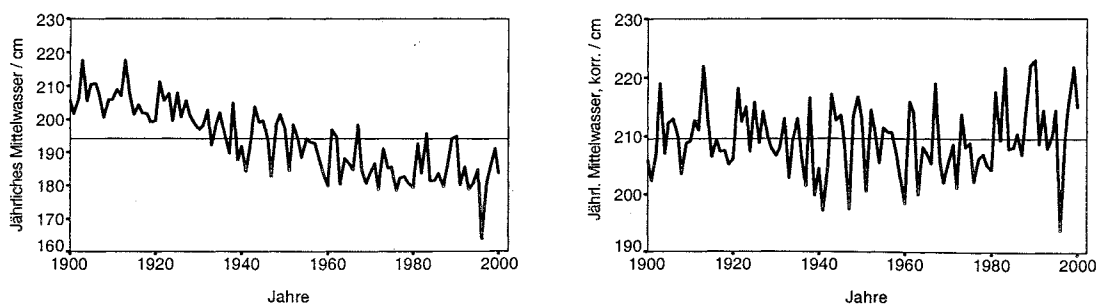


Abb. 1: Verlauf der Jahreswerte des Wasserstandes in Landsort nach Originalwerten (links) und nach Anbringung von Korrekturen für Isostasie und Eustasie (rechts). Daten: Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norköpping

Der mittlere Wasserstand der Ostsee unterliegt beträchtlichen Schwankungen unterschiedlicher Periode (Abb. 1, rechts). Der visuelle Befund erlaubt die Annahme, dass eine ca. 80jährige Schwingung existiert, eine Periode, die aus Zeitreihen von Klimaelementen und Zirkulationsparametern bekannt ist. Die wichtigsten Kenndaten zu den Jahres- und Monatswerten enthält Tab. 1. Unter der Voraussetzung, dass die Landsort-Daten den mittleren Wasserstand der Ostsee hinreichend repräsentieren, entspricht 1 cm Wasserstandsänderung einer Volumenänderung von $3,92 \text{ km}^3$ (Oberfläche der Ostsee 392228 km^2).

	Wasserstand	Standard- abweichung	Maximum	Jahr	Minimum	Jahr
Januar	215,2	18,61	244,0	1983	185,7	1947
Februar	208,2	20,06	253,7	1989	158,9	1947
März	199,4	18,82	263,1	1990	166,8	1960
April	198,6	13,37	237,3	1938	170,8	1934
Mai	196,2	9,16	219,0	1927	170,8	1918
Juni	204,7	7,96	225,6	1923	187,2	1992
Juli	214,4	7,87	234,2	1928	195,1	1997
August	216,1	10,41	249,8	1999	194,2	1997
September	215,7	11,06	244,0	1978	185,7	1996
Oktober	214,3	13,89	243,2	1983	172,9	1976
November	214,6	15,25	250,7	1969	180,5	1993
Dezember	217,4	15,09	261,7	1913	174,2	1959
Jahr	209,6	5,94	222,9	1990	193,9	1996

Tab. 1: Monats- und Jahreswerte des Wasserstandes in Landsort 1899-2000 in cm. Die Werte sind im Hinblick auf Isostasie und Eustasie korrigiert. Daten: Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping

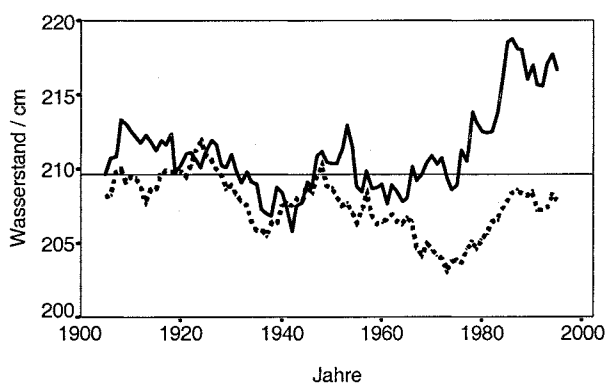


Abb. 2: Elfjährig übergreifend geglätteter Verlauf des Wasserstandes in Landsort im Winter-(Oktober bis März, ausgezogen) und Sommerhalbjahr (April bis September, punktiert)

Wichtiges Merkmal der Veränderlichkeit des mittleren Wasserstandes ist der Jahresgang. Vergleicht man die Verläufe der mittleren Wasserstände im Winter- und

Sommerhalbjahr (Abb. 2), erkennt man, dass der Gang der Jahreswerte wesentlich von den Verhältnissen in der kalten Jahreszeit bestimmt wird. Die Sommerhalbjahrkurve liegt nicht nur niedriger, sondern sie zeichnet sich im Gegensatz zum Winter durch einen sich unter Schwankungen vollziehenden abnehmenden Verlauf aus. Das wird auch durch die in Tab. 2 mitgeteilten Spearman-Korrelationskoeffizienten (verteilungsfrei) bestätigt.

Die höchsten Korrelationskoeffizienten fallen auf die Wintermonate, wobei bis auf Juni und Dezember alle Werte statistisch signifikant sind. Der ausgeprägte Jahresgang (Abb. 3) weist minimale Werten von März bis Mai und ein Maximum im Dezember auf. Ein sekundäres Maximum ist zwischen Juli und September sowie ein schwach ausgeprägtes Minimum im Oktober/November zu beobachten. Die mittlere jährliche Schwankungsbreite beträgt 21,2 cm. Der Befund stimmt prinzipiell mit bereits bekannten überein, nach denen im Ostsee-Wasserstand eine jährliche und eine

halbjährliche Welle existieren. Der in Abb. 3 dargestellte Jahresgang kann im Wesentlichen durch die korrespondierenden Jahresgänge der Wasserhaushaltskomponenten sowie durch thermische Expansion und Kontraktion erklärt werden (Tab. 3).

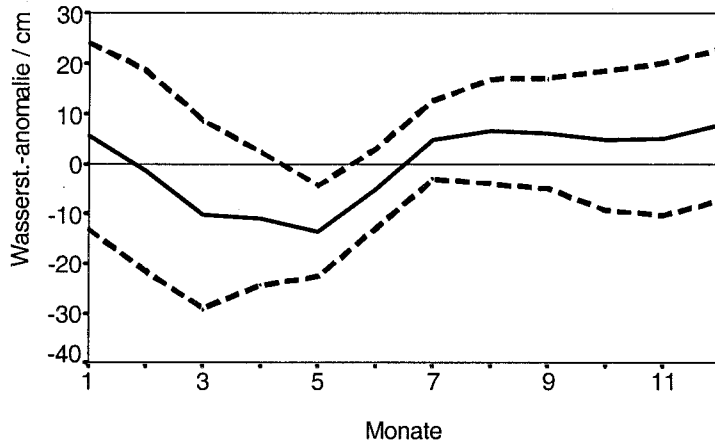


Abb. 3: Mittlerer Jahresgang der auf den Zeitraum 1900 - 2000 bezogenen Anomalien der Monatswerte des Wasserstandes in Landsort (ausgezogen). Die gestrichelten Kurven markieren die jeweils zum Mittelwert addierten bzw. subtrahierten Werte der Standardabweichung.

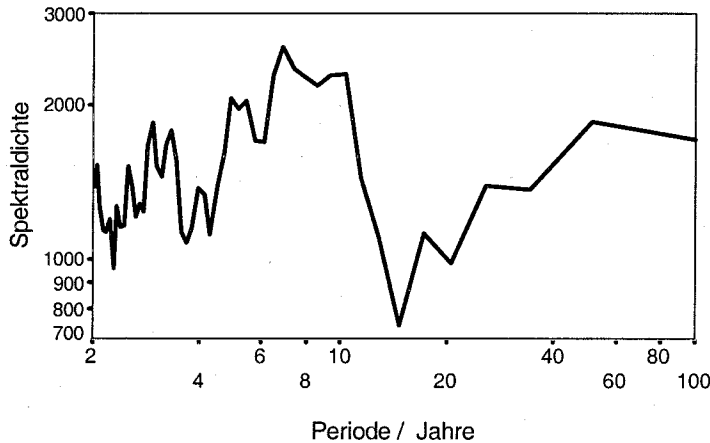


Abb. 4: Energiedichtespektrum der Jahreswerte des Wasserstandes in Landsort

LAO	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Wi.-hj.	So.-hj.
Jahr	0,56	0,68	0,63	0,44	0,43	0,45	0,12	0,38	0,24	0,30	0,30	0,19	0,90	0,70

Tab. 2: Spearman-Korrelationskoeffizienten zwischen den Jahres- und Monatsmittelwerten des Wasserstandes in Landsort (LAO) 1899-2000. Wi.-hj. = Okt.-März, So.-hj. = April-September. **Fett (Kursiv)** = mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\leq 1\%$ ($\leq 5\%$) von Null verschieden

Wasserstand	Einflussgrößen
Abnahme Jan.-März	Flusszufuhr, Temp.abnahme, Netto-Ausstrom
Minimum März-Mai	Netto-Ausstrom (Mai), Temperatur, Niederschlag, Verdunstung
Zunahme Mai-Juli	Flusszufuhr, Erwärmung, Netto-Ausstrom
Maximum Juli-Sept.	Netto-Ausstrom, Niederschlag, Verdunstung, Temperatur
Minimum Okt.-Nov.	Abkühlung
Maximum Dez.-Jan.	Einstrom bei Westwindtätigkeit, Abkühlung

Tab. 3: Gegenüberstellung markanter Abschnitte im Jahresgang des Wasserstandes von Landsort und von Einflussgrößen

Eine Spektralanalyse (Abb. 4) ergab als auffallende Periodenbereiche die quasi-zweijährige Schwingung (QBO), die in vielen meteorologischen und ozeanographischen Zeitreihen festgestellt worden ist, sowie Bereiche deutlich erhöhter Spektraldichte bei ca. 3 Jahren, 5 bis 8 Jahren (hier liegt die häufig erwähnte europäische "Winterperiode") und tendenziell ab Perioden von < 20 Jahren. Auffällig ist eine dazwischen liegende spektrale Lücke. Das spektrale Verhalten des Wasserstandes lässt den Schluss zu, dass großräumige atmosphärische Prozesse auf den mittleren Wasserstand der Ostsee wirken.

3. Ein- und Ausstromdynamik

Wie bereits erwähnt, lassen sich die regelmäßigen und unregelmäßigen Schwankungen des mittleren Wasserstandes der Ostsee, ausgedrückt durch den korrigierten Wasserstand in Landsort, auf korrespondierende Variationen der wiederum von atmosphärischen Einflüssen bestimmten Wasserhaushaltskomponenten zurückführen. Von diesen spielen die horizontal wirkenden Größen die entscheidende Rolle, wobei es sich insbesondere um die Wassermassen handelt, die die Ostsee durch Belte und Sund verlassen oder durch sie in das Meer einströmen.

Nach S. MÜLLER-NAVARRA (in: KFKI, 2003, Abschnitt 2.4.2) beschreibt das die Nord- und Ostsee als Verbundsystem simulierende Hydrodynamisch-Numerische Modell des Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) den Wassermassenaustausch durch die Pforten zur Ostsee quantitativ richtig. Die dort für das Jahr 1999 auf Tageswertbasis vorgenommene Gegenüberstellung der modellierten transportbedingten Volumenänderungen und des gemessenen Wasserstandsverlaufes von Landsort erbrachte unter Berücksichtigung der Flusswasserzufuhr eine Übereinstimmung hohen Grades. So bestätigen Modellierungen die Eignung des Pegels Landsort als Indikator für den Füllungsgrad der Ostsee erneut (vgl. HUBER et al., 1994).

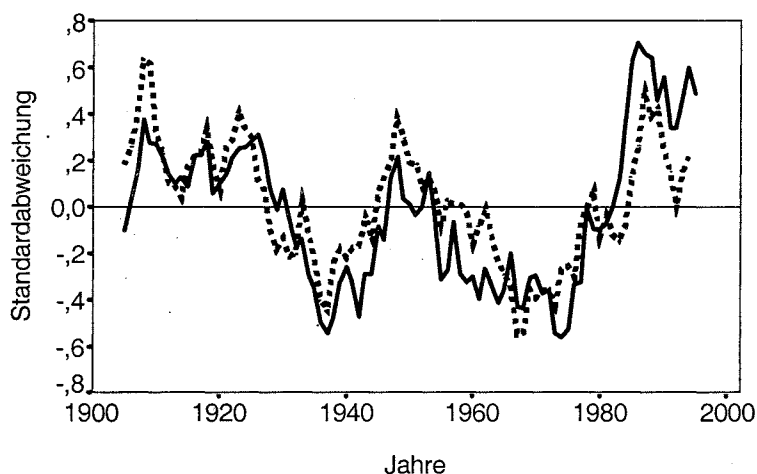


Abb. 5: Verlauf der auf die Standardabweichung normierten und elfjährig übergreifend geglätteten Verläufe der Februar-Mittelwerte des Wasserstandes in Landsort (ausgezogen) und der Nordatlantischen Oszillation (punktiert). Der Korrelationskoeffizient beträgt $r_{\text{Pearson}} = 0,79 \text{ sign}$

Die Salzwassereinträge in die Ostsee sind in ihrer Ausprägung und Frequenz entscheidend für Auftreten und Dauer lebensbedrohlicher Stagnationsperioden in den tieferen Schichten. Durch W. MATTHÄUS und Mitarbeiter (u.a. FRANCK und MATTHÄUS, 1992; MATTHÄUS, 1995; MATTHÄUS und FRANCK, 1990; 1992; SCHINKE, 1996) wurden Voraussetzungen, Ablauf und Begleiterscheinungen dieser Ereignisse durch Analyse des gesamten Beobachtungsmaterials weitgehend geklärt. Dazu gehört auch das Verhalten des mittleren Wasserstandes in Zusammenhang mit den Ereignissen. Vor einer Einstromperiode ist ein signifikant erniedrigter Wasserstand zwischen August und Oktober (etwa 30 cm im Mittel) infolge abgeschwächter Westwinde bzw. von Ostwinden im Übergangsgebiet ebenso wie das rasche Ansteigen des Pegels in der eigentlichen Einstromperiode (Variationen zwischen -60 und +65 cm) wesentlich.

In den hydrographisch-chemischen Zustandseinschätzungen der Ostsee, die für jedes Jahr in den Meereswissenschaftlichen Berichten durch W. MATTHÄUS und Mitarbeiter veröffentlicht werden, wird daher auch das Verhalten des Landsort-Wasserstandes als wichtige Randbedingung interpretiert.

Da die atmosphärische Zirkulation ursächlich mit der Ein- und Ausstromdynamik verbunden ist, wurde der Zusammenhang zwischen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und dem Wasserstand in Landsort untersucht. Die NAO ist ein summarisches Maß für die Zonalzirkulation im atlantisch-europäischen Raum und basiert auf der Luftdruckdifferenz zwischen Island und (hier) Gibraltar (HURREL, 1995; Daten: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm>). Deren Jahres- und Winterhalbjahreswerte sind statistisch signifikant mit dem mittleren Wasserstand in dem Sinn verbunden, dass eine kräftige Zonalzirkulation (über die Verstärkung des Einstroms in die Ostsee) den Füllungsgrad ansteigen lässt (Tab. 4). Dieser Effekt wirkt sich auch noch auf die sommerlichen Wasserstandswerte aus. Werden nur die Wintermonate Januar-März korreliert, erreicht der Korrelationskoeffizient den Wert $r = -0,59$ sign. In Abb. 5 ist der Zusammenhang beider Größen für den Monat Januar zu erkennen. Infolge der Glättung liegt der Korrelationskoeffizient hier wesentlich höher.

	NAO Jahr	NAO Wi.-hj.	NAO So.-hj.
LAO Jahr	0,45	0,44	-0,06
LAO Wi.-hj.	<i>0,34</i>	0,37	-0,14
LAO So.-hj.	0,44	0,36	0,12

Tab. 4: Spearman-Korrelationskoeffizienten zwischen dem Wasserstand in Landsort (LAO) und der Nordatlantischen Oszillation (NAO) für Jahres- und Halbjahreswerte 1900-2000. **Fett (Kursiv)** = mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von ≤ 1 ($\leq 5\%$) von Null verschieden

4. Extreme Wasserstände an der deutschen Küste

Sowohl das Auftreten von Sturmfluten (Wasserstand ≥ 100 cm über NN) als auch das von Sturmniedrigwasser (Wasserstand ≥ 100 cm unter NN) an der deutschen Ostseeküste ist mit Effekten des mittleren Wasserstandes und damit der Ein- und Ausstromdynamik eng verbunden. BAERENS (1998) hat das mittlere Verhalten des Landsort-Wasserstandes (Jahresgang eliminiert) im Zeitraum von jeweils 100 Tagen vor bis 100 Tagen nach einem Hoch- oder Niedrigwasserereignis untersucht (s.a. BAERENS und HUPFER, 1999). In Abb. 6 erkennt man, dass im Mittel der Füllungsgrad der Ostsee schon ab 35 Tage vor einer Sturmflut ansteigt, um dann am Tag -1 zu kulminieren und rasch wieder abzufallen. Im Niedrigwasserfall geht der Wasserstand bis zum Tag -4 zurück und steigt dann rasch an, worauf wiederum ein langsamer Abfall zu Normalwerten erfolgt. In beiden Fällen sind die Effekte statistisch signifikant.

Da die meteorologischen Bedingungen, die zur Auslösung extremer Wasserstandsereignisse an der Küste führen, relativ vielfältig sind, ist der Füllungsgradverlauf im Einzelfall sehr variabel. Abb. 7 zeigt Stundenwerte des Wasserstandes während der letzten schweren Sturmflut im 20. Jahrhundert an der deutschen Küste Anfang November 1995. Im dargestellten Zeitraum betragen die Pegelschwankungen in Landsort 26, in Flensburg 229 und in Warnemünde 169 cm. Die Abweichungen erreichten den Bereich der dreifachen Standardabweichung hinsichtlich des Bezugsniveaus. In Landsort treten relativ rasche Wasserstandsschwankungen auf, auf die die Küstenpegel mit geringer Verzögerung unterschiedlich ansprechen.

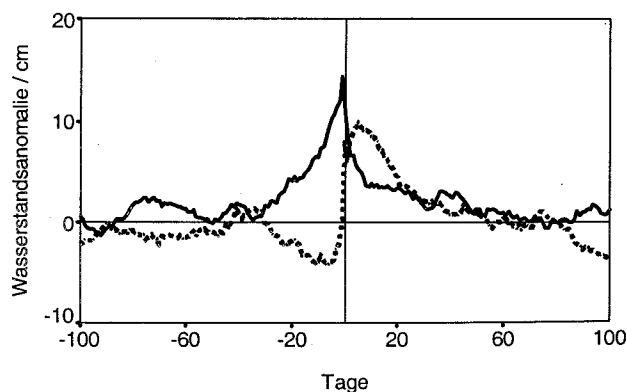


Abb. 6: Mittlerer Verlauf täglicher Wasserstands anomalien in Landsort für den Zeitraum von 100 Tagen vor bis 100 Tage nach einem Tag (0) mit Sturmflut (ausgezogen) und Sturmniedrigwasser (punktiert) an der deutschen Ostseeküste. Daten 1901-1990 nach BAERENS (1998)

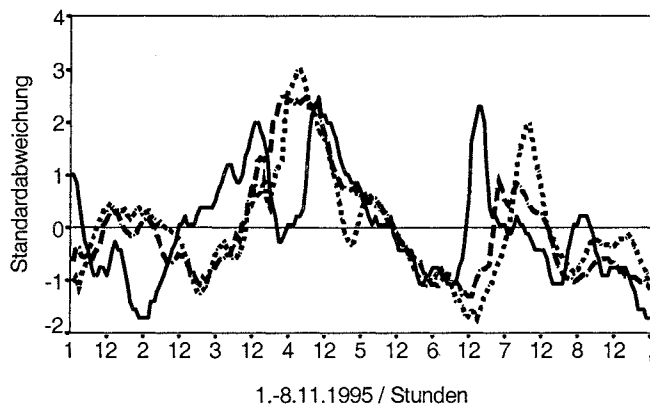


Abb. 7: Gang der auf die Standardabweichung des dargestellten Zeitraums normierten Stundenwerte des Wasserstandes in Landsort (ausgezogen), in Warnemünde (gestrichelt) und in Flensburg (punktirt)

5. Maximale Eisbedeckung und mittlerer Wasserstand

Durch LISITZIN (1957) wurde bereits gezeigt, dass der Ostseewasserstand mit der Winterstrenge in Zusammenhang steht. In milden Wintern sind südwestliche Winde vorherrschend, die den mittleren Wasserstand der Ostsee erhöhen. In strengen Wintern kommen dagegen nordöstliche Winde besonders häufig vor, die eine (mitunter sehr starke) Erniedrigung des Wasserstandes mit sich bringen. Der statistische Zusammenhang wurde anhand der Pegeldaten von Utö und der Lufttemperatur von Mariehamn hergestellt. Dazu wurde festgestellt, dass im konkreten Fall die Wasserstandshöhe im Dezember eine wichtige Rolle spielt.

Diese Ergebnisse werden durch die vorliegende Untersuchung bestätigt. Aus Tab. 5 ist die enge Beziehung zwischen der jährlichen maximalen Eisbedeckung der Ostsee (s. TINZ, 1996) und dem winterlichen Füllungsgrad des Meeres zu ersehen. Im Vergleich der beiden negativ korrelierten Zeitreihen ist festzustellen (Abb. 8), dass auf beide Prozesse zwar die winterlichen Luftdruck- und Windverhältnisse dominierend einwirken, dass aber weitere Effekte beide Kurven in unterschiedlicher Weise beeinflussen.

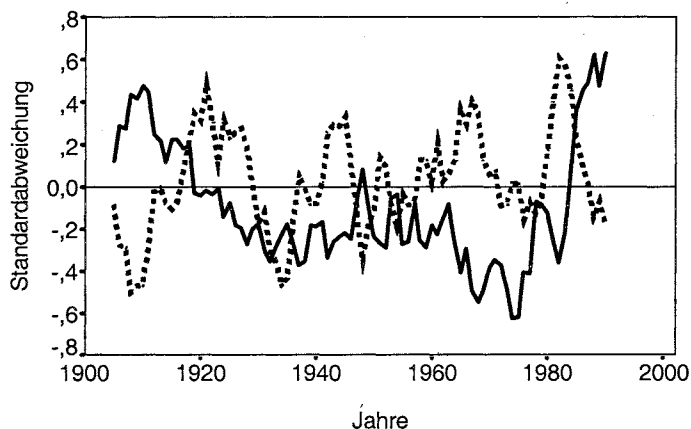


Abb. 8: Auf die Standardabweichung des dargestellten Zeitraums, elfjährig übergreifend geglätteter Verlauf des mittleren Wasserstandes in Landsort für die Monate Januar, Februar und März (ausgezogen) und der jährlichen maximalen Eisbedeckung der Ostsee (punktirt)

	Dezember	Januar	Februar	März	April	Jan.-März	Jahr
Eis	0,12	-0,42	-0,64	-0,50	-0,36	-0,62	-0,50

Tab. 5: Spearman-Korrelationskoeffizienten zwischen der maximalen jährlichen Eisfläche der Ostsee und dem mittleren Wasserstand in Landsort in den Wintern 1899/1900 bis 1999/2000. **Fett (Kursiv)** = mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von ≤ 1 (≤ 5 %) von Null verschieden

6. Schlussfolgerung

Die Ergebnisse belegen, dass die Wasserstandsreihe von Landsort nach Abzug der eustatisch und isostatisch bedingten Trends die Schwankungen des mittleren Wasserstandes und damit des Füllungsgrades gut widerspiegelt. Eine entscheidende Rolle für die Herausbildung der Variationen kommt der atmosphärischen Zirkulation zu, die die Ein- und Ausstromdynamik im Übergangsbereich primär steuert. Das Auftreten von Füllungsgradschwankungen hängt eng mit der Auslösung extremer Wasserstandsereignisse an der deutschen Küste zusammen. Desgleichen korrespondiert die Ausdehnung der winterlichen Vereisung der Ostsee mit einer ausgeprägten Wasserstandsabnahme. Es ist daher zweckmäßig, der Entwicklung des mittleren Wasserstandes in den unterschiedlichen Mittelungsintervallen kontinuierliche Aufmerksamkeit zu widmen.

Herrn Dr. *S. Müller-Navarra*, BSH, danke ich für die Unterstützung bei der Datenbeschaffung und Herrn Dr. *B. Tinz*, DWD, für die Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

- BAERENS, C., 1998: Extremwasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste. Dissertation, Freie Universität Berlin, FB Geowissenschaften, Berlin, 163 S.
- BAERENS, C., HUPFER, P., 1999: Extremwasserstände an der deutschen Ostseeküste nach Beobachtungen und in einem Treibhausgasszenario. *Die Küste* H. 61, 47-72
- FRANCK, H., MATTHÄUS, W., 1992: Sea level conditions associated with major Baltic inflows. *Beitr. Meereskd.* H. 63, 65-90
- HELA, I., 1944: Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee mit besonderer Berücksichtigung des Wasseraustausches durch die dänischen Gewässer. *Merentut. Julk./Havsforskningsinst. Skrift No.* 134
- HELCOM, 1986: Water Balance of the Baltic Sea. *Baltic Sea Environment Proceedings* No. 16, Helsinki, 174 S.
- HUBER, K., KLEINE, E., LASS, H.-U., MATTHÄUS, W., 1994: The Major Baltic Inflow in January 1993 - Measurements and Modelling Results. *Dt. Hydrogr. Z.* 46, 2, 103-114
- HURRELL J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* 269, 676-679
- JACOBSEN, T.S., 1980: Sea water exchange of the Baltic. Measurements and methods. The Belt Project. The National Agency of Environmental Protection, Denmark. Copenhagen, 107 S.
- KFKI (KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN), 2003: Der Wasserstand an der Transgressionsküste der südwestlichen Ostsee. Entwicklung - Sturmfluten - Klimawandel., in Vorbereitung
- KÖSTER, R., 1995: Entstehung der Ostsee. In: G. Rheinheimer (Hrsg.), *Meereskunde der Ostsee*. 2. Auflage. Springer, Berlin usw., 12 - 17
- LISITZIN, E., 1958: Der Wasserstand in der Ostsee als Indikator der Strenge des Winters. *Geophysica (Helsinki)* 5, 4, 162-176
- MATTHÄUS, W., 1995: Natural Variability and Human Impacts Reflected in Long-Term Changes in the Baltic Deep Water Conditions - A Brief Review. *Dt. Hydr. Z.* 47, 1, 47-65
- MATTHÄUS, W., FRANCK, H., 1990: The water volume penetrating into the Baltic Sea in connection with major Baltic inflows. *Gerlands Beitr. Geophys.* 99, 4, 377-386
- MATTHÄUS, W., FRANCK, H., 1992: Characteristics of major Baltic inflows - a statistical analysis. *Continental Shelf Research* 12, 12, 1375-1400
- SCHINKE, H., 1996: Zu den Ursachen von Salzwassereintrüben in die Ostsee. Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin, Math.-nat. Fak. I, Berlin, 137 S. (auch: *Meereswissenschaftliche Berichte* Nr. 12)
- TINZ, B., 1996: On the relation between annual maximum extent of ice cover in the Baltic Sea and sea level pressure as well as air temperature field. *Geophysica (Helsinki)* 32, 3, 319-341
- WÜBBER, C.H., KRAUSS, W., 1979: The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. *Oceanol. Acta* 2, 1979, 435-466

Anschrift des Autors: Prof. Dr. Peter Hupfer, c/o Humboldt-Universität zu Berlin, Institut für Physik, Invalidenstr. 110, D-10115 Berlin

Zu den selbständigen Gezeiten der Ostsee (Independent tides in the Baltic Sea)

Sylvin H. Müller-Navarra

Zusammenfassung

Meteorologisch bedingte Schwankungen des Wasserstandes sind von erheblich größerer Bedeutung für die Ostsee als die Gezeiten. Das Gezeitensignal ist schwach und der Tidenhub beträgt nur wenige Zentimeter. Seit langem ist bekannt, dass die Gezeiten nicht nur von außen über Belte und Sund angeregt werden, sondern zu den Mitschwingungsgezeiten selbständige Gezeiten vergleichbarer Größenordnung hinzutreten. Gesicherte quantitative Angaben zu den selbständigen Gezeiten der Ostsee finden sich jedoch nicht in der Literatur. Nach Implementation der selbständigen Gezeiten in das Operationelle Modell des BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie) können erste Ergebnisse vorgestellt werden.

Summary

Meteorologically induced fluctuations of the water level have a much larger impact on the Baltic Sea than the tides. The tidal signal is weak, and the tidal range is only a few centimetres. It has been known for a long time that the tides are not only subject to external forcing via Belts and Sound but that there exist independent tides comparable in scale to the co-oscillating tides. However, a literature search did not produce any verified quantitative data on independent tides in the Baltic Sea. After the implementation of independent tides into the Operational Model of the Federal Maritime and Hydrographic Agency (BSH), first results are now available.

1. Gezeiten in der Ostsee

Der periodische Anteil in den Wasserstandsschwankungen der Ostsee ist seit langem bekannt. Die Analyse von Wasserstandsschwankungen war in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts en vogue, wegen der Klimaproblematik und eines damit verbundenen Meeresspiegelanstiegs wendet man sich dieser Problematik nun wieder verstärkt zu. Da Trends wie der globale Meeresspiegelanstieg nur schwer abzuschätzen sind, müssen die langperiodischen Anteile genauestens quantifiziert werden. Langperiodische Anteile kommen auch durch die gezeitenerzeugende Kräfte hinzu, die kurzperiodischen Anteile, wozu auch die Seiches gehören, sind in ihrer Ausprägung innerhalb der Ostsee bekannt (MAAGARD UND KRAUSS (1966), KRAUSS UND MAAGARD (1962)).

Die Ostsee hat nur schwach ausgeprägte Gezeiten. Die durch Belte und Sund angeregten Mitschwingungsgezeiten lassen die Wasserstände in der nördlichen Nordsee nur um wenige Zentimeter schwanken. Daher kann man annehmen, dass die selbständigen Gezeiten in der Ostsee eine ähnliche Größenordnung annehmen und nachweisbar sind. Bemerkenswert ist, dass schon WITTING (1911) annimmt, dass die halbtägigen Gezeiten in der Ostsee Mitschwingungsgezeiten sind, die ganztägigen hingegen wesentlich durch die gezeitenerzeugenden Kräfte in der Ostsee selbst erzeugt werden. Diese These ist anhand von Messungen nur schwer oder gar nicht nachweisbar und daher fehlt bei MAAGARD UND KRAUSS (1966) ein entsprechender Hinweis. KERUSS UND SENNIKOV (1999) weisen ebenfalls darauf hin, dass die Ostsee nur schwach mit der Nordsee verbunden ist, aber groß genug ist, intern Gezeiten zu entwickeln. Letztgenannte Autoren weisen für die Rigaer Bucht nach, dass dort die eintägigen Tiden O_1 und K_1 die halbtägigen weit überwiegen.

DEFANT (1961) geht ausführlich auf die Gezeitenerscheinungen in teilweise abgeschlossenen Meeresgebieten ein und weist auch auf die Bedeutung der selbständigen Gezeiten hin. Von besonderer Bedeutung für die Entstehung von Gezeiten in Rand- und Nebenmeeren sind die Moden der Eigenschwingungen des Meeresgebietes. Wenn auch wegen der komplizierten Gestalt der Ostsee keine Schwingungsform deutlich hervortritt, liegen die Perioden der ersten Moden bei 24 h – 27 h (WÜBBER UND KRAUSS (1979)). Damit kann vermutet werden, dass die Ostsee für eine äußere Anregung mit ganztägiger Periode empfänglich ist.

Durch hydrodynamisch-numerische Modelle, die Nord- und Ostsee als Verbundsystem darstellen, lässt sich Wittings These mit einigem Aufwand überprüfen. Wenn auch die Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind, bestätigen erste Ergebnisse seine Annahme. Im Folgenden wird lediglich erläutert, wie das Operationelle Modell des BSH (DICK ET AL., 2001) um die Gleichgewichtszeit erweitert wird und wie dadurch die simulierten Wasserstände deutlich modifiziert werden. Eine vollständige Darstellung der Untersuchung wird an anderem Ort erfolgen.

2. Der direkte Einfluss Gezeiten erzeugender Kräfte innerhalb der Ostsee

Das operationelle Modell des BSH behandelt Nord- und Ostsee als Verbundsystem. Es wird angenommen, dass die Hydro- und Thermodynamik der beiden recht unterschiedlichen Meere durch einen numerischen Apparat hinreichend beschrieben werden kann. Nur im Verbundsystem sind auch die vielfältigen Austauschvorgänge unterschiedlicher Skalen beschreibbar. Die hier vorgestellte Untersuchung wäre mit einem Ostseemodell allein gar nicht durchführbar, denn es werden auch die Gezeiten in der Nordsee, in den Belten und im Sund durch die Gezeiten erzeugenden Kräfte direkt beeinflusst.

Das lunar-solare Gravitationsfeld im Bereich der Ostsee ist zu jeder Zeit nichthomogen. Das Wasser der Ostsee erfährt dadurch immer eine zwar kleine, aber berechenbare Beschleunigung, was sich in den selbständigen Gezeiten niederschlägt. Der Einbau der selbständigen Gezeiten in ein hydrodynamisches Modell ist recht simpel. Es handelt sich lediglich um eine kleine Modifikation des Druckgradientterms in den Flachwassergleichungen der geophysikalischen Hydrodynamik. Der Druck innerhalb der Wassersäule wird zerlegt in einen barotropen und einen baroklinen Anteil (1).

Der barotrope Teil wird ergänzt durch die Gleichgewichtszeit $\tilde{\zeta}$ verkleinert um einen Faktor $\beta=0,69$, der wegen des elastischen Verhaltens der Erde erforderlich ist (FARRELL, 1973).

(1)

$$p(z) \approx p_{air} + g \rho_0 (\zeta - \beta \tilde{\zeta}) + g \int_z^0 \rho(z) dz$$

Die vertikale Änderung des Druckes entlang der z-Koordinate hängt ab vom Luftdruck p_{air} , von der Schwerebeschleunigung g , vom Wasserstand ζ , von der mittleren Dichte ρ_0 , und von der Dichteschichtung $\rho(z)$.

Die Gleichgewichtszeit und die ersten Terme der Gezeitenpotentiale des Mondes Φ und der Sonne Φ_S hängen auf einfache Weise zusammen:

(2)

$$\tilde{\zeta} = -\frac{(\Phi_2 + \Phi_3 + \Phi_{2S} + \Phi_{3S})}{g}$$

Auf die länglichen Formeln des Potentials wird hier verzichtet, sie finden sich z. B. bei BARTELS UND HORN (1952). Die quantitative Berechnung der Potentiale zu jeder Zeit ist aufwendig und erfordert die Implementation von astronomischen Näherungsverfahren zur Ephemeridenberechnung (BÜLLESFELD 1985).

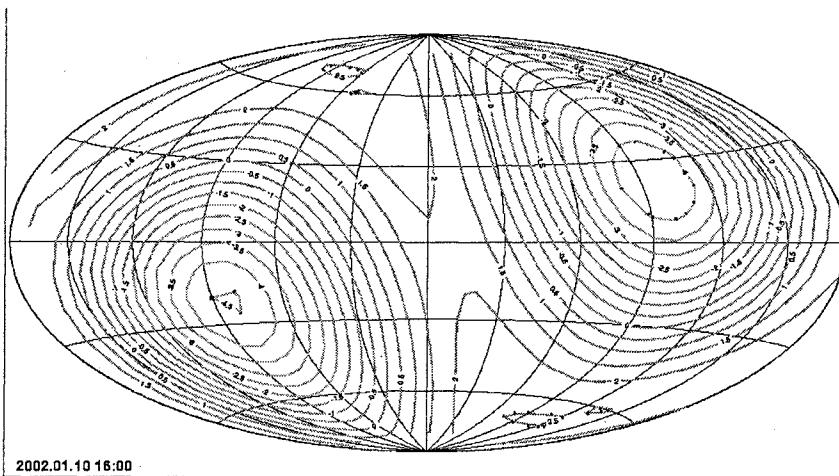


Abb. 1. Das Gezeitenpotential der Erde (Wert des Zählers in Formel 2) am 10.01.2002, 15:00 UTC (Hammer-Projektion).

Die beiden Potentialminima (Abb. 1) verändern wegen der astronomischen Konstellation von Sonne, Mond und Erde ihre Form und Lage relativ zum geozentrischen Koordinatensystem, wodurch die Wassermassen des Weltmeeres und auch der „kleinen“ Ostsee periodischen Störungen ausgesetzt sind. Jedes Wasservolumenelement wird immer zum Potentialminimum hin zusätzlich beschleunigt.

In der alten Modellversion ist der Term (2) gleich Null gesetzt, ansonsten sind neue und alte Version identisch. Beide Modelle laufen z. Zt. parallel mit gleichen meteorologischen Eingabedaten. Durch einfache Subtraktion der Wasserstandszeitreihen beider Modellversionen lassen sich schon deutliche Unterschiede erkennen. Betrachtet wird ein Zeitraum von einem Monat im Sommer 2002. Einige einfache statistische Parameter für fünf Orte im Modellgebiet zeigen, dass die Unterschiede nur wenige Zentimeter betragen (Tab. 1). Bemerkenswert sind die großen Differenzen am Gitterpunkt St. Petersburg.

	Mittlere Abweichung	Standardabweichung	Maximum	Minimum
Cuxhaven	1,5	1,9	5	-6
Göteborg	1,2	1,6	4	-5
Warnemünde	1,3	1,6	4	-4
Landsort	0,9	1,1	4	-2
St. Petersburg	3,4	4,1	9	-10

Tab. 1: Abweichungen (in cm) zwischen Modellsimulation ohne und mit selbständigen Gezeiten; Zeitraum 18.07.2002, 0:00 UTC - 19.08.2002, 0:00 UTC, viertelstündig, insgesamt 3073 Werte.

In St. Petersburg stieg der Wasserstand Ende Juli 2002 um 40 cm und fiel dann wieder auf das Nullniveau des Modells (etwa 40 cm über Nullpunkt des Pegels Kronstadt) (Abb.2). Durch Hinzufügen der selbständigen Gezeiten werden die Wasserstände periodisch modifiziert. Je nach astronomischer Konstellation können dadurch in St. Petersburg die simulierten Wasserstände um bis zu 10 cm verändert werden (Abb. 3). Ohne selbständige Gezeiten treten dort die eintägigen Gezeiten im Modell nicht deutlich hervor (Abb. 4). Es muss daher vermutet werden, dass das System Westliche Ostsee - Finnischer Meerbusen in Resonanz zur astronomischen Anregung mit eintägiger Periode steht.

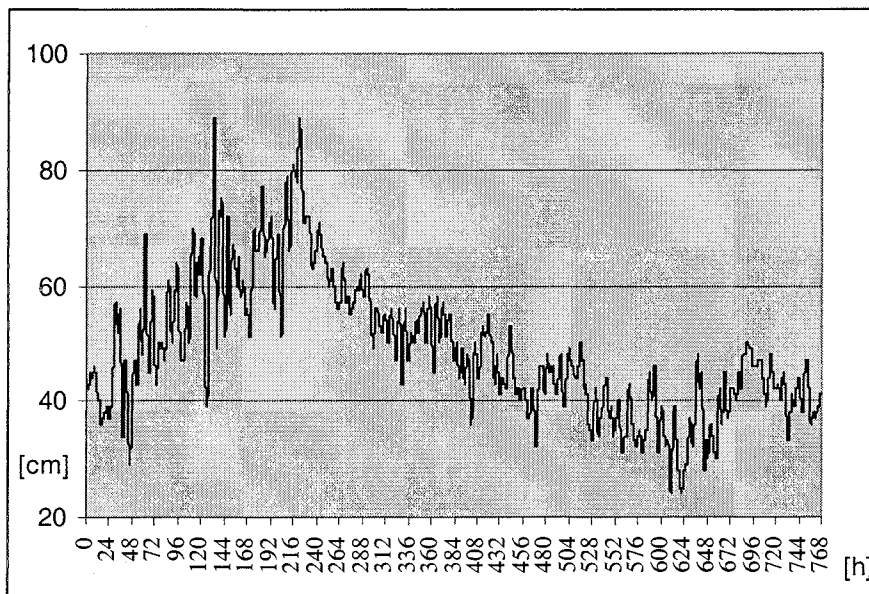


Abb. 2: Simulierter Wasserstand am Gitterpunkt St. Petersburg (Version ohne selbständige Gezeiten, Zeitraum wie in Tab. 1)

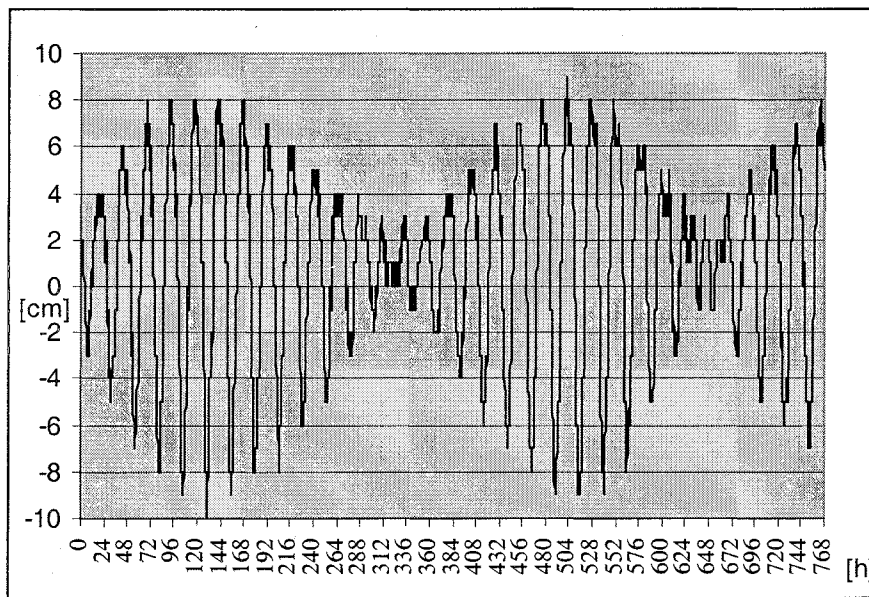


Abb. 3: Wasserstands-differenz am Gitterpunkt St. Petersburg zwischen Simulation ohne und Simulation mit selbständigen Gezeiten bei ansonsten identischen Bedingungen (Zeitraum wie in Tab. 1)

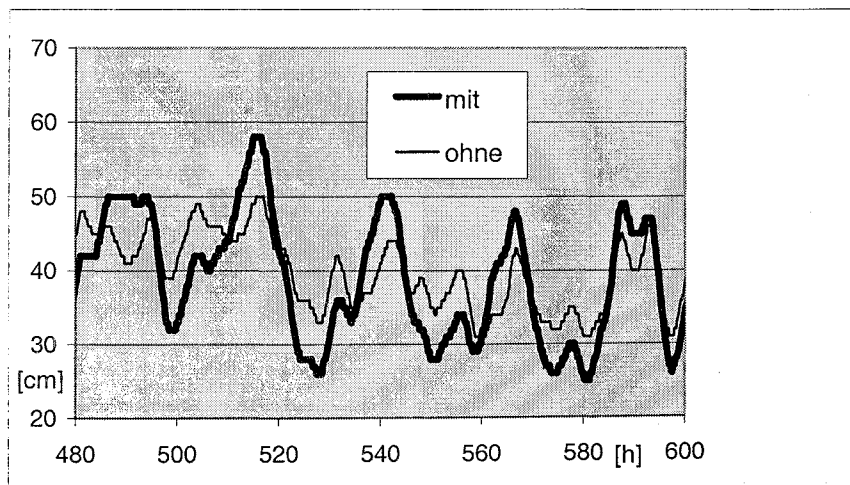


Abb. 4: Simulierter Wasserstand am Gitterpunkt St. Petersburg, beide Modellversionen (ohne und mit selbständigen Gezeiten, Zeitraum 07.08.2002, 0:00 UTC - 12.08.2002, 0:00 UTC)

Bisher werden die Gezeiten in Nord- und Ostseemodellen als Mitschwingungsgezeiten behandelt. Der direkte Einfluss der Gezeiten erzeugenden Kräfte auf das Meer wurde als vernachlässigbar bezeichnet. In der allgemeinen Bestrebung, die numerischen Modelle noch vollständiger im physikalischen Sinne zu machen, ist der zusätzliche Aufwand das momentane Gezeitenpotential zu berechnen, in Kauf zu nehmen.

3. Ausblick

Die Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen, insbesondere stehen noch detaillierte Gezeitenanalysen der Modellzeitreihen aus. Sollte sich der überraschend große Beitrag der selbständigen Gezeiten im Finnischen Meerbusen bestätigen, empfiehlt sich grundsätzlich deren Berücksichtigung in numerischen Modellen der Ostsee, wohl zumindest in Vorhersagemodellen.

Literatur

- BARTELS, J. und W. HORN: Gezeitenkräfte, in: Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, Landolt-Börnstein. Hrsg. Von J. Bartels, Bd. III Astronomie und Geophysik, 271 – 279, 1952.
- BÜLLESFELD, F.-J.: Ein Beitrag zur harmonischen Darstellung des gezeitenerzeugenden Potentials, Dt. Geod. Komm., Reihe C, 314, 103 pp., Bayer. Akad. Wiss., München, 1985.
- DEFANT, A.: Physical Oceanography, Vol. 2, 598pp, 1961.
- DICK, S., E. KLEINE, S. H. MÜLLER-NAVARRA, H. KLEIN, and H. KOMO: The operational circulation model of BSH (BSHcmod) – Model description and validation, Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, Nr. 29, 49 pp. Hamburg, 2001.
- FARRELL, W. E.: Earth tides, ocean tides and tidal loading, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 274, 253-259, 1973.
- KERUSS, M. and J. SENNIKOV: Determination of tides in Gulf of Riga and Baltic Sea. Proc. International Scientific Colloquium "Modelling of Material Processing", Riga, May 28 - 29, 1999.
- KRAUSS, W., and L. MAAGARD: Zum System der Eigenschwingungen der Ostsee, Kieler Meeresf., 18, 184-186, 1962.
- MAAGARD, L., and W. KRAUSS: Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee, Kieler Meeresf., 22, 155-162, 1966.
- WÜBBER, C., and W. KRAUSS: The two-dimensional seiches of the Baltic Sea, Oceanol. Acta 2, 435-446, 1979.
- WITTING, R.: Tidvattnen i Östersjön och Finska Viken, Fennia 29, No 2, 1- 84, 1911.

Anschrift des Autors: Dr. Sylvain H. Müller-Navarra, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Bernhard-Nocht-Str. 78, 20359 Hamburg

On the Pathways and Mixing of Salt-Water Plumes in the Arkona Sea

Hans Ullrich Lass, Volker Mohrholz and Torsten Seifert

Time series measurements of temperature, salinity and current at the sills of the Arkona Basin have been performed during the winter seasons 1998/99 and 1999/2000 together with ship based measurements of stratification and currents covering the whole Arkona Basin. The well mixed brackish surface water was separated from the stratified saline bottom water by a halocline at a mean depth of 30 m. The saline bottom water was contained in an up to 15 m thick pool filling the central part of the Arkona Basin.

The saline bottom water is flowing as gravity current from the sills into the Arkona Basin which is in a first order balanced by gravity and the Coriolis force whereas friction is smaller than the other two forces involved. This results in pathways of cyclonic downward spiral shape directed into the centre of the Arkona Basin where it contributes to the dense bottom water pool.

The pathway of the salt water plume passing the Drogden Sill stretches southward along the western rim of the Arkona Basin passes the gap between Mön Island and Kriegers Flak and continues along the eastern flank of the Darss Sill at depth levels well below the sill depth. The plume continues to flow around the south west corner of the basin along the southern rim of the Arkona Basin towards Kap Arkona. The pathway of the Drogden Sill plume branches at the Kriegers Flak into a filament surrounding Kriegers Flak anti-cyclonically and joins with the western filament in the south west corner of the basin.

The salt water passing the Darss Sill through the southerly gap flows onto a wedge shaped submarine terrace located in 25 m depth which stretches from the Darss Sill until Kap Arkona. Both plumes join near Kap Arkona at the end of the submarine terrace. The confluence of these plumes is associated with a strong mesoscale eddy activity. Well developed geostrophic eddies have been observed to shed from Kap Arkona into the interior of the Arkona Basin and to propagate through the basin.

The central salt water pool of the Arkona Basin discharges through the Bornholms Gatt into the Bornholm Basin. An upper bound of the discharge time of the salt water pool was estimated to be three month. During the storage time of a newly build salt water pool mixing of the salt water with the overlaying brackish surface water was observed.

1. Introduction

The Baltic Sea is a large semi-enclosed sea located with its entire drainage basin in the humid temperate zone of the northern hemisphere. The mean circulation of the Baltic is governed by a weak estuarine flow pattern driven by the fresh water surplus, which is mainly supplied by the discharge of the rivers around the basin, HELCOM (1986), JACOBSEN (1980), WYRTKI, K. (1954b). An intermittent inflow of high saline water from the Kattegat maintains the salinity balance. Shallow and narrow straits at the entrance limit the water exchange with the North Sea. The general stratification of the Baltic proper consists of brackish surface water separated by a permanent halocline in a depth of 60-70 m from a dense bottom water pool in the different basins. The salinity is decreasing from the entrance of the Baltic toward the Baltic Proper and the Bothnian Sea in both the brackish surface water in the range of 8-3 PSU and the dense bottom water pools in the range of 20-5 PSU.

The stratification of the Baltic Sea is maintained by several classes of processes: First, the salt water inflow from the Skagerrak throughout the shallow and narrow transition area and the final overflow over the shallow sills, second, by the consecutive horizontal spreading and transformation of the saline bottom water from one basin to the next, and third, by the weak vertical exchange between the saline bottom water and the brackish surface water through the permanent halocline. The ventilation of the bottom water occurs as lateral transport of inflowing high saline and oxygen rich water from the North Sea. Various mixing and transformation processes change the properties of the inflowing water and lower its salinity on the way from the Kattegat to the Baltic basins. In this process the density, mainly determined by the salinity, controls between which strata the inflowing water is sandwiched in the deep basins. The process of salt-water inflow from the Kattegat via the Danish straits into the Arkona Sea is well investigated, KÄNDLER (1951), WYRTKI (1954a),

DICKSON (1973), BÖRNGEN et al. (1990), MATTHÄUS AND FRANCK (1992). The water exchange with the North Sea is governed by processes with two separate time scales. The exchange associated with the estuarine circulation is dominating on time scales longer than a few months. The outflow of the brackish surface water is driven by a small barotropic pressure gradient whereas the inflow of the saline bottom water is driven by the permanent baroclinic pressure gradient established by the salinity difference between the surface waters of the Kattegat and the Arkona Sea. The water exchange on time scales shorter than a month is predominantly barotropic and driven by the large sea level differences between the Kattegat and the Baltic Sea (e. g., HELA, 1944). This sea level differences are established by the piling up of the water at the coasts of the North Sea and the Baltic Sea under the action of the wind (LISITZIN, 1974). According to the seasonal cycle of the wind field barotropic inflow events are particularly pronounced in winter and early spring, MATTHÄUS AND FRANCK (1992).

Barotropically driven inflow into the Baltic Sea advects thick layers of saline Kattegat waters through the Danish straits towards the Arkona Sea, WATTENBERG (1941). A barotropic inflow event transporting a sufficient amount of Kattegat waters into the Baltic Sea which finally arrives in the Gotland basin is called a 'Major Inflow', see for example WYRTKI (1954a), MATTHÄUS AND FRANCK (1992). These events are important for maintaining the haline stratification and the ecological regime in the entire Baltic Sea.

The Kattegat waters are subject to a variety of mesoscale circulation processes while moving through the straits of the transition area, see FENNEL et al. (1987), SCHMIDT et al. (1998). These processes mix the inflowing Kattegat waters with the brackish surface waters of the Baltic Sea, resulting in a reduced salinity of the inflowing water at the sills. The inflowing water reaches the Drogden Sill faster and with a higher salinity than the Darss Sill according to MATTSSON (1996), FISCHER AND MATTHÄUS (1996), JAKOBSEN AND LINTRUP (1996). This is due to the shorter length and the smoother topography of the Öresund compared with the channel consisting of the Great Belt, the Fehmarn Belt and the Mecklenburg Bight.

This saline Kattegat water continues to flow as gravity-forced dense bottom water into the Arkona Basin after spilling intermittently over the Drogden Sill and the Darss Sill. The plume of the dense bottom water does not flow as a coherent band cascading from basin to basin, but is stored in more or less independent pools at the bottom of the Arkona Basin and subsequently in the Bornholm Basin and the Gotland Basin, KRAUSS AND BRÜGGE (1991), LILJEBLADH AND STIGEBRANDT (1996).

The kinematics and dynamics of dense bottom currents have been studied in the laboratory and in several sill regions of the world ocean as for example in the overflow area between the Greenland Sea and the North Atlantic, the Strait of Gibraltar etc. A review of the properties of gravity currents is given by GRIFFITH (1986). From these studies it is known that gravity, the Coriolis force, bottom friction, and the peculiarities of the bottom topography in the sill area are important for the pathways of the dense bottom water plume. However, while in most sill areas of the ocean the plume consist of a continuously pattern from the sill along its pathway over huge distances, the dense bottom water plume in the Baltic Sea consist often of separated plumes due to the intermittency of the overflow on the sills as well as the topographic distance between both sills. The dynamics of these separated plumes of saline bottom water in the Arkona Basin is similar to the dynamics of gravity currents, LASS AND MOHRHOLZ. (2002). The main mixing process of these plumes with the ambient water is the differential advection, see VAN AKEN (1986), at the moving head of the plume.

The pathways of salt-water spreading from the sills into the Baltic proper are not well known in detail yet. This paper deals with the transformation of inflowing water along its pathway trough the Arkona Sea, the westernmost basin of the Baltic proper.

The Arkona Basin has a size of nearly 40 by 60 nautical miles with a maximum depth of 45 m, Fig. 1. It is connected with the Kattegat through the Great Belt and the Belt Sea in the west and through the Öresund in the northwest. The connections are rather narrow and shallow with sill depths of only 18 m at the Darss Sill and 8 m at the Drogden Sill, respectively.

In the east the Rønne Bank separates the bottom layer of the Arkona Basin from the Bornholm Basin and depicts the eastern boundary. The Bornholms Gatt in the northeast connects the Arkona Basin and the Bornholm Basin as a channel without a pronounced sill, where the dense bottom

water can leave the Arkona Sea towards the central Baltic. Kriegers Flak, a sea mount in the western part of the Arkona Basin, is another important topographic feature. The water of the Arkona Sea consists of brackish surface water with a salinity of about 8 overlaying dense saline bottom water of a salinity of 15 - 20. The depth of the halocline varies between 20 and 35 m depending on the amount of recent inflow of water from the Kattegat.

2. Materials and Methods

During the winter seasons 1998/99 and 1999/2000 time series at key positions in the Arkona Basin as well as synoptic basin wide measurements of temperature, salinity and current patterns were carried out in order to cover inflow events of saline Kattegat water and to reveal the pattern of salt water plumes in the Arkona Basin. The online time series measurements at the Darss Sill and the Drogden Sill were used to monitor the inflow events at the sills and to trigger research cruises in order to collect data suitable to reconstruct the pattern of saline bottom water during or at least after an inflow event. The constraints with respect to the access to ship time allowed performing four cruises with R/V PROF. A. PENCK in the Arkona Basin. The dates of begin and end of each cruise are given in Tab. 1. It turned out that weak inflow events occurred in advance of the cruises 40/99/21 and 40/00/01 only.

Tab. 1. Cruises of R/V PROF. A. PENCK during which hydrographic and current data were acquired in the Arkona Basin

Cruise Number	Start	End
40/98/24	24 November 1998	03 December 1998
40/99/04	15 February 1999	19 February 1999
40/99/21	01 November 1999	14 November 1999
40/00/01	03 February 2000	06 February 2000

2.1 Time series

Seacat SBE16 measurements at four levels and current measurements with a bottom mounted 600 kHz RDI Broad Band ADCP were performed at the station Darss Sill together with surface meteorological measurements. TS measurements at four depths were also made at the Drogden Sill by Danish authorities. The access to TS measurements on both the Drogden Sill and the Darss Sill was online. This allowed a continuous monitoring of the actual state of salt-water inflow over the sills into the Arkona Basin.

The ADCP was configured to perform 300 contiguous pings every hour. The 300 profiles were vector averaged and stored in geographic coordinates for 1 m depth bins. The depth bins affected by the side lobes of the instrument were removed from the measurements.

The sampling time of the SBE16 TS recorder was 10 minutes. Their data were checked by CTD profiles during the routine maintenance intervals of the instrument carrier at the Darss Sill.

2.2 Synoptic basin wide measurements

Attempts were made within the logistic constraints to trigger field campaigns of synoptic hydrographical and current measurements in the Arkona Basin by the online observations of salt water inflow events on the Darss Sill and the Drogden Sill in order to study the pathways of the dense bottom water. This resulted in basin wide snapshots of the hydrographic conditions taken during the cruises with R/V PROF. A. PENCK according to Tab. 1. During these cruises only weak inflow events happened.

Current was measured by a vessel mounted 300 kHz ADCP of RDI interfaced with the gyro compass of the ship. The ADCP was configured to measure in the bottom track mode. For current measurements an ADCP-bin size of 2 meter was chosen. The blank after transmit value was set to 2 meter. Currents were recorded in earth co-ordinates and vector averaged over 2 minutes. The comparison of current profiles measured on station and while the ship was sailing revealed that current profiles measured on sailing were disturbed in the upper 10 m of the water column. The thickness

of the bottom layer disturbed by side lobe effects of the ADCP was 14 % of the depth. Hence, currents of thin salt water plumes could rarely be measured with the VMADCP.

Temperature and salinity profiles were measured using as well a lowered as a towed SeaBird 9/11 CTD. The accuracy of pressure, temperature and salinity was better than 1 dbar, 0.01 K, and 0.01 PSU, respectively. A grid of hydrographical stations at transects depicted in Fig. 1 covered the Arkona Basin, with distances of 2-3 nm between the stations. Additionally the surface salinity and temperature were measured by a SBE 21 thermosalinometer continuously. Standard meteorological parameters were measured by an automatic ship weather station (ABWst V 2.4) implemented and serviced by the German Weather Service (DWD).

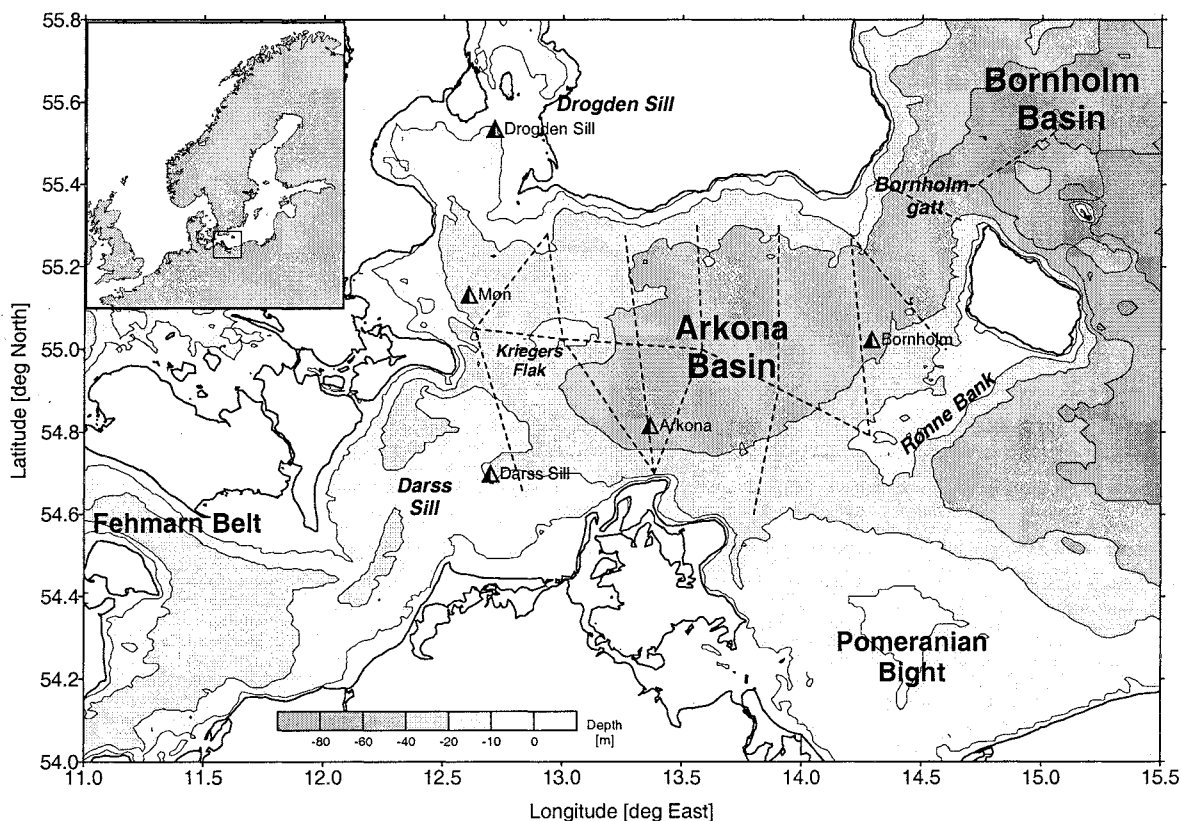


Fig. 1: Topography of the Arkona Basin and positions of the time series measurements of current, temperature and salinity marked by triangles. At Droghden Sill no current measurements were available. The dotted lines mark the hydrographic sections

3. Results

3.1 Observed salinity distribution in the Arkona Basin

From the time series measurements at the Darss Sill it follows that an inflow of saline bottom water occurred in late October until mid of November 1998. The dense bottom water passing the Darss Sill had a maximum salinity of about 17 PSU and a temperature of about 10°C. Subsequently an outflow of brackish surface water followed until early December. During this time the surface water cooled down to about 6°C. Hence, the hydrographical cruise end of November 1998 could cover the distribution of saline water which was flown into the Arkona Basin roughly three weeks in advance of the cruise. The TS-diagram of all profiles taken during the cruise is shown in Fig. 2. The water mass of the dense bottom water pool is characterised by a salinity of 21 PSU with a temperature of 9.5°C, which is obviously a mix of dense bottom water flown over the Droghden Sill and the Darss Sill into the Arkona Sea early November 1998. After the inflow the bottom water obviously mixed with the slowly cooling surface water resulting in a TS-diagram bending toward the surface water mass of about 5°C observed during the cruise in early December 1998.

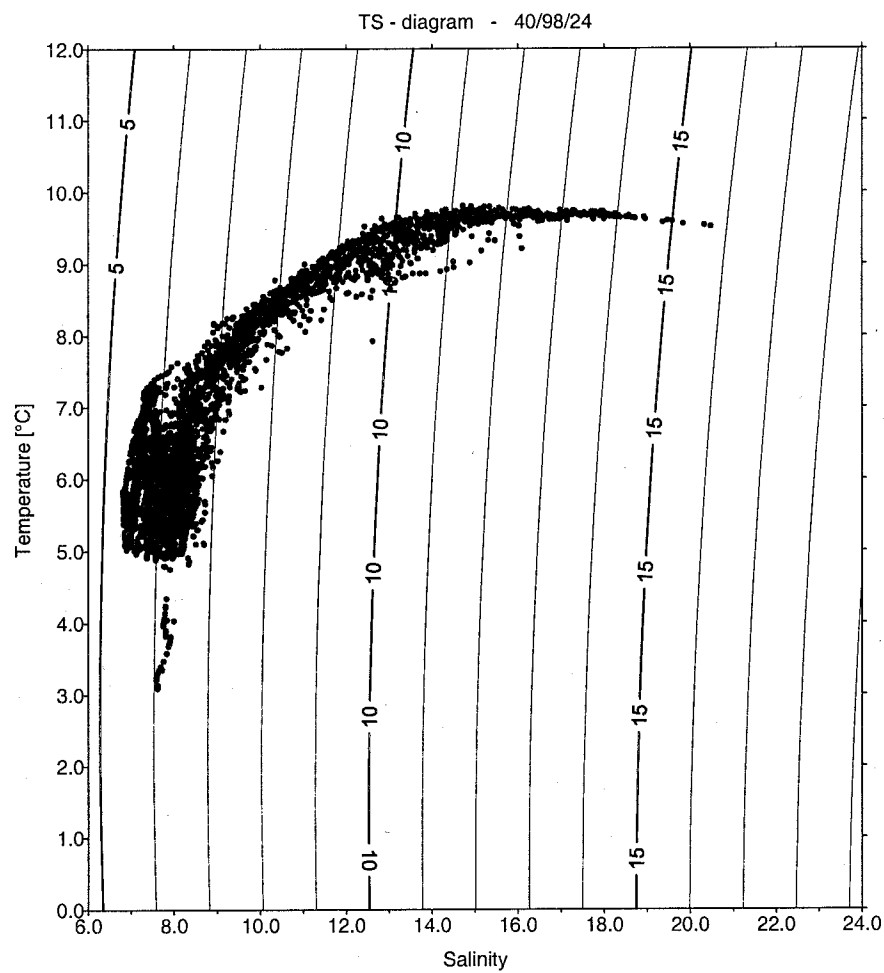


Fig. 2.: TS-diagram of all stations during the cruise 40/98/24 from 24 November to 3 December 1998.

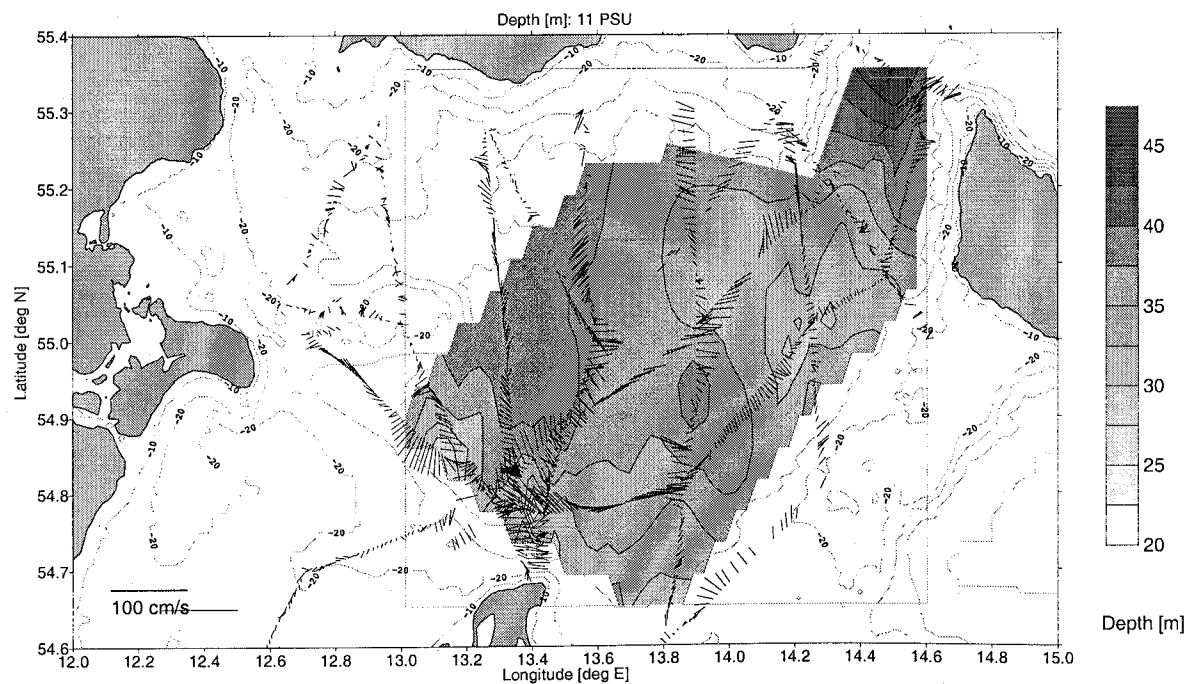


Fig. 3: Depths distribution of the 11 PSU salinity surface during the cruise 40/98/24 from 24 November to 3 December 1998

The surface of the dense bottom water pool, characterised by the 11 PSU isohaline, is about 40 m deep in the northern part of the Arkona Basin and bends up to about 30 m depth at the southern rim of the basin, Fig. 3. Weak mesoscale eddies are predominantly present north of Rügen island. The bottom water of the pool is flowing out through the Bornholms Gatt as a weak geostrophically adjusted bottom current from the Arkona Basin toward the Bornholm Basin, see Fig. 4.

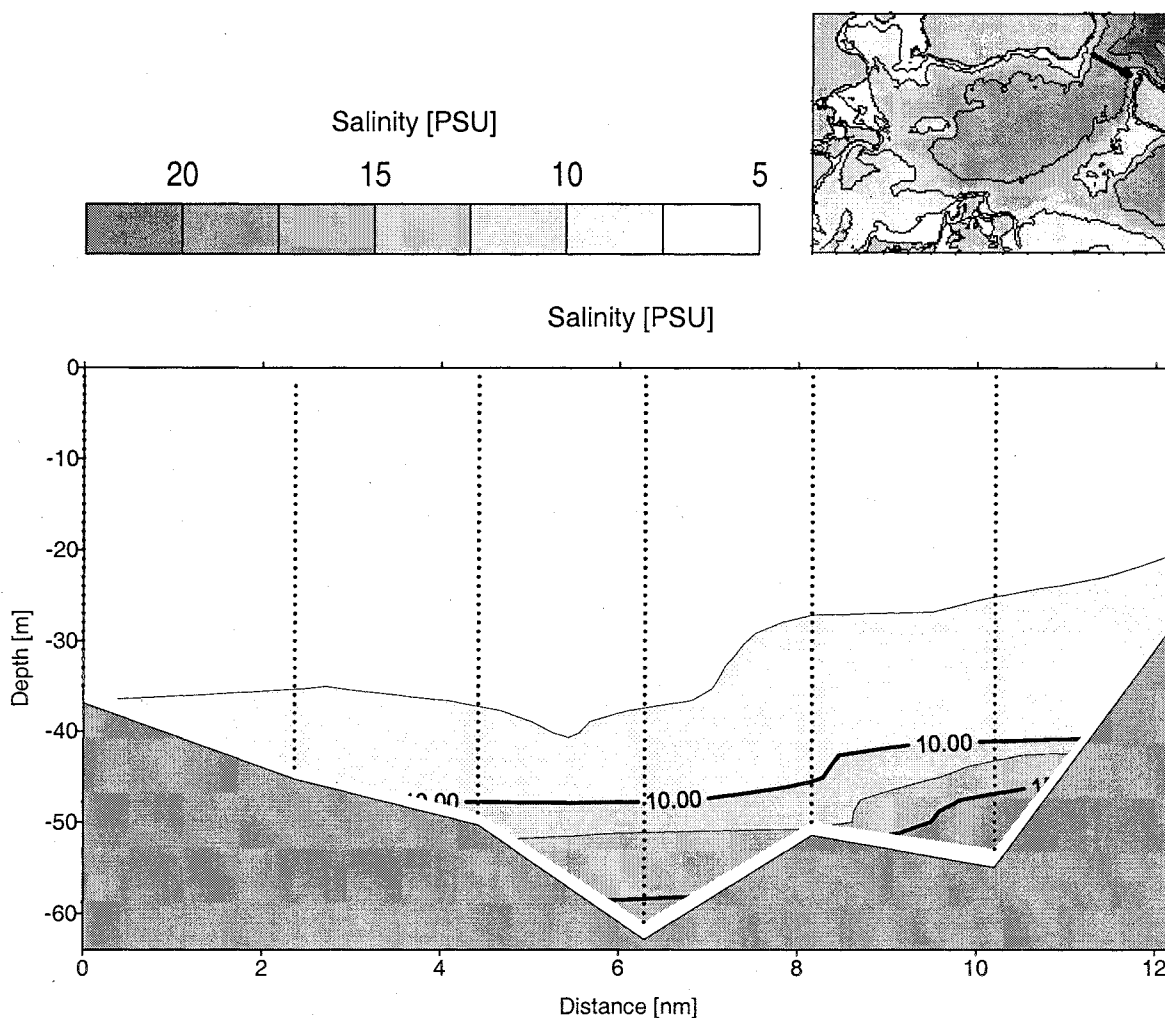


Fig. 4: Cross section of salinity through the Bornholms Gatt during the cruise 40/98/24 from 24 November to 3 December 1998

A weak inflow event occurred during 4 to 12 February 1999. During the cruise 40/99/04 no active inflow was observed. The pool of the dense bottom water consisted of a few water masses differing in temperature; see Fig. 5, indicating that they are remainders of inflow events which occurred in December 1998, January 1999 and February 1999 before the cruise 40/99/04 started. No traces of the saline bottom water entering the Arkona Basin during the inflow event of October–November 1998 was found anymore about three months later in February 1999. These three months are an upper bound of the flushing time of the bottom water in the Arkona basin. The halocline was observed in about 35 m depth during the cruise 40/99/04, Fig. 6, indicating that most of the recently entered dense bottom water was flown into the Bornholm Basin already.

The hydrographical cruises in November 1999 and in early February 2000 were well positioned to study the pathway of inflowing saline bottom water plumes, see Fig. 7. The continuous observations at the sills revealed an inflow event that occurred in the first half of October 1999 which transported saline water with more than 20 PSU over the Drogden Sill and more than 17 PSU with a temperature of about 13°C over the Darss Sill. This inflow over the Darss Sill was delayed and

weaker compared with the inflow over the Drogden Sill. The inflow activity ceased down for about 10 days until saline water of more than 20 PSU with a temperature of slightly more than 10°C spilled again over the sills from end of October until the first days of November 1999. It is interesting to note that this inflow occurred earlier over the Darss Sill than the corresponding inflow over the Drogden Sill. Obviously, the saline water west of the Darss Sill retreated only a small distance toward west during the intermediate outflow. Thereby the saline water was in an initial position enabling it to reach the Darss Sill in a short time after the start of the following inflow event.

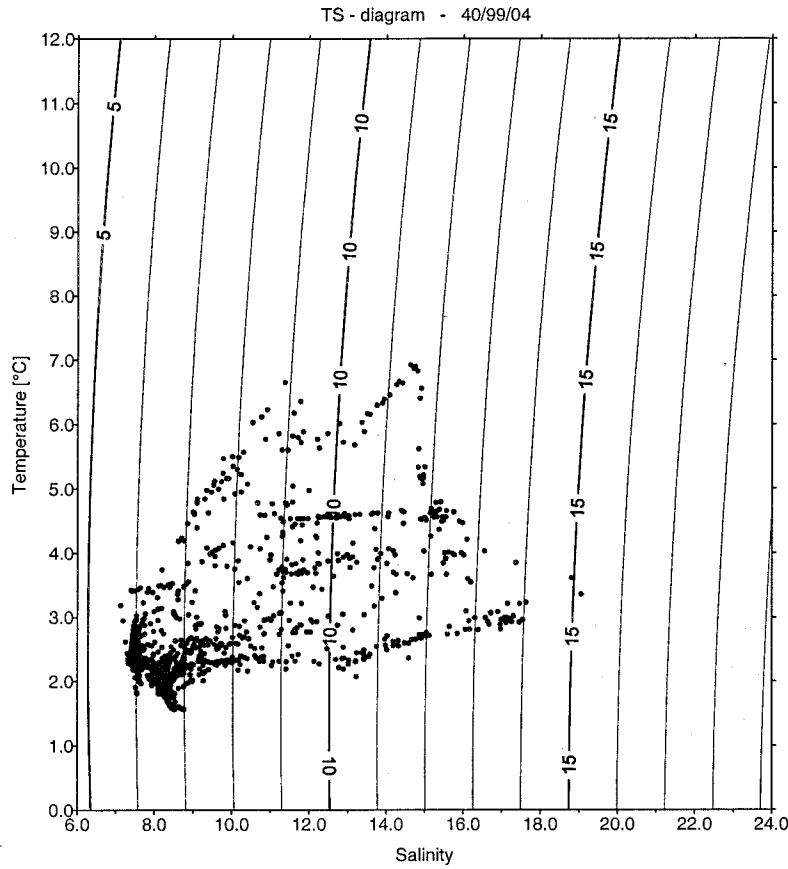


Fig. 5: TS-diagram of all stations during the cruise 40/99/04 from 15 to 19 February 1999

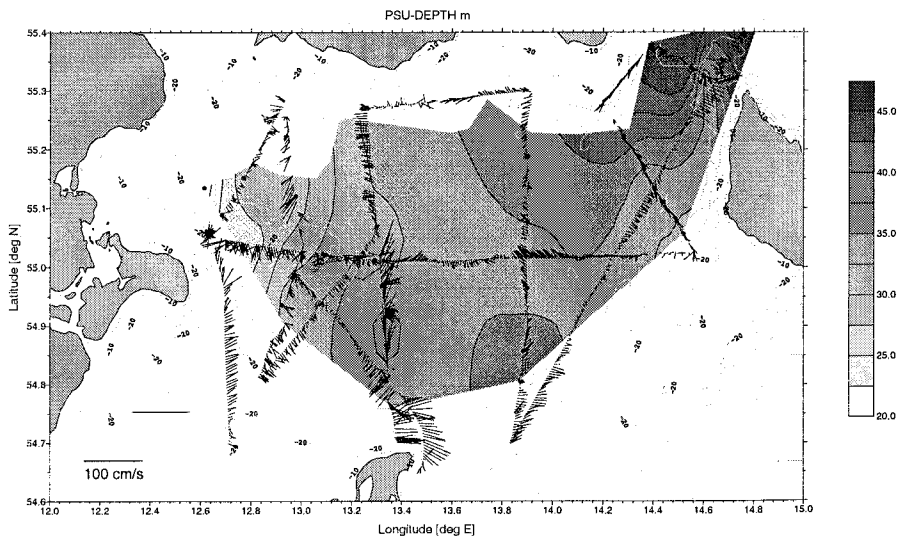


Fig. 6: Depths distribution of the 11 PSU salinity surface during the cruise 40/99/04 from 15 to 19 February 1999.

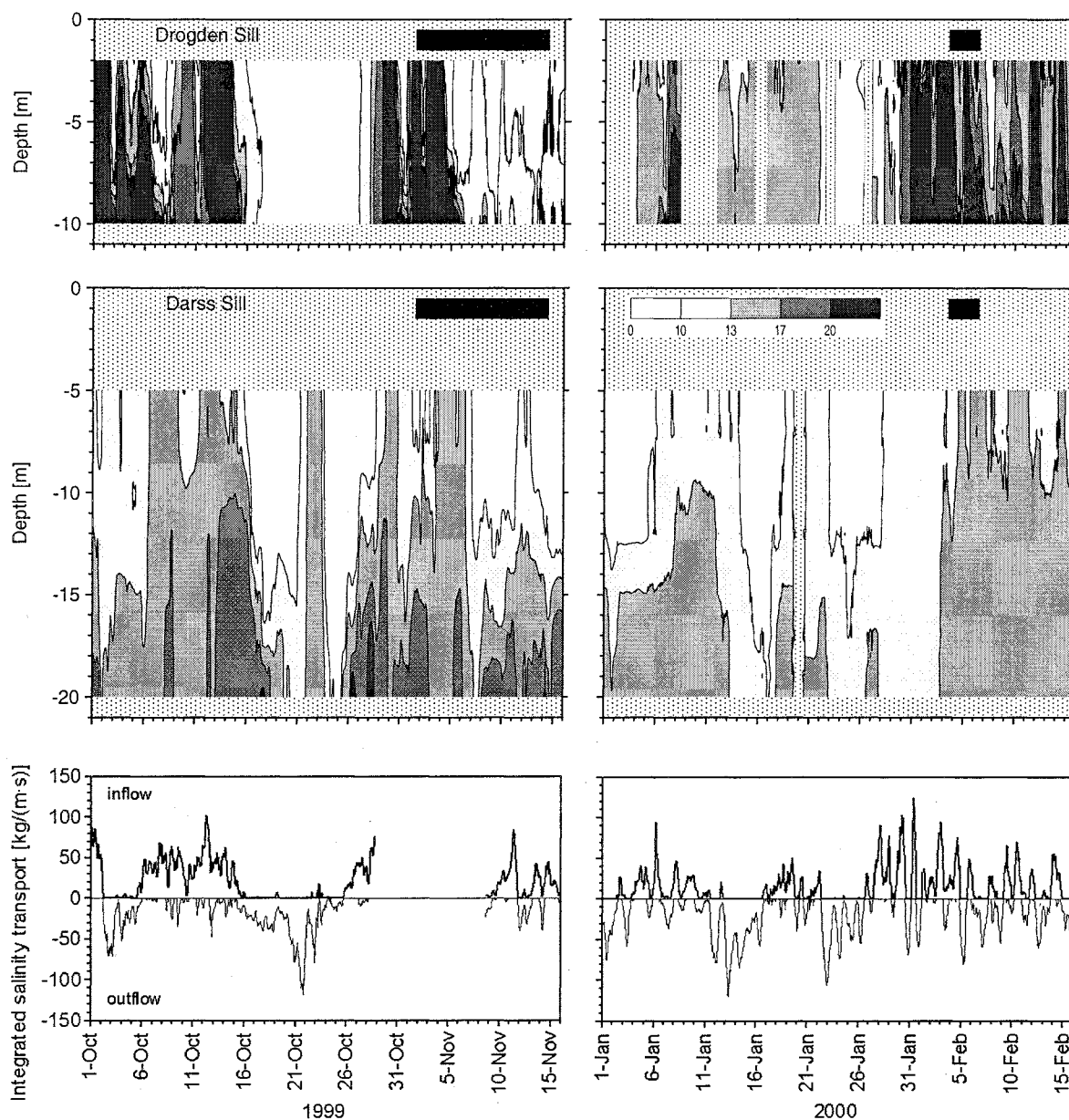


Fig. 7: Time series measurements of salinity at the Drogden Sill (upper panel) and at the Darss Sill (middle panel). Vertical integrated salt transport due to inflowing and outflowing current at the Darss Sill (lower panel). The bars mark the time ranges of hydrographic cruises.

The TS-diagram of all stations covered during the cruise in the first half of November 1999, shown in Fig. 8, indicates bottom water originating from the inflow event occurring end of October which was mixed with bottom water entering the Arkona Basin about three weeks earlier. The surface water of the Arkona Basin was cooled to a minimum temperature of 8°C during the cruise.

The Arkona Basin was covered three times with CTD observations. This enabled the observation of the spreading of saline bottom water which recently entered the basin. The depth distribution of the 11 PSU surface during the three legs, shown in Fig. 9, reveals that the saline water entering over the Drogden Sill is flowing southward along the western rim of the Arkona Basin and conflues with the water flowing over the Darss Sill. The joint salt water plume continues to flow cyclonically from the south western corner of the Arkona Basin along the southern rim of the basin towards about 14°E longitude in the eastern part of the basin where the deepest part of the old salt

water pool is located. A cyclonic eddy was obviously shed northward off Arkona into the centre of the basin. This eddy was already geostrophically adjusted. The injection of a second eddy from Arkona just started during the first leg.

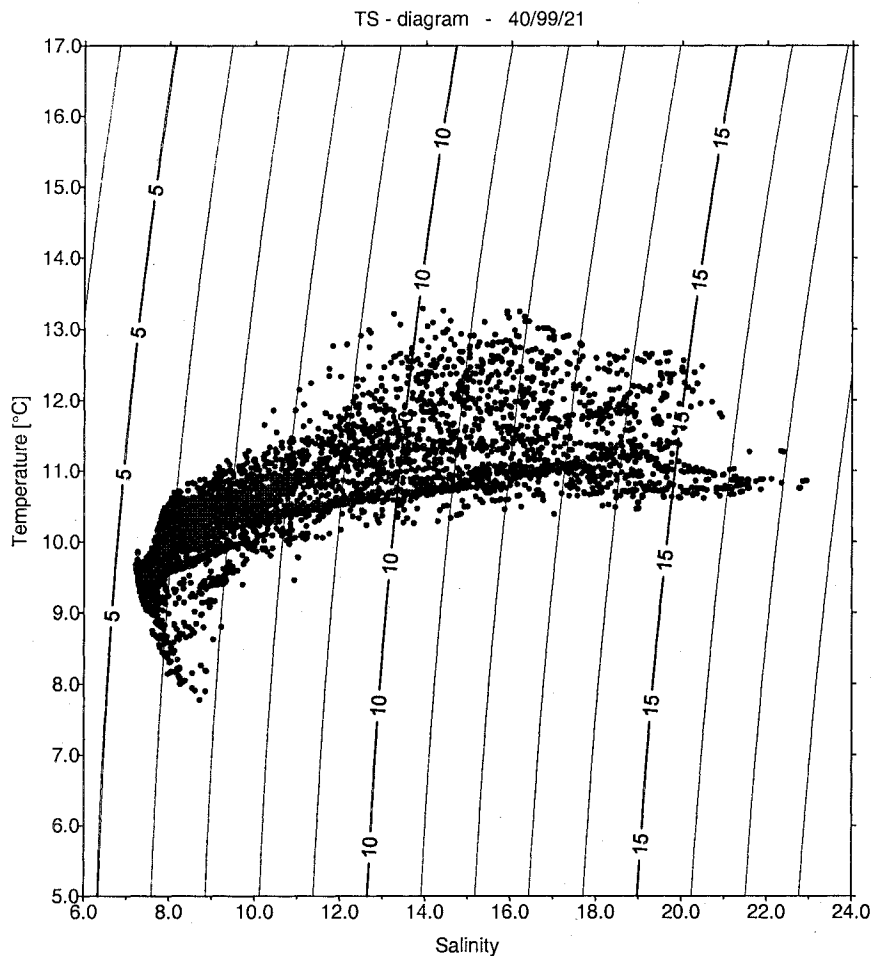


Fig. 8: TS-diagram of all stations during the cruise 40/99/21 from 1 to 14 November 1999.

The second leg was performed one week later. The distribution of the depth of the 11PSU surface, Fig. 9, indicates that the inflow over the Drogden Sill relaxed but that over the Darss Sill was still going on. The bottom water advanced toward the Bornholm Gatt and filled the old bottom water pool in the north eastern part of the basin. The eddy in the central Arkona Basin moved slightly northward and a second eddy appeared in the north eastern part of the basin. The eddy activity at Arkona associated with strong current patterns intensified during the second leg.

The third leg was performed with a towed CTD about three days after the second leg. The general distribution of the 11 PSU layer, Fig. 9, did not change very much compared to the second leg. The eddies however were well exposed during this leg. Two geostrophically adjusted cyclonic eddies were found at the northern rim of the basin. The eddy observed off Arkona during the second leg was displaced toward the Darss Sill.

Details of the spreading dense bottom water plumes in the western part of the Arkona Basin after entering across the sills can better be depicted by suitable located vertical sections of salinity. The sections crossing Kriegers Flak in north-south as well as west-east direction, see Fig. 10, reveal that the dense bottom current south of the Drogden Sill splits into a branch, flowing southward along the western rim of the Arkona Basin toward the Darss Sill. However, this branch seems not to confluence with the salt water plume crossing the Darss Sill since the latter discharges on a terrace built by the topography in about 25 m depth, Fig. 11. A second branch of dense bottom water is flowing from Drogden Sill clockwise around Kriegers Flak filling the deep parts of the south western corner of the Arkona Basin, Fig. 11.

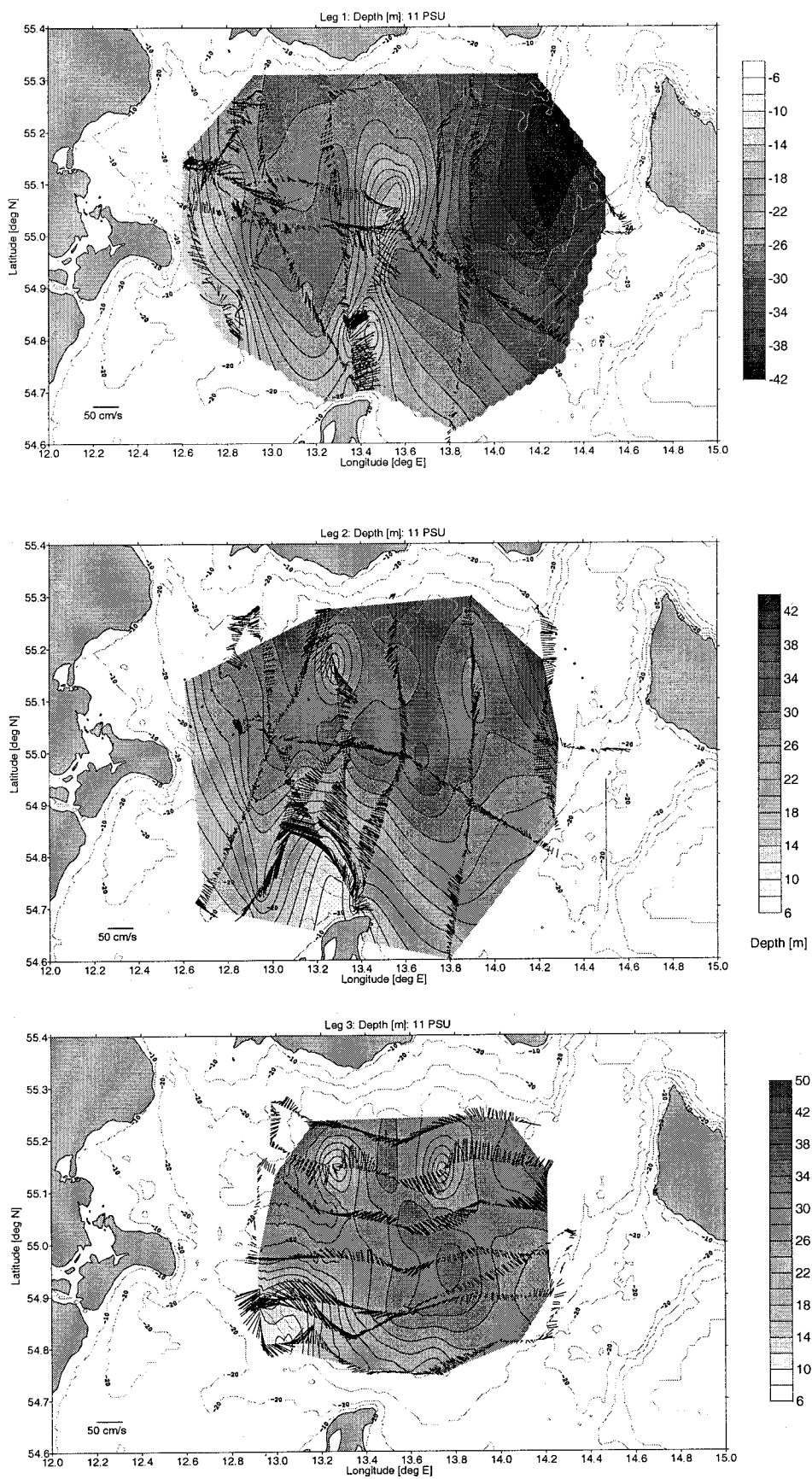


Fig. 9: Depths distribution of the 11 PSU salinity surface during the three legs of the cruise 40/99/21 from 1 to 14 November 1999.

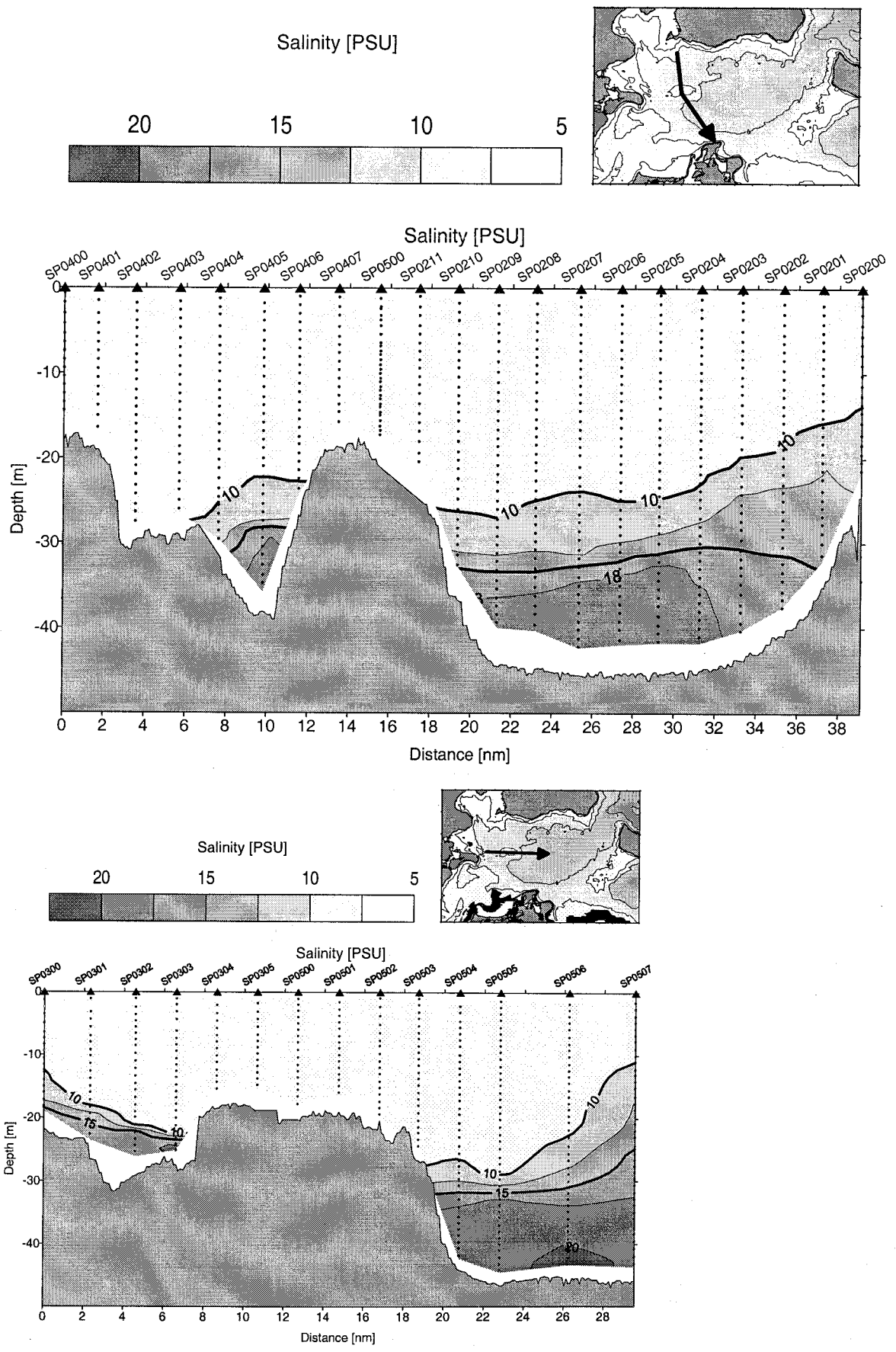


Fig. 10: Cross sections of salinity passing Kriegers Flak during the cruise 40/99/21 from 1 to 14 November 1999

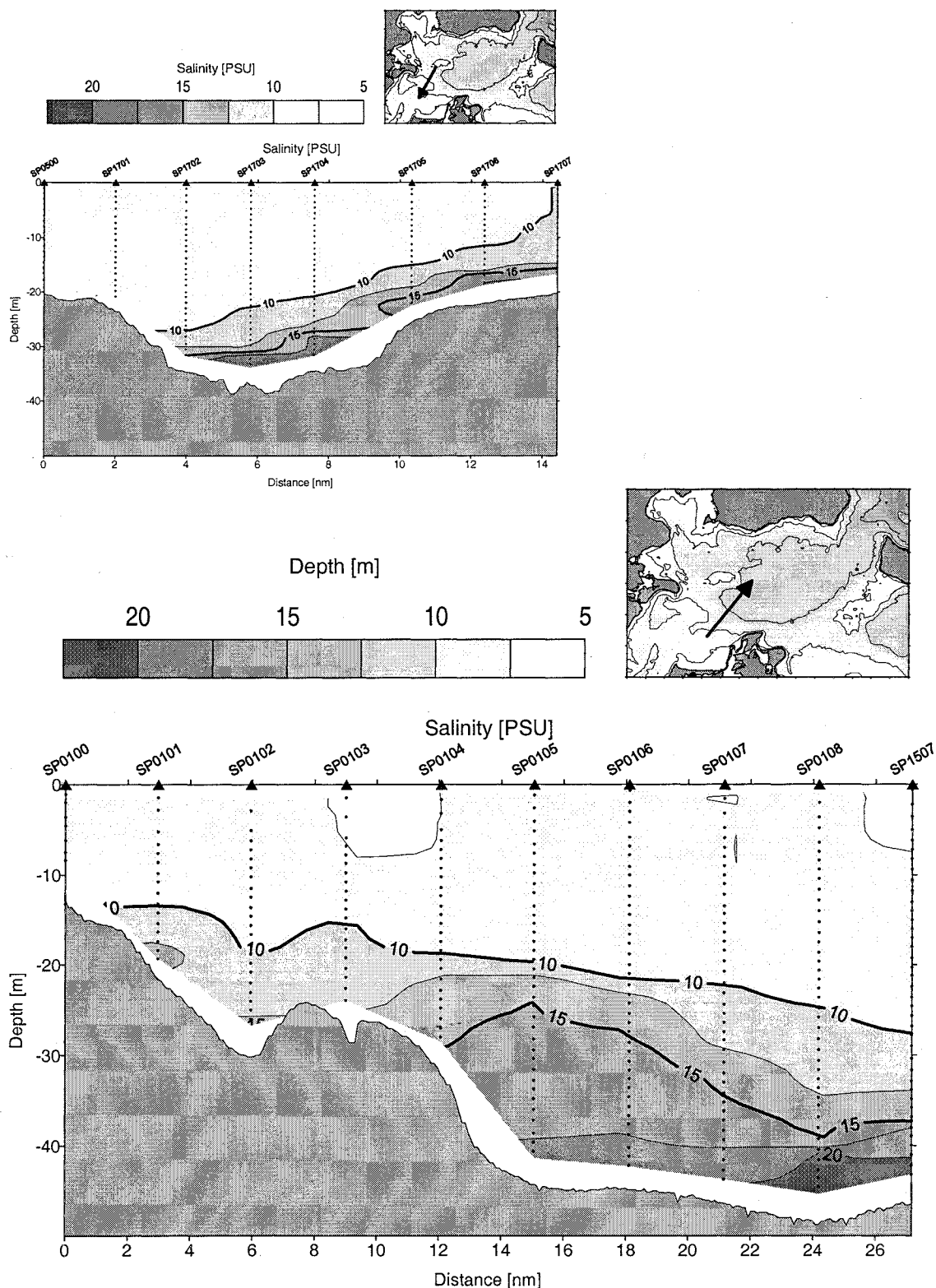


Fig. 11: Cross sections of salinity from Kriegers Flak to the Darss Sill during the cruise 40/99/21 from 1 to 14 November 1999.

Between the cruises 40/99/21 and 40/00/01 several inflow events occurred. In December 1999 salt water of about 17 PSU passed the Darss Sill with a temperature of about 5°C. A second inflow event occurred at the beginning of January carrying water of about 15 PSU and 3°C over the Darss Sill. A third inflow of saline water started at the end of January 2000. The overflow over the Darss Sill was delayed and weaker compared with those over the Drogden Sill during these events.

The TS-diagram obtained from the CTD measurements taken during the cruise 40/00/01 covering the western Arkona Basin, Fig. 12, reveals two bottom water masses. The warmer and less saline one which entered the basin in December 1999 and a colder somewhat more saline bottom water passing the sills in January 2000. No trace of bottom water was found at least in the western Arkona Basin in February 2000 from the inflow event which started end of October 1999. The two bottom waters were mixed with the brackish surface water and with each other. The horizontal distribution of the 11 PSU salinity surface, shown in Fig. 13, again revealed a cyclonic spreading of the dense bottom water plume from the sills along the rim of the basin. The vertical sections of salinity near the Darss Sill, Fig. 14, reveal that the saline bottom water passes the Darss Sill geostrophically adjusted and spreads eastward on the wedge shaped submarine terrace from the Darss Sill toward Arkona. The plume of the bottom water from the Drogden Sill branches out at Kriegers Flak in a filament spreading southward between Moen Island and Kriegers Flak and a filament surrounding clockwise Kriegers Flak, Fig. 15. The clockwise branch was observed at the northern flank of the Kriegers Flak only at this time.

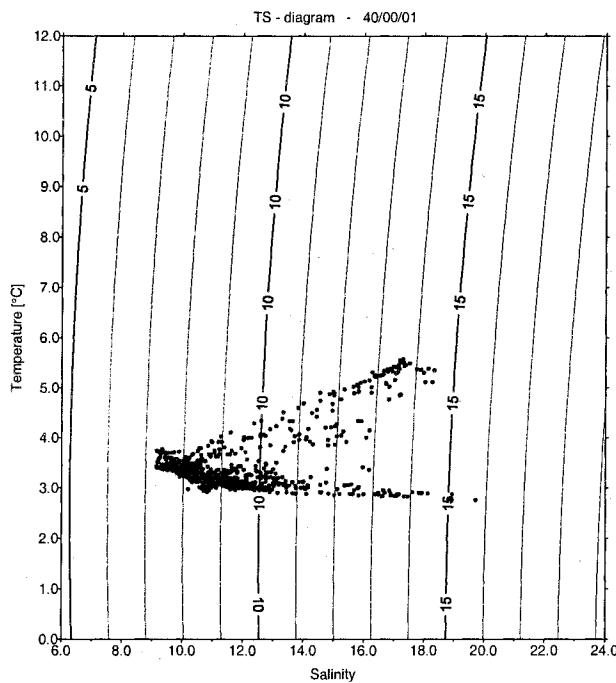


Fig. 12: TS-diagram of all stations during the cruise 40/00/01 from 3 to 6 February 2000.

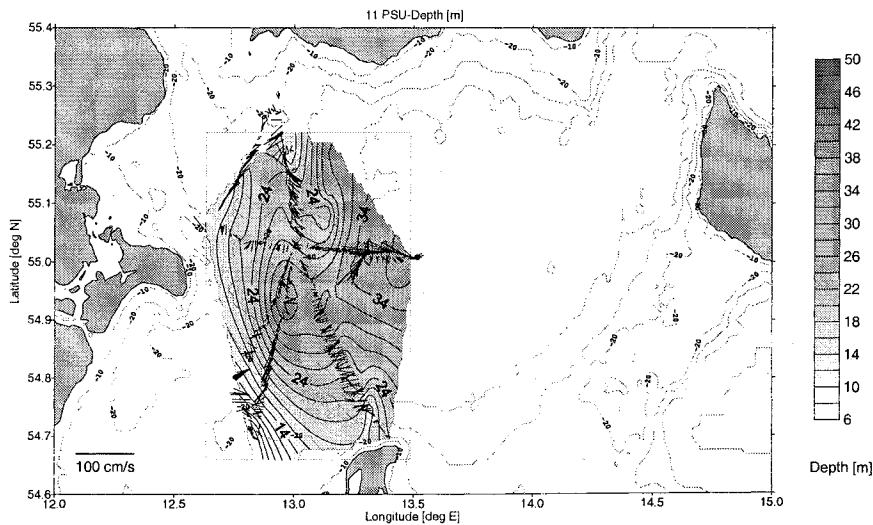


Fig. 13: Depths distribution of the 11 PSU salinity surface during the cruise 40/00/01 from 3 to 6 February 2000.

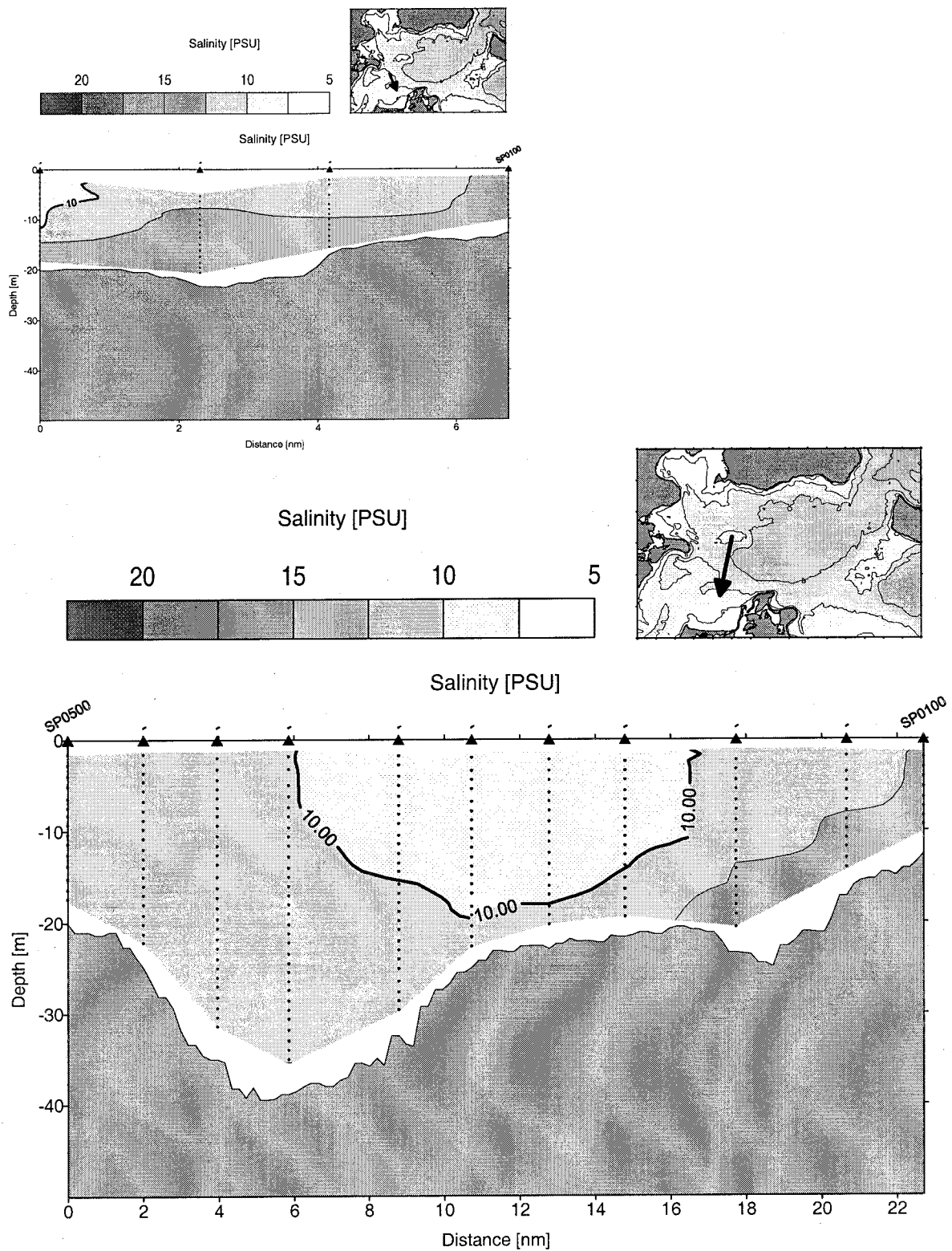


Fig. 14: Cross section of salinity over the west to east aligned trench on the southern part of the Darss Sill (upper panel) and cross section of salinity between Kriegers Flak and the southern rim of the Darss Sill during the cruise 40/00/01 from 3 to 6 February 2000.

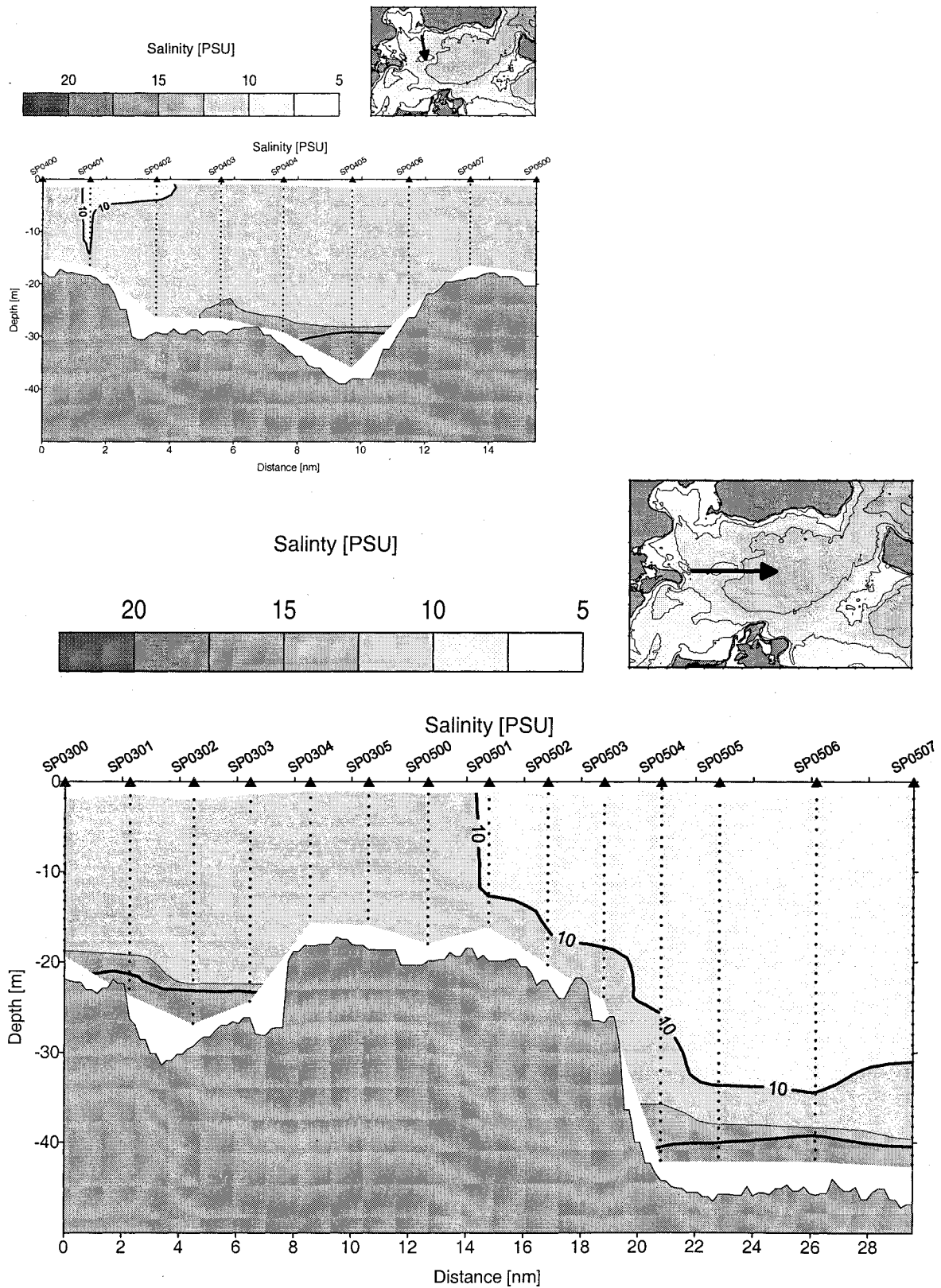


Fig. 15: Cross section of salinity from Drogden Sill toward Kriegers Flak (upper panel) and from Moen over the Kriegers Flak during the cruise 40/00/01 from 3 to 6 February 2000

4. Discussion

Continuous time series observations of salinity at both the Darss Sill and the Drogden Sill have been used to monitor the salt water inflow into the Arkona Basin during the winter seasons 1998-1999 and 1999-2000. Based on these observations field measurements were performed to study the pathways of the salt water plumes propagating from the sills into the Arkona Basin. These measurements comprised CTD profiles and current profiles measured by vessel mounted ADCP on a grid covering the whole Arkona Basin.

The propagation of the salt water in the Arkona Basin is governed by gravity, the Coriolis force and weak friction. This results in pathways of the salt water plumes encircling the Arkona Basin cyclonically along its rim and which are slowly deepening with increasing distance from the sill. As a result of this mechanism the pathway is strongly affected by topography. The pathway of the salt water plume passing the Drogden Sill stretches southward along the western rim of the Arkona Basin passes the gap between Mön Island and the Kriegers Flak and continues along the eastern flank of the Darss Sill at depth levels well below the sill depth. The plume continues to flow around the south west corner of the basin along the southern rim of the Arkona Basin towards Kap Arkona. The pathway of the Drogden Sill plume branches at the Kriegers Flak into a filament surrounding Kriegers Flak anti-cyclonically and joins with the western filament in the south west corner of the basin.

The salt water passing the Darss Sill through the southerly gap flows onto a wedge shaped submarine terrace located in 25 m depth which stretches from the Darss Sill until Kap Arkona. That means that the Darss Sill plume flows atop of the Drogden Sill plume along this range. Both plumes are constituents of the coastal jet regime which is frequently observed off the northern coasts of Hiddensee and Rügen, LASS AND TALPSEPP (1993). However, both plumes join near Kap Arkona since the submarine terrace ends there. The confluence of these plumes is associated with a strong mesoscale eddy activity near this location. Well developed geostrophic eddies have been observed to shed from Kap Arkona into the interior of the Arkona Basin and to propagate through the basin.

The pathway of the joint salt water plume east of Kap Arkona could not be evaluated in detail. However, indications have been found that at least a part of the plume propagates north-eastwards along the southern rim of the Arkona Basin. On the other hand, eastward of Kap Arkona a well developed salt water pool was observed most of the time in the centre of the basin; see also LILJEBLADH AND STIGEBRANDT (1996). This indicates that at least east of this cape the salt water plume feeds the central pool. The details of the location where the plume feeds the salt water pool may depend on the intensity and the duration of the salt water inflow over the sills.

The central salt water pool of the Arkona Basin discharges through the Bornholms Gatt into the Bornholm Basin. An upper bound of the discharge time of the salt water pool was estimated to be three months. During the storage time of a newly build salt water pool mixing of the salt water with the overlying brackish surface water was observed. However, details of the mixing mechanism could not be evaluated. Possible candidates are diapycnic mixing through the halocline, entrainment and upwelling of saline bottom water near the coast by Ekman offshore transport.

5. Acknowledgement

This work was supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft under the Grant LA 1137/2-1. Temperature and salinity measured at the Drogden Sill were kindly provided by Johan Mattsson from the Royal Danish Administration of Navigation and Hydrography. Günter Plüschke carefully prepared the moorings and Dietmar Rüb the instruments at the moorings. We are grateful to the captain, his officers, and his crew of the research vessels Prof. Albrecht Peck and Alexander v. Humboldt for deploying and recovering the moorings and the marker buoys even under non-convenient weather conditions.

References

- AKEN VAN, H. M., 1986. The onset of stratification in shelf seas due to differential advection in the presence of a salinity gradient. *Cont. Shelf Res.* Vol. 5, 475 – 485
- BÖRNGEN, M., HUPFER, P., OLBERG, M., 1990 Occurrence and absence of strong salt influxes into the Baltic Sea. *Beitr. Meereskd.* No. 61 (1990), 11 - 19.
- DICKSON, R. R., 1973. The prediction of major Baltic inflows. *Dtsch. Hydrogr. Z.* 26 (1973), 97 - 105.
- FENNEL, W., M. STURM, R. HELM, 1987, Response Patterns of the Western Baltic. *Beitr. Meereskd.* 57 (1987), 3 – 10
- FISCHER, H. AND W. MATTHÄUS, 1996, The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. *Journ. Mar. Syst.* 9 (1996), 137 – 157
- GRIFFITH, R. W., 1986: Gravity currents in rotating systems. *Annu. Rev. Fluid Mech.* Vol 18, 59-89
- HELA, I., 1944: Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee. *Merentutk. Julk.* Nr. 44/45.
- HELCOM, 1986, Water balance of the Baltic Sea. - *Baltic Sea. Environm. Proc.* 16 (1986), 174 pp.
- JACOBSEN, T. S., 1980: Sea water exchange of the Baltic measurements and methods. *The Belt Project, Nat. Agency Environ. Prot., Copenhagen*, 106 pp.
- JAKOBSEN, FL. AND M. J. LINTRUP, 1996: The Exchange of Water and Salt across the Drogden Sill in Oeresund September 1993 - November 1994. *Nordic Hydrology* 27(1996), 351 – 368
- KÄNDLER, R. 1951, Der Einfluss der Wetterlage auf die Salzgehaltsschichtung im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. *Dt. Hydrogr. Z.* 4 (1951), 150 -160.
- KRAUSS, W. AND B. BRÜGGE, 1991, Wind-Produced Water Exchange between the Deep Basins of the Baltic. *J. Phys. Oceanogr.* 21 (1991), 373 -384
- LASS, H. U. AND V. MOHRHOLZ, 2002, On the Dynamics and Mixing of Inflowing Salt-Water in the Arkona Sea. Submitted for publication to JGR
- LASS, H. U. AND L. TALPSEPP, 1993: Observations of coastal jets in the Southern Baltic. *Cont. Shelf Res.*, 13 (1993), pp. 189 - 203
- LILJEBLADH, B. AND STIGEBRAND, A., 1996: Observations of the deepwater flow into the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 101, No. C4, 1996, pp 8895-8911
- LISITZIN, E., 1974: Sea-level changes. Elsevier Oceanography Series, 8, Amsterdam, 286 pp.
- MATTHÄUS, W., FRANCK, H., 1992: Characteristics of major Baltic inflows - a statistical analysis. *Continental Shelf Research* 12, 1375 - 1400.
- MATTSSON, J., 1996: Analysis of the exchange of salt between the Baltic and the Kattegat through the Öresund using a three-layer model. *J. Geophys. Res.* 101(C7) (1996), 16571 - 16584
- SCHMIDT, M., SEIFERT, T., LASS, H., U., FENNEL, W., 1998: Patterns of salt propagation in the southwestern Baltic Sea. *Deutsch. Hydrogr. Zeitschr.* 50, 345-364
- WATTENBERG, H., 1941: Über Die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.* 69 (1941),265 - 279.
- WYRTKI, K., 1954a, Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. - *Kieler Meeresforsch.* 10 (1954), 19 - 25.
- WYRTKI, K., 1954b, Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee. *Dt. Hydrogr. Z.* 7 (1954), 91 – 129.

The authors' address: Dr. Hans Ullrich Lass, Dr. Volker Mohrholz, Dr. Torsten Seifert, Baltic Sea Research Institute Warnemünde, Seestraße 15, D-18119 Rostock

The Baltic Inflow of Autumn 2001

Rainer Feistel, Günther Nausch, Eberhard Hagen

1. Introduction

In the middle of the previous century, the water exchange between the North and the Baltic Sea was assumed to possess an increasing trend, caused by intensified atmospheric circulation (SCHEMAINDA, 1956, MATTHÄUS, 1979). Commencing already in the 1920s, but especially due to the extensive inflow in 1951 - although followed by several years of stagnation - a severe change of the hydrographic conditions was marked by the dawn of the Baltic "Cod Age" (MEYER & KALLE, 1950, SCHEMAINDA, 1956, MATTHÄUS, 1979), when cod fish began to substitute plaice as the principal catch. A reversal of long-time salinity trends, however, was found by MATTHÄUS (1985) in the Arkona Basin for about the year 1970.

Since the mid-1970s both the frequency and intensity of extreme inflow events from the North Sea into the Baltic Sea have significantly decreased (SCHINKE & MATTHÄUS, 1998). This overall tendency continued during the 1990s (MATTHÄUS et al., 2001). Quite generally, the year 2001 did not particularly contrast to the typical climatic and meteorological conditions of the last two decades, which did not favour heavy water injections from the Kattegat into the Baltic Sea (MATTHÄUS & NAUSCH, 2002). On the other hand, however, they did not entirely exclude such processes either, as will be outlined in this paper.

In autumn 2001, a medium-size inflow of salty, oxygen-rich Kattegat waters into the western Baltic Sea has occurred. The effects of this event onto the Baltic deep basin waters are traced until summer 2002, although, with rapidly fading magnitude. In the following, a detailed time history of this process can be outlined, describing

- the meteorological and hydrographical situation in October/November 2001 in the western Baltic Sea
- the propagation pathway through several deep basins of the Baltic Sea
- anoxic/ oxic conditions before and after the inflow in the affected deep basins.

2. Inflow Conditions

Deep water renewal processes in the Baltic Sea depend on specific meteorological circumstances, which force substantial amounts of seawater, enriched with salt and oxygen, to propagate from the Kattegat through the Danish Straits into the western Baltic Sea (WYRTKI, 1954). From there, it slowly moves as a relatively thin bottom layer into the deeper central Baltic basins, replacing aged water masses there. To make this happen, easterly winds have to blow continuously for about 10 days to lower the Baltic fill factor, followed by a sudden turn to westerly gale winds, which again need to last for about 10 days in order to rising the fill factor to its maximum (MATTHÄUS & FRANCK, 1992).

The sea level at Swedish Landsort (Fig. 1) is considered an excellent indicator of the Baltic fill factor (MATTHÄUS & FRANCK, 1992; MATTHÄUS & BERGSTRÖM, 2001). With short exceptions, from end of January till end of May, this level was on average 10 cm above the annual mean; the lowest level of the whole year was observed on March 30th and 31st with 145 cm (35 cm below normal). During summer (June till August) the fill factor was balanced, and grew in autumn (September till December) heavily fluctuating up to about 20 cm above normal. The annual maximum was observed on November 8th and 12th with 220 cm (40 cm above normal).

Especially remarkable is the rapid and strong level rise end of October / beginning of November. From October 26th until November 8th, it went up by 58 cm, which corresponds to an increase of the water volume by about 223 km³ within 12 days due to an average transport of about 19 km³/day, if we assume the surface area of the Baltic Sea to be 384,000 km² (HAGEN & FEISTEL, 2001). This volume increase is comparable to that of the inflow during November/December 1951

(WYRTKI, 1951, SCHEMAINDA, 1956), and, reduced by the average river runoff of 1 km³/day in October/November, still slightly above the value of 193 km³ observed in the long-time mean (MATTHÄUS & FRANCK, 1990).

Level (cm) at Landsort Gauge 2001

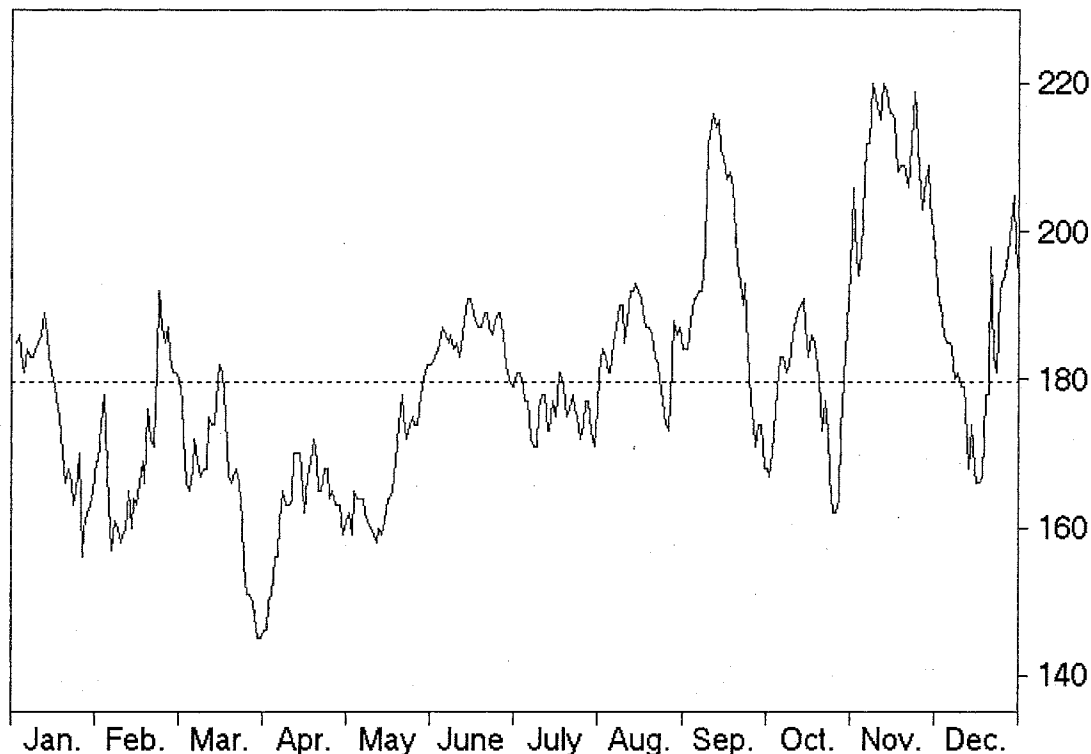


Fig. 1: Sea level at Landsort as a measure of the Baltic Sea fill factor (after data of SMHI); the dotted line marks the annual mean value.

The event began on October 14th when at a Landsort level of 191 cm (high by 11 cm) an outflow dropped it to 162 cm (low by 18 cm), which together yields 29 cm or 111 km³ in 11 days. At the Rügen Island weather station Arkona, the wind turned to East on October 14th and remained in that direction until October 24th with a short pause on October 16th and 17th. About 14 m/s peak speed was measured on October 23rd. Then, the wind switched to West on October 25th, reaching a first maximum of 15 m/s on October 28th. Continuing westerly winds showed a second maximum (19 m/s) on October 30th, a third (21 m/s) on October 31st, a fourth (17 m/s) on November 5th, a fifth (17 m/s) on November 6th, and, after a short break, a sixth (21 m/s) on November 15th. After the quick increase, this caused the sea level to remain high with 220 cm from November 18th till November 23rd with 219 cm, for 6 days without significant outflow, thus giving the salty waters piled up in the western Baltic Sea the opportunity to drift eastward before being washed out again.

The strength of north-easterly winds at the Arkona weather station can be used as a good indicator as well. After filtering south-east wind speed component at the Arkona weather station with a 10-days memory, the resulting time series exhibits a high correlation with the sea level measured at Landsort a few hours later. Fig. 2 shows this filtered curve together with the south-east component of the wind speed. The particular events of sudden level changes can well be assigned to related patterns in the filtered wind speed. For instance, the minimum of -3.1 m/s on October 26th followed by a maximum of +4.0 m/s on November 7th is in good agreement with the events derived from the Landsort level gauge (Fig. 1).

SE Component of Wind Speed (m/s) at Arkona Station 2001

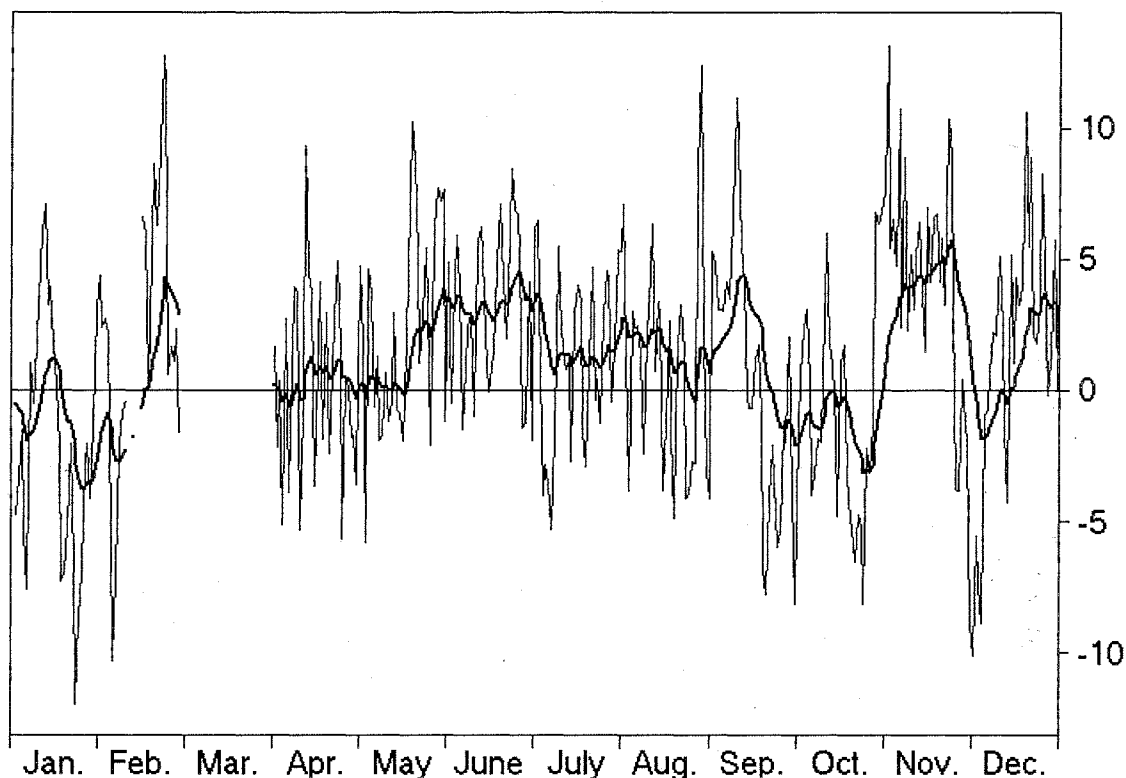


Fig. 2: Strength of the north-west wind (positive) at the weather station Arkona (after data of DWD). The bold curve appeared by filtering with an exponential 10-days memory.

The devices mounted at the Darß Sill monitoring mast, between Darß and Mön island, continuously recorded temperature, salinity, and the water current velocity at several depths (Fig.3). End of October, the sudden rise of salinity to the surface is clearly visible, shortly reaching a maximum there of 13 psu, followed by a slower relaxation back to normal conditions in November. Such a short and low surface salinity peak value is characteristic for minor inflow situations like that in August 1964, as described by MATTHÄUS & FRANCK (1979), and does not even count as a 'weak inflow' due to the classification scheme of MATTHÄUS & FRANCK (1988).

The graph shown in Fig. 3 displays rather smooth diurnal averages of the measurements. Although they are correctly reflecting the duration and intensity of the inflow, a closer look at the hourly resolved data reveals heavily fluctuating conditions at the mast, similar to the wind conditions at Arkona as discussed above. During the first few days of the inflow, salinity at 7 m depth increased only slowly from 7 to 10 psu. On October 31st, 18:00, the value started to quickly rise from 11 psu to a first maximum of 14.8 psu on the next morning, 6:00. It remained high at about 13 psu until a second maximum of 15.57 psu was reached on November 4th, 21:00. Again, the high salinity continued with values between 12 and 14 psu until November 8th, 4:00, when after a third maximum of 15.15 psu the level dropped to about 10 psu. The next high salinity front arrived on November 11th, with a peak value of 16.98 psu at 7:00. The following maximum was 14.8 psu on November 12th, 11:00, after which only salinities between 8 and 10 psu were observed. The final short peak up to 14.98 psu occurred for a couple of hours on the evening of November 15th.

Darß Sill - 2001

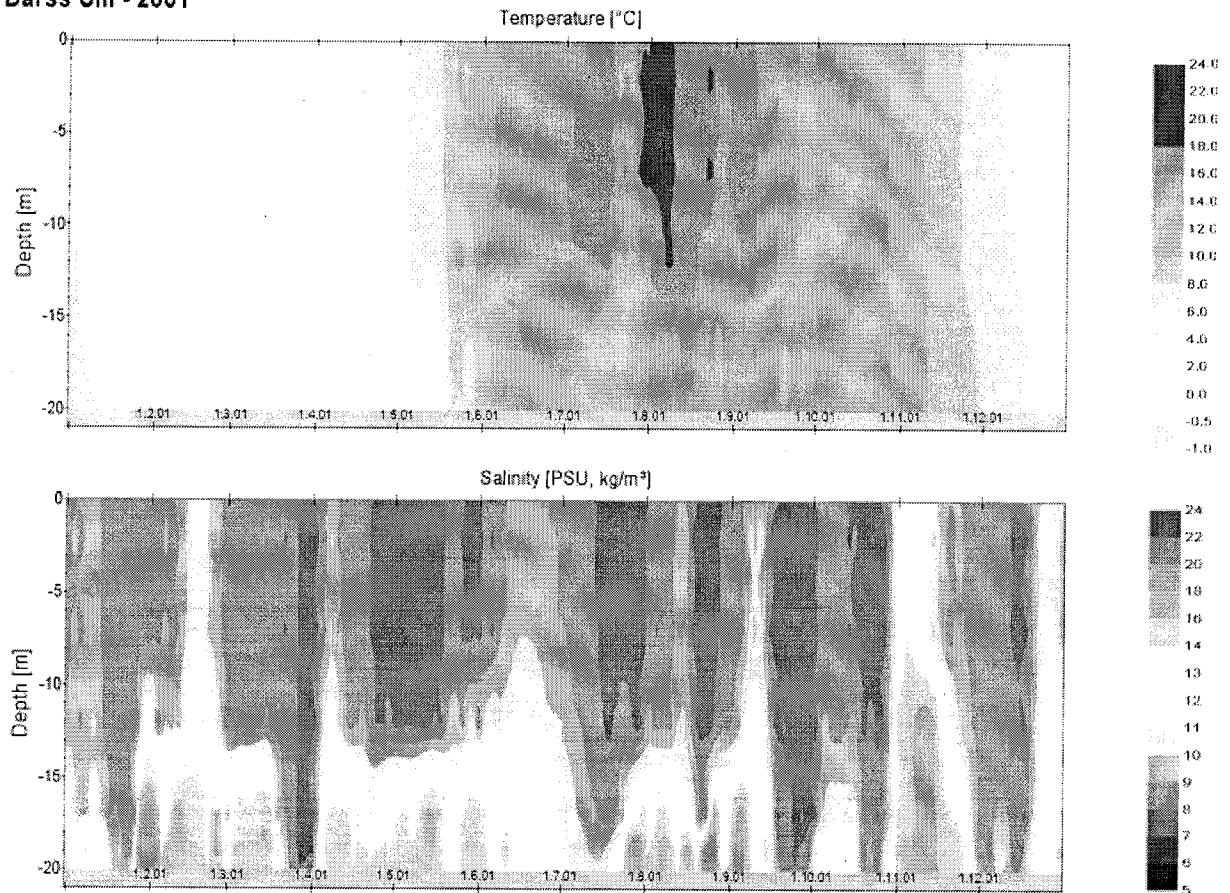


Fig. 3: Temperature and salinity recordings at the Darß Sill monitoring mast in 2001 (http://www.io-warnemuende.de/projects/monitoring/en_home.html).

The vertical average of the current speeds provides another measure for inflow duration and amount. Its time integral yields $L = 236$ km between October 26th and November 11th (NAUSCH et al., 2002). The comparison with Landsort sea level records results in an effective inflow cross section at the mast position of $A = V / L = (223 - 22) \text{ km}^3 / 236 \text{ km} = 0.85 \text{ km}^2$. Even though it effectively describes the inflow through both Belt and Öresund, this value is comparable with the actual underwater cross-section between Darß and Mön. Here, we had reduced the total volume of 223 km^3 by 22 km^3 as an estimate for the annual average fresh water excess within 16.5 days (MATTHÄUS, 1996). The accumulated inflow between October 25th and November 11th, by merely the Öresund, was found about 50 km^3 after data of SMHI (Fig. 4). Hence we can assume that three quarters of the inflow volume, namely about 150 km^3 , should have passed through the Danish Belts.

3. Deep Water Observations

Due to several German and Swedish monitoring and other cruises between October 2001 and May 2002, a detailed history of the continuation of this inflow event into deeper water layers can be described. The start of an inflow process was occasionally noticed during the IOW monitoring cruise from October 25th till November 8th, 2001. At the end of the cruise, on November 7th, an intensive inflow of highly saline water with up to 19.4 psu in the whole water column was measured in the western Baltic Sea. However, this inflow was considered not having passed the Darss sill yet.

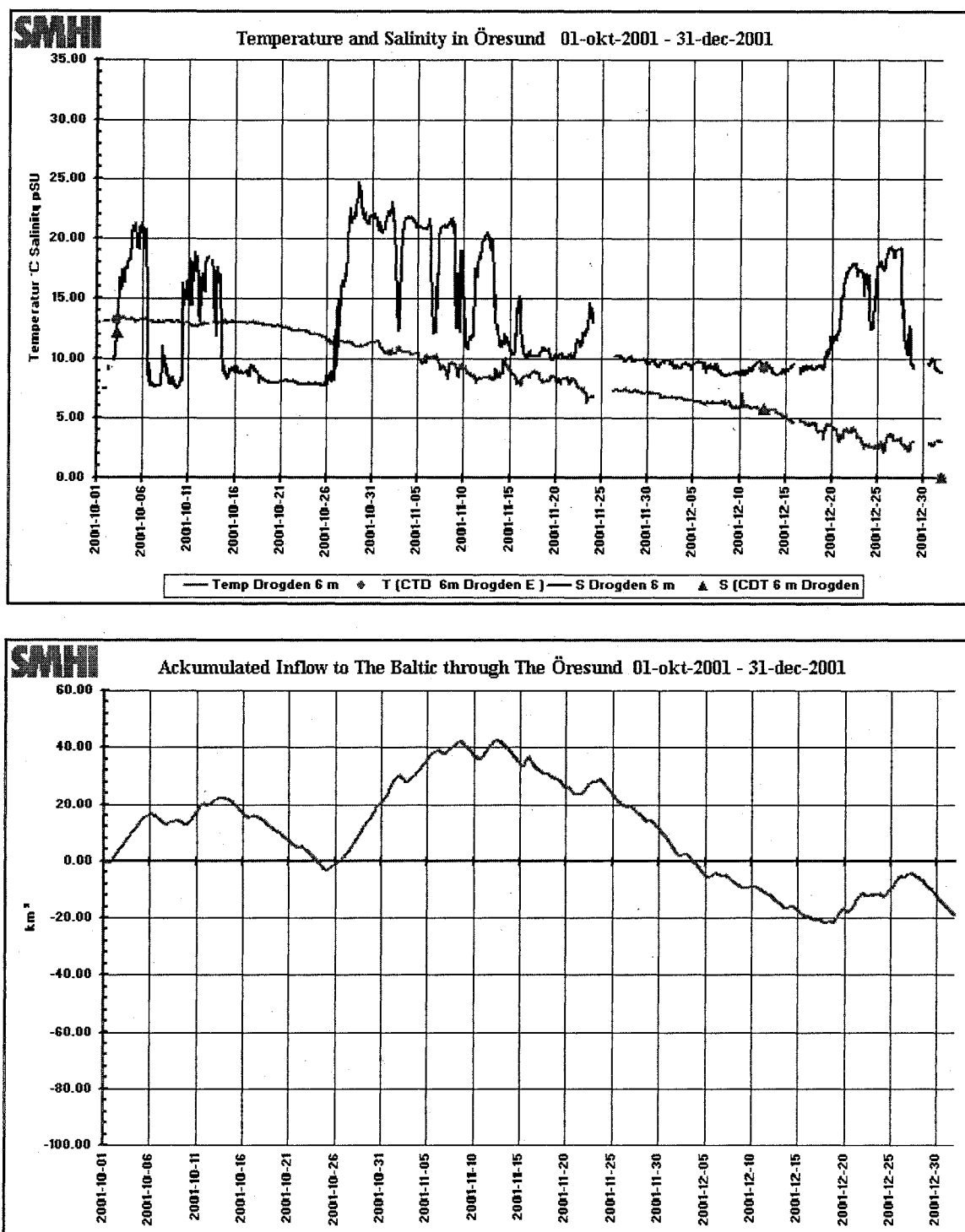


Fig. 4: Above: Temperature and salinity in Öresund between October 1st and December 31st 2001. Below: Accumulated inflow into the Baltic Sea through Öresund for the same period. (courtesy to SMHI - www.smhi.se/hfa_coord/BOOS/y2001/inflow2001_4.html).

Four repeated transects (Fig. 5) between the western Baltic Sea and the Bornholm Basin on October, 26/28th, November 6/7th, 12th, and 16th show the stages of successive progression of the high salinity waters, first covering the whole water column in the shallow regions, then propagating eastward, later sliding down to deeper layers into the Arkona Basin and relaxing to lower salinities at the surface. Note that surface salinities of 16-17 psu were found at the Darss Sill which correspond to extrema measured at the nearby monitoring mast for few hours on November 11th only;

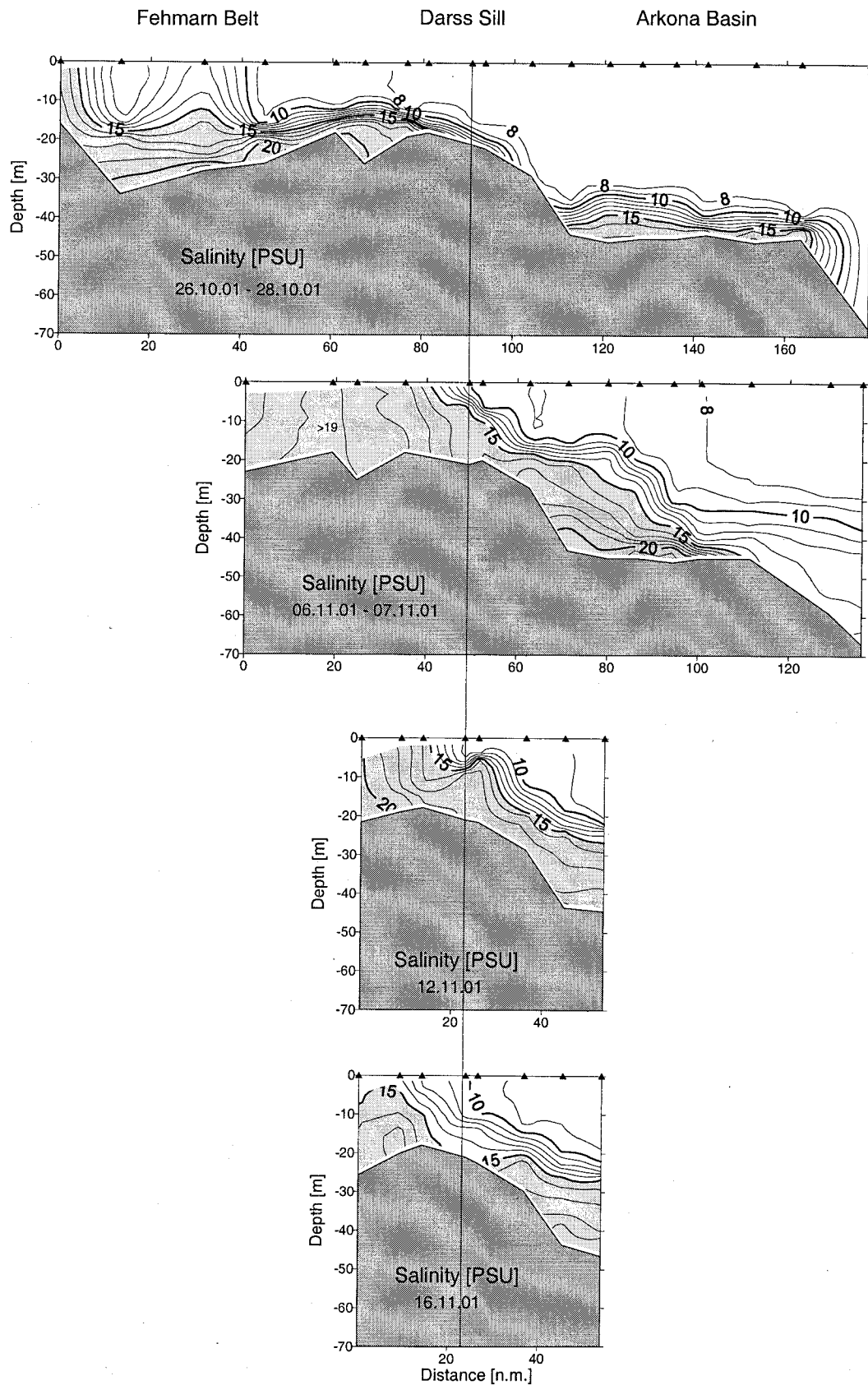


Fig. 5: Salinity distributions along a zonal transect in the western Baltic Sea between Fehmarn and Arkona Basin. Salinities exceeding 15 psu are shown greyed. From top to bottom: October 26/28th, November 6/7th, November 12th, November 16th, 2001 (Data from IOW cruises); the vertical line is drawn at the same position at the Darß Sill for easier comparison.

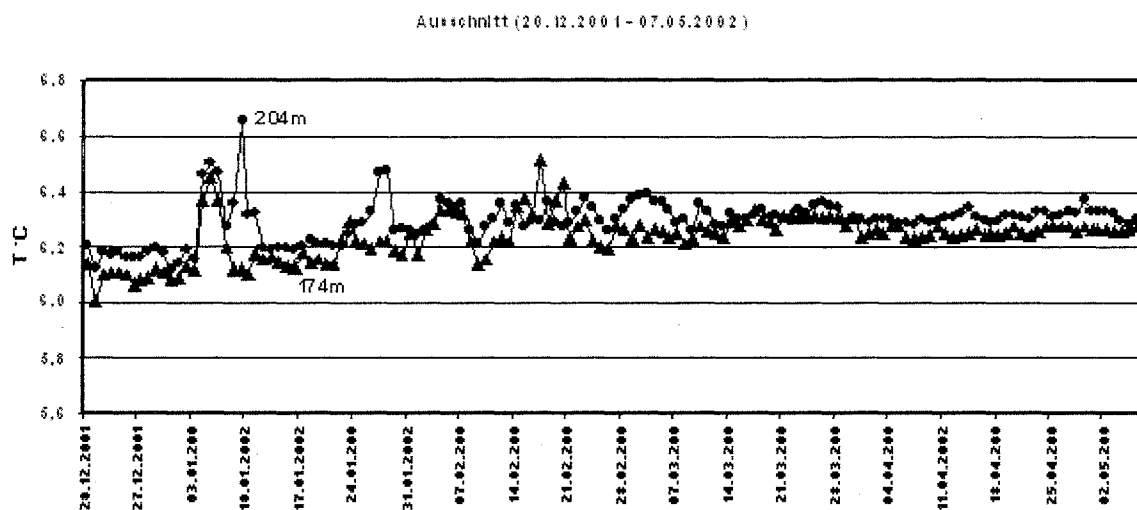


Fig. 6: Temperature records ($^{\circ}\text{C}$) at 174 and 204 m depths in the eastern Gotland Basin ($57^{\circ}23'\text{N}$, $20^{\circ}20'\text{E}$) between December, 20th, 2001, and May, 5th, 2002

Oxygen Distribution at BY15

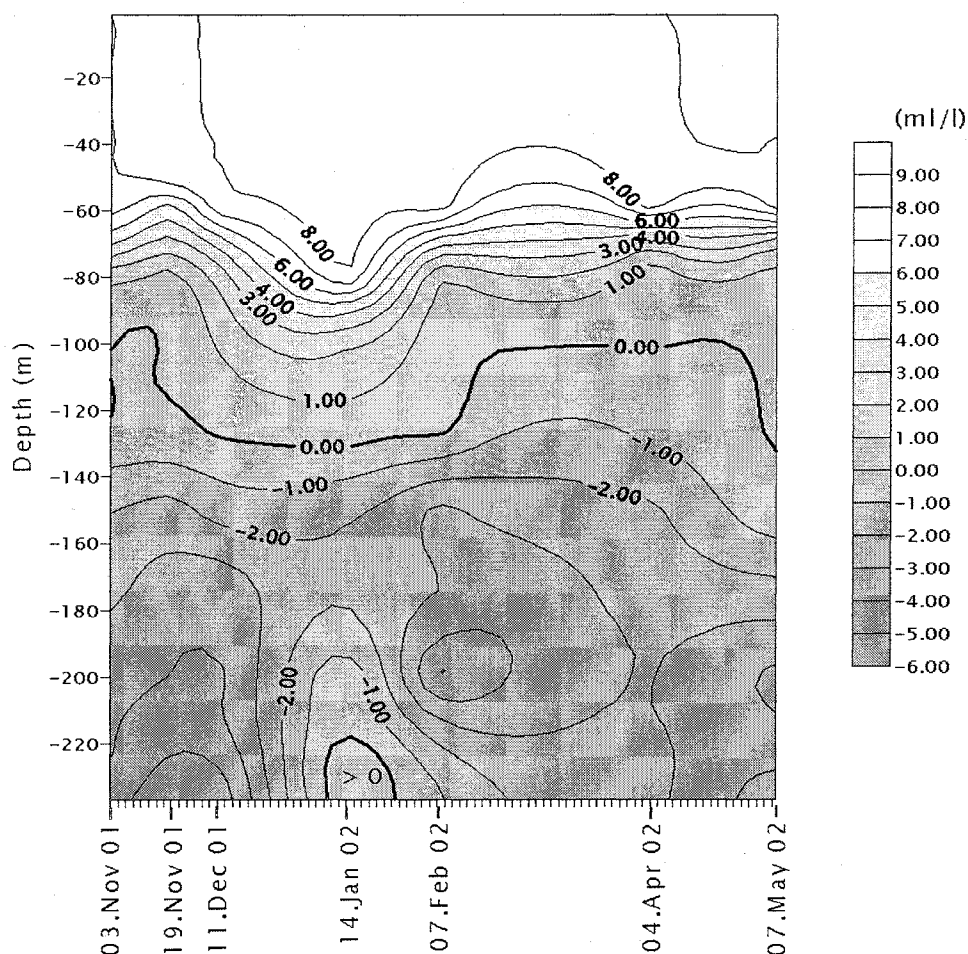


Fig. 7: Oxygen distribution in the eastern Gotland Basin (BY 15) between November 3rd, 2001, and May 7th, 2002. Note that the graph is interpolated between subsequent measurements and does not reflect, for example, the steep gradient to be actually expected on January, 3rd

they clearly exceed the maximum of daily means recorded at there (13 psu). Such observations provide a hint on the strong horizontal gradients and temporal fluctuations existing in this area during the actual inflow process.

Already on December 11th, 2001, r/v "Argos" measured 4.68 ml/l oxygen at 80 m depth in the Bornholm Deep, BY 5, where hydrogen sulphide (-0.98 ml/l oxygen equivalent) still was found one month earlier. In the same period of time, temperature has changed from 6.9 to 10.0 °C, and salinity from 15.2 to 16.2 psu.

These dense oxic warm waters reached deployed recording devices in the eastern Gotland Basin at position 57°23'N, 20°20'E in 174 and 204 m depth on January 3rd, 2002 (Fig. 6). The initial impulse exceeded 0.5 K in temperature rise; it was followed by decaying pulsations until end of March, 2002, and eventually led to a persistent warming of about 0.1 K compared to December 2001.

The rapid propagation of the intense inflow event continued and reached the central station in the eastern Gotland Basin, BY 15, latest on January 14th. In the bottom near layer r/v "Argos" measured 0.80 ml/l oxygen (Fig. 7). The hydrogen sulphide containing layer was lifted up and covered the range between 150 m and 195 m only. The northern and western Gotland Basin remained unaffected at that time.

Already 14 days later the pulse of oxygen was used up, probably by mineralization processes, and the system turned back to anoxic conditions. From 125 m down to the bottom hydrogen sulphide was measured by r/v "Aranda" (pers. comm.). However, the detected concentrations were lower compared to the situation before the inflow. Measurements in February 2002 supported these findings. Hydrogen sulphide concentrations were present between 125 m and 240 m, however, decreased in comparison with the situation in November 2001 by 75% in the near bottom layer. Hydrogen sulphide concentrations between 125 m and the 200 m layer were not affected by these inflows and did not change significantly. This development was accompanied by an increase in salinity by about 0.3 psu in the same period (Tab. 1).

In the further course of the year, the stagnation period became completely recovered in the eastern Gotland Basin. In May 2002 the distribution patterns of hydrogen sulphide are comparable to the situation in November 2001 (Fig. 7). The salinity remains still slightly higher (Tab. 1).

Tab. 1: Development of salinities (psu) in the near bottom layer of the three main deeps in the eastern and northern Gotland Basins between November 2001 and May 2002.

	November 2001	February 2002	April 2002	May 2002
Gotland Deep	12.03	12.33	12.22	12.19
Farö Deep	11.53	11.31	11.48	11.45
Landsort Deep	10.42	10.23	10.16	10.16

As can be seen from the salinity distribution as well (Tab. 1), effects of the inflow could be detected in the Farö Deep area not before the end of March / beginning April. Also, the rather constant bottom temperature of about 5.9 °C between October 2001 and February 2002 has now risen to 6.16 °C. The oxidation capacity of the inflowing water was, however, too low to replace hydrogen sulphide in that depth. Only a minor decrease in hydrogen sulphide content was observed.

In the western Gotland Basin the slowly decreasing salinity indicates an uninterrupted continuation of the stagnation period (Tab. 1). This development is supported by the measured redox conditions. In the Landsort Deep the hydrogen sulphide content is continuously increasing in the near bottom layer from -0.95 ml O₂/l in November 2001 to -1.29 ml O₂/l in May 2002.

Tab. 2: Time development of temperature, salinity, and oxygen conditions at the 80 m level of the Bornholm Deep (BY 5) between October, 2001, and May, 2002.

	28.10.2001	11.12.2001	02.02.2002	30.03.2002	05.05.2002
Temperature (°C)	6.99	9.98	9.22	8.35	8.65
Salinity (psu)	15.53	16.20	16.05	14.91	15.27
Oxygen (ml/l)	-0.37	4.68	1.55	1.54	0.71

Coming back to the Bornholm Basin, where the effects of the recent inflow were seen most clearly. The extreme signal with the sudden rise by > 2 °C in temperature, almost 1 psu in salinity and nearly 5 ml/l in oxygen in December in the bottom-near waters is fading rapidly (Tab. 2). In May 2002, directly above the bottom only 0.1 ml/l were measured and it can be expected that again anoxic conditions prevail now. Due to the warmth of that inflow, the bottom water temperature is persistently high by still almost 2 °C above the long-time average of 6.62 °C between 1971 and 1990, which itself appeared at the end of a warming trend found after 1900 (MATTHÄUS, 1979).

4. Ventilation Status Changes

Before about 1980, inflow events were relatively frequent and could be observed on average once a year. A total of 111 so-called Major Baltic Inflows have been identified between 1880 and 2000, whereby data were unavailable during World War I and II (MATTHÄUS & NAUSCH, 2002). In the last two decades, however, they became rather scarce; the currently last such major inflow took place in 1993. Since then, the oxygen level of Baltic deep waters has dramatically decreased and is still in what is called 'stagnation'. There was another inflow starting in September 1997 with rather warm waters but low oxygen levels (MATTHÄUS et al., 1999, HAGEN & FEISTEL, 2001). It could not significantly improve the anoxic conditions in the deep layers, but its exceptional warmth is still measured today.

The Baltic inflow of autumn 2001 propagated rapidly into the deeper basins of the Baltic Sea, as described above. Effects could be observed in the Bornholm Basin already in December 2001 where the oxygen content in the deep water increased up to 4.68 ml/l. In Fig. 8a-d one can trace the time evolution of deep water oxygen deficiency between October 2001 and May 2002 by data observed on regular IOW monitoring cruises. We note the significant improvement of the conditions in the Bornholm Sea and in the eastern Gotland Basin between October 2001 and February 2002, while the Farö conditions still get worse first and respond delayed by March 2002.

However, these effects were without long-lasting duration. The system has already returned to anoxic conditions in spring/summer 2002. The inflow event can be evaluated only as a short interruption of the present stagnation period which lasts since 1995 (NEHRING et al., 1995). It ranges among the strong inflows with respect to its total water volume of > 200 km³, but only among the weak ones with respect to its duration and salinities in the classification scheme of MATTHÄUS & FRANCK (1988).

Finally, we may conclude that extended and long-lasting stagnation periods can only be sporadically interrupted by minor inflow events like the one described here, while a general improvement of Baltic deep water conditions seems to require altered general atmospheric circulation patterns like those observed rather regularly during winter seasons in the 1950s and the 1960s.

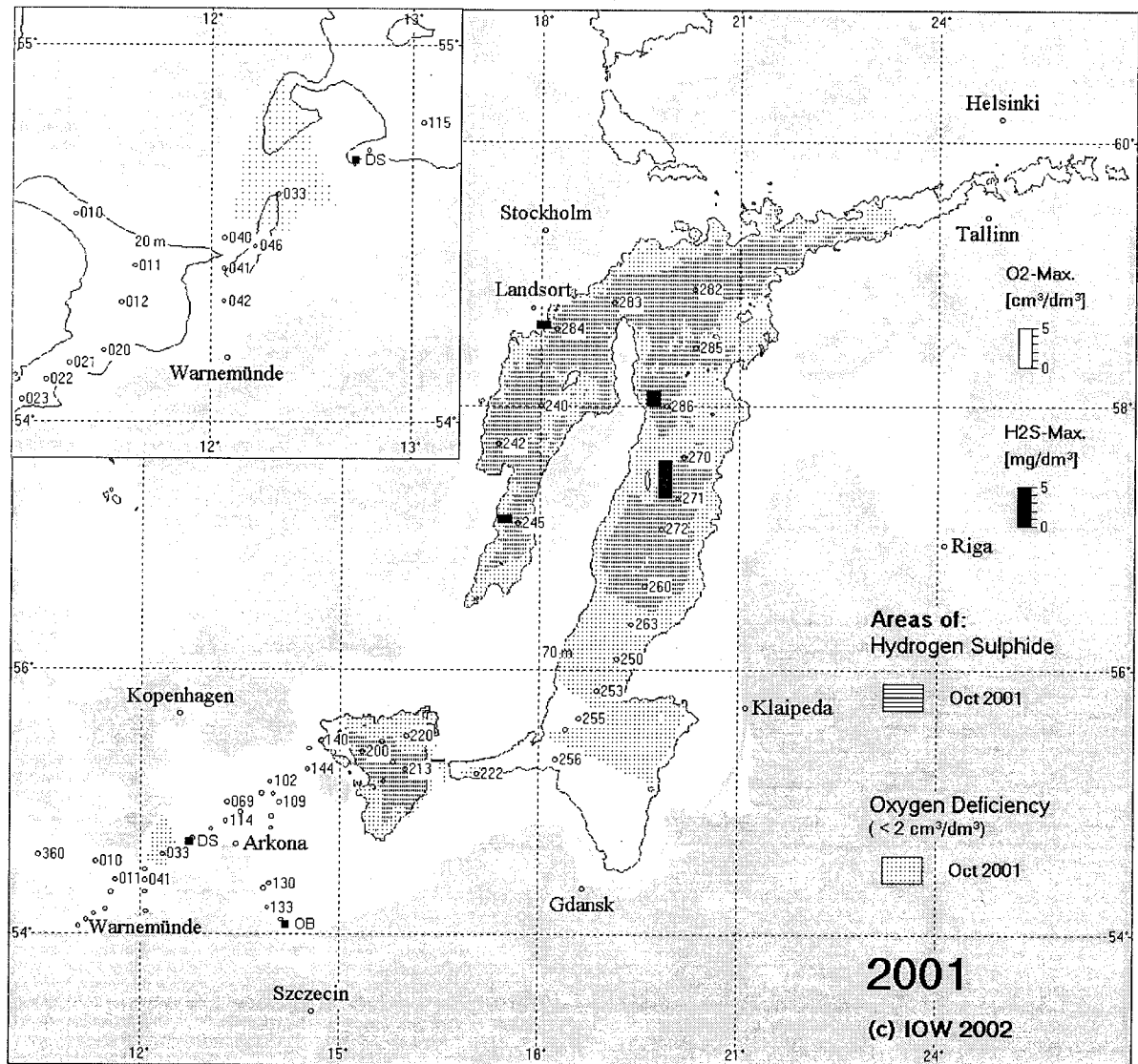


Fig. 8a: Areas of oxygen deficiency and hydrogen sulphide in the near bottom layer of the Baltic Sea in October 2001 (histograms show the maximum hydrogen sulphide concentrations of this layer).

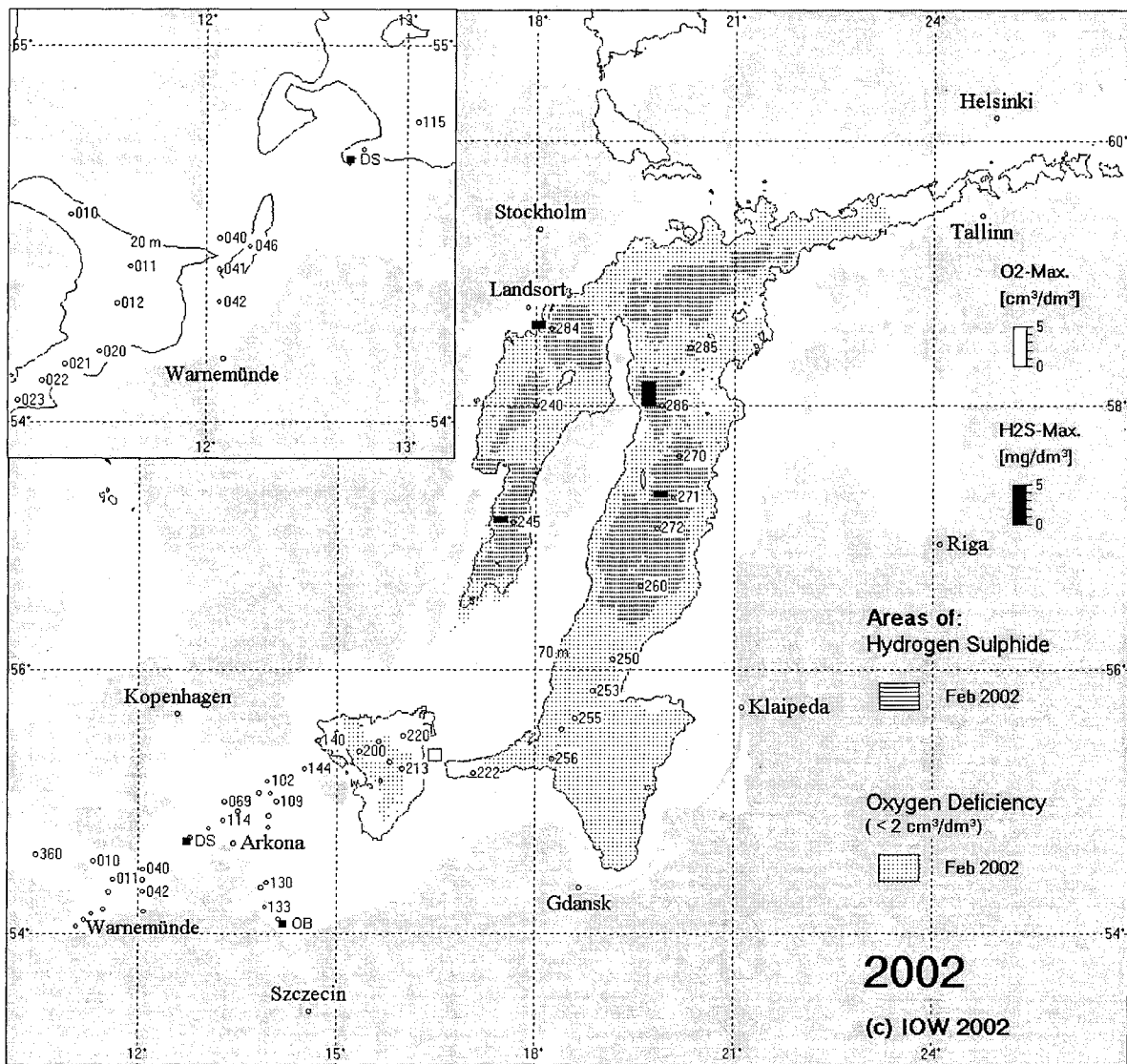


Fig. 8b: Areas of oxygen deficiency and hydrogen sulphide in the near bottom layer of the Baltic Sea in February 2002 (histograms show the maximum oxygen and hydrogen sulphide concentrations of this layer).

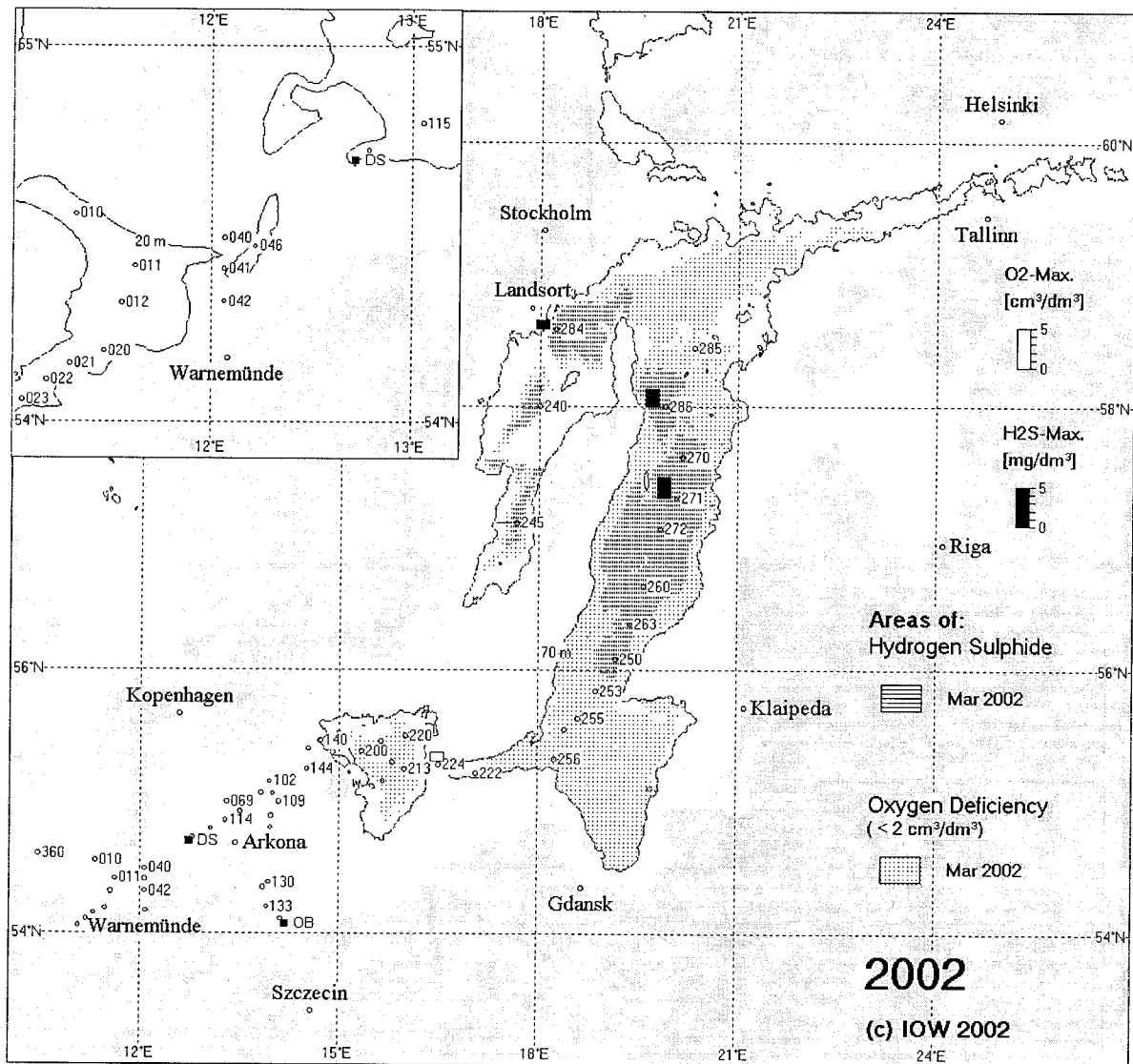


Fig. 8c: Areas of oxygen deficiency and hydrogen sulphide in the near bottom layer of the Baltic Sea in March 2002 (histograms show the maximum oxygen and hydrogen sulphide concentrations of this layer).

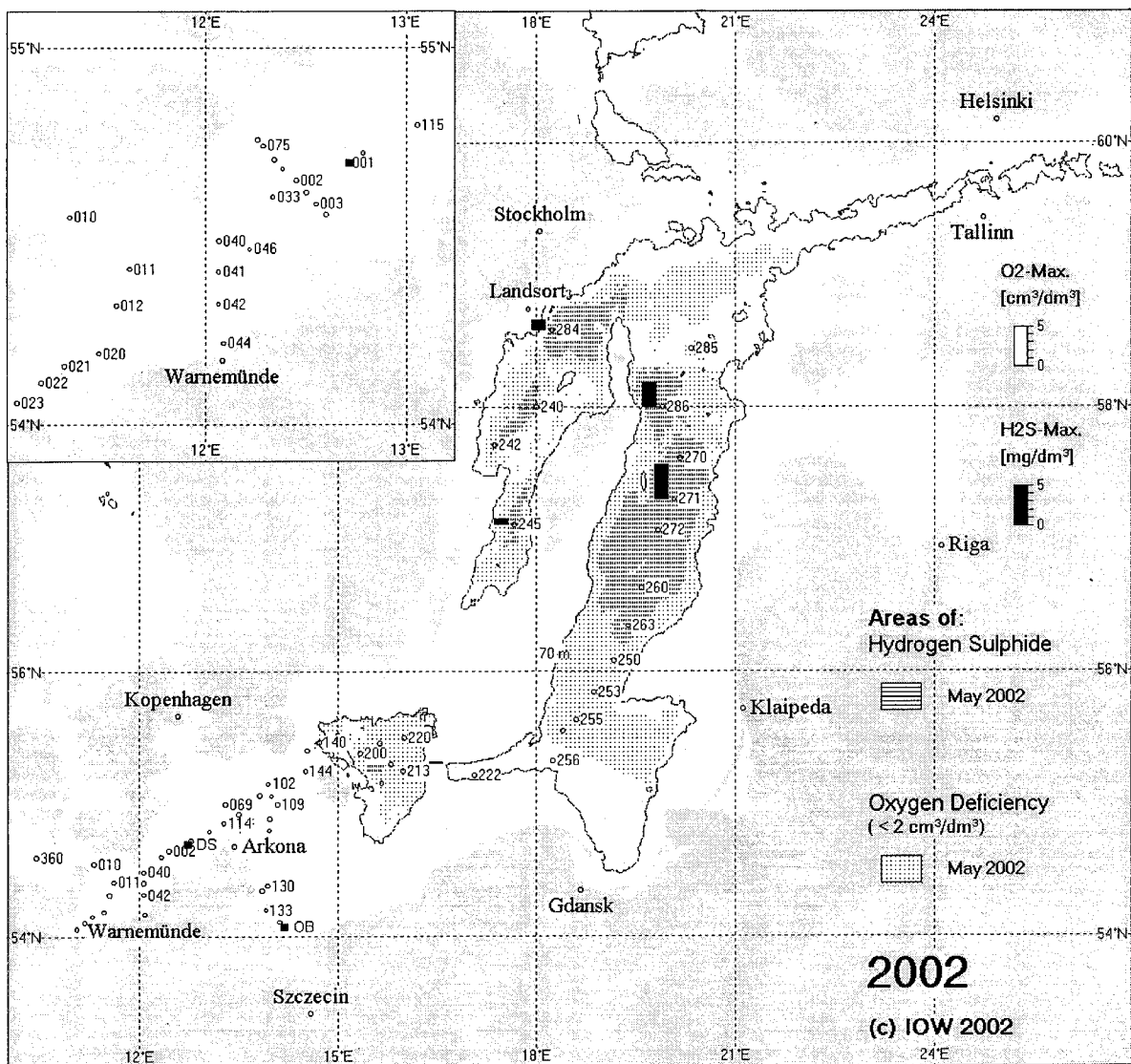


Fig. 8d: Areas of oxygen deficiency and hydrogen sulphide in the near bottom layer of the Baltic Sea in May 2002 (histograms show the maximum oxygen and hydrogen sulphide concentrations of this layer).

5. Acknowledgments

The authors are grateful to BARRY BROMAN, Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) Norrköping, for making Öresund measurements and sea level data from Landsort available. We would like to thank JAN SZARON, SMHI Oceanographical Laboratory Göteborg, for providing oceanographic data for selected stations extracted from the SMHI's Swedish Ocean Archive (SHARK) and collected under the Swedish Marine Monitoring Programme. We would like to thank TORALF HEENE, Baltic Sea Research Institute (IOW) Warnemünde, for processing temperature and salinity data from the Darss Sill mast.

References

- HAGEN, E., FEISTEL, R. (2001): Spreading of Baltic deep water: a case study for the winter 1997 – 1998. - *Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep.*, Warnemünde **45**, 99-133.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.-U., NAUSCH, G., K. NAGEL (1995): The Baltic Sea in 1995 - beginning of an new stagnation period in its central deep waters and decreasing nutrient load in its surface layer. - *Dt. Hydrogr. Z.* **47**, 319-327.
- MATTHÄUS, W. (1979): Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. *Beitr. Meeresk.* **42**, 41-93.

- MATTHÄUS, W., FRANCK, H. (1979): Zur kurzzeitigen Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Seegebiet der Darßer Schwelle. Beitr. Meeresk. **42**, 95-110.
- MATTHÄUS, W. (1985): Mittlere jahreszeitliche und langzeitige Veränderlichkeit des Salzgehaltes im Arkonabecken. Beitr. Meeresk. **53**, 17-26.
- MATTHÄUS, W., FRANCK, H. (1988): The seasonal nature of major Baltic inflows. Kieler Meeresforsch., Sonderh. **6**, 64-72.
- MATTHÄUS, W., FRANCK, H. (1990): The water volume penetrating into the Baltic Sea in connection with major Baltic inflows. Gerlands Beitr. Geophys. **99**, 377-386.
- MATTHÄUS, W., FRANCK, H. (1992): Characteristics of major Baltic inflows – a statistical analysis. - Cont. Shelf. Res. **12**, 1375-1400.
- MATTHÄUS, W. (1996): Ozeanographische Besonderheiten. In: LOZAN, J.L. (Hrsg.): Warnsignale aus der Ostsee. – Berlin, Parey, 17-24.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.U., NAGEL, K., H. SIEGEL (1999): The Baltic Sea in 1998 - Characteristic features of the current stagnation period and exceptionally high deep water temperatures. - Dt. Hydrogr. Z. **51**, 67-84.
- MATTHÄUS, W., BERGSTRÖM, S. (2001): Chapter 3: General meteorology, hydrology and hydrography. In: Fourth Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic Sea. - Balt. Sea Environ. Proc. **82B**, in press.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.U., NAGEL, K., H. SIEGEL (2001): The Baltic Sea in 2000 – low inflow activity caused an increase in stagnation in Baltic deep water. - Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep., Warnemünde **45**, 89-98.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G. (2002): Hydrographic-hydrochemical variability in the Baltic Sea during the 1990s in relation to changes during the 20th century. - ICES Journal of Marine Science, in press.
- MEYER, P.F., KALLE, K. (1950): Die biologische Umstimmung der Ostsee in den letzten Jahrzehnten – eine Folge hydrographischer Wasserumschichtungen? - Arch. Fischereiwiss. **2**, Heft ½.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K., SIEGEL, H. (2002): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2001. – Meereswiss. Ber./Mar. Sci. Rep., Warnemünde **49**, in press.
- SCHEMAINDA, R. (1956): Die ozeanographischen Veränderungen im Bornholmtief in den Jahren 1951-1955. Ann. Hydrograph. **8**, 48-61.
- SCHINKE, H., MATTHÄUS, W. (1998): On the causes of major Baltic inflows – an analysis of long time series. – Cont. Shelf. Res. **18**, 67-97.
- WYRTKI, K. (1951): Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. Kieler Meeresforsch. **10**, 19-25.

The authors' address: Dr. Rainer Feistel, Dr. Eberhard Hagen, Dr. Günther Nausch, Baltic Sea Research Institute Warnemünde, Seestraße 15, D-18119 Rostock

Regulation of vertical stratification, length of stagnation periods and oxygen conditions in the deeper deepwater of the Baltic proper

Anders Stigebrandt

Abstract

New deepwater entering the Baltic proper is a mixture of seawater from Skagerrak and surface water from the Baltic proper. Barotropic currents take it across narrow and shallow sections in Öresund and the Belts in periods when the sea level stands higher in Kattegat than in the Baltic proper. There is a positive correlation between the volume and salinity of inflow events. Only certain so-called major Baltic inflows carry water dense enough to replace the deeper deepwater of the Baltic proper whereby the salinity increases and oxygen conditions improve in the deeper deepwater. The large variability of volume flow and density of new deepwater gives room for large variations in the frequency of renewal of the deeper deepwater. So-called stagnation periods, between consecutive renewals, typically last for several years. During these, the salinity of the deeper deepwater decreases due to vertical diffusion and oxygen is consumed, in the last 40 years often to total depletion, by decomposition of organic matter. As the density of the residing deepwater decreases during stagnant conditions, the density of new deepwater required to replace residing deepwater decreases with time. The rate of vertical diffusion is thus of crucial importance for the rate of water exchange. The density of new deepwater is negatively correlated with the freshwater supply to the Baltic. In general, this implies that in periods of high freshwater supply new deepwater is less dense than in periods of low freshwater supply. The freshwater supply to the Baltic varies on decadal and longer time-scales. With the contemporary rate of vertical diffusion, this causes long-term variability of the salinity of the residing deepwater and the length of stagnation periods. The balance between supply and consumption of oxygen determines the oxygen conditions in the deepwater. Oxygen is supplied mainly by new deepwater while consumption depends on the supply of organic matter sinking out from the productive surface layers. There has been a strong trend of deteriorated oxygen conditions in the deeper deepwater during the last century.

The Baltic proper shows several exceptional features. The most conspicuous is that the long-term variability in density is greater in the deepwater than in the surface water. Another is that the salinity of the deepwater is much closer to the salinity of the surface layers than to the salinity of seawater. This paper discusses the main mechanisms regulating water exchange and oxygen conditions in the deepwater of Baltic proper. A conceptual model with some mechanistic components added, is used to structure the discussion.

1. Introduction

The evolution of salinity and nutrient and oxygen conditions in the deep basins of the Baltic Sea has since long been a strong focal point of Baltic Sea research, e.g. FONSELIUS et al. (1984), FONSELIUS AND VALDERAMA (2002). The interest has been driven by curiosity and gradually by needs to understand the observed changes between oxic and anoxic states in the deepwater of major basins in the Baltic proper. It is important to determine the reason of the increased duration of anoxic conditions in the Baltic proper during the second half of the 20th century. For the management of the Baltic, it makes a great difference if the changes are caused by changed nutrient supplies or changed physical forcing of the water exchange.

Compared to other water bodies, the deepwater dynamics of the Baltic proper show several exceptional features. 1) The salinity of new deepwater, entering across the shallow sills in the mouth, varies in the interval 10-28 and the flow-weighted mean salinity is only half that of seawater. This shows that the flow is quite variable and with varying content of recirculated Baltic proper surface water. 2) The salinity of the deepwater residing in the Baltic proper is 8-13 and thus much less variable than the salinity of new deepwater. This shows that new deepwater during its journey from the entrance sills to final inclusion in the basins is extensively mixed with residing basin water. 3) The long-term variability of salinity in the Baltic proper is greater in the deepwater than in the sur-

face water. Intermittent inflow of saline new deepwater gives largest salinity changes in the deepwater because this has a volume that is only a quarter of that of the surface water. The fact that vertical diffusion is rather large in the deepwater is an important prerequisite for the large variability in the deepwater. 4) The deepwater is usually strongly stratified. Most of the exceptional properties may be explained as results of mixing in combination with consequences of the topography and physical forcing of the Baltic Sea as discussed in the present paper. The exceptional dynamics of the deepwater in the Baltic proper also put strong marks on the oxygen conditions in the deeper deepwater, with long periods of decreasing oxygen concentrations due to lacking oxygen supply.

The large variability in volume flow and salinity of new deepwater is due to several factors. These are related to the atmospheric forcing, to the flow of freshwater out of the Baltic and to the topography of the entrance area, i.e. Kattegat and the Belt Sea. Theoretical models show that both the mean volume flow and the mean salinity of new deepwater decreases with increasing freshwater supply to the Baltic. As discussed in the present paper, this gives a tendency of decreasing salinity, increasing length of stagnation periods and deteriorated oxygen conditions of the deepest deepwater during periods of increasing freshwater supply and vice versa.

To discuss density variations, length of stagnation periods and oxygen conditions of the deeper deepwater in the Baltic proper it is useful to define a conceptual model that accounts for the most important mechanisms of this complex system. A model of the physical circulation is defined and discussed in section 2 of this paper. A model of the oxygen conditions in the deeper deepwater in the Baltic is presented in section 3. This section also discusses consequences for the deepwater oxygen conditions of intermittent water exchange. The paper is concluded by a short discussion in section 4.

2. Conceptual model of the vertical circulation of the Baltic proper

To discuss the exchange and residence time of the deepwater in the Baltic proper we use a conceptual model implicitly accounting for the most essential dynamic elements of the system, see Fig. 1. The model is kept as simple as possible but complex enough to describe the most important characteristics of the system. We start with a presentation of the long-term mean steady-state model. After that, we introduce effects of time-dependence and some stochastic properties.

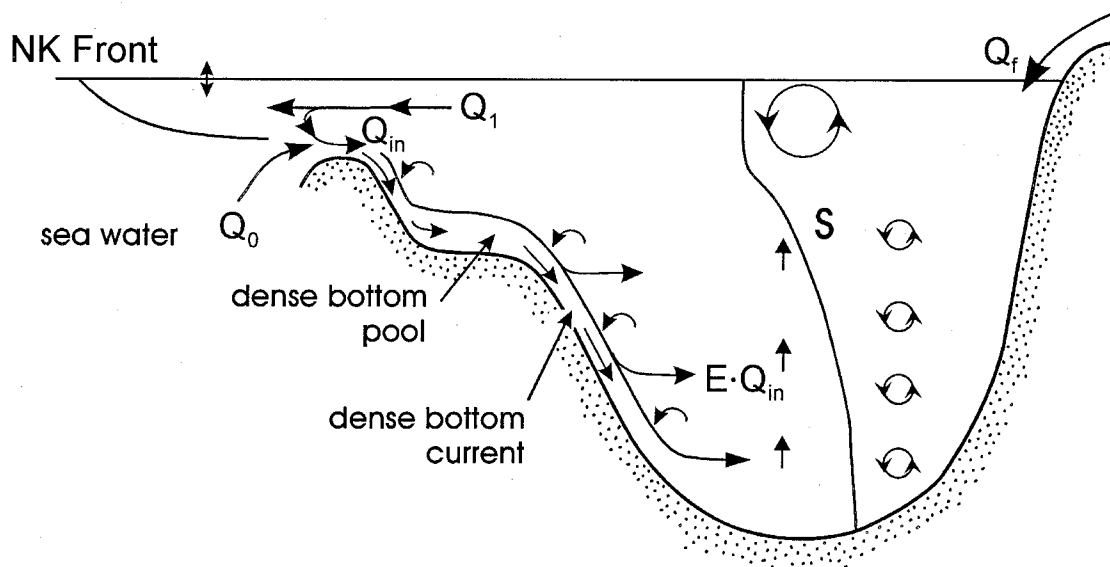


Fig. 1: Sketch of the conceptual model of the Baltic discussed in the present paper. The Northern Kattegat Front (NK Front) acts as a rotating hydraulic control on the freshwater content in Kattegat

2.1 The entrance area as primer for new deepwater

It is convenient to separate the dynamics of the whole system into two parts, the entrance area, i.e. Kattegat and the Belt Sea, and the Baltic proper. This partition is dynamically correct if the water flowing out of the Baltic proper is drawn from the surface layer. This requires that the pycnocline in the Baltic proper be below the deepest sill level; see e.g. WELANDER (1974) and STIGE BRANDT (1983). The model is simplified by considering density as a function of only salinity, thus neglecting effects of temperature.

The long-term mean rate of water exchange is defined by

$$Q_1 = Q_f + Q_{in} \quad (1)$$

Here Q_1 , Q_{in} and Q_f are the rates of outflow, inflow and freshwater supply, respectively.

The long-term mean salinity of the outflowing Baltic surface water S_1 is given by the salt balance, thus

$$Q_1 S_1 = Q_{in} S_{in} \quad (2)$$

Equations (1) and (2) express conservation of volume and salt in a stationary system. They are indispensable for making budgets of salt and water for estuaries of various sizes. However, they do not describe the dynamics of the water exchange and can therefore not predict e.g. the rate of inflow Q_{in} and the salinity S_{in} of inflowing water to the Baltic for a given supply Q_f of freshwater.

The flow of new deepwater into the Baltic proper is characterised by the instantaneous flow rate q_{in} and salinity s_{in} . The long-term mean flow of salt into the Baltic is

$$Q_{in} \cdot S_{in} = \overline{q_{in} \cdot s_{in}} \quad (3)$$

Here over-bar denotes time averaging.

The salinity of the water flowing into the Baltic across the sills in the Belt Sea and Öresund is usually much lower than the salinity of seawater. This is because the inflowing water is a mixture of surface water from the Baltic proper and seawater. The seawater of salinity S_0 , emanates from Skagerrak and flows into the Baltic via the deepwater of Kattegat. If the flow of seawater is Q_0 and rate of recirculation of Baltic proper surface water of salinity S_1 is Q_r one obtains

$$Q_{in} = Q_0 + Q_r \quad (4)$$

$$Q_{in} S_{in} = Q_0 S_0 + Q_r S_1 \quad (5)$$

Insertion in Equations (1) and (2) gives

$$S_1 = S_0 \frac{Q_0}{Q_f + Q_0} \quad (6)$$

The salinity S_1 of the outflowing water from the Baltic proper is determined by the rate of inflow of seawater and the freshwater supply. Obviously, S_1 is independent of the rate of recirculation of Baltic proper surface water.

We introduce the factor F ($F \geq 1$) defined by the following expression

$$Q_{in} = FQ_0 \quad (7)$$

Thus for $F=1$ there is no recirculation and for $F=2$, for instance, the flow of recirculated Baltic surface water equals the flow of seawater. The rate of recirculation is thus given by $Q_r=(F-1)Q_0$. The dynamics of the recirculation in the entrance area are hidden in the factor F .

The relationship between S_{in} and F , S_0 and S_1 is

$$S_{in} = \frac{1}{F}(S_0 + (F-1)S_1) \quad (8)$$

The present day rate of recirculation in the entrance area of the Baltic may be estimated from the standard figures $S_1=8.5$, $S_{in}=17$, $S_0=33$. Equation (8) then gives $F=2.882$ so the rate of recirculation $F-1$ equals 1.882. With $Q_f=15,000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, Equations (2), (4) and (5) give $Q_0=5204 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ and Equation (7) gives $Q_{in}=15000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

The salinity S_1 of the outflowing Baltic surface water is determined by the freshwater supply Q_f and the rate of inflow of seawater Q_0 , see Eq (6). The water exchange through the smallest vertical cross-sections in the Belts and Öresund is essentially barotropic and driven by the sea level variations in Kattegat, e.g. STIGEBRANDT (1980). This implies that the inflow Q_{in} decreases if the freshwater supply Q_f increases and vice versa. This is one of two positively interacting mechanisms regulating the response of S_1 to changes in Q_f . The other mechanism acts on the salinity S_{in} as follows. The fraction of seawater entering with flow into the Baltic depends on the amount of freshwater stored in the surface layer north of the narrow sections in Öresund and the Belts. The more freshwater there is in the surface layer, the less seawater enters the Baltic. Freshwater stored in Kattegat is thus obstructing seawater from entering the Baltic proper. The amount of freshwater in the surface layer of Kattegat tends to be in equilibrium with the outflow of freshwater from the Baltic. The equilibrium thickness is set by the geostrophic baroclinic Northern Kattegat Front that controls the outflow from the surface layer in Kattegat. The existence of this baroclinic geostrophic control has been taken for granted in some Kattegat models since it first was suggested and used in the model by STIGEBRANDT (1983). Using almost half a century of historic salinity data from the lightship Läsö Nord, STIGEBRANDT AND GUSTAFSSON (2002) were able to prove that the front controls the freshwater content in Kattegat. The sensitivity of the inflow of salt with new deepwater, i.e. $Q_{in}S_{in}$, to long-term changes of the freshwater supply Q_f , the barotropic forcing, local wind mixing, and the salinity S_0 of seawater is investigated in STIGEBRANDT (1983) and GUSTAFSSON (2000). The freshwater supply and the barotropic forcing were shown to be the by far most important. In an investigation of the response of the Baltic surface salinity to extremely large changes of the freshwater supply, STIGEBRANDT AND GUSTAFSSON (2002) thoroughly discussed how Q_{in} and S_{in} are influenced by Q_f . Incidentally, they found that the Baltic would become fresh for $Q_f \approx 60000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ with the rest of the external forcing kept at the contemporary level.

The range in instantaneous salinity s_{in} of the new deepwater is large, ranging from about 12 to almost 30. The highest salinity occurs in later stages of so-called major inflows when the integrated transport is 150 km^3 or greater. It should be reminded that a sea level change of 1 meter in the Baltic corresponds to a volume change of more than 300 km^3 . There is usually only little outflow of Baltic surface water during major inflows. The salinity s_{in} of the inflowing water therefore increases with time towards the salinity of seawater. The statistics of major inflows have been investigated by e.g. MATTHÄUS AND FRANCK (1992) and GUSTAFSSON AND ANDERSSON (2001). The large range in salinity of inflowing new deepwater has important implications for the stratification of the Baltic proper deepwater as discussed in section 2.2 below. To account for the main effects of this we partition new deepwater into N classes with average salinity S_{inj} and volume flow Q_{inj} . Thus we require

$$\sum_{j=1}^N S_{inj} Q_{inj} = S_{in} Q_{in} \quad (9)$$

For later reference we put $N=3$ and the three salinity classes have average salinity $S_{in1}=15$, $S_{in2}=20$, $S_{in3}=25$, respectively. The long-term mean transports of the classes then are $Q_{in1}=11000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, $Q_{in2}=2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, $Q_{in3}=2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. With this choice, the salt transport is kept at the contemporary value $255 \text{ ton salt s}^{-1}$ given by $Q_{in}=15000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ and $S_{in}=17$.

Flows in the two higher salinity classes are realised only during events with greater continuous inflow. The average flow of these classes together is $4000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ or $126 \text{ km}^3\text{yr}^{-1}$, which might be supplied by a major inflow every second year. It seems that much of the water in the highest salinity classes enters the Baltic proper through Öresund, see MATTSSON (1996), FISHER & MATTHÄUS (1996), and GUSTAFSSON (2000). Observations of the great inflow in January 1993 provide a clear example of this. During this event, about 70 km^3 of water with salinity in the interval 25 to 29 passed through Öresund. The transport through the Great Belt was about 200 km^3 of water with salinity gradually rising from 16 to 25 during the event, see e.g. LILJEBLADH AND STIGEBRANDT (1996).

2.2 Modification of inflowing new deepwater by entrainment of Baltic proper surface water

New deepwater flowing into the Baltic proper has negative buoyancy relative to Baltic proper surface water. Driven by its own buoyancy, new deepwater describes a descending motion along the bottom in the Baltic proper. During the descent, the new deepwater obtains reduced salinity and buoyancy due to entrainment of ambient Baltic water of low salinity. The new deepwater also loses buoyancy because the residing water is stably stratified. At some depth, the buoyancy vanishes whereby the driving force disappears and the new deepwater becomes incorporated (interleaved) in the deepwater.

Entrainment of ambient water implies that the flow rate of new deepwater increases, from Q_{in} when passing the sills to Q_{dw} when the buoyancy disappears. For the different salinity classes j this is written as

$$Q_{dwj} = E_j Q_{inj} \quad (10)$$

Here E_j ($E_j \geq 1$) is a factor describing the flow increase of new deepwater during its journey from just inside the sills to the depth where it finally loses its buoyancy. In this conceptual model, the dynamics of entrainment is described by the factor E_j . The salinity S_{dwj} at interleaving is

$$S_{dwj} = \frac{S_{inj} + (E_j - 1)S_1}{E_j} \quad (11)$$

Entrainment of Baltic surface water into the new deepwater implies recirculation within the Baltic proper. The high concentration of non-marine (pedogenic) dissolved humic substances in the deepwater of the Baltic proper, see PERSSON AND WEDBORG (2001), is a nice example of an effect of recirculation of Baltic proper surface water. A numerical experiment in STIGEBRANDT (1987) provides an illustrative example of recirculation within the Baltic proper. A conservative substance was injected instantaneously in the surface layer of the Baltic proper. The concentration in the surface layer thereafter decreased slowly due to outflow and dilution by the supplied freshwater. However, the concentration in the deepwater increased due to entrainment of surface water into the new deepwater. After about five years, the deepwater in the experiment had higher concentrations than the surface water.

Because new deepwater of higher density penetrates deeper than new deepwater of lower density, one may expect that the entrainment factor E increases with the initial density of the new deepwater, thus $E_1 < E_2 < E_3$. This is of course a rough simplification of a complex phenomenon, see the discussion of the dynamics of dense bottom currents in STIGEBRANDT (1987). Table 1 shows the relationship between S_{dw} and S_{in} for some values of E . Assume that the entrainment factor for our three salinity classes of new deepwater is 3, 3.5 and 4, respectively. The salinity at interleaving for the three classes is then $S_{dw1}=10.7$, $S_{dw2}=11.8$ and $S_{dw3}=12.6$. When attaining density equilibrium, new deepwater consists of 1 part of seawater and $E-1$ parts of Baltic proper surface water. Using the F -values given in Table 1 one finds that the percentage of seawater in the three classes of new deepwater at interleaving is 8.8, 13.4 and 16.9, respectively. The rest is Baltic proper surface water. The wide span in initial salinity (density) of new deepwater is thus reduced by the operation of the entrainment process (Table 1). However, there is still appreciable span in S_{dw} leading to strong stratification in the deepwater of the Baltic proper. Just for comparison it might be interesting to mention that with $E=4$, one obtains $S_{dw}=13.4$ for $S_{in}=28$ which is in the upper range of class 3, see section 2.1 above. This should thus be the maximum salinity one may expect to find in the East Gotland Basin under contemporary external forcing.

Tab. 1: Salinity S_{dw} at interleaving of new deepwater for some combinations of S_{in} (F) and E . It is assumed that $S_1=8.5$ and $S_0=33$.

S_{in}	F	S_{dw}			
		$E=2$	$E=3$	$E=4$	$E=5$
15	3.77	11.8	10.7	10.1	9.8
20	2.13	14.3	12.3	11.4	10.8
25	1.48	16.8	14.0	12.6	11.8
28	1.26	18.3	15.0	13.4	12.4

The highest observed density at depths below 200 metres in the East Gotland Basin in the period 1890-1995 occurred in the beginning of the 1950'ies when σ_t rose to above 11 (kg m^{-3}). This was preceded by a long period of low freshwater supply to the Baltic, see Fig. 2. The density was lower than 9.5 in the period 1988-1993 with minimum <9 in 1992. Low density also occurred in the beginning of the 1930'ies with $\sigma_t < 9.5$ and in 1890-1907 with σ_t just above 9.5. The low extremes in the beginning of the 1930'ies and in the period 1988-1993 were preceded by long periods of high freshwater supply. Unfortunately we do not know the freshwater supply in the 1890'ies. The large long-term variations in density described here are apparently correlated to the freshwater supply to the Baltic. The halocline in the East Gotland Basin, here characterised by $\sigma_t=8$, stayed at approximately the same depth in the period 1920-1985. Variations in the deepwater density during this period should then primarily be due to variations in the conditions in the entrance area affecting the recirculation $F-1$ and maybe the barotropic forcing. After 1985, however, the depth of the halocline increased. This might have led to increased values of E that possibly bursted the density reduction in the upper halocline leading to the extremely low deepwater density culminating in 1993.

The fact that the halocline is situated well below the sill depth is a prerequisite for the strong salinity reduction of new deepwater due to entrainment of surface water within the Baltic proper. If the halocline were situated at the depth of the deepest sill in the entrance area, new deepwater would entrain much less surface water in the Baltic proper. This means that with a shallow halocline the salinity of the deepwater possibly could be appreciably higher. Without recirculation within the Baltic proper, i.e. $E=1$, the deepwater salinity would be close to S_{in} the salinity of the new deepwater. The deepwater salinity also depends on the vertical diffusion of salt in the deepwater. Strong wind-forced convection, eroding the halocline during periods with strong winds in winter, is a prerequisite for keeping the halocline deep and by that the salinity of the deepwater low. Thus, wintertime atmospheric forcing of the Baltic proper should be a quite important factor for the salinity of the Baltic proper deepwater.

One may speculate about the salinity of the deepwater during different mixing conditions in the Baltic proper. On long terms, entrainment of salt through the halocline should balance the outflow $S_1 Q_1$, thus

$$T w_e A(H) S_{dw} = S_1 Q_1 \quad (12)$$

Here T is the fraction of time during which entrainment of the halocline occurs, and $A(H)$ is the horizontal surface area of the halocline as function of the halocline depth H . The entrainment velocity w_e is assumed to be related to the wind speed W by

$$w_e \propto \frac{W^3}{g\beta(S_{dw} - S_1)H} \quad (13)$$

Here β ($\approx 8 \cdot 10^{-4}$) is the coefficient of salt contraction of seawater. Assume that the wind conditions over the Baltic proper are such that the product of T and W^3 , does not change. Deepwater salinity and topography are then related as follows

$$\frac{AS_{dw}}{H(S_{dw} - S_1)} = \text{constant} \quad (14)$$

Table 2 shows the relationship between deepwater salinity and halocline depth in the Baltic proper for $TW^3 = \text{const}$. In this Table, the value of $A(H)/H$ has been normalised by division by the value for $H=60\text{m}$. For instance, it can be seen that if the halocline were situated at 30 metres, the salinity of the deepwater should be 17.0. The sensitivity of deepwater salinity is relatively small to changes of the halocline depths deeper than 50 metres (Table 2).

Tab. 2: Salinity of the deepwater for various halocline depths H . Also shown is the ratio $A(H)/H$ between the horizontal surface area of the halocline and the depth of the halocline. The values shown have been normalised with the value for $H=60$. S_{dw} has been taken equal to 10 for $H=60$.

H (m)	A/H (normalised)	S_{dw}
30	3.33	17.0
40	2.14	12.5
50	1.43	11.4
60	1	10
70	0.71	9.5
80	0.49	9.2

2.3 Vertical mixing as a primer for exchange of deepwater in the Baltic proper

Vertical mixing in the Baltic proper, away from the boundary areas intermittently occupied by entering new deepwater, is driven by turbulence ultimately powered by the wind. The tidal power contribution to deepwater turbulence may be neglected since the tides have extremely small amplitudes in the Baltic. The vertical stratification of the deepwater of the Baltic proper, below the upper part of the halocline, is determined by the interplay between inflowing new deepwater and vertical mixing. This may be described by a vertical advection-diffusion model for the deepwater that may handle the entraining flow of new deepwater in dense bottom currents. Such models have been described in e.g. STIGEBRANDT (1987), OMSTEDT AND AXELL (1998) and GUSTAFSSON (1999).

The rate of density reduction $d\rho/dt$ in closed basins under stagnant conditions driven by the power supply P to deepwater turbulence may be estimated from the following general formula (AURE AND STIGEBRANDT, 1990)

$$\frac{d\rho}{dt} = -\frac{C \cdot Rf \cdot P}{g \cdot H^2} \quad (13)$$

Here Rf is the flux Richardson number describing the efficiency of turbulence in creating buoyancy fluxes, g the acceleration of gravity, H the mean thickness of the deepwater. STIGEBRANDT AND AURE (1989) estimated $C \approx 2$ for the basin water in fjords. However, the parameter C depends of the structure of the vertical density profile as shown in STIGEBRANDT (2002) and $C \approx 1$ should be a reasonable choice for the deeper deepwater in the Baltic.

The buoyancy flux $Rf \cdot P$ in the deepwater may be estimated from changes with time of the vertical diffusivity and the vertical stratification. The vertical diffusivity in the Baltic proper has been estimated by tuning models to fit the observed long-term evolution of the vertical stratification in the deepwater (STIGEBRANDT, 1987). It may also be estimated by analyses of historic data using the so-called budget method, see AXELL (1998). The two methods give very similar results showing that the vertical buoyancy flux beneath 100 metres depth should be about 0.05 mW m^{-2} . Note that these estimates of the vertical buoyancy flux do not depend on the value of Rf .

Just to give a numerical example, we define the deeper deepwater in the Baltic proper as the water occupying the basin below 105 metres. The upper horizontal surface area of this basin equals $36 \cdot 10^3 \text{ km}^2$, and the volume V_{ddw} equals 1270 km^3 which gives $H=35$ metres. This is the part of the basin where new deepwater of class 2 and 3 usually will be interleaved. Using Equation (13) and the buoyancy flux 0.05 mW m^{-2} , one obtains $d\rho/dt \approx -0.13 \text{ kg m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$, corresponding to $dS/dt \approx -0.16 \text{ yr}^{-1}$ in a salinity stratified system like the Baltic. This estimate of $d\rho/dt$ is in accordance with observations in the East Gotland Basin where the density decreased by about 1 kg m^{-3} in the stagnation period from 1984 to 1993, cf. Fig. 2.

With the values of the entrainment factors suggested above, the final flow rate of new deepwater, i.e. the flow rate at interleaving, equals $7000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $8000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for class 2 and 3, respectively. Since the volume of the deeper deepwater equals 1270 km^3 , the average flushing time is about 3 years. However, the supply of new deepwater of class 2 and 3 is quite irregular so the deeper deepwater may be flushed several times in a few years or become stagnant for a decade, c.f. Fig. 2. Just for comparison, we note that the total volume of the deepwater, below 60 m, is ca. 4400 km^3 . With the total flow rate of new deepwater, i.e. $Q_{\text{dw1}} + Q_{\text{dw2}} + Q_{\text{dw3}}$, equal to $48000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, the flushing time of the deepwater is about 10 years. The upper part of the halocline seems to be well flushed. This can be inferred from Fig. 2 showing that the upward spreading of hydrogen sulphide is effectively stopped at about 125 metres depth.

Knowing the rate of density reduction in the deeper deepwater, the time elapsing between episodes of water exchange may be estimated. Assume, for instance, that extremely salty new deepwater with $S_{\text{in}}=28$ water has filled the deeper deepwater so $S_{\text{dw}}=13.4$. If for an extended period thereafter, the saltiest (densest) new deepwater has $S_{\text{in}}=26$, implying that $S_{\text{dw}}=12.9$. It will then take at least $(13.4-12.9)/0.16=3$ years before exchange of the deeper deepwater may take place, see also Table 3. However, the stagnation period may be longer than 3 years depending on conditions in the entrance area. Knowing the probability of various values of S_{in} under assumed forcing conditions, it should be possible to estimate the probability that a stagnation period lasts for a certain period. It is obvious that the rate of vertical mixing in the deeper deepwater is important for the length of stagnation periods. If the vertical diffusion were higher than at present, $|d\rho/dt|$ would be greater and the length of stagnation periods would be shorter and vice versa, see Table 3.

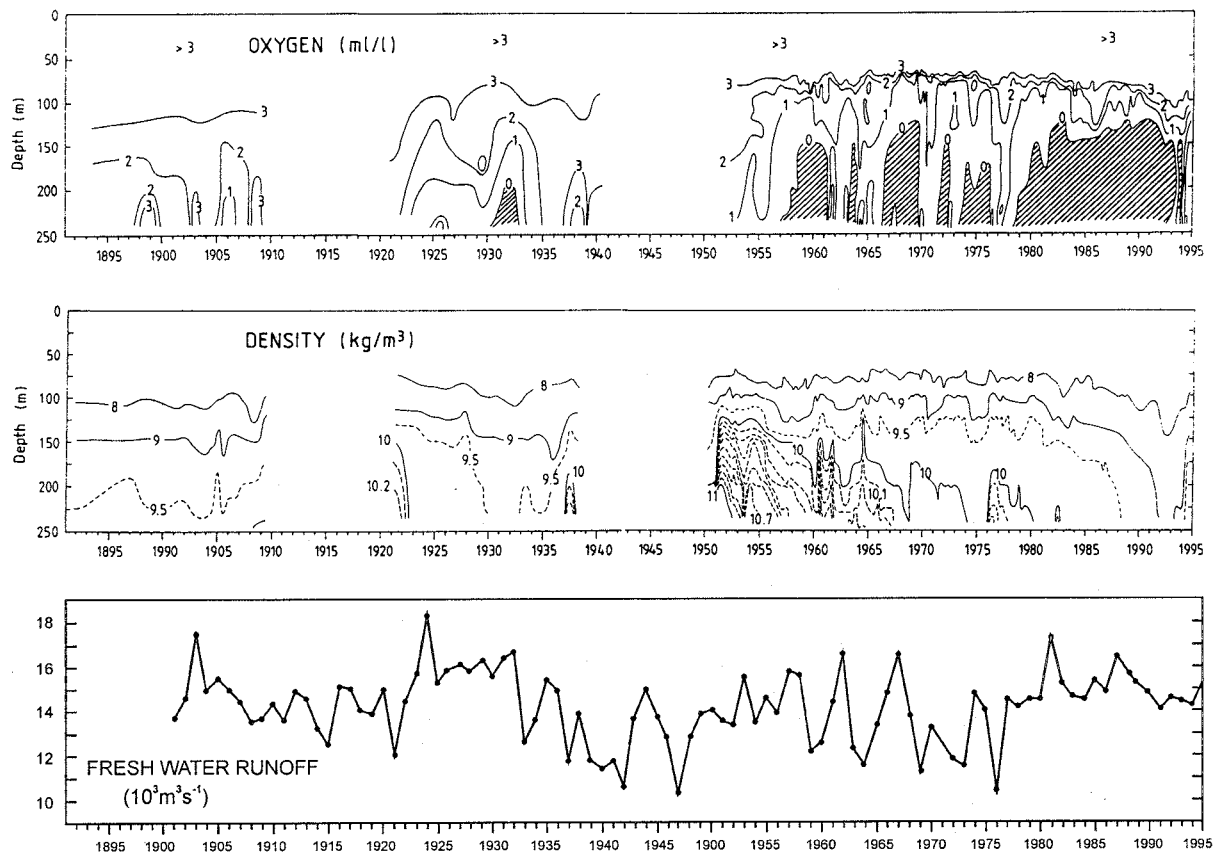


Fig. 2: The observed evolution of oxygen and density in East Gotland Basin 1890 – 1995 and freshwater runoff to the Baltic Sea 1901-1995.

Tab. 3: Length of stagnation period T (year) if $S_{dw}=13.4$ for various values of S_{in} (S_{dw}) and vertical buoyancy fluxes RfP ($mW m^{-2}$). ($S_l=8.5$). The contemporary value of RfP is about 0.05. Note that the estimated lengths of stagnation periods are minimum values.

S_{in}	S_{dw}	T (year)		
		$RfP=0.03$	$RfP=0.05$	$RfP=0.07$
20	11.8	17	10	7
23	12.4	10	6	4
26	12.9	5	3	2

Our knowledge about the coupling between vertical buoyancy fluxes in the deepwater of the Baltic proper and the wind that powers the mixing is still meagre. However, AXELL (1998) showed that vertical buoyancy fluxes vary seasonally in pace with the wind. When the mechanisms transferring wind power to deepwater turbulence are better known it should be possible to develop and verify improved parameterisations for the vertical diffusivity in the deepwater as function of wind conditions. This is the aim of the DIAMIX experiment (STIGEBRANDT et al., 2002).

3. Deepwater oxygen conditions

The oxygen concentration in the deeper deepwater is determined by the balance between supply of oxygen and organic matter. An oxygen model of the deeper deepwater may be formulated as follows,

$$\frac{dO_{2ddw}}{dt} = \frac{1}{V_{ddw}} [Q_{dw2}(O_{2dw2} - O_{2ddw}) + Q_{dw3}(O_{2dw3} - O_{2ddw})] - \frac{F_C \cdot \mu}{H_{ddw}} + \frac{\kappa}{H_{ddw}} \frac{dO_2}{dz} \quad (14)$$

Here the subscript *ddw* (*udw*) refers to the deeper (upper) deepwater, F_C ($\text{gC m}^{-2}\text{yr}^{-1}$) is the vertical flux of carbon from the productive surface layers, $\mu=3.5 \text{ gO}_2 (\text{gC})^{-1}$ is the amount of oxygen needed to oxidise 1 g of carbon, and κ the vertical diffusivity. All terms have been divided by the volume of the deeper deepwater. The term on the left-hand side is the rate of change of oxygen concentration in a unit volume. The terms on the right hand side describe the concentration changes due to sources and sinks. The first term is due to the supply of oxygen by new deepwater, the second term is due to oxygen consumption by oxidation of organic matter falling down into the basin. The third term is due to diffusive exchange of oxygen with the upper deepwater.

The annual net production of organic matter in the surface layer of the Baltic proper seems to be about $50 \text{ gC m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ as determined from oxygen budget methods, see e.g. STIGEBRANDT (1991) and EILOLA (1998). Pelagic mineralisation beneath the euphotic zone seems to be rather weak in the Baltic proper, probably due to relatively small concentrations of zooplankton during the spring bloom. This means that most of the net production from the surface layers is decomposed at the bottom. The estimated length scale of pelagic mineralisation 230 metres (EILOLA, 1998) supports this. Using this we estimate that about $34 \text{ g C m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ sinks into the deeper deepwater. This is within the range estimated by PERS AND RAHM (2000) who also review the subject of net production in the Baltic proper.

The carbon flux into the deeper deepwater of the Baltic proper should be about $1.22 \cdot 10^6 \text{ ton C yr}^{-1}$. Oxidation of the organic matter sinking down into the deeper deepwater then requires about $4.3 \cdot 10^6 \text{ ton O}_2 \text{ yr}^{-1}$. Assume that new deepwater of classes 2 and 3 carry $7 \text{ g O}_2 \text{ m}^{-3}$. The oxygen transport into the deeper deepwater by new deepwater is then $3.2 \cdot 10^6 \text{ ton O}_2 \text{ yr}^{-1}$. Using $\kappa=10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ and $d\text{O}_2/dz=0.05 \text{ g O}_2 \text{ m}^{-2}$, the diffusive oxygen flux into the deeper deepwater is estimated to $0.5 \cdot 10^6 \text{ ton O}_2 \text{ yr}^{-1}$. The total oxygen transport into the deeper deepwater is then $3.7 \cdot 10^6 \text{ ton O}_2 \text{ yr}^{-1}$. If the figures used here are reasonably correct for present day's conditions, the oxygen supply to the deeper deepwater seems insufficient to keep this water volume oxidised even if the circulation were steady. The situation becomes worse by the irregularity of water renewal. It is interesting to note that EILOLA (1998) using historic data from the 1920'ies found that the oxygen consumption at that time was only about 55% of the consumption in the period 1970-1990. This means that the consumption in the deeper deepwater in the 1920'ies was only about $2.4 \cdot 10^6 \text{ ton O}_2 \text{ yr}^{-1}$.

Present day oxygen consumption due to the supply of organic matter, with $H_{\text{ddw}}=35 \text{ m}$, may be estimated to about $3.5 \text{ gO}_2 \text{ m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$. The corresponding figure for the 1920'ies should be about $1.9 \text{ g O}_2 \text{ m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$. One would thus expect that oxygen depletion is much more common under present day conditions than in the 1920'ies. If one assumes that the long-term mean supply of oxygen by new deepwater has not changed very much between these periods, the oxygen conditions in the Baltic proper should have been generally better in the first part of the last century. This is according to the observations (Fig. 2) showing that the only observed instance of hydrogen sulphide in the East Gotland Basin occurred at the end of the long stagnation period 1925-1933, see section 2.2 above. The regular occurrence of hydrogen sulphide since the 1960'ies is probably a consequence of the increased net production in the Baltic proper due to increased supply of nutrients. However, to prove this one should undertake a more thorough analysis of the water exchange of the deeper deepwater for the last century.

4. Discussion

The water exchange of the Baltic is driven by barotropic flows due to sea level variations in Kattegat and modified by the rate of freshwater supply to the Baltic. Freshwater is stored outside the shallow sills to an extent determined by the dynamical control exerted by the Northern Kattegat Front. As a consequence of this, Baltic proper surface water constitutes a large part of the barotropically forced flow through the narrow sections in Öresund and the Great Belt into the Baltic proper. If the sills at the entrance were deeper, the freshwater stored in the surface layer outside the

sills would be less efficient in blocking seawater from entering the Baltic and the new deepwater would be saltier.

One of the exceptional characteristics of the Baltic proper is that the salinity of the deepwater is quite low. This is clearly due to recirculation of Baltic proper surface water, taking place both in the entrance area and within the Baltic proper. The extensive recirculation within the Baltic proper is due to the fact that the halocline is located far below the sill depth of the entrance straits. If winter convection were weaker, the halocline would be shallower and this would reduce recirculation of Baltic proper surface water within the Baltic proper. In this paper it is speculated that the extremely deep location of the halocline in a period centred on 1990 might have led to the burst in freshening of the deepwater observed during this period.

Another exceptional characteristic of the Baltic Sea is that the response to long-term variations of the external forcing is fastest and largest in the deepest parts and the amplitude diminishes upwards. The small volume of the deepwater in combination with relatively strong vertical diffusion facilitates this behaviour. If the volume was larger and/or the vertical diffusion was less intense, the variability would be smaller in the deeper deepwater. The largest observed maxima and minima in the density (salinity) of the deeper deepwater are apparently triggered by variations in the freshwater supply as discussed in section 2.2 but also other factors are important as discussed in SAMUELSSON (1996).

The salinity of the surface water flowing out of the Baltic proper is given essentially by the freshwater supply and the barotropic forcing as described in section 2.1. The dynamic control of the salinity of the deepwater is complicated and not so well investigated. The vertical location of the halocline determines both the value of E and the volume of the deepwater. The salt content of the deepwater should thus be very sensitive to changes of the halocline depth. With prescribed statistically steady inflow of salt, the salt content of the deepwater may vary with the wind conditions in the Baltic proper, in particular wintertime, since these determine both the depth of the halocline and the rate of vertical diffusion in the deepwater. The salt content of the Baltic depends thus on the freshwater supply and the barotropic forcing controlling the salinity of new deepwater. It also depends on the vertical mixing in the Baltic that controls the salinity of the deepwater as discussed in the present paper. In addition it depends on the spatial distribution of the freshwater supply as shown by Stigebrandt and Gustafsson (2002).

The oxygen conditions in the deeper deepwater of the Baltic proper have deteriorated during the second half of the last century. This is correlated to an increase of net production. However, to prove that the increased net production is the major cause, one should do a careful analysis of the exchange of the deeper deepwater during the last century.

5. Acknowledgements

This contribution was supported by the Swedish MISTRA through the programme MARE (Marine Research on Eutrophication) and by the Swedish Research Council (VR). Data on the freshwater supply to the Baltic Sea were obtained from BALTEX Hydrological Data Centre (Bengt Carlsson).

References

- AURE, J. AND A. STIGEBRANDT, 1990: Quantitative estimates of eutrophication effects on fjords of fish farming. *Aquaculture*, 90, 135-156
- AXELL, L.B., 1998: On the variability of Baltic Sea deepwater mixing. *J. Geophys. Res.*, 103 (C10), 21667-21682.
- EILOLA, K., 1998: Oceanographic studies of the dynamics of freshwater, oxygen and nutrients in the Baltic Sea. PhD-thesis, Göteborg University, Oceanography/Earth Sciences Centre, Publ. A30.
- FISHER, H. AND W. MATTHÄUS, 1996: The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. *J. Mar. Syst.*, 9, 137-157.

- FONSELIUS, S., J. SZARON AND B. ÖSTRÖM, 1984: Long-term salinity variations in the Baltic Sea deep water. *Rapp Réun Cons Int Explor Mer* 185: 140-149.
- FONSELIUS, S. AND J. VALDERAMA, 2002: One hundred years of hydrographic measurements in the Baltic Sea. (Subm. to *J. Sea. Res.*)
- GUSTAFSSON, B., 1999: Simulation of the long-term circulation of the Baltic Sea. In Third BASYS Annual Science Conference (C. Zuelicke, Ed.), Institute for Baltic Sea Research, Warnemünde, Germany. pp.153.
- GUSTAFSSON, B.G., 2000: Time-dependent modeling of the Baltic entrance area. 2. Water and salt exchange of the Baltic Sea. *Estuaries*, 23(2), 231-252.
- GUSTAFSSON, B.G. AND H.C. ANDERSSON, 2001: Modeling the exchange of the Baltic Sea from the meridional atmospheric pressure difference across the North Sea. *J. Geophys. Res.*, 106, 19731-19744.
- LILJEBLADH, B. AND A. STIGEBRANDT, 1996: Observations of the deepwater flow into the Baltic Sea. *J. Geophys. Res.*, 101, 8895-8912.
- MATTHÄUS, W. AND H. FRANCK, 1992: Characteristics of major Baltic inflows – A statistical analysis. *Cont. Shelf Res.*, 12, 1375-1400.
- MATTSSON, J., 1996: Analysis of the exchange of salt between the Baltic and the Kattegat through the Öresund using a three-layer model. *J. Geophys. Res.*, 101, 16571-16584.
- OMSTEDT, A. AND L. AXELL, 1998: Modeling the seasonal, interannual, and long-term variations of salinity and temperature in the Baltic proper. *Tellus*, 50A, 637-652.
- PERS, C. AND L. RAHM, 2000: Changes in apparent oxygen removal in the Baltic proper deep water. *J. Marine Systems*, 25, 421-429.
- PERSSON, T. AND M. WEDBORG, 2001: Multivariate evaluation of the fluorescence of aquatic organic matter. *Analytica Chimica Acta*, 434, 179-192.
- SAMUELSSON, M., 1996: Interannual salinity variations in the Baltic Sea during the period 1954-1990. *Cont. Shelf Res.*, 16, 1463-1477.
- STIGEBRANDT, A., 1980: Barotropic and baroclinic response of a semi-enclosed basin to barotropic forcing from the sea. In *Fjord Oceanography*, (H.J. FREELAND, D.M. FARMER AND C.D. LEVINGS, eds.). Plenum, New York, pp 151-164.
- STIGEBRANDT, A., 1983: A model for the exchange of water and salt between the Baltic and the Skagerrak. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 411-427.
- STIGEBRANDT, A., 1987: A model for the vertical circulation of the Baltic deep water. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 1772-1785.
- STIGEBRANDT, A., 1991: Computations of oxygen fluxes through the sea surface and the net production of organic matter with application to the Baltic and adjacent Seas. *Limnol. Oceanogr.*, 36, 444-454.
- STIGEBRANDT, A., 2001: Physical Oceanography of the Baltic Sea. Chapter 2 (pp. 19-74) in *A Systems Analysis of the Baltic Sea* (F. Wulff, L. Rahm and P. Larsson, eds.), Springer Verlag.
- STIGEBRANDT, A., 2002: Vertical mixing and circulation in fjord basins (Surveys of Geophysics, subm.)
- STIGEBRANDT, A. AND B. GUSTAFSSON, 2002: The response of the Baltic Sea to Climate change – Theory and Observations. *J. Sea Res.* (recommended for publ. by Guest Editor)
- STIGEBRANDT, A., H.U. LASS, B. LILJEBLADH, P. ALENIUS, J. PIECHURA, R. HIETALA, AND A. BESZCZYŃSKA, 2002: DIAMIX-An experimental study of diapycnal deepwater mixing in the virtually tide-less Baltic Sea. (*Boreas Environ.* accepted)

The author's address: Dr. Anders Stigebrandt, Oceanography/Earth Sciences Centre, Göteborg University, Box 460, SE-40530 Göteborg, Sweden

Meereswissenschaftliche Berichte

MARINE SCIENCE REPORTS

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

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

- dynamik für die westliche Ostsee
- 31 (1998) Lemke, Wolfram:
Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression
- 32 (1998) Wasmund, Norbert; Alheit, Jürgen; Pollehne, Falk; Siegel, Herbert; Zettler, Michael L.:
Ergebnisse des Biologischen Monitorings der Ostsee im Jahre 1997 im Vergleich mit bisherigen Untersuchungen
- 33 (1998) Mohrholz, Volker:
Transport- und Vermischungsprozesse in der Pommerschen Bucht
- 34 (1998) Emeis, Kay-Christian; Struck, Ulrich (Editors):
Gotland Basin Experiment (GOBEX) - Status Report on Investigations concerning Benthic Processes, Sediment Formation and Accumulation
- 35 (1999) Matthäus, Wolfgang; Nausch, Günther; Lass, Hans Ulrich; Nagel, Klaus; Siegel, Herbert:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1998
- 36 (1999) Schernewski, Gerald:
Der Stoffhaushalt von Seen: Bedeutung zeitlicher Variabilität und räumlicher Heterogenität von Prozessen sowie des Betrachtungsmaßstabs - eine Analyse am Beispiel eines eutrophen, geschichteten Sees im Einzugsgebiet der Ostsee (Belauer See, Schleswig-Holstein)
- 37 (1999) Wasmund, Norbert; Alheit, Jürgen; Pollehne, Falk; Siegel, Herbert; Zettler, Michael L.:
Der biologische Zustand der Ostsee im Jahre 1998 auf der Basis von Phytoplankton-, Zooplankton- und Zoobenthosuntersuchungen
- 38 (2000) Wasmund, Norbert; Nausch, Günther; Postel, Lutz; Witek, Zbigniew; Zalewski, Mariusz; Gromisz, Sławomira; Łysiak-Pastuszek, Elżbieta; Olenina, Irina; Kavolyte, Rima; Jasinskaite, Aldona; Müller-Karulis, Bärbel; Ikauniece, Anda; Andrushaitis, Andris; Ojaveer, Henn; Kallaste, Kalle; Jaanus, Andres:
Trophic status of coastal and open areas of the south-eastern Baltic Sea based on nutrient and phytoplankton data from 1993 - 1997
- 39 (2000) Matthäus, Wolfgang; Nausch, Günther; Lass, Hans Ulrich; Nagel, Klaus; Siegel, Herbert:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1999
- 40 (2000) Schmidt, Martin; Mohrholz, Volker; Schmidt, Thomas; John, H.-Christian; Weinreben, Stefan; Diesterheft, Henry; Iita, Aina; Filipe, Vianda; Sangolay, Bomba-Bazik; Kreiner, Anja; Hashoongo, Victor; da Silva Neto, Domingos:
Data report of R/V "Poseidon" cruise 250 ANDEX'1999
- 41 (2000) v. Bodungen, Bodo; Dannowski, Ralf; Erbguth, Wilfried; Humborg, Christoph; Mahlburg, Stefan; Müller, Chris; Quast, Joachim; Rudolph, K.-U.; Schernewski, Gerald; Steidl, Jörg; Wallbaum, Volker:
Oder Basin - Baltic Sea Interactions (OBBSI): Endbericht
- 42 (2000) Zettler, Michael L.; Bönsch, Regine; Gosselck, Fritz:
Verbreitung des Makrozoobenthos in der Mecklenburger Bucht (südliche Ostsee) - rezent und im historischen Vergleich
- 43 (2000) Wasmund, Norbert; Alheit, Jürgen; Pollehne, Falk; Siegel, Herbert:
Der biologische Zustand der Ostsee im Jahre 1999 auf der Basis von Phytoplankton- und Zooplanktonuntersuchungen
- 44 (2001) Eichner, Christiane:
Mikrobielle Modifikation der Isotopensignatur des Stickstoffs in marinem partikulärem Material
- 45 (2001) Matthäus, Wolfgang; Nausch, Günther (Editors):
The hydrographic-hydrochemical state of the western and central Baltic

- Sea in 1999/2000 and during the 1990s
- 46 (2001) Wasmund, Norbert; Pollehne, Falk; Postel, Lutz; Siegel, Herbert; Zettler, Michael L.:
Biologische Zustandseinschätzung der Ostsee im Jahre 2000
- 47 (2001) Lass, Hans Ulrich; Mohrholz, Volker; Nausch, Günther; Pohl, Christa; Postel, Lutz; Rüß, Dietmar; Schmidt, Martin; da Silva, Antonio; Wasmund, Norbert:
Data report of R/V "Meteor" cruise 48/3 ANBEN'2000
- 48 (2001) Schöner, Anne Charlotte:
Alkenone in Ostseesedimenten, -schwebstoffen und -algen: Indikatoren für das Paläomilieu?
- 49 (2002) Nausch, Günther; Feistel, Rainer; Lass, Hans Ulrich; Nagel, Klaus; Siegel, Herbert:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2001
Pohl, Christa; Hennings, Ursula:
Ostsee-Monitoring - Die Schwermetall-Situation in der Ostsee im Jahre 2001
- 50 (2002) Manasreh, Riyad:
The general circulation and water masses characteristics in the Gulf of Aqaba and northern Red Sea
- 51 (2002) Wasmund, Norbert; Pollehne, Falk; Postel, Lutz; Siegel, Herbert; Zettler, Michael L.:
Biologische Zustandseinschätzung der Ostsee im Jahre 2001
- 52 (2002) Reißmann, Jan Hinrich:
Integrale Eigenschaften von mesoskaligen Wirbelstrukturen in den tiefen Becken der Ostsee
- 53 (2002) Badewien, Thomas H.:
Horizontaler und vertikaler Sauerstoffaustausch in der Ostsee
- 54 (2003) Fennel, Wolfgang; Hentzsch, Barbara (Herausgeber):
Festschrift zum 65. Geburtstag von Wolfgang Matthäus